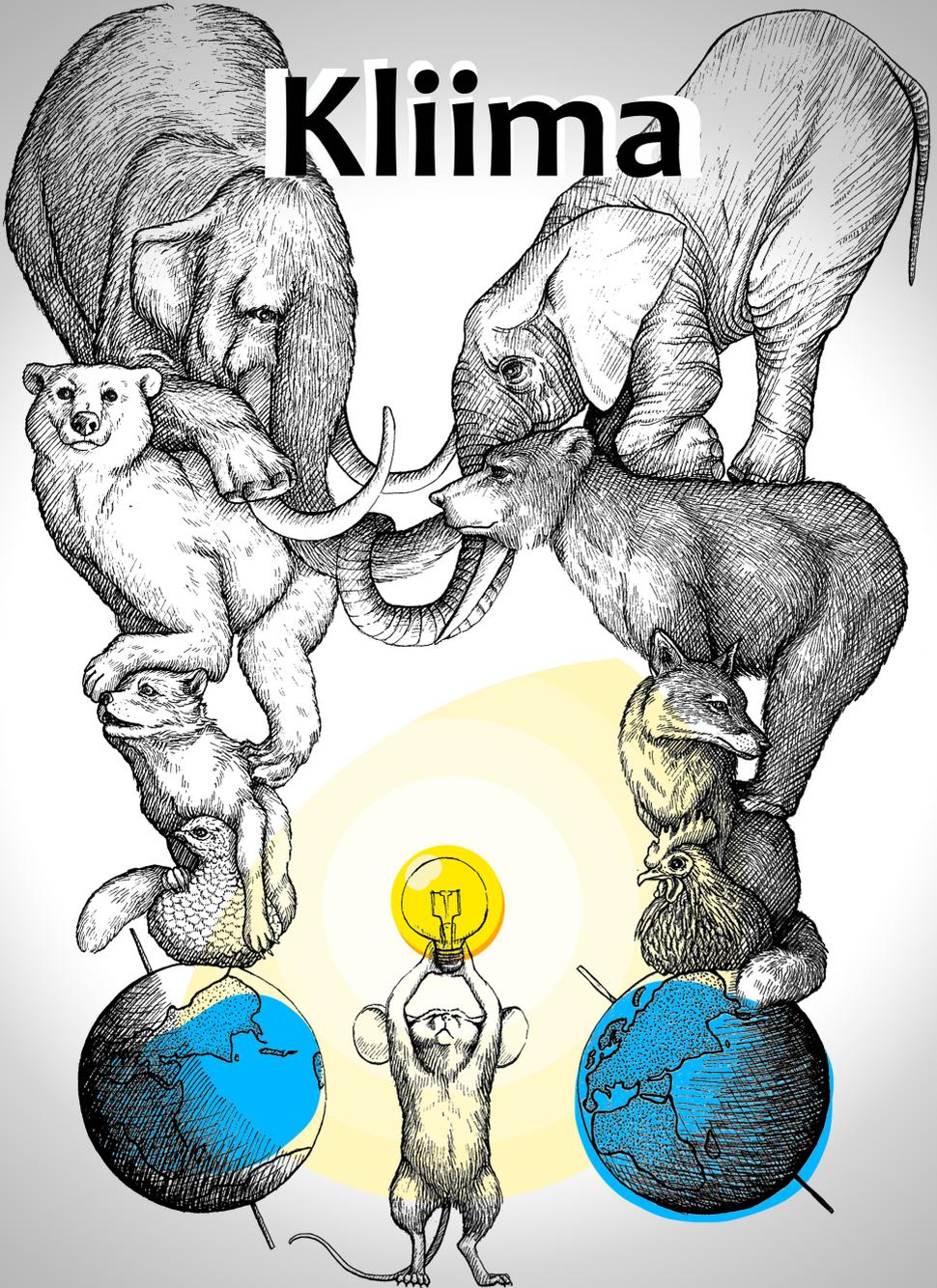


Kliima



XV Geoloogia sügiskool



• GEOLOOGIA SIIGISKUUL •

SA Keskkonnainvesteeringute Keskus
Eesti Looduseuurijate Selts
Tartu Ülikooli geoloogia osakond
Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia instituut

Kliima

Schola Geologica XV

Tartu 2019

Autoriõigused: autorid, toimetajad ja Eesti Looduseuurijate Selts

Toimetajad: Oive Tinn, Kairi Põldsaar, Sigrid Soomer

Kirjastanud Eesti Looduseuurijate Selts

Kaane illustratsioon: Kärt Paiste

Küljendus, kaane kujundus, pildilisa kujundus: Sigrid Soomer

Soovitav viitamise vorm:

Kogu väljaandele:

Tinn, O., Põldsaar, K., Soomer, S., (toim.) 2019. Kliima. Schola Geologica XV. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu, lk.

Artiklile:

Soomer.S 2019. Üks hetk Maa atmosfääri kujunemises 2.5Ga tagasi. Rmt.: Tinn, O., Põldsaar, K., Soomer, S., (toim.) Kliima. Schola Geologica XV. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu, lk 11-14.

Viieteistkümnenda geoloogia sügiskooli toimumist ning seotud teadusettekanete sarja „Schola Geologica” väljaandmist toetasid SA Keskkonnainvesteeringute Keskus, Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia instituut.

ISSN 2674-3450

ISSN 1736-3241 (trükis)

„The planet isn't going anywhere. We are! We're goin' away. Pack your shit, Folks, we're goin' away. We won't leave much of a trace either, thank god for that. Maybe a little styrofoam...“

– George Carlin, USA koomik ja näitleja

SISUKORD

Ajakava	6
Autorid	8
Eessõna	9
Üks hetk Maa atmosfääri kujunemises 2.5Ga tagasi	11
Maa viimased 500 miljonit aastat: jäämajad ja kasvuhooned	15
Taimelhehede funktsionaalsed tunnused kivististes, ning kas ja kuidas nende abil paleoökoloogiat teha	21
Kliimavetikad	27
Milline on ilm 19. oktoobril 2099?	35
Läänemere idaranniku veetaseme paeluvad mustrid	37
Antarktise eripargelised järved äärmuslikus kliimas: seisund ja muutuste perspektiiv	45
Ilm Päikesesüsteemi teistel planeetidel	46
Metaani ilmingud Arktika merepõhja setetes Teravmägede näitel	51
Õhutemperatuuri tolerants ja kliima muutlikkus	53
Kliima näpupäljed Eesti põhjavees	55
Artiklite lisad	65
Meenutused XIV sügiskoolist	77

AJAKAVA

Kliima

XV geoloogia sügiskool
Kärdla, Hiiumaa

18.OKTOOBER

- 10:45 Väljaõit Tallinnast
8:45 Väljasõit Tartust
12:30 Saabumine Rohukülla
13:00 Praam (toitumine praami kohvikus omal kulul)
14:45 Saabumine Kärdla kultuurimajja, registreerumine, tervitusamps
- 15:20 Avasõna
15:30 Kärt Paiste – Maa atmosfääri kujunemine ja koostis
16:10 Sigrid Soomer – Üks hetk Maa atmosfääri kujunemisel 2.5Ga tagasi
16:30 Timmu Kreitsmann – Keskkonnamuutused Maa algusaegadel
16:50 **Kohvipaus**
17:00 Oive Tinn – Paleosoikumi kliima
17:40 Siim Veski – Kliimadiskussioon ja taksojuht
18:20 Soovijad saavad vahepeal asjad majutuskohtadesse viia
19:30 **Õhtusöök**
21:00 Õhtune kava: Tõnn Paiste – Siberi reisijutud
23:00 Transport majutuskohtadesse

19.OKTOOBER

- 8:00 **Homмикusöök**
9:00 Transport kultuurimajja
9:20 Lauri Laanisto – Taimede funktsionaalsed tunnused kivististes, ja kuidas nende abil paleoökoloogiat teha
10:00 Kalle Olli – Kliimavetikad
10:40 Mait Sepp – Milline on ilm 19. oktoobril 2099?
11:20 **Kohvipaus**

- 11:45 Tarmo Soomere – Läänemere idaranniku veetaseme paeluvad mustrid
- 12:25 Enn Kaup – Antarktise eripalgelised järved äärmuslikus kliimas: seisund ja muutuste perspektiiv
- 13:05 **Lõunasöök**
- 14:00 Ekskursioon Hiiumaal
- 18:00 **Õhtusöök**
- 19:00 Tõnu Viik – Kliima teistel planeetidel
- 19:40 Kalle Kirsimäe – Kliima piirid
- 20:20 **Kohvipaus**
- 21:00 Õhtune kava: Enn Kaup – Eestlaste osas Antarktika teadusuuringutes
- 23:00 Transport majutuskohtadesse

20.OKTOOBER

- 8:00 **Homмикusöök**, asjade pakkimine
- 10:40 Transport kultuurimajja
- 10:00 Martin Liira – Metaani ilmingud Arktika merepõhjasetes
- 10:40 Piia Post – Õhutemperatuuri tolerants ja kliima muutlikkus
- 11:20 Valle Raidla – Kliima sõrmejäljed Eesti põhjavees
- 12:05 Lõppsõna, pildistamine, tagasiside
- 12:30 **Lõpulõuna**
- 14:00 Hiliseim lahkumine majutuskohtadest
- 14:30 Praam
- 15:45 Rohukülas
- 17:15 Tallinnas
- 19:15 Tartus

AUTORID

Enn Kaup - enn.kaup@ttu.ee

TTÜ, geoloogia Instituut

Lauri Laanisto - laanisto@ut.ee

Eesti Maaülikool, Põllumajandus ja Keskkonna Instituut

Kristjan Leben - kristjan.leben@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Martin Liira - martin.liira@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Kalle Olli - kalle.oli@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, botaanika õppetool

Piia Post - piia.post@ut.ee

Tartu Ülikool, füüsika instituut

Valle Raidla - Valle.Raidla@egt.ee

Eesti Geoloogiateenistus

Mait Sepp - mait.sepp@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geograafia osakond

Sigrid Soomer - sigrid.soomer@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Tarmo Soomere - soomere@cs.ioc.ee

TTÜ küberneetikainstituut ja Eesti Teaduste Akadeemia

Oive Tinn - oive.tinn@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Tõnu Viik - tonu.viik@tlu.ee

Tartu Ülikool, Tõravere observatoorium

EESSÕNA

Kristjan Leben

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Kliima on pikaajaline teatud paigale iseloomulik ilmade rütm. Inimkond on maailma kliimat mõjutanud tõenäoliselt mõnisada aastat, ning näib, et tempo on kiirenemas. Maa on aga geoloogilist andmestikku vaadates miljardite aastate jooksul näinud palju kiiremaid ja ulatuslikumaid muutusi – suurest asteroididega pommitamisest jääaegade maksimumide ja supervulkaanide purskamisteni. Oleme arrogantsed, kui arvame, et suudame planeeti kuidagi pikas perspektiivis ohustada. Küll aga suudame edukalt rikkuda eelkõige iseenda ja ümbritseva eluslooduse elukeskkonna.

Viimati keskendus geoloogia sügiskooli temaatika globaalsetele muutustele 2010. aastal. Toona kontsentreerusid ettekanded ja teesid valdavalt muutustele geoloogilises minevikus, kuid teemad jõudsid ka tänapäeva kasvava rahvastikuga seotud probleemide ja nende leevendamise võimalusteni. VI Sügiskooli keskseks mõtteks oli, et maailm on pidevas muutumises ja geoloogidel on ainulaadne võime näidata, mida on toonud kaasa globaalsed muutused Maa ajaloos ning geoloogiliste andmete abil modelleerida tulevikku.

Üheksa aastaga on globaalne rahvaarv hinnanguliselt kasvanud 750 miljoni inimese võrra ja kliimamuutused annavad endast üha enam märku. Nii ekstreemsete ilmastikunähtuste, nagu tormide ja kuumalainete sagenemise, kui ka pikaajaliste näitajate, nagu keskmiste temperatuuride ja veetasemete kiireneva tõusuga. Aga kas kliimamuutused toimuvad globaalselt ühtemoodi või keskenduvad inimesed eelkõige oma tagaia, põhjapoolkera ja suuremate asustuskeskmete vaatlusele?

Käesolevas kogumikus anname laiemalt ülevaate mineviku, oleviku ja tuleviku kliimast. Alustame Maa algusaegade ja Proterosoikumiga, jõuame Paleosoikumi kaudu tänapäeva, kus vaatleme lisaks tuttavale Läänemere piirkonnale ka mõlema pooluse kliimat ning lõpetuseks jõuame kauge tuleviku prognoosideni ja otsapidi ka teistele planeetidele.

Maailm on jätkuvalt pidevas muutuses, kuid kas meie (ja laiemalt kogu elusloodus) suudame (kiirenevate) muutustega kaasas käia ja kohaneda? Inimtekkelise kliimamõju vähendamisel pole oluline planeet, kus me elame, vaid me ise. Geoloogiline andmestik ütleb meile, et liikide

kadumisel tekivad ajapikku, miljonite aastate jooksul uued, muutunud keskkonnaga kohastunud liigid. Liigina oleme mõnesaja tuhande aastaga veel noored ning vaatamata oma leidlikkusele ja kiirele levikule füüsiliselt suhteliselt viletsad loomad, kes kiirelt muutuvast maailmas ei pruugi hakkama saada. Oleme Maal laialt levinud vaid mõned tuhanded aastad ning see on tõenäoliselt liiga lühike aeg, et geoloogilisse aega fossiilne jälg jätta. Kas me suudame muutustega kohaneda ja neid leevendada või saab meist mõne miljoni aasta pärast vaid seletamatu kiire muutus settekivimite isotoopkoostises?

Loodame, et sügiskooli ettekanded, teesid ja sügavad arutelud aitavad selgitada käsitletavaid probleeme, kuid tekitavad ka uusi küsimusi, millele koos vastuseid leida.

ÜKS HETK MAA ATMOSFÄÄRI KUJUNEMISES 2,5GA TAGASI

Sigrid Soomer

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Meie tänapäevast Maa kliimat kujundab paljuski Maal olev elu. Nii meie ise, tõesti päris kohe täna, kuid tegelikult ka juba 2 miljardit aastat (Ga) tagasi ainuraksed hapnikku produtseerivad organismid. Omamoodi saame küll ka enda tekke nende süüks ajada. Tootsid ju fotosünteesivad – hapnikku tootvad tegelased sellise atmosfääriga keskkonna Maal, et arenesid välja imetajateks nimetatavad olevused. Ning nüüd peame sellist atmosfääri Maa normaalsuseks ja üritame iga hinna eest seda stabiilsena ehk endile kodusena hoida, sest atmosfääri koostisest sõltub meie Planeedi kliima.

Ei ole veel ükski liik Maa ajaloos teadlikult kliimat kontrollida üritanud, kuid huvitav on, et baastasandil, nii varajased mikroorganismid kui ka võimalik, et meie ise tulevikus, on atmosfääri drastilise koostise muutumise põhjuseks olnud energiavajadus. Enesele selle tootmine. Samuti ei ole vast ka varem enne inimest keegi avastanud, et Maa kliima pole sugugi alati olnud ühetaoline.

Tänane Maa atmosfäär on lämmastiku atmosfäär. NASA 2019 a. Aprilli andmetel koosneb kuiv Maa atmosfäär 78,08% ulatuses lämmastikust. Järgnevad hapnik 20,95%, Argoon 0,93%. Lisaks väikeses koguses CO₂ 0,041% ja vähenevas järjekorras Neon, Heelium, Metaan, Krüpton, vesinik. Varieeruvus hulgas 1-4% on atmosfääris alati ka veeauru.

Praegu pelgame CO₂ globaalset katastroofi, kuid elu algusaastaist on teada, et Maal on juba toimunud üks pikaajaline ja suuremõõtmeline globaalse hapnikusündmusena tuntud katastroof (GOE- *Global Oxygenation Event*). Tol ajal ei tituleeritud seda küll katastroofiks ja seega möödus justkui märkamatuks, kuid mõjutas nii redoksreaktsioonil baseeruvat elu, kui ka happe-aluse reaktsioone meie planeedil (Falkowski et al., 2008). Esimene andis energia tänapäevasele elule ning toimimiseks oli vaja vaba hapniku olemasolu atmosfääris.

Varajase Maa atmosfääri koostise uurimisel kasutatakse tihti võrdlust tänapäevasega, väärtused väljendatakse suhtarvus tänapäevastesse kogustesse. Kuid varieeruvate komponentide puhul, milleks on muutunud ka CO₂, kasutatakse kokkulepitud määra. Näiteks CO₂ puhul on kasutuses olnud 280 ppm (osakest miljoni osakese kohta ehk 1% =

10 000 ppm) kui väärtus enne industriaalrevolutsiooni. Hiljem on kasutatud ka reaalselt publitseerimise ajal olevat CO₂ kontsentratsiooni, kuid viimase kiire muutumise tõttu on keeruline erinevatel aegadel ilmunud arvutuste võrdlemine. Tihti on kasutatud tänapäevase väärtusena 300 ppm, ilmselt see oli murdepunkt, kus saadi aru, et niikuinii ei jõuta sammu pidada. Ka siin kasutan tänapäevase võrdluseks 300 ppm CO₂ ehk PAL (*Present atmospheric level*).

Kuid miks on just CO₂ kontsentratsiooni nii oluline uurida? kauges minevikus oli Maa ilmselt oluliselt väiksema Päikesekiirguse käes, kuid ometi oli vesi Maal vedelal kujul ehk siis kliima oli tegelikult piisavalt soe. Seega pidi soojusenergia eraldumine Maalt olema kuidagi takistatud. Tõenäoliselt tihedama, tagasi peegeldavama atmosfääri poolt, mis sisaldas veel rohkem veeauru, CO₂, CH₄ kui praegu (Haqq-Misra et al., 2008; Ozaki et al., 2018; Rye et al., 1995).

Varajase atmosfääri koostist uuritakse tihti mattunud ja säilinud murenenud pinnasest, sest see on olnud otseses kontaktis atmosfääriga ja valitseva kliima meelevaldas. Üks selline murenemiskoorik on tuvastatud Koola poolsaarel umbes 200 m sügavusel erinevate settekivimite ja laavavoolude all (Soomer et al., 2019).

Basaltsel lähtekivimil olev murenemiskoorik ise on vaid paari meetri paksune, kuid selle koostise uurimise abil on meil võimalik aimu saada, milline võis olla Maa atmosfäär 2.45 Ga tagasi. Värsketel basaltide murenemine seob atmosfäärist süsinikdioksiidi Ca ionidega ja lõpuks jõuab karbonaadirikas vesi ookeani ning (loomade puudumisel) settivad abiogeensed karbonaadid. Seega murenenud basalt on suurepärase vahend hindamiseks CO₂ osakaalu atmosfääris murenemise ajahetkel.

Koola poolsaare basaldist oleme hinnanud nii element-geokeemia kui ka isotoop-geokeemia abil, et CO₂ osakaal oli oodatust oluliselt väiksem. Varem eeldati, et madala intensiivsusega Päikesega süsteemis peaks Maa kasvuhoonegaaside hulk olema väga kõrge, et hoida vett vedelana. CO₂ osahulka on hinnatud kuni 1000 korda suuremaks tänapäevasest (Kasting, 1987). Hiljem on arvutuslikud tulemused jäänud vahemikku 50-300 PAL (Kanzaki and Murakami, 2015). Kuid mida täpsemaks läheb mõõtemetoodika ja mida paremad valemid välja töötatakse, seda madalamaks on muutunud hinnangud. Koola basaldi koostise järgi on CO₂ osakaal olnud maksimaalselt vaid 20 korda suurem, kuid reaalselt vaid 1-10 korda PAL, mis on vaid 300-3000 ppm CO₂. Selline kogus süsihappegaasi ei ole aga piisav Maal vee vedelana hoidmiseks, arvestades Päikesega, mis oli umbes 20% väiksema

intensiivsusega (Donnadieu et al., 2004).

Võimalik, et atmosfääris domineerisid hoopis teised kasvuhoonegaasid. Näiteks, kuna on arvatud, et 2.5 Ga oli hapniku tase minimaalne, on võimalik kõrged CH₄ kontsentratsioonid. Nimelt metaan reageerib varmselt hapnikuga ning laguneb vesinikuks ja süsinikdioksiidiks. Vesinik on kerge gaas ja Maa võrdlemisi nõrk gravitatsiooniväli laseb tal minna, CO₂ aga kontsentreeritakse. Kuid CO₂ ei ole metaaniga võrreldes suurem asi kasvuhoonegaas. Kuna aga hapniku polnud, võis 2.5 Ga tagasi domineerida kasvuhoone efekti hoopis metaan. Kuid ka sellel on omad piirangud. Nimelt kui CH₄/CO₂ suhe on üle 0.2 tekib orgaaniline hägu, mis blokeerib Päikese kiirgust ning annab Maale võimaluse taas maha jahtuda (Zerkle et al., 2012).

Suhteliselt madala väärtuse taga võib olla ka reaalne CO₂ vähenemine. Nagu varem mainitud, on basaltne kivim suurepärase CO₂ siduja. Tektooniliselt aktiivsel ajal tekib Maale palju värsket basalti, mis murenedes usinasti CO₂ atmosfäärist välja hakkab võtma. Fennoskandia kilbi kirdeosa iseloomustavad sellel ajal aktiivsed riftistumised ja basaldivoolumud. Samuti on teada, et vaid paar miljonit aastat hiljem, Huroni jääajal, toimusid ulatuslikud jäätumised ja Maa kliima muutus väga külmaks (Young et al., 2001). Seejärel aga muutus atmosfäär hapnikuliseks, mõjutades sellega kogu planeedi aineringlust ja Maa asustati hoopis keerukama eluga.

Seega CO₂ kontsentratsioonide muutused Maal on ilmselt tavalised, lihtsalt siis ei olnud kedagi, kes selle tõttu muutunud kliima pärast elukoha kaotanuna lärmi tõstaks. Vähemalt mitte meile arusaadavas keeles.

Kasutatud kirjandus

Donnadieu, Y., Goddérís, Y., Ramstein, G., Nédélec, A., Meert, J., 2004. A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature* 428, 303–306. <https://doi.org/10.1038/nature02408>

Falkowski, P.G., Fenchel, T., Delong, E.F., 2008. The Microbial Engines That Drive Earth's Biogeochemical Cycles. *Science* 320, 1034–1039. <https://doi.org/10.1126/science.1153213>

Kanzaki, Y., Murakami, T., 2015. Estimates of atmospheric CO₂ in the Neoproterozoic from paleosols. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 159, 190–219. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.011>

Kasting, J.F., 1987. Theoretical constraints on oxygen and carbon dioxide concentrations in the Precambrian atmosphere. *Precambrian Research* 34, 205–229. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90001-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90001-5)

Soomer, S., Somelar, P., Mänd, K., Driese, S.G., Lepland, A., Kirsimäe, K., 2019. High-CO₂, acidic and oxygen-starved weathering at the Fennoscandian Shield at the Archean-Proterozoic transition. *Precambrian Research* 327, 68–80. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.03.001>

Young, G.M., Long, D.G.F., Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., 2001. Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. *Sedimentary Geology* 141–142, 233–254. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00076-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00076-8)

Zerkle, A.L., Claire, M.W., Domagal-Goldman, S.D., Farquhar, J., Poulton, S.W., 2012. A bistable organic-rich atmosphere on the Neoproterozoic Earth. *Nature Geoscience* 5, 359–363. <https://doi.org/10.1038/ngeo1425>

Williams, D.R. Earth Fact Sheet. NASA Official. Loetud 01.10, 2019

<https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>

MAA VIIMASED 500 MILJONIT AASTAT: JÄÄMAJAD JA KASVUHOONED

Oive Tinn

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Läbi kogu geoloogilise ajaloo on Maa kliima olnud kaugel stabiilsusest. Siin on olnud nii meeletult külm kui ka kõrvetavalt kuum, üha uued ja uued eluvormid on pidanud kohastuma meie planeedi igavesti muutuva kliimaga. Elu jaoks soodsatel aegadel on rikkalik elustik täitnud maailmameresid ning polaaralaseid ja ekvaatori ümbrust katnud lopsakas roheline on olnud nii koduks kui toiduks mitmekesisele, kuid tänasest nii erinevale loomastikule. Maad asustanud elustik on aga pidanud hakkama saama ka tingimustes, kus poolustel kasvasid kilomeetritepaksused liustikud ning mööda kunagist merepõhja pühkisid vaid jäised tuuled. Tänapäeva inimese arusaama järgi mõnusaalt soojad (lähis)troopilised alad on ajuti muutunud karmideks ja vaenulikeks kuumakõrbeteks, kust elumärke pole leitud.

Maa kliimasüsteemi peamiseks käivitajaks ja jõuallikaks on Päike, kuid samuti Maa orbitaalparameetrid nagu orbiidi kuju, telje kaldenurk ja orbiidi ekstsentrilisus. Päikeselt lähtuv kiirgus neeldub, peegeldub, kandub üle ja muundub soojuseks, seda töödeldakse edasi Maa füüsikaliste ja bioloogiliste süsteemide poolt. Eri keskkondades – atmosfääris, ookeanides, merejää või liustike peal ning maismaal toimuvad muutused eri kiirustel. Maa kliimat mõjutab kindlasti ka kontinentide ja ookeanide jaotus ning paiknemine – kas mandrid on koondunud suureks hiidmandriks või paiknevad väiksemate kontinentidena üksteisest eemal ning missugune on nende vaheliste veeteede asetus. Eluvormidega asustatud planeedil nagu Maa on oluliseks mõjutajaks elustik ise – eriti taimed maismaal ja fütoplankton meredes.

SETETESSE KIRJUTATUD LUGU

Andmeid kunagise kliima kohta ammutatakse peamiselt sette kivimeist, mis ühelt poolt kõnelevad ise keskkonnast, kus need settisid, teisalt aga sisaldavad tihti fossiile – jäänuseid kunagistest eluvormidest, milles on talletunud info omaaegse maailma kohta. Arvestades, et suur osa elustikust on väga kitsalt seotud oma elukeskkonnaga, tulemaks toime just kindlates tingimustes, saab fossiilikooslust kasutada mitmete faktorite, näiteks kliima, sesoonsuse, aga ka keskkonna stabiilsuse hindamiseks.

ISOTOOPANALÜÜSID

Kunagiste ookeanide (pinna)temperatuuri uurimiseks kasutatakse peamiselt foraminifeeride, limuste (belemniidid, karbid) või brahhiopoodide (ehk käsijalgsete) karbonaatse (kaltsiitse või aragoniitse) koostisega kodusid, mis on settekivimites üsna laialt levinud. Neis on salvestunud looma eluajal vees valitsenud hapniku ja süsiniku isotoopkoostis. Viimase mõnesaja miljoni aasta, Kainosoikumi ja Mesosoikumi kliima uurimisel annavad need usaldusväärseid tulemusi, kuid samas on teada, et Paleosoikumi setetes võivad karbonaatidest saadud andmed tänu diagenetilistele muutustele ebausaldusväärseteks osutada (karbonaatsete brahhiopoodide $\delta^{18}\text{O}$ väärtused on Paleosoikumis väga varieeruvad, näiteks võivad need ümberarvutatult kohati näidata väga ebarealistlikke temperatuure (Veizer et al., 2015). Seeõttu kasutatakse viimasel ajal Paleosoikumi hapniku isotoopandmete saamiseks fosfaatse (apatiitse) koostisega fossiile – peamiselt konodonte, hambalaadseid mikrofossiile, mida peetakse konodondiloomade, varaseimate keelikloomade jäänusteks. Konodondiapatiidis sisalduvad hapnikuisotoobid on osutunud diagenetiliste muutuste suhtes inertseteks (Joachimski et al 2009).

Võrreldavuse saavutamiseks esitatakse enamikul pikaajalistel üldistavatel isotoop- (ja kliimakõveratel) pigem madalate laiuste (40. põhja- ja lõunalaiuse vahel) andmeid, seega peegeldavad need ekvaatori ümbruse ja troopiliste laiuste temperatuure (kuid loomulikult on olemas andmed ka keskmiste ja kõrgete laiuste kohta). Samal põhjusel, välistamaks sügavuserinevusest tulenevaid vigu, esitatakse neil pigem madalaveeliste organismide kodadest saadud väärtusi (s.t süvamere faunat, nt bentilisi süvamere foraminifeere analüüsitakse eraldi) (Veizer et al., 2015; Song et al., 2019).

Isotoopandmed muundatakse temperatuuriandmeteks keeruka algoritmi abil, kuid lihtsustatult eeldatakse, et iga 1% muutust $\delta^{18}\text{O}$ väljendab 1,5 kuni 2 °C muutust ookeanide pinnatemperatuuris (Veizer et al., 2000). Jäämajakliima langeb üldiselt kokku hapniku raskemast isotoobist ^{18}O -st rikastunud väärtustega, kasvahoonekliima ^{18}O -st vaesunud väärtustega.

FANEROSOIKUMI KLIIMA

Maa kliima on geoloogilise aja jooksul pendeldanud ühest äärmusest teise, soojaperioodide („kasvuhooneseisund“) ja külmaperioodide („jäämaja e külmhooneseisund“) vahel. Soojaperioodidel on poolustel puudunud jäämütsid, temperatuur on jäänud valdavalt 0 °C kuni 28 °C vahele; laias

laastus valitsesid sellised tingimused Hilis-Kambriumist kuni Devonini ning Mesosoikumis ja Vara-Kainosoikumis. Külkhooneseisundis on temperatuurid oluliselt madalamad ning poolused jääga kaetud, kusjuures liustikukatted võivad vahelduvalt laieneda ja kokku tõmbuda. Jahe kliima valitses Maal Karbonis ja Permisis ning Hilis-Kainosoikumis, ka praegu on Maa külkhooneseisundis; suhteliselt lühiajalised jahenemised toimusid Ordoviitsiumi ja Siluri ning Devoni ja Karboni vahetusel. Kliimaandmete järgi otsustades on suurema osa Maa ajaloo jooksul valitsenud soojad tingimused, jahedat perioodi on viimase miljardi aasta jooksul olnud vaid umbes 25% ajast (Montañez & Poulsen 2013).

Kõige pikemaks jahedaks perioodiks Fanerosoikumis peetakse Hilis-Paleosoikumi jäätumist, mille kestust on hinnatud 55 miljonist kuni 90 miljoni aastani. Selle jääaja kõige karmim aeg oli Kesk-Karbonist kuni Vara-Permisis, vaikselt leebus see Hilis-Permisis (Lopez-Gamundi 2010). Jääga olid kaetud suured alad lõunapoolkera kõrgetel laiustel, Gondwana hiidmandril: osa praegusest Austraaliast, Lõuna-Aafrika, Lõuna-Ameerika, Antarktis, India. Samuti võis jääga olla kaetud osa Siberist (Montañez & Poulsen 2013). Jäätumise tunnistajateks on laialt levinud maismaalised ja merelised liustikusetted, suur hulk jää poolt kulutatud kaljupindu ning meresetetes leiduvad jäämägedelt pärinevad kukkekivid.

See oli omapärane periood Maa ajaloos, veel sadakond miljonit aastat varem eraldi paiknenud mandrid olid üksteisele lähedale nihkunud ning moodustamas ühtset Pangea hiidmandrit, mis oma kõrgajal ulatus ühelt pooluselt teisele ning koondas endasse kõik Maa maismaaalad. Tänu oma hiiglaslikule pindalale oli Pangea kliima tõenäoliselt väga suurte aastaajaliste kõikumistega, see omakorda tähendas nn megamussoonide esinemist, mis oma mõjult olid kõige tugevamad lõunapoolkeral. Sellest perioodist on teada kogu Fanerosoikumi madalaimad CO₂ ja kõrgeimad O₂ tasemed (Montañez & Poulsen 2013), isotoopandmed näitavad suurt temperatuurierinevust ekvatoriaalse ja polaarpiirkondade vahel.

Karboni ajastut iseloomustab kõige enam nn söesoode ehk märgalametsade lai levik. Neid praegustel Põhja-Ameerika, Euroopa, Kesk-Aasia ja Kaug-Ida aladel, tolleaegses troopikas kasvanud metsi peetakse tänapäeva troopiliste vihmametsade analoogiks (Cleal & Thomas 2005) ja just neis moodustusid inimkonna poolt kasutatavad kivisöevarud. Tänu kivisöelasundites ülihästi säilinud taimefossiilidele on ka tolleaegset taimestikku põhjalikult uuritud. Kõige paremini on fossilidega esindatud jõgedeäärsed elupaigad, mida asustasid sõnajalad, seemnesõnajalad

ja sfenofüllid (selts Sphenophyllales: tänapäevaste osjade väljasurnud sõsarrühm). Mudased järvekaldad olid kaetud osjaniitudega, kuivemad paigad olid asustatud kordaiidimetsadega (selts Cordaitales: varasteks okaspuudeks või okaspuude tüvirühmaks peetavad puu- ja põõsakujulised taimed) (Cleal & Thomas 2005). Kõige rohkem kuhjus taimset orgaanikat aladel, mis olid asustatud puukujuliste koldtaimede poolt. Nende seas leidis hiigelmõõtmega puid, kelle seast tuntuim on Lepidodendron, taimemaailma dinosaurus. Suurimad neist võisid kasvada kuni 50 meetri kõrguseks, tüve läbimõõt ulatuda kahe meetrini ning juurestik (tuntud Stigmaria nime all) võis laiuda kuni 24 ruutmeetri suurusel alal (Cleal & Thomas 2005). Arvutuste kohaselt olid lepidodendronid niivõrd kiire kasvuga, et võisid oma maksimummõõtmed saavutada vaid kümnekonna aastaga (Thomas & Cleal 2018).

Neidsamu paleotroopilisi metsi peetakse Karboni-Permi jahenemise üheks põhjustajaks. Kiirekasuline taimestik sidus atmosfäärist hoogsalt CO₂, kuid tekkinud orgaanika lagunemine pärast taimede surma toimus aegselt, jõudmata järele üha kiiremini kuhjuvale biomassile. Arvutuste kohaselt läks vaid 25% taimedes akumulunud süsinikust tagasi atmosfääri (see erineb märkimisväärselt tänapäeva vihmametsast, kus väga väike osa süsinikust jääb pikaks ajaks pinnasesse) (Cleal & Thomas 2005), ülejäänu mattus settesse. Orgaanika suur mattumiskiirus korreleerub madala CO₂ tasemega: Hilis-Karbonis kõigub see 150 ja 700 ppm vahel, Vara-Permis 100 (±80) ppm (Feulener 2017).

Hilis-Paleosoikumi jääaeg ei kestnud ühtlasena kogu selle pika perioodi vältel, karmimad jäätumised vaheldusid 100 000 kuni miljoni aasta pikkuste jäävaheageadega, mil liustikud tõmbusid ajutiselt tagasi ning meretase tõusis, arvatavasti eksisteeris ka täielikult jäävabu ajalõike. Üks selliseid pikemaid jäävaeheaegu oli Hilis-Karbonis, mil maismaal kadusid varem levinud troopilised märgalad, varasem kiire süte akumulatsioon peatus, levima hakkasid kõrbed. Ookeanides ilmus lühikeseks perioodiks mitmekesine soojaveeline fauna.

Kasvuhooneperioodi näitena võib vaadelda Kriidi ajastut, kuid tegelikult kestis pikk soe periood kogu Mesosoikumi ja Vara-Kainosoikumi jooksul. See oli aeg, mil polaaraladel puudusid püsivad jäämütsid ning temperatuurigradient pooluste ja ekvaatori vahel oli madal, hinnanguliselt umbes 30 °C (tänapäeval on see üle 100 °C lõunapoolkeral ja ~50 °C põhjapoolkeral) (Hay, 2011). Samuti hinnatakse temperatuurierinevusi mandrite ja ookeanide vahel väikeseks, kogu Kriidi kliimat iseloomustatakse

kui ühetaolist (ingl equable). Aasta keskmine temperatuur oli umbes 10 °C kõrgem kui tänapäeval (Haywood 2004), CO₂ tase ulatus 1000 ppm-ni (Haworth et al., 2005).

Kriidiaegsel Maal olid laialt levinud mandrite ärealasid katnud epikontinentaalsed mered, mistõttu maismaa-alasid oli pindalalt vähem kui tänapäeval (kuigi arvuliselt võiks neid rohkem kokku lugeda). Suur osa planeedist oli kaetud Panthalassa ookeaniga, kuid Tethyse mere näol eksisteeris ida-lääne suunaline mereteel, mis ulatus tänapäeva Aasiast Ameerikani ning kattis suuri alasid põhjapoolkera madalatel laiustel. Mered saavutasid Paleosoikumijärgse kõrgeima taseme Kriidi keskel, maailma eri paigust ja eri meetoditega on selleks hinnatud 70 kuni 280 m (Hay 2011).

Kriidi esimest poolt iseloomustab mustade orgaanikarikaste kiltade levik, mille teket seletatakse ookeanide pinnavete väga kõrge orgaanika produktsiooni ja süvavete anoksiliste tingimuste koosmõjuga. Kriidi ladestu kõige iseloomulikumaks kivimiks on planktiliste organismide, peamiselt kokoliitide ja foraminifeeride jäänustest koosnev sete, mis valdavalt kujunes Kriidi teises pooles (ning mille moodustumine jätkus Paleogeenis).

Kriidi ajastu soojast kliimast räägivad ka taimefossilid. Tänapäeva Gröönimaa, Põhja-Alaska ja Antarktis ei ole paigad, kus rikkalikku taimestikku võiks leida, kuid kivistunud puutüved kõnelevad muistsetest liigirikastest metsadest, mis levisid kuni 85. laiuskraadini (Brentnall et al., 2005; Peralte-Medina & Falcon-Lang, 2012).

Maa ajalugu on näidanud, et elu suudab eksisteerida väga äärmuslikes tingimustes – kõrvetavas kuumuses, karmis pakases, hapnikuvaeses ja hapnikurikkas keskkonnas jne. ... kuni teatud piirini. Kuid need liigid, kes armastavad troopikakuumust, ei suudaks ellu jääda igikeltsa peal, anaeroobid saaks meile meelepärases õhus mürgituse ning halofiilid põlgaksid meie joogivett liiga magedaks. Liigid, kes erinevates tingimustes suudavad elada, on väga erinevad ning tihti jäävad neile talutavad tingimused väga kitsastesse piiridesse. Ülalpool ei räägitud ka sellest, et vähemalt sama oluline on äärmusseisundite vahele jääv aeg, mil elutingimused on muutuses – just see on kriitiline enamiku liikide jaoks, mil otsustatakse küsimus kas olla või mitte olla...

Kasutatud kirjandus

- Brentnall, S. J., Beerling, D. J., Osborne, C. P., Harland, M., Francis, J. E., Valdes, P. J., Wittig, V. E., 2005. Climatic and ecological determinants of leaf lifespan in polar forests of the high CO₂ Cretaceous 'greenhouse' world, *Global Change Biology*, 11, 2177-2195.
- Cleal, C. J., Thomas, B. A., 2005. Paleozoic tropical rainforests and their effect on global climates: is the past the key to the present? *Geobiology*, 3, 13-31.
- Feulener, G., 2017. Formation of most of our coal brought Earth close to global glaciation, *PNAS*, 114, 11333-11337.
- Hay, W. W., 2011. Can humans force a return to a 'Cretaceous' climate? *Sedimentary Geology*, 235, 5-26.
- Haywood, A. M., Valdes, P. J., Markwick, P. J., 2004. Cretaceous (Wealden) climates: A modelling perspective, *Cretaceous Research*, 25, 303-311.
- Haworth, M., Hesselbo, S. P., McElwain, J. C., Robinson, S. A., Brunt, J. W., 2005. Mid-Cretaceous pCO₂ based on stomata of *Pseudofrenelopsis* (Cheirolepidiaceae), *Geology*, 33, 749-752.
- Lopez-Gamundi, O. R., Buatois, L. A. (eds), 2010. Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.* 468, Boulder, Co. Geol. Soc. Am. 207 pp.
- Song, H., Wignall, P. B., Song, H., Dai, X., Chu, D., 2019. Seawater Temperature and Dissolved Oxygen over the Past 500 Million Years, *Journal of Earth Science*, 30, 236-243.
- Montañez, I. P., Poulsen, C. J., 2013. The Late Paleozoic Ice Age: An Evolving Paradigm, *Annual Review of earth and Planetary Sciences*, 41, 629-656.
- Peralte-Medina E., Falcon-Lang, H. J., 2012. Cretaceous forest composition and productivity inferred from a global fossil wood database, *Geology*, 40, 219-222.
- Thomas B. A. Cleal C. J., 2018. Arborescent lycophyte growth in the late Carboniferous coal swamps. *New Phytologist*, 218, 885-890.
- Veizer, J., Godderis, Y., François, L. M., 2000. Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon, *Nature*, 408, 698-701.
- Veizer J., Prokoph A., 2015. Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans, *Earth Science reviews*, 146, 92-104.

TAIMELEHTEDE FUNKTSIONAALSED TUNNUSED KIVISTISTES, NING KAS JA KUIDAS NENDE ABIL PALEOÖKOLOOGIAT TEHA ¹

Lauri Laanisto

Eesti Maaülikool, PKI, Kreutzwaldi 5

Taimede evolutsioon on elu ajaloo väga oluline peatükk. Ent kuna see on samas ka väga igav peatükk, siis jätame selle lihtsalt vahele.

- Tom Weller „Science made stupid“ (1985)

ALGATUSEKS

Tagantjärele tarkus on täppisteadus. See meenus mulle, kui vaidlesin ükspäev Twitteris mingi tüübiga kliimakriisi üle. Ta nõudis täpseid andmeid ja tõde selle kohta, millal ja kus hakkavad ökosüsteemid kokku varisema. Andsin talle mõned viited, sh IPBESi raportitele, aga ta põlgas need ära. Et kõik need mudelid ja prognoosid – see olevat täielik uhhuu, sest see ei ole tõde selle kohta, mis juhtub. Proovisin küll väita, et ajamasinat kasutamata on tuleviku kohta tulevikust endast küllaltki keeruline andmeid hankida. Kui ajamasinat ei ole, siis ei saa ajalooliseid fakte mingite konkreetsete tulevikus toimuvate sündmuste toimumise kohta teada. Võimalik on vaid mudelite ja simulatsioonide põhjal prognoosida. Ent siis turgatas, et üks võimalus sellise tulevikuajaloolise tõeni jõudmiseks siiski on. Ilma et selleks oleks tarvis ajamasin ehitada. See võimalus on paleontoloogia, täpsemini paleontoloogilisi andmeid ja ökoloogilisi teadmisi ühendades.

See pole muidugi üldse mingi originaalne mõte. Paleoökoloogia just sellega tegelebki. Vikipeedia² väidab, et paleoökoloogia rajajaks oli Läti aladel sündinud ja Pariisis revolutsiooni teinud vene geoloog Vladimir Kovalevski (1842-1883). Ta lõpetas 40-aastaselt elu enesetapuga, kuna ei suutnud perekonda ülal pidada³. Nii ei vähemalt alguses ei olnud paleoökoloogiaga tegelemine tõenäoliselt väga lihtne... Suurema hoo sai paleoökoloogia sisse pärast Teist maailmasõda, kui loodusteadused hakkasid järjest enam uusi tehnoloogiaid rakendama. David Beerling väidab oma teoses „Smaragdplaneet“ (Varrak 2012), et taimede kivististel põhinev paleoökoloogia saabki edasi areneda peaausjalikult uute tehnoloogiate, meetodite abil, mis aitavad fossiilsest materjalist välja mõõta kas midagi täiesti uut, või kui vana, siis oluliselt täpsemalt. Tema argumentatsioon rajaneb eeldusel, et kuna praktiliselt kõik taimed kasutavad oma

elutegevuse läbiviimiseks universaalset leütist – taimelehte –, mis toimib piisavalt tõhusalt kõiksugustes abiootilistes ja biootilistes tingimustes, siis saabki taimelehtede kivististe põhjal tuvastada, milline maailm minevikus oli. Ja et taimedel on siamaani lehed küljes, siis saab neid paleobotaanilisi või -fütoloogilisi minevikutõsiasju ekstrapoleerida ka tulevikku.

Kui vaadeldagi kitsamalt just paleobotaanilisi uuringuid, siis keskenduvad need eelkõige suhteliselt värsele kraamile, nagu märgalades ja järvesetetes leiduvale õietolmule või söele, mille puhul saab ajas tagasi minna pigem ikka tuhandetes kui miljonites aastates. Kivistunud puutüvesid, mille põhjal saaks uurida kliimat ja selle kõikumisi, on leitud liiga üksikuid, et asjalikke üldistusi teha. Seega jääb (kui nüüd tublisti üldistada) kaugemale minevikku vaatamiseks tõepoolest alles taimeleht.

Mida siis saab ühe kivistunud taimelehe pealt üldse mõõta, mis ütleks meile midagi miljonite aastate taguste kliima- ja keskkonnatingimuste kohta? Põhiliselt õhulõhesid. Need väikesed avaused katavad kõikide kõrgemate taimede lehti (ja ka soonteta taimede lehti, kui helviksamblad välja arvata), ning nende suurus ja sagedus võrreldes liigikaaslastega võiks anda aimu keskkonnatingimustest eri aegadel ja paikades kasvanud taimedel. Täpsemalt annavad õhulõhed aimu süsinikdioksiidi sisalduse kohta õhus – avastus, mille tegi F.I. Woodward 1987 aastal⁴. Õhulõhedepõhise paleoökoloogia suhtelisest edust⁵ tiivustatuna on püütud mõõta ka teisi lehefossiilidel leiduvaid funktsionaalseid tunnuseid, ja neid keskkonnatunnuste suhtes kalibreerida – teha proksisid. Et saaks aimu nii minevikust kui teha paremaid prognoose ka tulevikuks.

KESKPAIGAKS

Ühe sellise proksiga tulid mõni aasta tagasi lagedale Soh ja teised (2017)⁶, kes väitsid, et evolutsiooniliselt vanade paljasseemnetaimede lehefossiilidest mõõdetud kutiikula paksuse põhjal saab arvutada lehe eripinna, ehk lehe massi tema pindala kohta (*Leaf Mass per Area* – LMA). Ning LMA – mis oma olemuselt on põhimõtteliselt lehe paksus – omakorda on juba päris võimas ökoloogiline indikaator, mille põhjal saab aimu kliimatingimustest lähtuvast taime kasvustrateegiast. Kui on piisavalt informatsiooni LMA liigisisese varieeruvuse kohta, võib see tunnus anda informatsiooni mitte üksnes atmosfääri süsinikdioksiidisalduse kohta, aga ka õhuniiskuse, veestressi ja valgustingimuste kohta. Samuti korreleerub lehe eripind mitmete teiste taimede jaoks võtmetähtsusega funktsionaalsete tunnustega, nagu lehe eluiga, lämmastikuisaldus, fotosünteesivõimekus jt.⁷

Soh ja teised mõõtsid Gröönimaa idaosast leitud siiani elus olevate paljasseemsete taimeliikide lehekivististelt kutiikula paksust, ja tuletasid selle põhjal Triase ja Juura ajastu üleminekul aset leidnud kliimaatilised muutused lagunema hakkava Pangaea keskosas, kus Gröönimaa Põhja-Ameerika ja Euraasia vahele litsutuna toona paiknes (Balti kilp kohe seal lähedal). Ja mitte üksnes kliimaatilised, vaid ka elupaigatüübilised üleminekud. Mille põhjal nad siis omakorda tegid prognoose selle kohta, milliseid muutusi meil praegu toimuv kliimakriis võiks esile kutsuda: domineerima hakkavad abiootilisele stressi, eriti põua, suhtes vähemtundlikud liigid, kellel on suurem morfoloogiline plastilisus lehe funktsionaalsete tunnuste suhtes (selle sama LMA suhtes nt).

Kõik see oli väga tore... Aga kui hästi ikkagi saab kivististe põhjal LMA määrata? Juhtumisi oli meil laboris⁸ terve pinu neid samu mõõtmisi tehtud – tänapäevani elusolevate paljasseemnetaimede kutiikula paksuse ja nende lehe eripinna kohta. Osaliselt needsamad liigid, mida kasutasid Soh ja teised, ja lisaks veel teisigi evolutsiooniliselt eakaid paljasseemnetaimi. Kui nemad said elusa lehe kutiikula paksuse ja LMA vahel väga tugeva lineaarse positiivse seose ($R^2=0,78$), mille põhjal järeldasid nad, et see seos võiks kehtida kõigi praegusaegsete paljasseemnetaimede kohta, siis meie tulemused polnud sugugi nii kaunid.

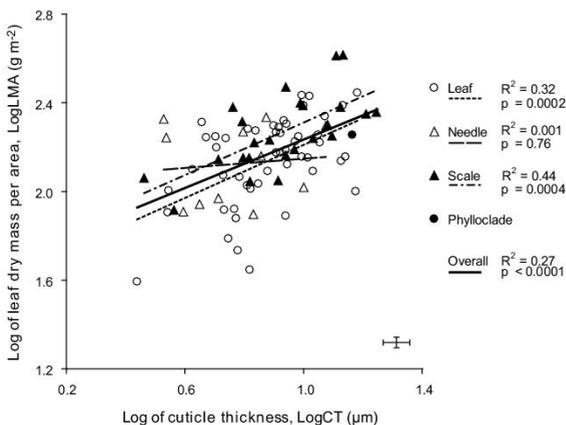
Üks asi on tafonoomia – kogu see kadalipp, mille vaene surnud (taime)jäänus peab läbi elama, enne kui geoloogihamer tema uue ja moondunud ilu maailmale taasavab. Ent seesama eelmainitud morfoloogiline plastilisus ehk liigisisene varieeruvus⁹, mis teooria kohaselt peaks väljendama taime võimekust ontogeneetiliselt kohaneda enda ümber valitsevate keskkonnatingimustega – kui palju kutiikula paksus ja LMA omavahel ikka klappivad, kui mõõdetakse erineva lehetüübiga liike, maailma eri paikades kasvavaid taimeisendeid, ja ka puuvõra (enamik praeguseid paljasseemnetaimi on puud) eri kõrgustel kasvavaid lehti? Arvestades, et paljasseemnetaimed, kellest on küll tänapäevaks järele jäänud vaid tuhatkond liiki, on evolutsiooniliselt väga vana ja äärmiselt mitmekesise ajalooga rühm (võrreldes näiteks katteseemnetaimedega, kes praegusel ajal pea kõikides taimekooslustes domineerivad), kelle seas leidub väga erinevaid eluvorme, alates hõlmikpuust, palmlehikutest ja velvitšiasst kuni meile tuttavama jugapuu, küpressi ja teiste okaspuudeni välja.

Kui Soh ja teised analüüsisid kutiikula paksuse ja LMA proove kokku 20 paljasseemnetaimeliigist (mis kuulusid 15 perekonda ja 8 sugukonda), siis meil oli proove pisut enam: 86 liiki, mis kuulusid 62 perekonda ja 11 sugukonda.

Meie andmestikus leidsime nii laialehiseid liike, okaspuid, kui ka soomuslehiseid liike, ning ka üks sellerjugapuu liik *Phyllocladus aspleniifolius*, mis enamasti klassifitseeritakse täiesti eraldiseisvaks lehetüübiks – *phylloclade*'iks – kuna tegemist on oma olemuselt laienenud ja fotosünteesivõimelise lehevarrega.

LÕPETUSEKS

Mis me siis leidsime? Kui kõik liigid ühele joonisele panna (Joonis 1), siis ilmnes, et kutiikula paksuse ja lehe eripinna vahel ei ole sugugi nii tugev seos. See oli küll statistiliselt oluline, kuid kuna $R^2=0,27$, siis väga proksina kõikide paljasseemnetaimede kohta seda küll väga mõistlik rakendada ei ole. Laia- ja soomuslehiste liikide puhul oli positiivne seos märkimisväärselt tugevam, kui okaspuude puhul, kus kutiikula paksus ja LMA ei olnud üldse omavahel seotud ($R^2=0,001$). Lisaks seose kõikumisele funktsionaalsete rühmade vahel, leidsime olulisi erinevusi ka taksonoomilisel tasandil – näiteks liigirohkemate sugukondade vahel (Joonis 2). Ka kasvutingimused mõjutasid olulisel määral kutiikula paksuse ja LMA seost (Joonis 3).

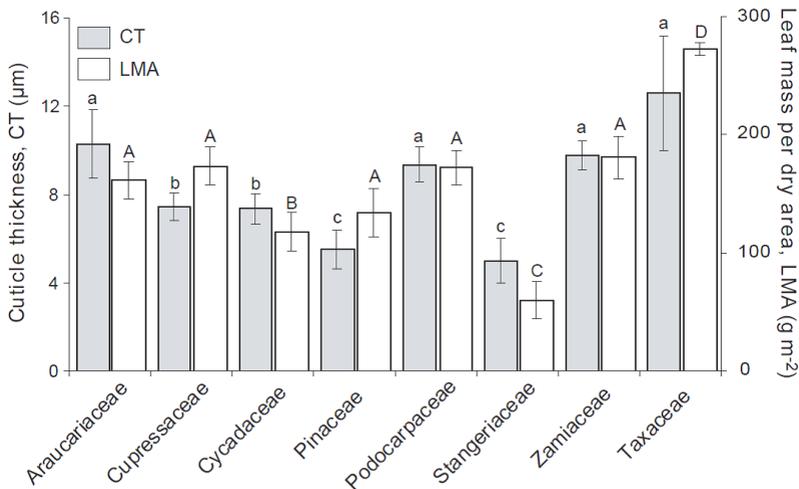


Joonis 1.

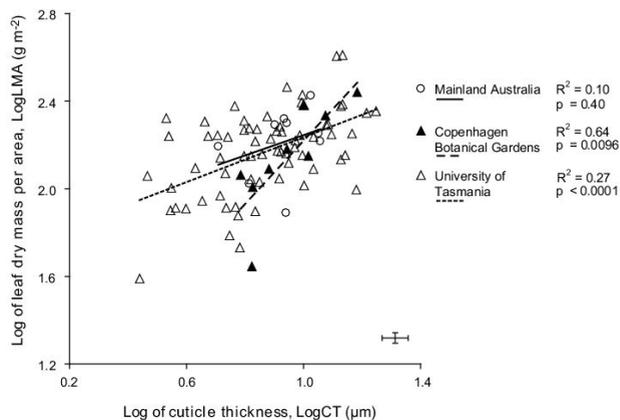
Lehe eripinna (LMA) ja kutiikula paksuse (CT) seos üle kõikide proovide, ja eri lehetüüpide kaupa eraldi.

Mida need tulemused meile ütlevad? Esiteks seda, et paljasseemnetaimede fossiliseerunud lehtedest kutiikula paksuse mõõtmise põhjal ei ole võimalik rekonstrueerida mõõdetavate taimede lehe eripinda. Vähemalt mitte kõigile paljasseemnetaimedele. Võib-olla annab seda proksit arendada kitsamalt mõne taimeperekonna või -sugukonna kohta, kuid selleks oleks tarvis omajagu uurimistööd teha. Eelkõige oleks tarvis senisest palju põhjalikemaid teadmisi taimede funktsionaalsete tunnuste liigisisest varieeruvusest. Selle mustrid näivad olevat väga liigipõhised,

ega paku kergesti rakendatavaid tulemusi suurtele liigirühmadele. Niisiis ei pruugi paleontoloogiliste prokside väljaarendamine sugugi kinni olla üksnes tehnoloogilise arengu taga, ega selles, et mingit kindlat fossiilset materjali ei ole piisavalt, vaid asi võib olla ka lihtsalt ikkagi selles, et me ei tunne veel piisavalt loodust ja selle toimimise mehhanisme.



Joonis 2. Lehe eripinna (valged tulbad, LMA) ja kutiikula paksuse (hallid tulbad, CT) erinevused eri sugukondades. Statistiliselt olulised erinevused on tähistatud tähtedega, kutiikula paksuse puhul väikeste ja LMA puhul suurte tähtedega. Vurrud tähistavad standardhälvet.



Joonis 3. Lehe eripinna (LMA) ja kutiikula paksuse (CT) seos eri kasvutingimuste juures.

Kasutatud kirjandus ja kommentaarid

¹Käesoleva artikli aluseks on käsikiri: „Predictability of leaf morphological traits for palaeoecological reconstruction: the case of leaf cuticle and leaf dry mass per area“, autoriteks Linda-Liisa Veromann-Jürgenson, Timothy Brodribb, Lauri Laanisto, Sam Bruun-Lund, Ülo Niinemets, Samuel Liga Nuño, Riikka Rinnan, Giacomo Puglielli ja Tiina Tosens; ja mis avaldatakse peagi ajakirjas International Journal of Plant Science. Sellest käsikirjast pärinevad ka joonised. Avaldan siinkohal ka tänu kõikidele käsikirja kaasautoritele.

²https://et.wikipedia.org/wiki/Vladimir_Kovalevski

³See on väike meeldetuletus neile, kes arvavad, et teaduse rahastamise täielik põhi on käes, ja et enam hullemaks ei ole võimalik minna...

⁴ Woodward, F. I. (1987). Stomatal numbers are sensitive to increases in CO₂ from pre-industrial levels. *Nature*, 327(6123), 617.

⁵ Selle kohta saab maakeeli põhjalikumalt lugeda eelviidatud David Beerlingi „Smaragdplaneedist“

⁶ Soh, W. K., Wright, I. J., Bacon, K. L., Lenz, T. I., Steinhorsdottir, M., Parnell, A. C., & McElwain, J. C. (2017). Palaeo leaf economics reveal a shift in ecosystem function associated with the end-Triassic mass extinction event. *Nature plants*, 3(8), 17104.

⁷ Díaz, S., Kattge, J., Cornelissen, J. H., Wright, I. J., Lavorel, S., Dray, S., ... & Garnier, E. (2016). The global spectrum of plant form and function. *Nature*, 529(7585), 167.

⁸ Täpsemini EMÜ Taimekasvatuse ja taimebioloogia õppetooli mikroskoopia laboris, mida juhib Tiina Tosens

⁹ Selle kohta saab maakeeli põhjalikumalt ja ülevaatlikumalt lugeda XLII Schola Biotheoretica kogumikust „Elu varjatud mustrid“ (2016), kus ilmus artikkel: Lauri Laanisto & Tiit Hallikma „Taimede liigisisest varieeruvusest ja selle modulaarusest“ (lk 71-116); saadaval netist aadressil: <https://kevadkool.elus.ee/?do=autor&id=284>

KLIIMAVETIKAD

Kalle Olli

Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituut, Botaanika õppetool

Mõeldes korraga kliima ja vetikate peale tuleb esimesena pähe CO₂ soojenemine, CO₂ omastamine vetikate poolt, fotosüntees. Nagu taimed maismaal, seovad vetikad fotosünteesi käigus süsihappegaasi vees. Kuigi ookeanid katavad üle 70% Maa pindalast, jääb globaalselt vetikate fotosüntees ilmselt napilt alla maismaataimede fotosünteesile. Nagu maismaal, on ka ookeanis omad kõrbed. Mitte et seal vett ei oleks, aga seal ei ole eriti toitaineid, mis teeb maailmamere suured keskosad produktsiooni mõttes kõrbeteks.

Oksügeenne fotosüntees, mis on ca 3.5 miljardit aastat vana sinivetikate poolt leiutatud tehnoloogia, on siiani monopoolses seisundis valguse keemiliseks energiaks muundamise viis ja otse või kaude kogu biosfääri toimimise alustala. Protsessi energeetiline efektiivsus on jahmatavalt madal – teoreetiline maksimum on 10-11% juures, reaalne, põllul või ökosüsteemis toimiv kusagil 2-3% juures. Mitte parem kui Edisoni leiutatud hõõglambil.

Fotosünteesi teine suurem pudelikael on samuti miljardeid aastaid vana tehnoloogia – Rubisco - ensüüm, mis katalüüsib CO₂ sidumist. Rubisco katalüüsib suurusjärgus 3-10 CO₂ molekuli sidumise reaktsiooni sekundis, mis on väga aeglane võrreldes tuhandete reaktsioonidega sekundis tavaensüümide puhul.

Rubisco teine puudus on afiinsus alternatiivse substraadi O₂ suhtes. Selle tulemuseks on fotorespiratsioon – energeetiliselt kahjulik protsess, kuna rakk kaotab kallist orgaanilist ainet. Praeguse CO₂:O₂ suhte juures, kus atmosfääris ja vees on vastavalt ca 500 ja 25 korda rohkem hapnikku kui süsihappegaasi, on CO₂ ja O₂ sidumine Rubisco poolt suhtes 4:1.

Ilmselt on Rubisco puudused „pärand“ geoloogiliselt kaugetest aegadest, mil Rubisco evolutsioneerus ja CO₂ kontsentratsioon keskkonnas oli kordades kõrgem kui praegu ja hapniku kontsentratsioon madalam. Praegu, 400 ppm CO₂ juures, elavad vetikad ja ilmselt ka maismaataimed pidevas süsihappegaasi näljas. 500 miljonit aastat tagasi, kui mitmed vetikarühmad tekkisid ja evolutsioneerusid, oli CO₂ kontsentratsioon atmosfääris 20 korda kõrgem. Et tänapäeval kogu vajaminevat CO₂ sidumist ja fotosünteesi ära

toimetada, on Rubisco hulk rakus väga suur. Väidetavalt on tegemist massilt kõige enam levinud ensüümiga planeedil Maa, moodustades ca 50% ja 30% vastavalt C₃ ja C₄ taimede lehtede lahustuvatest valkudest.

Kui ühiskonnas on kõlapinnaks globaalne muutus ja alarmeeriv CO₂ kontsentratsiooni järjekindel tõus atmosfääris, siis vetikate jaoks on tegemist hea uudisega. Vees on CO₂ nälg ilmselt suurem kui maismaal, kuna CO₂ difusiooni kiirus vees on ca 10 000 korda aeglasem kui atmosfääris.

Räbala olukorraga toimetulekuks on vetikatel evolutsioneerunud mitmeid erinevaid anorgaanilise süsiniku kontsentreerimise strateegiaid (CCM – *carbon concentration mechanisms*). Strateegiate üks osa on **pürenoid** – valguline ja tugevalt valgust murdev Rubisco ensüümi sisaldav kogum kloroplasti sees. Pürenoid on olemas paljudel, kuid mitte kõigil vetikatel. Maismaataimedest on pürenoid teada ainult kõdersammaldel (*Anthocerotophyta*), mis võiks viidata maismaataimede paremale varustatusele süsihappegaasiga. Pürenoidi lähedusse üritab rakk transportida CO₂ molekule, et need siis reaktsiooni käigus seotaks.

Kuidas aga kontsentreerida CO₂ raku sisse? Neutraalse molekulina läbib CO₂ rakumembraane suhteliselt vabalt ning tema transportimiseks ei ole rakul vaja liigset energiat kulutada. Sama vabalt võib CO₂ ka rakust välja difundeeruda ja fotosünteesist pääseda. Väljumise takistamiseks katalüüsib ensüüm nimega **süsinikanhüdraas** (CA) CO₂ bikarbonaatiooniks – HCO₃⁻. Bikarbonaat on laenguga ioon, mis abistamatult rakumembraani ei läbi ning seda on võimalik rakus kontsentreerida. Abistades ja energiat kulutades pumpavad rakud väliskeskkonnast raku ka vees olevat bikarbonaati, mida seal on ookeanis valitseva kergelt aluselise keskkonna tõttu kordades rohkem kui süsihappegaasi. Rubisco, oh paraku, kasutab substraadina ainult süsihappegaasi, mitte bikarbonaati, mistõttu pürenoidi läheduses katalüüsib süsinikanhüdraas bikarbonaadi taas süsihappegaasiks.

Ookeani pinnaveetüüpilise pH 8.1 juures on valdav osa anorgaanilisest süsinikust just bikarbonaatiooni kujul, mis vabalt raku siseneda ei saa. Et olukorda muuta, eritavad rakud lokaalselt pinnale prootoneid H⁺, mis muudavad keskkonna lokaalselt happelisemaks. Nii suureneb CO₂ kontsentratsioon lokaalselt bikarbonaadi arvelt ja on lootust, et osa sellest raku difundeerub, kus see süsinikanhüdraasi poole kiiresti lõksu püütakse.

Ilmselt ei saa rakk lõputult prootoneid väljastada, ilma et raku sisene pH paigast läheks. Seega tuleb kuskilt mujalt rakust OH⁻ ioone samas tempos väljastada. Seal aga muutub keskkond happelisemaks ja ladestub lubi, CaCO₃.

Nii on meil terve rida vetikaid, kes on pinnalt karedad ladestunud CaCO_3 tõttu. Näiteks mändvetikad ja ka paljud punavetikad. Punavetikad, iseäranis seltsist **Corallinales**, meenutavad oma valge lubikooriku tõttu sageli koralle osalevad riffide moodustumises. Eriline roll biosfääri kujunemisel on olnud kokolitofooriididel – ainuraksetel planktilistel mikrovetikatel haptofüütide hõimkonnast, keda katavad lubjastunud rakusoomused – kokoliidid.

KOKOLITOFORIIDID

Kokolitofooriidid mängivad ookeanis esimest viiulit nii praegu, näiteks *Emiliania huxleyi* (joon. 1), kui on seda teinud ka geoloogilises minevikus. Nende kokoliitidelt tagasi peegeldunud valgus on hästi registreeritav kaugseire satelliitide poolt ning õitsengud ookeani pinnakihis võivad hõlmata sadu tuhandeid kilomeetreid (joon. 2).

Õitsengu lõppedes rakud surevad ja orgaanika lagundatakse kiiresti bakterite poolt. Suure tihedusega mineraalsed lubisoomused settivad, olles kiirendavaks ballastiks ka muidu aeglaselt settivale orgaanilisele jäänusele. Sellisel viisil transporditakse arvestatav osa pinnakihi süsinikust, mis on pikemaajaks tasakaalus atmosfääri süsihappegaasiga, ookeani sügavamatesse kihtidesse. Süsiniku tagasitee ookeanisügavikust pinnakihti ja atmosfääri võib kesta tuhandeid aastaid. Seda nimetatakse ookeani bioloogiliseks süsinikupumbaks ning see töötab vastu CO_2 kogunemisele atmosfääri – igati vajalik teadmine.

Geoloogilises ajas on kokolitofooriidide õitsengutest jäänud ookeani põhja massiivsed biogeensed lubisetted. Maapinna kerkides võivad sellised merepõhja biogeensed lubisetted muutuda maismaaks. Maaliliseks näiteks on Doveri valged kaljud Inglismaa lõunarannikul, mis annavad aimu kokolitofooriidide biosfääri mõjutavast elust kauges geoloogilises ajas (joon. 3).

Sellised lubisetted ja -riffid on kliima ja süsinikuringe seisukohalt olulised, kuna neis on lõksus suur osa biosfääris varasemalt ringes olnud süsinikust. Erinevalt orgaanilisest süsinikust on lubjakivi mineraalne, s.t see ei kõdune, ei mädane ega lagune bioloogiliselt, vaid püsib.

PHAEOCYSTIS

Veel teine haptofüütide rühm, perekond *Phaeocystis*, mängib tänapäeval olulist rolli Maa kliima kujundamisel. Erinevalt kokolitofooriididest ei moodusta *Phaeocystis* lubisoomuseid, kuid neil on keerukam elutsükel, kus üherakuline elustaadium vaheldub koloonialisega. Väidetavalt

stimuleerib kolooniate moodustumist herbivooride suur hulk vees. See on ilus ja usutav lugu, kuna suur limane koloonia, milles *Phaeocystis*'e rakud varjuvad, on kõike muud kui hõlbus toidus zooplanktonile. Kuigi koloonialine vorm paljuneb aeglasemalt kui üherakuline, mõjub herbivooria allasurumine sedavõrd hästi, et tekivad massiivsed õitsengud. Üherakulise vormi õitsengutest väga palju ei teata.

Phaeocystis asustab külmasid meresid mõlemal poolkeral. Väidetavalt madala temperatuuri kaitseks toodavad rakud krüoprotektanti ja osmolüüti – väävlit sisaldavat orgaanilist ainet – dimetüül-sulfiid-propionaati (DMSP). Õitsengute kulgedes ja ka rakkude surres satub DMSP vette, kus bakterid fosfaatrühma kiiresti ära naksavad, jättes alles dimetüül-sulfiidi (DMS). DMS on väävlit sisaldav volatiilne orgaaniline aine, mis lendub kergesti veest atmosfääri ja, väävelorgaanikale kohaselt, haiseb kui mädamuna. Massiivsete õitsengute korral satub atmosfääri arvestatav hulk väävlit. Atmosfääris oksüdeerub väävel (foto)keemiliste reaktsioonide tulemusel sulfaadiks, mis veega kokku puutudes moodustab väävelhappe.

Olin kord kolmenädalasel ekspeditsioonil Barentsi merel, kui kogu meri haises DMS järele massiivse *Phaeocystis* õitsengu tõttu. Mitte et see hinge oleks matnud, aga pikapeale tekkis igatsus värske õhu järele küll. Laev teeb tarbevett pöördosmoosiga ookeaniveest ning see on joodav ja puhas. Kuid mitte siis, kui meres on *Phaeocystis* õitseng. Eriti just kuuma dušši all oli tunda volatiilse DMS tugev lõhn.

CLAW JA ANTI-CLAW HÜPOTEES

Lisaks happelihmadele on väävelhappel atmosfääris veel üks kliima seisukohalt oluline roll. Väga hügrokoopne väävelhape on heaks pilvepiiskade moodustumise tuumaks (CCN – cloud condensation nuclei). Rohkem väävlit atmosfääris → rohkem pilvi → suurem Maa albeedo → planeet jahtub. See mehhanism on andnud aluse CLAW hüpoteesile (Charlson et al. 1987), mis tuleneb autorite perekonnanime esitähedest (Charlson, Lovelock, Andreae, Warren). Planeedi soojenemine ja ookeani pinnakihi soojenemine tagab rohkem energiat ja kiirema kasvu fütoplanktonile, kellest paljud (mitte ainult *Phaeocystis*) sünteesivad DMSP'd, mis atmosfääri sattudes põhjustab pilvisust ja planeedi jahtumist (joon. 5). See negatiivne tagasiside on näide planeedi homeostaasist ja status quo säilitamise võimest, mis sobib hästi ühe autori, James Lovelocki Gaia hüpoteesiga (Lovelock 2000). Mingil pessimistlikul hetkel taandus Lovelock CLAW hüpoteesist, nähes vastandina anti-CLAW hüpoteesi (Lovelock 2007). Ookeani pinnakihi

soojenemine tugevdab vee soojuskihistumist, mis omakorda takistab toitainete jõudmist sügavamatest kihtidest pinnakihti – seega, väga halb uudis planktonvetikatele, mis kiduvad (joon. 6). Tekib vähem DMSP'd, vähem vävliit atmosfääris, vähem pilvi, planeet soojeneb veelgi enam – positiivne tagasiside kliima soojenemisele.

Võimalike okeanograafiliste andmete analüüs näib kinnitavad ookeani soojenemise halba mõju globaalsele fütoplanktoni produktioonile, mis kahaneb alarmeerivas tempos ca 1% aastas ja koguni 40% viimasel poolsajandil (Boyce et al. 2010). Regionaalselt olukord varieerub ja näiteks väga turbulentses Lõuna-Jäämeres, kus veekihi segunemine võib olla 500 m ja enam, tuleb igasugune soojuskihistumine fütoplanktonile ainult kasuks. Sügav segunemine hoiab vetikad liigselt eemal pindmisest valgustatud kihist ja ööpäevane fotosüntees jääb liiga madalaks, et kompenseerida hingamiskulusid. Seega käituvad külmad mered, mis on vähem kihistunud, teisiti kui kihistunud soojad piirkonnad. Maagiline piir sooja ja külma mere vahel läheb kusagil 8°C keskmise temperatuuri juurest.

JOHN MARTIN JA RAUAVÄETUS

Ajal, mil globaalne soojenemine oli juba kuum teema, 1988, öelnud legendaarne okeanograaf John Martin (1935-1993), Woods Hole Oceanographic Institution'is ühe ettekande ajal legendaarse lause: "andke mulle pool tankeritait rauda ja ma toon teile jääaja". See bravuur läks lendu ja on tsiteeritav tänaseni. Kogu mõtte on aga lühidalt järgmine. Ca 40% ookeanis on vetikate primaarproduktioon piiratud mitte makrotoitainete, lämmastiku ja/või fosfori, vaid mikrotoitainete, eeskätt raua, poolt (joon. 7). Mikrotoitainena kulub vetikatel rauda küll vähe, kuid päris ilma ka ei saa.

Hapnikurikas ookeanivees on raud haruldane, kuid maakooses ja maismaal leidub seda küllaga. Kui nüüd rauaga ookeani „väetada“ võiksime kerge vaeva ja väikese kuluga tekitada tohutu vetikaõitsengu, mis peaks satelliitidelt näha ja mõõdetav olema piirkonna klorofüllil kontsentratsiooni tõusuna. Produktiooniks kulunud süsihappegaas võetakse tagasi atmosfäärist ja suur osa vetikate uuest orgaanilisest ainest settib bioloogilise pumba mõjul aastatuhandeteks sügavikku. Selles trikis olid lootused ookeani ränivetikatel, kes on tuntud kiire kasvu ja tänu ränist mineraalsetele rakukestadele kiireks vajumiseks sobiliku ballasti poolest.

Õeldud tehtud – järgnevatel aastatel korraldusid õige mitmed suured, meso-skaalas ookeanis rauaga väetamise eksperimendid (joon. 8). Selliste eksperimentide mastaap ja hind on arvestatavad, kuna ookeanile

tuleb pikemaks ajaks saata väikese laevastiku jagu uurimisaluseid, mis suudaks hajuvat uut roheala jälgida ja ning lisaks orgaanilise aine settimist mõõta. Suur mäng väärrib suuri küünlaid. Järgnevate aastate vältel korraldati enam kui tosin rauaga väetamise eksperimenti ookeani eri osades.

Lihtsustatult olid tulemused järgmised: väetamine põhjustab alati fütoplanktoni õitsengu ja CO₂ sidumise. Millised vetikad õitsengu põhjustavad, on juba raskem ette ennustada. Ränivetikad, mis on kiired seotud süsiniku ookeanipõhja transportijad, vajavad suures koguses lahustunud räni. Seega on väetamispiirkonna valik oluline. Kui suur osa uuest produktsioonist hajub õitsengulaigus settis ja kui suur osa toiduahelas taas remineraliseeriti on oluliselt raskem kindlaks teha.

PLANEEDIPARANDUS

Rauaga väetades süsiniku ookeanipõhja setitamine, mis on planeediparanduse (ingl geoenineering) üks võimalikest meetmetest, sai kiiresti negatiivse tähelepanu osaliseks ja muutus peagi poliitiliseks. Tekkis rida riskikapitalifirmasid (nt Planktos), mille äriplaan nägi ette süsiniku ookeanisügavikesse setitamist ja CO₂ kvootide müüki. See tegevus keelustati poliitiliste ja seadusandlike imperatiividega ning firmad lõpetasid tegevuse. Planeediparandus muutus retoorikas planeedipiraatluseks (ingl geopiracy). Poliitika ja keskkonnaaktivism välistas koguni selleteemalised teadusuuringud. Igaks juhuks!

Erialakonverentsidel on teema teadlaskonnas ikka ainest pakkunud. Mäletan üldist õhustikku ja teadlaskonna suhtumist ASLO (Association for the Sciences of Limnology and Oceanography) 2005 Santiago de Compostela (Hispaania) konverentsilt – ookeane väetada ei tohi ja planeediparandus on halb mõte, aga uurida on vaja ja ära seda keelata ei tohi. Kümme aastat hiljem, ALSO Granada (Hispaania) 2015 konverentsis, oli teadlaskonna suhtumisse tekkinud uus mõõde – väetada on vaja, sest see aitab osta aega, kuniks meil ei ole paremaid tehnoloogiaid. Aeg ei oota. Kümne aastaga oli mure (või hirm?) kliimamuutuse ees ületanud mure planeediparanduse kõrvalmõjude suhtes.

AZOLLA

Azolla on nääpsuke troopiline veesõnajalg sugukonnast Salviniaceae, mis oma vee pinnal kasvava elvuisiga meenutab rohkem sammalt või lemleid, kui sõnajalgu. Eriliseks teeb *Azolla* sümbioos õhulämmastikku fikseeriva sinivetikaga *Anabaena azolla*. Viimane tagab sõnajalale piiramatu

juurdepääsu lämmastikule, mis on ookeanides peamine produktsiooni piirav element.

Azolla piiramatu ja kiire kasv võis olla peamisi mõjureid, mis pööras tagasi 55 miljonit aasta eest valitsenud kasvuhooneefekti. Tol ajal oli Maa soe koht elamiseks, kus troopiline kliima valitses ka poolustel ja CO₂ kontsentratsioon atmosfääris oli ca 3500 ppm. Põhja-Jäämeri oli troopiline veekogu mageda pinnaveega, kus vohas *Azolla*. Vähem kui 800 tuhande aastaga sidus *Azolla* atmosfääri CO₂ määral, mis kukutas süsihappegaasi kontsentratsiooni 650 ppm-ni, s.o tervelt 80% vähenemine. Surnud ja settinud *Azolla* tekitas orgaanikarikkaid setteid, millest tekkinud võimalikud karbohüdraadid ajendavad võidujooksu Arktika hõlvamisel ja nafta ning gaasi otsinguil. Meie planeet muutus aga kõigest 800 tuhande aastaga kasvuhoonest külmhooneks. Süsihappegaasi kontsentratsioon langes taimede ja eriti vetikate jaoks kurjatähendavalt madalale tasemele, tekkis jääkilp Antarktise mandrile, Põhja Jäämeri jäätus, Maa biosfäär muutus selliseks nagu me seda praegu teame. Kõige taga oli õhulämmastikku fikseeriv mikroskoopiline sinivetikas *Anabaena azolla*.

LÕPPSÕNA

Teadagi võiks kliima – vetikate teema keskmes olla oksügeense fotosünteesi ja fotoautotroofse elustiili algsed kasutuselevõtjad – sinivetikad; kõik muu kahvatuks. Aga see tunduks liiga lihtne ja teemaarendusena lati alt läbihüppamine.

Suur pilt on õnneks mitmekesisem kui lihtsureliku bioloogi arusaam maailma asjadest. Aastaid tagasi sattusin artiklile, mis mu arusaama fotosünteesi rollist atmosfäärse CO₂ sidujana tublisti raputas (Pagani et al. 2009). Nimelt on kõige taga siiski geoloogia ja silikaatkivimite prosumine! Vetikad ja taimed võib ses kontekstis pea unustada. Kui, siis ainult sedavõrd, et maismaataimede happelised juureeritised murendavad kivimeid, ilma milleta laiaulatuslik porsumine ja CO₂ sidumine silikaatkivimite poolt känguks. Liiga madal CO₂ hulk atmosfääris, s.o 200 ppm juures piiraks taimekasvu juba sedavõrd, et kivimite murendamine hääbuks ja nii ka süsihappegaasi geokeemiline sidumine.

Kasutatud kirjandus

Asolla. Loetud 01.10, 2019, allikas Vikipeedia: <https://en.wikipedia.org/wiki/Azolla>

Boyce, D.G. jt.. 2010. Global phytoplankton decline over the past century. *Nature*, 466, 591-596.

Charlson jt. 1987. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, 655-661.

CLAW hypothesis. Loetud 01.10, 2019, allikas Vikipeedia: https://en.wikipedia.org/wiki/CLAW_hypothesis

Emiliana huxleyi. Loetud 01.10, 2019, allikas Vikipeedia: https://en.wikipedia.org/wiki/Emiliana_huxleyi

Lovelock, J. 2000. *Gaia: A New Look at Life on Earth*. Oxford: Oxford University Press, 176 lk.

Lovelock, J. 2007. *The Revenge of Gaia*. Penguin, 208 lk.

Pagani et al. 2009. The role of terrestrial plants in limiting atmospheric CO₂ decline over the past 24 million years. *Nature*, 460, 85-88.

Trojillo, A. The Iron Hypothesis. Edinburghi Ülikooli kodulehtede veebiserver, 2011, <http://www.homepages.ed.ac.uk/shs/Climatechange/Carbon%20sequestration/Martin%20iron.htm>

White Cliffs of Dover. Loetud 01.10, 2019, allikas Vikipeedia: https://en.wikipedia.org/wiki/White_Cliffs_of_Dover

MILLINE ON ILM 19. OKTOOBRIIL 2099?

Mait Sepp

Tartu Ülikooli Geograafiaosakonna teadur, klimatoloog.

Kas me saame öelda, milline on ilm täpselt 80 aasta pärast? Aus vastus oleks, et ei saa. Nagu me ei suuda tõepäraselt ennustada ilma viiest päevast kaugemale, nii ei või me ka praegu teada, milline on see 29220 päeva pärast. Kliimamudelite abil saame küll aimu, milliseks muutub kliima sajandi lõpus ühe või teise kasvuhoonegaaside emissiooni stsenaariumi realiseerumisel. Kui võtta aluseks IPCC kõige süngem stsenaarium RCP8.5, mille kohaselt jätkub kasvuhoonegaaside kontrollimatu paiskamine atmosfääri, siis 21. sajandi lõpuks peaks aasta keskmine õhutemperatuur Eestis olema +9 °C (Sepp 2015). Praegu on see näitaja +5 °C, kusjuures viimase poole sajandiga on aasta keskmine õhutemperatuur tõusnud 1-2 kraadi võrra.

Mida need keskmiste õhutemperatuuride tõusudena antud mudeliväljundid siis meile tegelikult ütlevad? Suurt ei midagi, sest tegelikku mõõdetavat kahju ei tekita ühiskonnale mitte kliima vaid ilm. Inimesi tapavad ja vara lõhuvad ikka ekstreemsed ilmastikunähtused, näiteks erakordselt tugevad tormituuled, padusajud, väga külm või liiga palav ilm. Paraku on tänapäeva teadus alles jõudmas mõtteviisini, et kliimamudelite väljundiks peaks olema ilm, ehk siis antud kontekstis mõistetuna teatud sündmuste esinemistõenäosus või meteoroloogiliste suuruste kombinatsioon. Seni aga saame olemasolevate kalkulatsioonide põhjal (Luhamaa jt 2015; Sepp, Tamm, Sagris 2018) vaid oletada, et halvima (RCP8.5) stsenaariumi puhul on 19. oktoobril 2099 Hiiumaal 11 kraadi sooja ja vähese vihmaga ilm; vegetatsiooniperiood kestab ning esimene öökülm on veel olemata.

Miks meid aga peaks huvitama, millised on sajandi lõpu ilmaolud Eestis? Seda enam, et kui vaadata minevikku, siis 80 aastat tagasi sisenesid Eestise Nõukogude väed ja 19. oktoobril 1939 rajati Poolas esimene geto. Eks tulevikukliimast hoolimine ongi suuresti moraalsete valikute küsimus: kas ja kuivõrd me mõistame, et praegu tehtud otsustel on pikaajalised mõjud. Üldiselt hakkavad kliimamuutused meid eelkõige pitsitama kohtades, kus on juba praegu kitsas. Seda nii sotsiaalses, majanduslikus kui ka näiteks linnaplaneerimise aspektis.

Kasutatud kirjandus

Luhamaa, A., Kallis, A., Mändla, K., Männik, A., Pedusaar, T. & Rosin, K. (2015). Eesti tuleviku kliima stsenaariumid aastani 2100. Lepingulise töö aruanne projekti “Eesti riikliku kliimamuutuste mõjuga kohanemise strateegia ja rakenduskava ettepaneku väljatöötamine” lisana. Keskkonnaagentuur.

Sepp, Mait (2015). Kliimamuutustega kohanemise klimatoloogilised aspektid. Antti Roose (Toim.). Kliimamuutustega kohanemine Eestis - valmis vääramatuks jõuks? (20–37).. Tartu Ülikooli Kirjastus. (Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis; 112).

Sepp, Mait; Tamm, Tanel, Sagris, Valentina (2018). The future climate regions in Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 67 (4), 259–268.

LÄÄNEMERE IDARANNIKU VEETASEME PAELUVAD Mustrid

Tarmo Soomere

TTÜ küberneetikainstituut ja Eesti Teaduste Akadeemia

Rannikute evolutsiooni peamised mootorid on lainetus ja veetase. Lainetus toob randa osa kaugel mere kohal puhunud tuule energiast. Kui see rakendub kohtades, mis on kogu aeg lainete meelevallas ja seega lainete mõjuga kohanenud, muutub rand aeglaselt. Rannaprotsessid kiirenevad radikaalselt siis, kui väga kõrge või väga madala veetaseme korral pääsevad lained nende kohtade kallale, mis on tavaliselt piisavalt kõrgel või piisavalt sügaval.

MERE MITMEKESINE HINGUS

Aga nii kaua kui hingab meri, sünnivad alati uued rannad, kirjutas Karl Ristikivi [1990] luuletuses „Ei, meie ei tule kunagi tagasi siia randa“. Küllap ta teadis, et Läänemere veetase on aastatuhandete vältel käinud paljude kümnete meetrite võrra üles ja alla ning selle taktis rannajoon liikunud kümneid kilomeetreid. Selles kontekstis tundub mõnekümne sentimeetri või isegi paari meetri kõrgune veetõus ja suure tormiga mõnesaja meetri kaugusele sisemaale ulatuv merevesi piasajana. Meie jaoks oluliseks ja ohtlikuks teeb selle nähtuse aga harjumus sättida end elama ja toimetama veepiiri vahetusse lähedusse.

Neid protsesse, mis panevad meie mere hingama, on palju kordi kirjeldatud (Suursaar jt, 2004; Soomere, 2005a,b; 2016). Tõus ja mõõn, mis näiteks Fundy lahes veepinda kuni 16 meetri võrra tõstavad või langetavad, on Läänemeres tagasihoidlikud. Siin kõigutavad nad veetaset enamasti vaid mõne sentimeetri jagu; Soome lahes kõige rohkem ning selle idaosa mõnedes kohtades sageli üle 10 sentimeetri. Maksimaalseks tõusumõõna amplituudiks kord saja aasta jooksul on kolleegid hinnanud 23–24 sentimeetrit (Medvedev jt, 2016). See aga ei tähenda, et nende mõju oleks olematu. Kuna tõus ja mõõn levivad ülipikkade lainetega, liigub nende mõjul kogu veemass pinnast põhjani. Kirjeldatud tõusulaine paneb 15 m meresügavuses põhja lähedal vee liikuma kiirusega ligikaudu 10 cm/s.

Kui tõus ja mõõn on meie laiuskraadidel ja madalas Läänemeres sundvõnkumised, siis neile sarnane mõju on seisidel ehk mere veemassi omavõnkumistel. Need käivitab tavaliselt tormi poolt mingisse mere ossa

surutud veemassi vabanemine ning nad käituvad klassikaliste pikkade lainetena.

Avaookeanis reageerib veepind õhurõhu muutustele nagu tohtus ühendatud anum. Iga millibaar õhurõhu tõusu või langust tähendab veepinna asendi muutumist ühe sentimeetri võrra. Läänemeres on muutused sageli mõnevõrra väiksemad, sest võtab aega, et suuremate muutuste jaoks vajalik vesi jõuaks läbi Taani väinade sisse või välja voolata.

Mere kohal puhuv tuul tekitab laineid ja käivitab pinnahoovuse. Madal mere kohal maismaa poole puhuv tuul lükkab vett ranna poole üles. Tulemusena tõuseb lahepärades vesi märksa kõrgemale kui on avamere veetase. Veetõusu kõrgus sõltub oluliselt tuule suunast. Pärnu lahe jaoks on selles kontekstis kõige ebasoodsam edelatorim. Nii võib 25 m/s puhuv edelatuul tõsta Pärnu rannas vee kuni 1,5 m kõrgemale Liivi lahe keskmisest (Suursaar jt, 2004).

Eesti kontekstis on suhteliselt vähe käsitletud tuulelainete rolli kõrgete veetasemete kujunemises. Laineleviga kaasneb nii energia kui ka impulsi levimine. Mõlema suuruse jaoks kehtib klassikalises mehaanikas oma jäävusseadus. Kui lained murduvad, siis nende energiast käivitub algul turbulents ja lõpuks saab soojus. Piisavalt madalas vees võivad liikuma hakata põhjasetted. Vabanev impulss ei kao samuti kuhugi. See on suunatud ehk vektorsuurus ja seetõttu rakendub lainelevi suunas.

Kui laine pahiseb ranna poole, siis vabanenud impulss surub vett mööda rannarõnga üles. Sellist veepaisu hüütakse laineajuks (*wave set-up*). See võib moodustada kolmandiku kogu veetaseme tõusust (Dean ja Bender, 2006). Tallinna ja selle ümbruse mõnes kohas võib laineaju veetasemele kergesti lisanduda pool meetrit ja mõnes lääne ja loode suunas avatud rannalõigus teoreetiliselt isegi 80 sentimeetrit (Pindsoo ja Soomere, 2015).

LÄÄNEMERI JA LIIVI LAHT ON ISEPÄISED

Eelpool kirjeldatud protsessid on tavalised nii avaookeani kui ka (pool)suletud merede rannikul. Läänemeres realiseerub aga sageli veel üks mehhanism, mis on iseloomulik vaid poolsuletud meredele. Üsna sageli puhuvad Taani väinade kohal mõõdukad ja tugevad lääne- ja loodetuuled (võib-olla väikeste vaheaegadega) järjest mitme nädala vältel. Sellistel puhkudel pressib tuul Läänemerre kümneid või isegi sadu kuupkilomeetreid vett lisaks. Lisandunud vett on nii palju, et kogu mere keskmine veetase võib paari nädalaga tõusta kuni ühe meetri võrra pikaajalisest keskmisest kõrgemale (Lehmann ja Post, 2015). Nii tõusis Läänemere keskmine veetase

1990. a märtsis 80 cm keskmisest kõrgemale. Kulus mitu nädalat, kuni liigne vesi Põhjamerre tagasi voolas (joonis 1). Kui taolisel ajal juhtub ebasoodsast suunast puhuma isegi keskmise tugevusega torm, võib sellel foonil käivitunud tormiaju teha palju pahandust ja lüüa veetaseme rekordeid.

Liivi laht käitub selles mõttes Läänemere väikevennana. On hästi teada, et teatavast suunast puhuvad tormid võivad sinna suruda palju vett lisaks (Astok jt, 1999; Suursaar jt, 2002, 2003). Üllatav oli, et seda vett võib olla nii palju et keskmine veetase kogu lahes tõuseb veel ühe meetri võrra (joonis 2) või veidi enamgi (Männikus jt, 2019). Sellistel aegadel pole võimatu, et Pärnus ulatub vesi kolme meetri kõrgusjoonest palju kõrgemale (Suursaar jt, 2006). Kirjeldatud mehhanism on tõenäoliselt ka peamine põhjus, miks esinevad Pärnus statistilises mõttes peaaegu võimatult kõrged veetasemed (Suursaar ja Sooäär, 2007).

Veetasemete tuleviku prognoosimiseks pole olemas üht ja ainuõiget meetodit. Ennustada on väga keeruline, eriti veel, kui see käib tuleviku kohta, on märkinud Niels Bohr. Esimeses lähenduses saab veidi tulevikku piiluda eeldusel, et (lähitulevikus) käitub süsteem enam-vähem samuti, kui minevikus. Tehniliselt tuginetakse oletusele, et näiteks veetasemeid kujundavad protsessid on statistilises mõttes statsionaarsed, teisisõnu, neid kirjeldavate tõenäosusjaotuste parameetrid ajas ei muutu.

See eeldus ei ole rakendatav Läänemere kõigi osade jaoks. Nii näiteks on meie mere lõunaranniku veetasemete ekstreemumeid kirjeldava nn üldistatud ekstreemväärtuste jaotuse parameetrid viimastel aastakümnetel muutunud vähemalt 90%-lise tõenäosusega (Kudryavtseva jt, 2018). Meie kandi jaoks sisaldub selles töös siiski suhteliselt hea sõnum: need parameetrid pole siin arvestataval määral muutunud. Seetõttu võib ka loota, et vana hea trendide rehkendamise tehnika annab meie rannavetes mõistliku ettekujutuse sellest, mida tuleks lähiaastatel oodata või karta.

Kaugemale tulevikku piilumiseks (nt ülikõrgete veetasemete ja nende korduvusperioodide hindamiseks) peab aga rakendama keerukamaid võtteid. Sellise analüüsi puhul eeldatakse, et vastavaid väärtusi kirjeldab mingi teoreetiline ekstreemväärtuste jaotus (Coles, 2004). Seda jaotust iseloomustavad parameetrid määratakse iga koha või rannasegmendi jaoks pika aja vältel esinenud (või modelleeritud) kõrgeimate veetasemete andmestiku alusel. Edasi arvutatakse (nt etteantud korduvusperioodide jaoks) kindla tõenäosusega esinevate veetasemete hinnangud ja nende usalduspiirid. See, et Eesti rannikul varieeruvad vastavate jaotuste parameetrid üsna suurel määral (joonis 3), on teatavas mõttes loomulik,

kuna erinevate veetaset kujundavate tegurite osakaal muutub kõvasti piki meie randa. Mureks on aga see, et arvutil modelleeritud ja tegelikult mõõdetud veetasemetest arvatatud parameetrite kokkulangevus on meie rannikul pigem erand kui reegel (Soomere jt, 2018).

KONKUREERIVAD KOMPONENDID

Kõnesoleva mure tagapõhjas saab veidi selgust, kui vaadelda eraldi erinevate veetaset kujundavate tegurite osakaalu summaarse veetaseme kujunemises. Kõige enam mõjutavad veetaset meie rannikul tormiaju (ehk õhurõhu ja tuule kombineeritud mõju) ja vee hulk Läänemeres (ehk meie mere keskmine veetase). Nende panus ülikõrgetesse veetasemetesse on suures piires võrdne. Nende mõjul tekkinud veetaseme osiste esinemise tõenäosusjaotused on aga põhimõtteliselt erinevad.

Läänemere idaosa veetaseme üksikväärtuste esinemise sageduse (või tõenäosuse) empiiriline jaotus sarnaneb normaaljaotusele ehk Gaussi jaotusele (Johansson jt, 2011). Selle jaotuse asümmeetria peegeldab hästi teada asjaolu, et väga madal veetase on meie rannikul vähem tõenäoline kui väga kõrge. Samuti on meie kandis tavaline, et vahel tuleb ette ebatavaliselt kõrgeid veetasemeid (joonis 4).

Kui avaookeani rannikul mõõdetud veetaseme salvestustest elimineerida tõus ja mõõn, siis järgib saadud veetaseme väärtuste esinemissageduste jaotus üldiselt eksponentsiaalset jaotust (Schmitt jt, 2018). Selle põhjuseks on asjaolu, et tormide mõju saab adekvaatselt kirjeldada Poissoni protsessiga. Tormiaju kõrguste jaotus peegeldab siis selle Poissoni jaotusega protsessi sündmuste vaheliste intervallide jaotust. Seevastu Läänemere keskmise veetaseme erinevate väärtuste esinemissagedus järgib normaaljaotust (Soomere jt, 2015). Kuna kohaliku veetaseme aegjadades on Läänemere keskmise veetaseme signaal väga tugev (st kõrge kohalik tormiaju esineb üsna harva), siis on igati loomulik, et veetasemete üksikväärtuste esinemissageduse jaotus joonisel 4 sarnaneb rohkem Gaussi jaotusele kui eksponentsiaalsele jaotusele.

Päris põnev on jälgida, kuidas on viimastel aastakümnetel eri rannaosades muutunud kõnesoleva kahe komponendi ekstreemumid. Lihtsat võimalust nende jälgimiseks pakub valimi maksimumi meetodil põhinev klassikaline trendide analüüs. Selle realiseerimiseks jagatakse veetasemete väärtuste jada mõistliku pikkusega lõikudeks nõnda, et nende lõikude maksimumid oleksid sõltumatud. Tavaliselt kasutatakse ühe aasta pikkuseid lõike. Kalendriaasta rakendamise mõte ei pruugi olla parim, sest

mingi aasta maksimum detsembris ja järgmise aasta maksimum jaanuaris võivad kajastada üht ja sama ajavahemikku, mil Läänemere veetase oli keskmisest märksa kõrgem. Seetõttu on mõistlik vähemalt paralleelselt rakendada ajavahemikke ühe aasta suve algusest teise aasta kevade lõpuni. Selliste ajavahemike maksimumid on praktiliselt sõltumatud. Saadud maksimumide muutumist ajas interpoleeritakse lineaarse funktsiooniga (teisisõnu, need paigutatakse graafikule ja tekkinud punktiparvest tõmmatakse läbi trendijoon). Muutusi iseloomustab esimeses lähenduses hästi trendijoon kalle (joonis 5), mis näitab, mitu millimeetrit aastas (või mitu sentimeetrit kümne aasta kohta) on veetaseme ekstreemumid keskmiselt kasvanud.

Jooniselt 5 nähtub, et lähematel aastakümnetel tuleks peljata mitte niivõrd ookeani tõusvat veetaset, kui võrd veetaseme ekstreemumite kasvu meie rannikul. Kui praegused trendid peaksid jätkuma (ja küllap nad natuke aega ikka jätkuvad), kasvavad kõrgeimad veetasemed tugevates tormides ka lähitulevikus märksa kiiremini kui ookeani veetase. Peab arvestama kasvuga vähemalt 5–7 mm aastas (Suursaar ja Sooäär, 2007); seejuures Soome lahe ja Liivi lahe idaosas RCO mudeli (Meier jt, 2003) põhjal otsustades kuni 10 mm aastas (Soomere ja Pindsoo, 2016).

On igati loogiline, et Läänemere keskmise veetaseme muutumise panus ekstreemumite kasvamiselle on praktiliselt sama kogu Eesti rannikul ja Läti põhjarannikul. Selle komponendi muutumine on 1970–2004 lisanud kõrgeimatele veetasemele keskmisel ligikaudu 4 mm aastas (joonis 5). Selline kasv on võimalik kahel põhjusel: kas on kasvanud tormide tugevus, mis suruvad vett Läänemerre, või tuleb ette järjest pikemaid tormide seeriaid.

Esimene võimalus ei ole väga tõenäoline, sest Läänemere tormide tugevus ja sagedus ei ole viimastel aastakümnetel oluliselt muutunud (BACC, 2015). Küll aga on sagenenud situatsioonid, kus mingi atmosfäärimuster (sh kindlast suunast puhuvad tuuled) on püsinud järjest kauem (Rutgersson jt, 2014).

Märksa kõnekam on see, kuidas muutub piki Eesti rannikut tormiaju panus veetaseme ekstreemumite kujunemisse. Saaremaa läänerannikul, mis on avatud domineerivatele tugevatele edelatuultele, on see sama hästi kui olematu; Hiiumaa loode- ja põhjarannikul, mis on avatud tugevatele loodetuultele, maksimaalselt 2 mm aastas. Siit julgeks järeldada, et tuule kiirus tugevaimates tormides ei ole alates 1970. aastast arvestataval määral kasvanud. Sellest omakorda tuleneb, et kogu muutuste mustri üheks

käivitatavaks jõuks on kindlast suunast puhuvate sügistorvide perioodi pikenemine. Selline järeldus on kooskõlas tähelepanekuga, et tormid ei ole enam koondunud suhteliselt lühikesse sügistalvisesse perioodi.

Jooniselt 5 nähtub samuti, et kõnesoleva 45 aasta jooksul on tormiaju maksimaalne kõrgus Eesti vete mõnedes osades kiiresti kasvanud. Kasv on olnud kuni 6–7 mm aastas Narva lahes ja Liivi lahe idaosas. Liivi lahe puhul on selle põhjus ebaselge. Mõõdetud veetasemete analüüs (Männikus jt, 2019) ütleb pigem (küll läbi lillede, aga mitme indikaatori põhjal), et selliste tormide sagedus ja tugevus, mis pressivad suure hulga vett Liivi lahte, ei ole viimase 60 aasta vältel arvestataval määral tõusnud. Võimalik, et jooniselt 5 paistva tõusu taga on seišide (lahe veemassi omavõnkumiste) amplituudi kasv.

Küll aga on kõnekas tormiaju ekstreemumite kasv Soome lahe idaosas. Nimelt sõltub tormiaju kõrgus selles suhteliselt madalaveelises lahes ka sellest, kui pikalt tuul mööda lahte puhub. Kui tuule kiirus tugevaimates tormides pole kasvanud (nagu järeldus ülaltoodud materjalist), on tõenäoline, et tuule mõjuala on pikenenud. Ida-lääne suunas välja venitatud Soome lahe kontekstis tähendab see, et tuule suund mõnedes tugevates tormides on muutunud.

Seda järeldust saab kaudselt kontrollida, arvutades vastavad trendid kogu Läänemere ranniku jaoks (joonis 6). Juba esimene pilk sellele joonisele ütleb, et veetasemete ekstreemumite kasvu pärast peaks kõhedust tundma vaid kaasteelised meie riigist ja lähisvälismaalt Leedust Lõuna-Soomeni. Vaid väikeses rannasegmendis Saksamaa ja Poola piiril on alust oodata veetasemete ekstreemumite arvestatavat kasvu.

LIHTNE SÕNUM KOJU KAASA

Kliimamuutused ilmnevad eri piirkondades väga erinevalt. Läänemerel näeme kliimamuutuste äärmiselt keerukat mustrit. Vastavate mõjude suurus erineb kordades vaid mõnekümne kilomeetri kaugusel paiknevates kohtades.

Läänemere veetasemete muutumise muster kinnitab põhjaliku analüüsi (BACC, 2015) üht kesket tulemust: et tormide (maksimaalne) tugevus Läänemerel ei ole viimase poolsajandi vältel arvestataval määral kasvanud. Küll aga on tõenäoline, et on kasvanud järjestikuste tormide arv sügistalvisel ajal. Kõige olulisem muutus on toimunud hoopis tuule suunas mõnedes tugevates tormides.

Igatahes on ekstreemse veetasemete komponentide panuse nutika

eristamise teel õnnestunud näidata (joonis 6), et vähemalt Läänemere kontekstis on Eesti täpselt kliimamuutuste mõjude mustri epitsentris.

Kasutatud kirjandus

Astok, V., Otsmann, M., Suursaar, Ü. 1999. Water exchange as the main physical process in semi-enclosed marine systems: the Gulf of Riga case. *Hydrobiologia*, 393, 11–18, doi: 10.1023/A:1003517110726.

[BACC, 2015]. The BACC II Author Team 2015. Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Springer, Cham, 501 lk.

Coles, S. 2004. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. Kolmas trükk, Springer, London, 208 lk.

Dean, R.G., Bender, C.J. 2006. Static wave set-up with emphasis on damping effects by vegetation and bottom friction. *Coastal Engineering*, 53, 149–165.

Johansson, M., Boman, H., Kahma, K.K., Launiainen, J. 2001. Trends in sea level variability in the Baltic Sea. *Boreal Environment Research*, 6, 159–179.

Kudryavtseva, N., Pindsoo, K., Soomere, T. 2018. Non-stationary modeling of trends in extreme water level changes along the Baltic Sea Coast. *Journal of Coastal Research, Special Issue 85*, 586–590, doi: 10.2112/SI85-118.1

Lehmann, A., Post, P. 2015. Variability of atmospheric circulation patterns associated with large volume changes of the Baltic Sea. *Advances in Science and Research*, 12, 219–225.

Medvedev, I.P., Rabinovich, A.B., Kulikov, E.A. 2016. Tides in three enclosed basins: The Baltic, Black, and Caspian Seas. *Frontiers in Marine Science*, 3, UNSP 46, doi: 10.3389/fmars.2016.00046.

Meier, H.E.M., Döscher, R., Faxén, T. (2003). A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea: application to salt inflow. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 108(C8), artikkel nr 3273.

Männikus, R., Soomere, T., Kudryavtseva, N. 2019. Identification of mechanisms that drive water level extremes from in situ measurements in the Gulf of Riga during 1961–2017. *Continental Shelf Research*, 182, 22–36, doi: 10.1016/j.csr.2019.05.014.

Pindsoo, K., Soomere, T. 2015. Contribution of wave set-up into the total water level in the Tallinn area. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences*, 64(3S), 338–348.

Ristikivi, K. [1990]. Inimese teekond. Eesti Raamat, Tallinn, lk 9.

Rutgersson, A., Jaagus, J., Schenk, F., Stendel, M. 2014. Observed changes and variability of atmospheric parameters in the Baltic Sea region during the last 200 years. *Climate Research*, 61, 177–190. doi:10.3354/cr01244.

Schmitt, F.G., Crapoulet, A., Hequette, A., Huang, Y. 2018. Nonlinear dynamics of the sea level time series in the eastern English Channel. *Natural Hazards*, 91, 267–285. doi: 10.1007/s11069-017-3125-7.

Soomere, T. 2005a. Märatsev meri: Kui vesi tungib peale, *Horisont*, 3, 32–38.

Soomere, T. 2005b. Üleujutus – mere valuline reaktsioon tormidele, *Universum valguses ja vihmas*. Koostanud U. Veismann ja R. Veskimäe, OÜ Reves Grupp, Tallinn, 243–255.

Soomere, T. 2016. Läänemere ekstreemsete veetasemete põnev maailm. *Eesti statistika kvartalikirj*, 2/16, 128–133.

Soomere, T., Pindsoo, K. 2016. Spatial variability in the trends in extreme storm surges and weekly-scale high water levels in the eastern Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 115, 53–64, doi: 10.1016/j.csr.2015.12.016.

Soomere, T., Eelsalu, M., Kurkin, A., Rybin, A. 2015. Separation of the Baltic Sea water level into daily and multi-weekly components. *Continental Shelf Research*, 103, 23–32.

Soomere, T., Eelsalu, M., Pindsoo, K. 2018. Variations in parameters of extreme value distributions of water level along the eastern Baltic Sea coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 215, 59–68, doi: 10.1016/j.ecss.2018.10.010.

Suursaar, Ü., Sooäär, J. 2007. Decadal variations in mean and extreme sea level values along the Estonian coast of the Baltic Sea. *Tellus A*, 59, 249–260.

Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M. 2002. A model study of the sea level variations in the Gulf of Riga and the Väinameri Sea. *Continental Shelf Research*, 22(14), 2001–2019, doi: 10.1016/S0278-4343(02)00046-8.

Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Kõuts, T. 2003. Extreme sea level events in the coastal waters of western Estonia. *Journal of Sea Research*, 49(4), 295–303, doi: 10.1016/S1385-1101(03)00022-4.

Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M. 2004. Hoovused ja veetaseme kõikumised Lääne-Eesti rannikumeres. *Talvi, T. (Toim.). Estonia Maritima*, 6/2004, 5–26.

Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kullas, T. 2006. Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. *Boreal Environment Research*, 11, 123–142.

ANTARKTISE ERIPALGELISED JÄRVED ÄÄRMUSLIKUS KLIIMAS: SEISUND JA MUUTUSTE PERSPEKTIIV

Enn Kaup

TTÜ Geoloogia Instituut

Keskkonnatingimuste eripärast johtub, et Antarktise sadade eripalgeliste järvede seas on Maa läbipaistvaimad ja magedaimad, aga ka soolasemaid kui Surnumeri. On järvi meetrite ja kilomeetrite paksuse jääkatte all ning järvi, mis kunagi ei külmu.

Lääne-Antarktises on ilmnenud tugev kliima soojenemine, kuid taastuv osooniauk pidurdab veel poolsajandi kestel soojenemist Ida-Antarktises.

Kliimamuutused peegelduvad ka Antarktise järvedes, mis lühikesel veevahetuse perioodil paiknevad tundlikul moel 0-kraadile lähedases temperatuuris. Mõnedele järvedele on osaks saanud märgatav kohalik inimõju, mis jätkuvalt nõrgeneb.

ILM PÄIKESESÜSTEEMI TEISTEL PLANEETIDEL

Tõnu Viik

Tartu observatoorium

Wikipedia ütleb, et ilm on atmosfääri olek antud kohas ja antud ajal, silmas pidades temperatuuri, pilvisust, niiskust, päikesepaistet, tuult, vihma jne. Nagu näha on definitsioon kirjeldav ja avatud, lubades seega definitsiooni laiendada, sest kehtiva definitsiooniga ei saa sõnagi öelda näiteks Merkuuri ilma kohta, sest see planeet on praktiliselt atmosfääritu. Nii et kui öelda, et ilm on planeedi pinna ja/või seda ümbritseva keskkonna olek jne, siis on asi korras ja me saame ka teiste planeetide ilmast rääkida. Ettekande kokkupanemisel sai otsekohe selgeks, et ainult Maal on selline ilm, milles inimene saab elada ilma ennast keskkonnast isoleerimata. Siin saab muidugi vastu vaielda, sest aeg-ajalt peame paksud või veekindlad üleriided selga panema või hoopis kõik riided maha ajama, kuid neid riideid ei saa ometi võrrelda skafandriga!

Päikesesüsteemi planeete saab jagada kahte suurde rühma: Maa-tüüpi planeedid (Merkuur, Veenus, Maa, Marss) ja gaasilised planeedid (Jupiter, Saturn, Uraan, Neptuun). Esimesed on Päikesele lähemal, neil on tahke pind ja väga vähe looduslikke satelliite, teised on Päikesest kaugemal, neil tahket pinda pole (või on kusagil sügavustes) ja neil on suurel hulgal satelliite. Vaatleme siis, milline on ilm teistel planeetidel.

MERKUUR

Nagu juba öeldud, Merkuuril märkimisväärset atmosfääri pole – gaaside rõhk Merkuuri pinnal on 10-14 baari, kuna ta on väike ja Päikese läheduse tõttu kuum. Ja seegi atmosfäär on enamuses Päikese tuulest saadud. Merkuuri telje kalle ekliptika suhtes on väikseim kui ühelgi teisel Päikesesüsteemi planeedil, mis tähendab, et aastaaegu seal pole. Samas on Merkuuri orbiidi ekstsentrilisus oluliselt suurem teiste planeetide omast, mis tähendab, et Päikesepoolne külg võib kuumeneda kuni 427° C-ni ja varju jääv külg on -173° C juures. Merkuur pöörleb ja tiirleb nii kummaliselt, et Merkuuri päev on kaks korda pikem kui ta aasta. Orbiidi väike kalle tähendab ka seda, et Merkuuri polaarpiirkonnad saavad väga vähe energiat Päikeselt, mis võimaldab seal sügavates kraatrites eksisteerida veejää (kuni 10 miljardit tonni) ja orgaanilistel molekulidel.

See kõik võimaldab meil öelda, et Merkuur on väga ekstreemne

planeet.

VEENUS

Veenusest arvati kaua, et see on Maa õde ja seal valitseb samasugune kliima, ainult kuumem. Miski ei saanud olla kaugemal sellest arvamuselt! Kuigi mõlemad planeedid on enam-vähem sama suured ja mõlemad on Päikese nn elutsoonis, kus vesi saab olla vedelas olekus, kuid kui tahta ette kujutada põrgut, siis on Veenus see õige koht. Veenuse atmosfäär on väga tihe, koosneb põhiliselt süsihappegaasist ja Veenuse keskmine pinnatemperatuur on selline, et seal seatina sulab.

Süsihappegaasi me ei näe, kuid Veenuse pilvi küll. Need koosnevad väävelhappetilkadest ja nii on pilved optilises piirkonnas täiesti läbipaistmatud. Kogu info Veenuse pinna kohta on kogutud Veenuse ümber tiirleva satelliidi radari abil. Tegelikult pole see päris tõsi, sest 10 Nõukogude Liidu kosmoselaeva „Venera“ maandusid Veenusel, kuid nende aktiivne elu piirdus paarikümnest minutist paari tunnini, arusaadavatel põhjustel. Kuid nad andsid enne oma surma olulist infot Maale, nt seda, et atmosfääri rõhk pinna lähedal on 92 korda suurem kui Maal.

Veenuse atmosfääri koostis ütleb meile, et seal on toimunud äärmiselt tugev kasvuhoooneefekt, mis ongi selle põrguliku temperatuuri põhjus. Planeedi telje kalle on väike, vähem kui kolm kraadi, pealegi pöörleb ta aeglaselt (ööpäev on 243 päeva), mis tähendab, et aastaegade vaheldust seal praktiliselt pole. Ilm Veenusel on ekstreemne, näiteks tuul pilvede ülemistes osades on 85 m/s, kuid pinna lähedal on vaikne – tuule kiirus ulatub vaid 5 km/h. Sinna turismireisile minnes peab silmas pidama, et kuigi tuule kiirus on väike, siis atmosfääri tihedus on seevastu röögatu. Satelliidid on näidanud ka, et seal esineb äikest, kuid vihma kui sellist pole. No võib-olla sajab veidi väävelhapet. Aga inimeste mõte lendab, ja nii planeeritakse Veenusele pilvepiiril hõljuvaid linnu.

MARSS

Ka Marssi on varem nimetatud Maa vennaks. Sellest annab aimu suur hulk ulmeromaane, kus Mars on oluline tegevuskoht. Põhjust ju on, sest Mars on ka kiviplaneet, mõlemal on polaarmütsikesed, mõlemal on kõneväärt atmosfäär ja vedel vesi pinnal. Kuid see on ka kõik, sest kõiges muus mingit sarnasust pole.

Kõigepealt Marsi ilm on väga muutlik ja see võib muutuda tunniga, kuigi Marsi atmosfääri tihedus on vaid 1% Maa omast. Ja see koosneb 96% süsihappegaasist, näputäiest argoonist, lämmastikust ning hapniku ja vee

jälgedest. Marsil oleks koristajatel kõvasti tööd, sest atmosfäär on kole tolmune.

Marsi keskmine temperatuur on -63°C , kuid see võib ulatuda 35°C ekvaatoril suvisel keskpäeval. Kuna tavaliselt on nii külm, siis suur osa süsihappegaasist jääb planeedi pinnale. Polaarmütsikesel põhjapooluse ümbruses on kuiva jääkihi paksus talvel kuni meeter, aga lõunapoolusel on see kiht 8 m ja ei sulagi kõik ära. Enamasti siiski on polaarmütsikesed veejääst.

Mars on muidugi tuntud oma tolmutormide poolest, mille ulatus võib olla globaalne, kestes kuid ja muutes atmosfääri täiesti läbipaistmatuks. Üks selline torm hävitas ka NASA kulguri „Opportunity“.

Madalate temperatuuride tõttu vihma Marsil pole, kuid aeg-ajalt siiski moodustuvad õhukesed pilved ja sajab lund, eriti kõrgematel laiustel. Näiteks toimus nii 29. septembril 2008, kui Phoenixi maandur pildistas langevat lund Heimdali kraatri lähedal. Kuid see lumi aurustus enne pinnani jõudmist. Marsil on jälgitud virmalisi. Nende tekke põhjus on sama, mis Maalgi. Kuigi Marsi magnetosfäär on tühine, siiski on Marsil magnetilise anomaaliaga piirkondi.

Viimasel ajal on suureks probleemiks metaani teke. Metaani avastati Marsil juba 2003. a ja algselt arvati, et see vabanes kivimitest tuule erosiooni tõttu. Siis näidati, et see pole võimalik hõreda atmosfääri tõttu. Nüüd on jõutud tulemuseni, et tuuleerosioon on tugevam kui arvati, kuid sellest jääb ikka väheseks metaani vabastamiseks kivimites olevatest metaanitaskutest.

JUPITER

See on Päikesesüsteemi hiid, Maast ligi 318 korda massiivsem. Jupiteri atmosfäär on välimistes kihtides gaasiline, kuid sisemus on tihedam. Atmosfääri ülaosa koosneb massi järgi 75% vesinikust ja 24% heeliumist. Ja natuke on ka keemilisi ühendeid, nagu metaani, veeauru, ammooniumit, räniühendeid ning benseeni ja teisi süsivesinikke.

Jupiteri pilved on ammooniumikristallidest ja võib-olla ka ammooniumi hüdroksüürididest. Sellised pilved on vöönditena ümber planeedi ja kuni 50 km sügavad. Ja need vööndid võivad tiirelda erinevate kiirustega ja lausa vastassuundades. Seega vööndite äärtel võib tekkida tugev turbulents energiarikaste tormide näol, kus tuuled saavutavad kiiruse kuni 170 m/s. Pilvede värvid on kollased, pruunid ja valged, ning nad tiirlevad ümber planeedi suure kiirusega. Üks sellistest tormidest on teada 1600ndate aastate lõpust, kui Giovanni Cassini vaatles Jupiteri. See on Suur Punane Laik, mis on aja jooksul suurenenud ja vähenenud, ning 2012. aastal

avaldati arvamust, et see kaob hoopis. See antitsüklon võtab enda alla Maa diameetrist palju suurema läbimõõduga ala.

16. juulil 1994. a langes juba üle paarikümne aasta Jupiteri ümber tiirelnud ja tükkiideks pudenenud Shoemaker-Levy komeet Jupiterile, vabastades üüratu energia, mis tõi Jupiteri sügavamatest kihtidest pinnale kaheaatomilise väävli molekuli, mida polnud keegi väljaspool Maad näinud. Lisaks veel paljude metallide aatomeid.

Jupiteri atmosfääris möllavad kohutava tugevusega äikesetormid, mis võivad olla tuhat korda tugevamad kui Maal. Ka virmalisi on Jupiteril näha, põhja- ja lõunapooluse lähedal, ja need on sellised, mis on peaaegu kogu aeg nähtavad.

SATURN

Põhiliselt on Saturn tuntud muidugi oma rõngaste poolest. Tal on samuti suur hulk satelliite, küll mitte nii palju kui Jupiteril. Natuke vähem massiivsemana kui Jupiter, on ka Saturni atmosfääril vööndiline struktuur ja võimsad tormid atmosfääris. Tormituuled tekitavad hiigelsuuri ovaalseid ilmasüsteeme, jugavoole ja tsükloneid. Ka on Saturn kuulus oma kuusnurksete lainemustrite tõttu, mis on nähtavad nii lõuna- kui põhjapolaarpiirkondades.

Saturni atmosfäär koosneb enamasti nagu Jupiterilgi molekulaarsest vesinikust (96%) ja heeliumist (3.25% ruumalast). Ka raskemaid elemente on seal, kuid pole teada, kui palju. Jälgi on ammooniumist, atsetüleenist, etaanist, propaanist, fosfiinist ja metaanist. Ülakihi pilved on ammooniumkristallidest, aga alumise kihi pilved on kas ammooniumi hüdroosulfiidist või veest.

Saturnil on oma firmamärk – see on Suur Valge Laik. See pole aga sugugi nii kõrge vanusega, vaid aeg-ajalt kaob ja siis tekib uuesti. See tekib igal Saturni aastal, seega siis iga 30 aasta tagant.

Saturni tuulte kiirus on Päikesesüsteemis teisel kohal, kohe Neptuuni järel. Voyager 1 ja 2 andmetel on see kiirus kuni 500 km/s, pole siis imestada, et tormid möllavad isegi Saturni põhja- ja lõunapoolusel. Põhjapooluse lähedal tekivad kuusnurksed ilmasüsteemid ja lõunapoolusel tekib massiivne jugavool.

URAA

Uraan erineb kõikidest teistest planeetidest selle poolest, et tema telje kalle on 99 kraadi. Ta tiirleb ümber Päikese peaaegu küljeli ja teistele

planeetidele vastassuunas. Uraani aasta on 84 Maa-aastat. Seega siis 42 aastat soojendab Päike nt lõunapoolkera ja teine 42 aastat põhjapoolkera. Võiks arvata, et päikesepoolne poolkera soojeneb üles ja atmosfääri gaasid hakkavad voolama teise pooluse suunas. Aga nii ei toimu. Atmosfäär kujuneb samasuguseks nagu Jupiteril ja Saturnil – tekivad erinevad vööndid, mis tiirlevad ümber planeedi. Uraani sisemine soojus mängib sellel planeedil palju suuremat rolli, kui teistel. Isegi nii palju, et see sisemine soojus on atmosfäärile palju tähtsam kui Päikese kiirgus.

26. augustil 2006. a vaatlesid astronoomid Tumedat Laiku Uraani põhjapoolkeral Hubble'i kosmosetelekoobiga. Praegu pole teada, kui kaua see laik püsib, sest see on esmakordne tume laik Uraanil. Küll aga on seal mitmeid heledaid laike enne olnud.

NEPTUUN

Neptuun on Päikesesüsteemi kõige kaugem planeet, mistõttu selle temperatuur langeb -218o C. Võiks arvata, et sealne maailm on läbi külmunud ja seal midagi ei liigugi. Kaugel sellest, ilm Neptuunil on vast Päikesesüsteemi ägedaim. Tuule kiirus Neptuunil võib olla kuni 580 m/s.

Kust siis niisugused hiigelkiirused? Astronoomid arvavad, et selles võivad süüdi olla madalad temperatuurid Neptuunil, sest need võivad vähendada hõõrdumist ja nii tuuled oma kiiruse saavadki.

Voyager 2 avastas oma möödalennul Neptuunist 1989. a, et Neptuunil on Suur Tume Laik. Ka see on hiiglaslik antitsüklon, mõõtudega 13 000 km x 6600 km. Mõned aastad hiljem seda enam näha ei olnud, kuid oli tekkinud mitu väiksemat. Seega siis Neptuuni tormide eluiga on palju lühem kui Jupiteril või isegi Saturnil.

Selline aktiivne ilm Neptuunil võib-olla tingitud Neptuuni suurest sisemisest soojusest. Kuigi ta saab Päikeselt 40% vähem energiat kui Uraan, on nende planeetide pinnatemperatuurid enam-vähem samad. Tegelikult kiirgab Neptuun 2.61 korda rohkem energiat, kui ta Päikeselt saab. Sellest Sellest jätkub, et tekitada Päikesesüsteemi planeetide rekordkiirusega tuult.

Kasutatud kirjandus

1. <https://www.google.com/search?client=firefox-b-d&q=definition+of+weather>
2. <https://spaceplace.nasa.gov/weather-on-other-planets/en/>
3. <https://science.howstuffworks.com/rain-other-planets.htm>
4. <https://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq>

METAANI ILMINGUD ARKTIKA MERE PÕHJA SETETES TERAVMÄGEDE NÄITEL

Martin Liira

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond

Globaalne soojenemine on Arktikas eriti ilmne mitmesuguste positiivsete tagasisidemehhanismide tõttu. Need mehhanismid on mõjutatud nii sisemistest kui ka välistest Maa kliimasüsteemi teguritest. Mõned neist, näiteks jää- ja lumealbeedo mõju soojenevale ookeani- ja õhutemperatuurile on suhteliselt hästi teada. Aga on teisi, näiteks kasvuhoonegaaside heitekoguste ulatus ja roll kliimamuutustes, mis vähem selged ja vajavad veel täiendavaid uuringuid. Inimtegevusest tingitud süsinikdioksiidi (CO_2), metaani (CH_4) ja muude kasvuhoonegaaside heitekoguseid on suhteliselt lihtsam määrata, võrreldes looduslike emissioonidega geoloogilises aja jooksul.

Viimastel aastatel on avastatud arvukalt süsivesinike lekkeid merepõhja setetest. Arvestades, et metaan on kõige levinum lenduv süsivesinik ja selle globaalse soojenemise potentsiaal (massi järgi) on 25 korda suurem kui CO_2 -l (sajandi ajaskaalal), on geoloogilise aja täpseks kliima rekonstrueerimiseks ja ennustamiseks hädavajalik metaani heitekoguste kvantitatiivne määramine. Lisaks on metaan üks maagaasi peamistest komponentidest, ning tänapäeval oluliseks energiaallikaks.

Mikroobse metaani anaeroobne oksüdeerimine on kõige olulisem globaalne barjäär, mis kontrollib merepõhja metaani heitekoguseid. Suurem osa merepõhja metaani aastasest heitekogusest (~ 98% või 45–61 Tg) oksüdeeritakse. Oksüdatsioonikiirus geoloogilise aja jooksul on muutunud. Ebaselge on seegi, kuidas tulevased muutused (nt globaalne soojenemine) mõjutavad biogeokeemilist tsonerimist mandrilava keskkonnas ja sellest tulenevalt merepõhja metaaniheidet.

Kaasaegsed lehtriilaadsed süvendid (ingl. *pockmarks*) merede põhjas on tekkinud vedelike/gaaside lekkimisest settest merekeskkonda. Merepõhja gaasilehtrite moodustumise mehhanismid on üldiselt hästi tuntud, kuid nende praegune aktiivsus on ebaselge, samuti pole teada, milliseid vedelikke/gaase meresetetest eraldub.

Lekkivad süsivesinikud pärinevad kas madalatest (mikroobsetest) või sügavatest (termogeensetest) allikatest. Metaani ja kõrgemate lenduvate süsivesinike (C_1/C_2+) molekulaarsuhted, mis ületavad 1000, ja stabiilse

süsiniku väärtused ($\delta^{13}\text{C CH}_4$) alla -50‰ näitavad üldjuhul mikroobsetest allikatest pärinevat gaasi. Gaas, mille C₁/C₂+ suhe on alla 1000 ja stabiilse süsiniku isotoopkoostis ($\delta^{13}\text{C CH}_4$) on suurem kui -50‰, näitab kõrgema süsivesinikgaasi lisandumist termogeensetest allikatest.

Teravmägede fjordides läbiviidud uuringu jaoks kogutud 11 puursüdamiku (Joonis 1, 2) põhjal järeldati, et Teravmägede lekkivad süsivesinikud on kahesugust päritolu - mikroobne metaan pinnalähedastest kihtidest ja termogeensed süsivesinikud sügavamatest allikatest. Viimaseid osaliselt tarbivad mikroorganismid madalas pinnakeskkonnas.

Polaarpiirkondade termogeensed lähtekivimid võivad potentsiaalselt eraldada veesambasse (ja harvadel juhtudel ka atmosfääri) suures koguses metaani, kuid bioloogiline aktiivsus merepõhja setetes vähendab vaatamata sellele imbuva metaani kogust, hoolimata külmast polaarkeskkonnast.

Kasutatud kirjandus

Liira, M., Noormets, R., Sepp, H., Kekišev, O., Maddison, M., Olausson, S. 2019. Sediment Geochemical Study of Hydrocarbon Seeps in Isfjorden and Mohnbukta: A Comparison between Western and Eastern Spitsbergen, Svalbard. *Arktos* 5, 49–62.

ÕHUTEMPERATUURI TOLERANTS JA KLIIMA MUUTLIKKUS

Piia Post

Tartu Ülikool, füüsika instituut

Ettekandes tuleb juttu kliima ja kliimamuutuse kvantitatiivsest hindamisest. Selleks, et arvutada muutust, tuleb teada nii alg- kui ka lõppolekut määravate muutujate väärtusi. Paraku on enamus kliima definitsioonidest kvalitatiivsed e definitsiooniga ei määrata täpselt ei olekumuutujaid ega ka vaadeldavate sündmuste aja- ja ruumimastaapi. Kõige autoriteetsem allikas kliima ja kliimamuutuse defineerimisel peaks olema rahvusvahelise kliimamuutuste paneeli viies raport (IPCC, 2014). Selles on kirjas kaks definitsiooni: kitsam ja laiem. “Kliima kitsamas mõttes on tavaliselt defineeritud kui keskmine ilm, või rangelt võttes, kui vastavate suuruste statistiline kirjeldus, kasutades keskmise ja variatsiooni mõisteid, üle kuudest kuni tuhandete või miljonite aastateni ulatuva ajaperioodi. Klassikaline Maailma Meteoroloogia Organisatsiooni poolt defineeritud keskmistamise periood on 30 aastat. Vastavad suurused on kõige sagedamini temperatuur, sademed ja tuul aluspinna lähedal. Kliima laiemas mõttes on kliimasüsteemi olek, kaasa arvatud selle statistiline kirjeldus.” (IPCC, 2014).

Omajagu segadust tekitab lisaks kliimamuutuse erinev defineerimine IPCC ja ÜRO juures töötava kliimamuutuste raamkonventsiooni (UNFCCC - United Nations Framework Convention on Climate Change) poolt. UNFCCC on organisatsioon, mis korraldab rahvusvaheliste lepingute sõlmimise kaudu võitlust kliimamuutuse vastu või sellega kohanemiseks. Esimene neist defineerib kliimamuutuseks muutuse kliima olekus, nii keskmistes kui ka variatsiooni muutujates, mida saab tuvastada (kasutades näiteks statistilisi teste) ning mis kestab üle pikema perioodi, tüüpiliselt kümnendid või kauem. IPCC eristab kliimamuutust tänu süsteemi sisemisele muutlikkusele või välistest teguritest tulenevalt, millest üks on ka inimtegevus. UNFCCC aga keskendubki vaid inimtekkelisele kliimamuutusele, jättes kliimamuutuse definitsioonist välja loomuliku muutlikkuse.

Kõik eelnevalt välja toodud segadus loobki vajaduse, kliimamuutuse kvantitatiivsest hindamisest lähtudes, täpsemalt defineerida ja eristada just ilma ja kliima mastaabid. Olavi Kärneri (1942-2016) poolt soovitatud kliima tolerantsi mõiste ning väljaarendatud aegridade analüüs on esitatud nii eesti keeles (Kärner, 2011) kui ka väga põhjalikus ingliskeelses

monograafias (Kärner, 2016) ning juba pärast tema lahkumist ilmunud artiklis (Kärner ja Post 2016). Ettekanne tuleneb vajadusest tutvustada Olavi Kärneri pärandit kliimamuutuse kvantitatiivse hindamise edendamise alal, sest kliimaringkonnadel kulub veel aega mõistmaks pisut keerulisemaid matemaatilisi meetodeid.

Kasutatud kirjandus

IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / R. Pachauri and L. Meyer (editors), Geneva, Switzerland, IPCC, 151 p., ISBN: 978-92-9169-143-2.

Kärner, O. 2011: Tartu õhutemperatuuri tolerants ja kliima muutlikkus. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis, 109, 55–70.

Kärner, O. 2015: Towards a New Climate Representation: Analysis of Forcing and Response Time Series. Tartu: University of Tartu Press, 205+xvii pp

Kärner, O., Post, P. 2016: Local air temperature tolerance: a sensible basis for estimating climate variability. Theor Appl Climatol, 126, 575–583.

KLIIMA NÄPUJÄLJED EESTI PÕHJAVEES

Valle Raidla

Eesti Geoloogiateenistus, F. R. Kreutzwaldi 544314 Rakvere

EKSOOTILINE „MÜRK“

Aasta eest teatas Postimees esileheudisena, et viiendik eestimaalastest joob mürgist kraanivett, mis pärineb põhjaveest (Päärt, 2018). Vee mürgisuse koha pealt oli tegemist ilmse ajakirjandusliku liialdusega. Ajakirjandusliku sensatsioonijanu oleks võinud veel tagant utsitada (või maha jahutada) mõttega, et kogu see jama võis alguse saada 25 000 aastat tagasi.

Nagu mujalgi maailmas on Eesti põhjaveed valdavalt pärit tänapäevastest sademetest. Siiski pärineb suur osa Eesti alumiste, Kambriumi-Vendi ja Ordoviitsiumi-Kambriumi põhjaveekihtide vetest liustikust, mis kattis Eesti territooriumi rohkem kui 14 000 aastat tagasi. Paari kilomeetri paksuse mandriliustiku all tekkis suur hüdrostaatiline rõhk ning liustiku pealetungi (loode-kagu) suunaline rõhugradient, mistõttu suruti liustiku alla kogunenud sulaveed Eesti aluspõhja kivimitesse. Need veed on seal säilinud tänaseni. Sarnase genesiga põhjavett on laialdaselt leitud ka Põhja-Ameerikas (Illinoisi, Michigani jt. settebasseinides), kuid Euroopas on tegemist üsna ainulaadse paleopõhjaveega.

Paleopõhjavete uurimise peamine tööriist on veemolekuli (O ja H aatomite) isotoopanalüüs. Hapnikku leidub looduses peamiselt kolme stabiilse isotoobina, massiarvudega 16, 17 ja 18. Aatommassi erinevuse tõttu käituvad need isotoobid füüsikalistes protsessides erinevalt. Veeaurust kondenseeruvad eelistatult välja raskema isotoopkoostisega veemolekulid ning kergema isotoopkoostisega veemolekulid jäävad veeauru. Selle protsessi intensiivsus on temperatuurist sõltuv ning nii sisaldavad sademed ekvaatorilähedal rohkem raskem hapniku-javesinikuisotoope kui külmematel aladel. Üldjuhul isotoopandmestikku ei esitata absoluutväärtustena vaid raskema ja kergema isotoobi suhtena kalibreerituna mingi kindla standardi suhtes (analoog Celsiuse temperatuuriskaalale, kus nullpunktiks on vee külmumistemperatuur). Isotoopanalüüside puhul on selliseks standardiks sisuliselt maailmamere keskmine isotoopkoostis, mida võib vaadelda globaalse veeringe alguspunktina. Kui uuritav vesi sisaldab maailmamerega võrreldes vähem rasket hapnikuisotoopi (^{18}O), siis on selle isotoopkoostis

negatiivne ja kui uuritavas vees on standardiga võrreldes rasket isotoopi rohkem, siis on selle isotoopkoostis positiivne. Kuna erinevused standardi suhtes on absoluutarvudes väikesed, siis väljendatakse neid promillides (‰). Nii on Eesti sademete keskmistatud aastane hapniku $\delta^{18}\text{O}$ ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$) väärtused -10 kuni -11‰, Gröönimaal aga -20‰ kuni -40‰ ning Eesti Cm-V põhjaveses -18,5‰ kuni -23‰.

Täpsustuseks tuleb märkida, et ka Eesti tänapäevastest sademetest moodustuvate pealmiste põhjavete isotoopkoostis ei vasta kohalike sademete isotoopkoostisele, vaid on pisut negatiivsemate väärtustega. See viitab asjaolule, et oluline põhjavee toitumine toimub meie kliimas külmematel aastaegadel (sügisel ja kevadel lume sulades), mil vegetatiivne aktiivsus on madal. Suvistest sademetest satub enamik tagasi atmosfääri tänu evapotranspiratsioonile ning põhjaveevaru taastumisse nad olulist panust ei anna.

RADIONUKLIIDID

Eesti glatsiaalsete põhjavete puhul on enamasti tegemist väga hea joogiveega. Siiski on mitmel pool probleemiks olnud kõrgendatud radionukliidide (peamiselt raadiumi isotoopide ^{226}Ra ja ^{228}Ra) sisaldused. Raadiumi levikut Kambriumi-Vendi põhjavee on seostatud kristalliinse aluskorraga, kus esineb raadiumi emaelementide U ja Th kõrgendatud sisaldusi (^{226}Ra pärineb uraani lagunemisahelast ning ^{228}Ra tooriumi-lagunemisahelast). Kogunenud andmestik aga viitab, et raadiumi kõrgendatud sisaldused ei kattu üheselt kivimitüüpidega kristalliinises aluskorras ning veelgi küsitavam on seos tektooniliste riketega.

Raadium ei ole keemiliselt inertne element ning tema esinemine lahuses (antud juhul põhjavees) võib olla oluliselt kontrollitud pinnareaktsioonide ehk absorptsiooni/desorptsiooni protsesside poolt. Varasemad uuringud on raadiumi levikut seostanud kloori levikuga põhjavees, põhjendades seda raadiumirikka ja soolase kristalliinikumi põhjavee sissetungiga Kambriumi-Vendi põhjaveekihti. Samas on esitatud ka vastupidiseid tulemusi ning tundub, et paljuski on lõppjäreldused mõjutatud proovipunktide paiknemisest.

Kuigi ei saa eitada seose esinemist Cl ja Ra vahel, ilmneb veelgi selgem seos kaltsiumi (Ca) ja Ra vahel. Kahevalentsed katioonid (nt. Ca, Mg, Ra, Sr, Ba) eelistavad absorbeeruda savipindadele, kuid nende absorptsioonivõime on elemenditi erinev. Ca kontsentratsiooni kasvuga võib toimuda Ra väljatõrjumine kivimipinnalt. Ilmselt kaasneb soolase kristalliinikumi vee sissetungiga Kambriumi-Vendi veekihti ka Ca kasv, mis

soodustab savipindadele akumulatsioon raadiumi vabanemist. Seega on raadiumi esinemine keemiliselt mõjutatud Ca esinemisest ja Cl seos raadiumiga on sekundaarne.

Raadiumi kõrgeid sisaldusi on registreeritud ka ülemises, Voronka veekihis, mis on kristalliinsest aluskivimist eraldatud massiivse savilasundiga. Raadiumi sisaldused kasvava ranniku suunas ning kõrgeimad raadiumi sisaldused on leitud mattunud ürgorgude lähikonnas (Pärispea, Kunda). See trend on pannud spekuleerima, et Ediacara (Vendi) kivimites võib esineda nn. uraani paleo-fronte. Uraan on oksüdeeruvates tingimustes migreeruv, kuid sattudes redutseerivasse (hapnikuvabasse) keskkonda muutub vähemigreeruvaks ning settib ümbriskivimile. Kambriumi-Vendi põhjaveed on formeerunud hapnikurikastest liustiku sulavetest, mis olid keemiliselt agressiivsed ümbriskivimi (U sisaldava kristalliinse kivimi) suhtes. Infiltratsioonil Ediacara kivimitesse muutusid veed kivimis leiduva püriidi või orgaanilise ainese oksüdeerumisel hapnikuvaeseks. Koos redokstingimuste muutumisega toimus uraani settimine Ediacara liivakivides, aga eelkõige Kambriumi savidel, mille eripind on sellisteks protsessideks väga soodne. Kuid kas liustikuvesi siiski sisaldas märkimisväärses koguses hapniku ning miks on raadiumi anomaaliad kõige selgemad just ürgorgude suuetel?

VÄÄRISGAASID

Kui $\delta^{18}\text{O}$ meetodika on hüdrogeoloogias juba tavapärane, aastakümneid rutiinselt kasutatud tööriist, siis vääriskaaside meetodika ei ole niivõrd laialt juurdunud. Seda eelkõige oma kõrge maksumuse tõttu. Viimastel aastakümnetel on aga vääriskaaside kasutuselevõtt hüdrogeoloogias olnud laialdane, nii konservatiivsete markeritena, kui ka põhjavee dateerimisvahendina.

Vääriskaaside (ja ka teiste gaaside) kontsentratsioon vees sõltub peamiselt gaasi osarõhust ja temperatuurist. Seega on võimalik põhjavee gaasilise koostise põhjal määrata temperatuuri ja kõrgust merepinnast, kus vesi on infiltratsioon (nn laadumisala). Selleks on arendatud välja mitmeid mudeleid, lähtudes erinevatest pinnasetüüpidest ja infiltratsioonitingimustest. Eestis Cm-V põhjaveed ei sobitu aga ühegi senise mudeliga. Gaaside omavaheline jaotus Cm-V põhjavees on kõige paremini seletatav UA mudeliga (*Unfractionated Air*), mis eeldab lihtsalt, et gaaside vahetamine vees ei vasta mitte niivõrd nende lahustuvusele vaid gaaside atmosfäärsele jaotusele. Seni on eeldatud, et enamik liustikulisest põhjaveest pärineb liustiku alt ehk n-ö põhja sulamisest. Liustiku liikumisel

toimub hõõrdumine liustiku ja aluskivimi vahel ning liustikualune pind soojeneb põhjustades liustiku alumise pinna sulamist. Seega peaksid ka kõik liustikualuses sulavees leiduvad gaasid pärinema liustikku vangistunud õhumullidest. Viimaste gaasiline koostis vastab enamasti atmosfääri gaasilisele koostisele. UA mudel näikse teooriat toetavat, kuid nii kõrgeid gaasisaldusi kui on registreeritud Ca-V põhjavees (Ar üleküllastus enam kui 200%), pole leitud ühestki liustiku-puursüdamikust, kus Ar üleküllastus jääb 80% juurde. Võimalik, et Eesti glatsiaalses põhjavees lahustunud gaasid ei pärine mitte niivõrd liustikust enesest vaid liustikualustest sulaveekanalitest.

Liustikupealsed sulaveed infiltreeruvad suures koguses liustiku alla (ning sisse) ja tekitavad äravoolukanaleid suunaga liustiku serva poole (joonis 1a). Läbi kitsaste vertikaalsete kanalite (*moulin*) on neil kanalitel ühendus ka atmosfääriga. Veetase kanalites võib kõikuda mitukümmend meetrit ööpäevas, täites kanalivõrgustiku täielikult veega. Veetaseme alanedes saab kanal osaliselt täituda atmosfäärse õhuga ning veetaseme tõustes jääks osa õhust kanalitesse lõksu (joonis 1b) ning veetaseme (rõhu) tõusu jätkudes difundeerub täielikult või osaliselt sulavette (joonis 1c). Hiljem võib see ülegaseeritud vesi infiltreeruda pinnasesse ning saada põhjaveeks. Sellisel juhul, teades Ar väärtust põhjavees, saame välja arvutada ka esialgse hapnikukontsentratsiooni liustiku sulavetes. Nimetatud eelduste toetudes saaks väida, et liustiku sulaveed olid hapniku suhtes 1,5 kuni 3,5 korda üle küllastunud (joonis 2). Kuid on veel tegur(id), mis võis(id) uraani migreerumist mõjutada.

METAAN

Metaani esinemine Eesti Cm-V põhjavees on teada juba ammu, kuid selle päritolu kohta ringles mitmeid hüpoteese: pärinemine Eesti Kambriumi sinisavi lasundist või termogeensetest protsessidest, liustikualustest gaashüdraatidest. Värskem metaani isotoopandmestik viitab metaani biogeensele päritolule. Kõige tõenäolisemalt soo- või muu märgala setetest, mis võisid esineda Ca-V põhjaveekihi avamusalal (Soome lahes) enne liustiku pealetungi. Ilmselt on Ca-V põhjaveekihis leviv metaan liustiku sulavete poolt sisse kantud. Kuid koos metaaniga võis põhjavee süsteemi sisse kanduda ka teisi orgaanilisi ühendeid, mis olid märksa oksüdeeruvad kui uraan või metaan. Mõistmaks artikli alguses viidatud „mürgivate“ levikut Eestis, tuleks lahendada päris mitme muutujaga võrrand.

Väärisgaaside ja metaani andmestik avab võimaluse uurida redokstingimuste vaheldumist liustiku pealetungil. Põhjavees lahustunud

süsiniku isotoopandmestikku saaks aga kasutada sissekantud oksüdeeritava materjali (orgaanilise ainese) hulga ja päritolu hindamisel. See võib olla oluline informatsioon selliste geokeemiliste protsesside nagu maagistumisnähtuste (U, Mn, Fe) uurimisel. Need võimalikud maagistumised pole piisavad, et omada mäenduslikku väärtust. Samas on nende leviku kirjeldamine vajalik veemajanduslikel kaalutlustel, selleks et prognoosida Ra, Rn, H₂S või Fe levikut veekihtides.

Eestipõhjaveeslahustunudväärisgaasidjanendekontsentratsioonide varieeruvuse uurimine võivad omada ka globaalsemat tähendust. Üha enam domineerib arusaam, et liustike liikumine (ja termaalne-tasakaal) on oluliselt kontrollitud liustike hüdroloogiast ehk liustikualusest sulavee jaotumisest ja liikumisest. Kui liustike pindmine hüdroloogia on suhteliselt hästi teada, siis teadmine sellest, kuidas liiguvad sulaveed liustike sees ja all, on paljuski alles hüpoteeside tasemel. Väärisgaasid, täpsemalt nende sisaldused liustikusisestes ja -alustes sulavetes, aga ka glatsiaalsetes põhjavetes, võivad meid aidata mõista hüdrooloogilisi protsesse nii tänapäevastes kui ka minevikus esinenud mandriliustikes (Laurentia ja Skandinaavia).

Kasutatud kirjandus

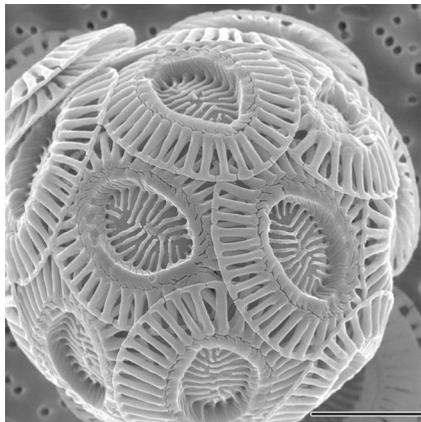
Päärt, V. 2018. Viiendik Eestit joob radioaktiivset kraanivett. Postimees Majandus, <https://majandus24.postimees.ee/4430107/viiendik-eestit-joob-radioaktiivset-kraanivett>

MÄRKMED

MÄRKMED

MÄRKMED

ARTIKLITE LISAD



Joonis 1. *Emiliana huxleyi*, levinuim kokoliitoforiid kaasaja ookeanides. Rakku katavad lubjastunud soomused – kokoliidid. SEM pilt. Skaala = 2 μm . (*Emiliana huxleyi*, Vikipeedia)

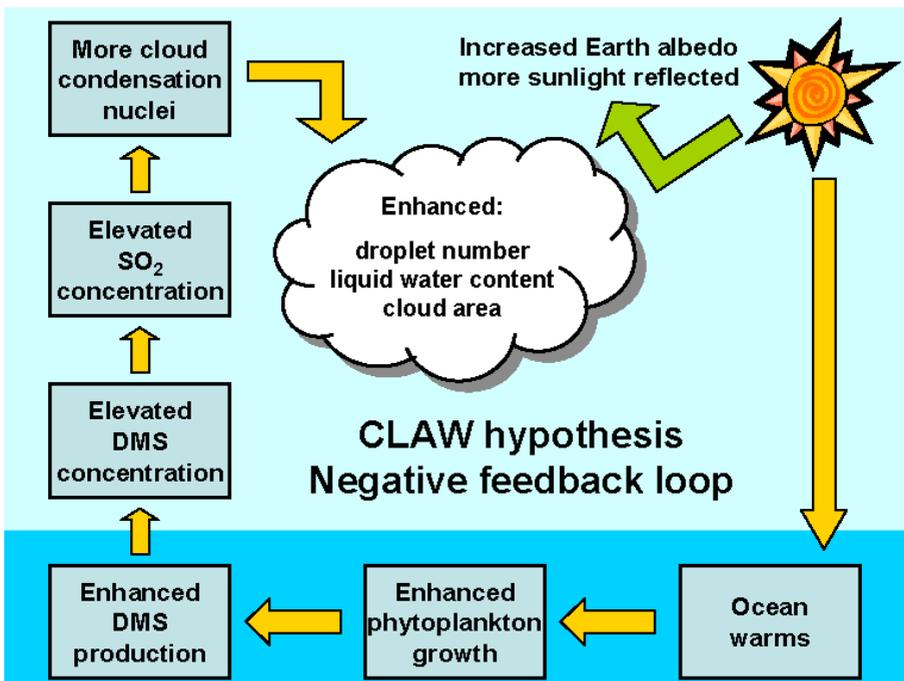
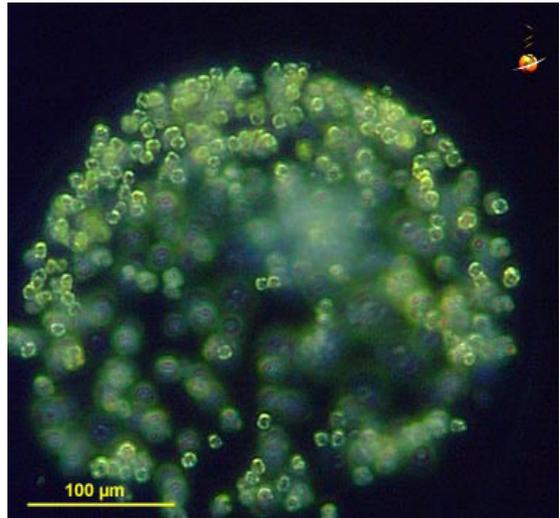


Joonis 2. Satelliidifoto *Emiliana huxleyi* õitseng Inglise kanalis 1999 a. (*Emiliana huxleyi*, Vikipeedia)

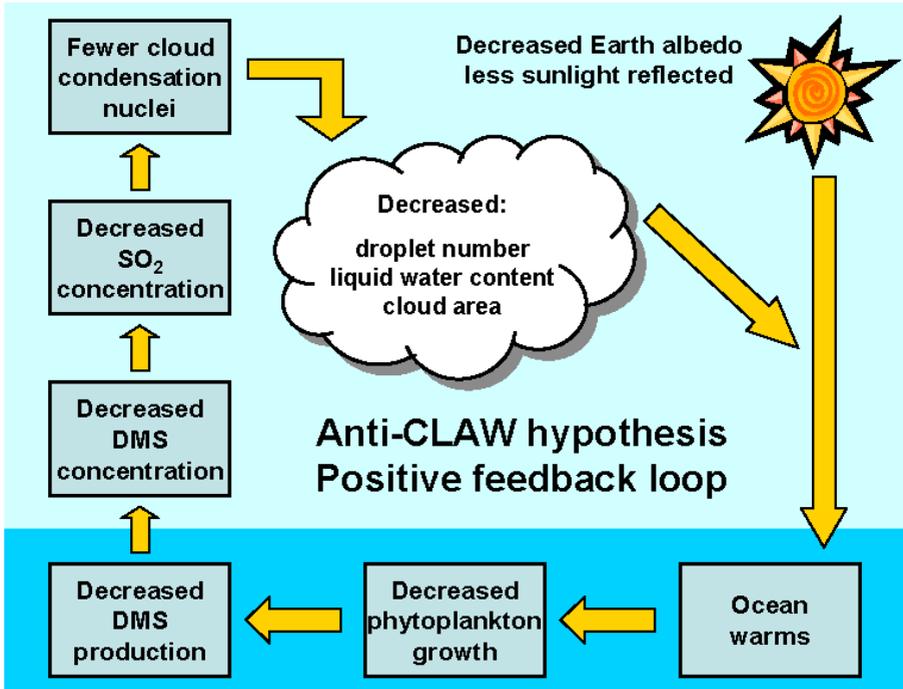


Joonis 3. Doveri valged kaljud nähtuna Inglise kanali suunalt. Kaljud on moodustunud kokoliitide fragmentidest, mis on settinud mere põhja Kriidi ajastul, massiliste kokoliitoforiidide õitsengute tagajärjel. (White Cliffs of Dover, Vikipeedia)

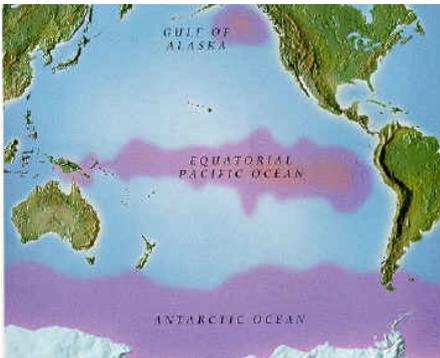
Joonis 4. Phaeocystis' e koloonialine vorm. Rakud on üksikult limase koloonia perifeerses osas. Koloonia võib olla mitu mm läbimõõdus ja palja silmaga nähtav. Koloonia kaitseb rakke herbivooria eest ning koloonialine vorm põhjustab massiivseid õitsenguid külma meres. (Allikas: David J. (Paddy) Pattersoni erakogu)



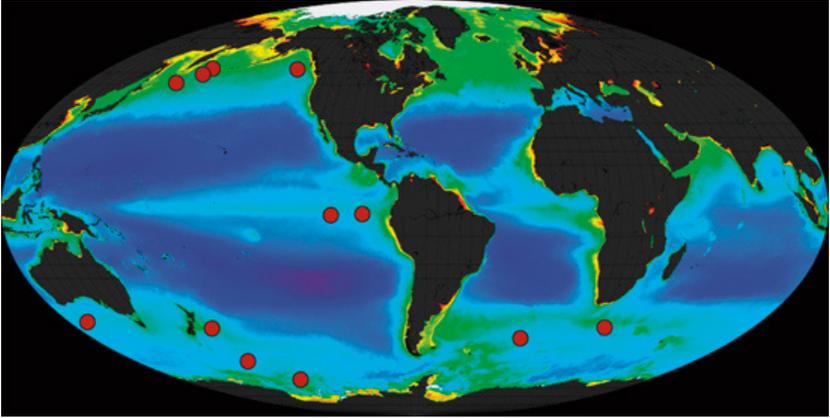
Joonis 5. CLAW hüpotees skemaatilisel. Planktonvetikate vohamisest tulenev negatiivne tagasiside kliima soojenemisele. (CLAW hypothesis, Vikipeedia)



Joonis 6. Anti-CLAW hüpotees skemaatiliselt. Planktonvetikate kidumisest tulenev positiivne tagasiside kliima soojenemisele. (CLAW hüpotees, Vikipeedia)



Joonis 7. Maailmamere piirkonnad, kus produktsiooni piiravaks on mikroelement raua puudus vees. Reeglina on sellised piirkonnad kõrge makrotoitainete (N, P) sisaldusega, kuid madala klorofüllki kontsentratsiooniga (HNLC – high nutrient low chlorophyll). (Trujillo 2011)

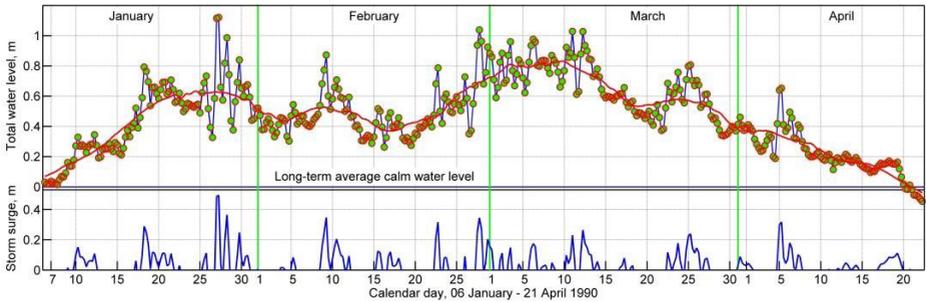


Joonis 8. Rauaga väetamise eksperimendid ookeani HNLC piirkondades. (Trujillo 2011)

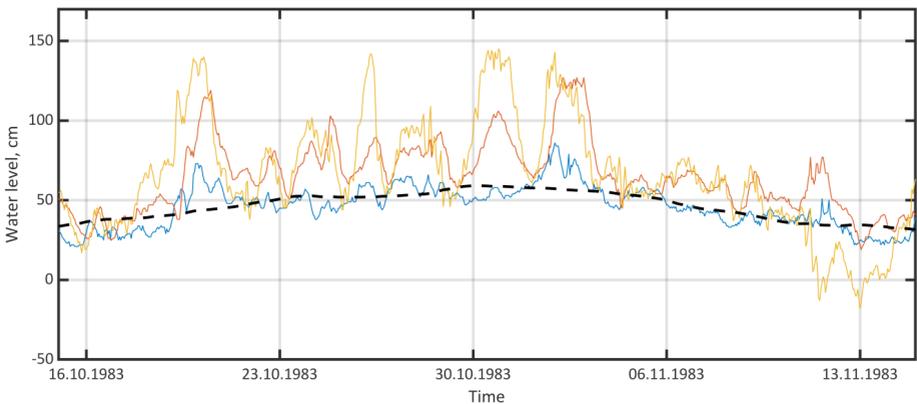


Joonis 9. *Azolla* – troopiline veesõnajalg, kes kasvab sümbioosis sinivetikaga *Anabaena azolla*, kes omakorda tagab sõnajalale sõltumatu lämmastikuallika. (*Azolla*, Vikipeedia)

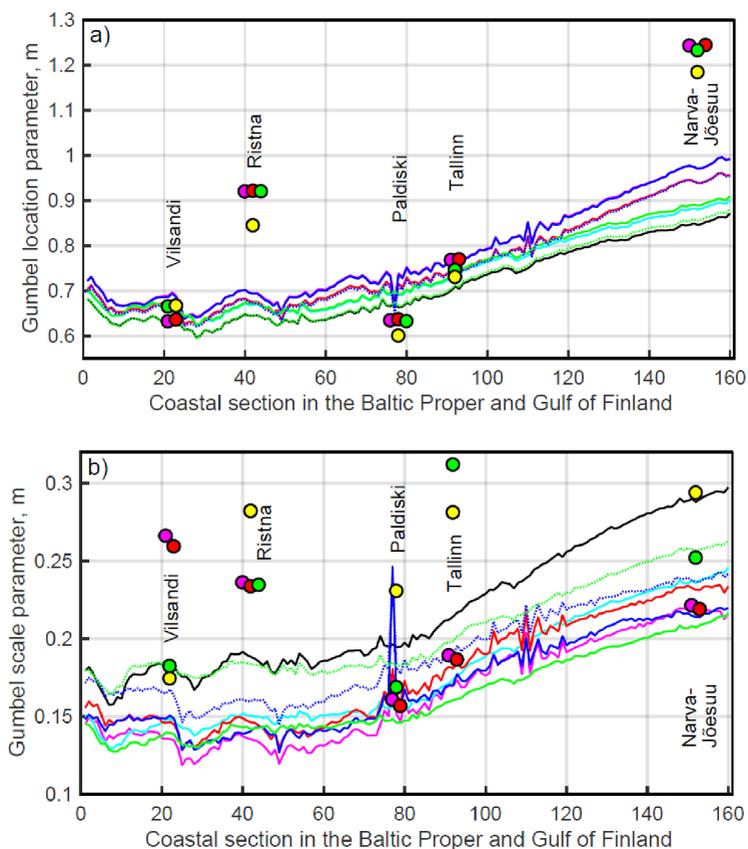
T. Soomere



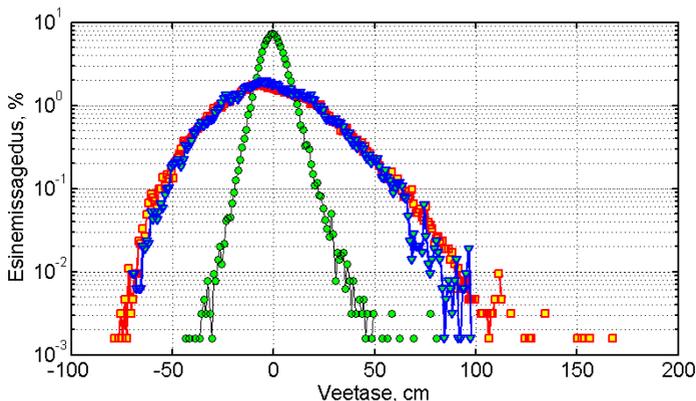
Joonis 1. Tsirkulatsioonimudeliga RCO (Meier jt, 2003) modelleeritud veetase (sinise joonega ühendatud rohelised ringid) Tallinna lähistel 1990. a jaanuarist aprillini ja selle 8,25 päeva pikkuse aknaga arvutatud keskmine (punane joon), mis peegeldab adekvaatselt Läänemere keskmist veetaset (Soomere jt, 2015). Alumine paneel esitab hetkelise veetaseme ja 8,25 päeva keskmise veetaseme vahet. See suurus iseloomustab kohaliku tormiaju tugevust (Soomere ja Pindsoo, 2016).



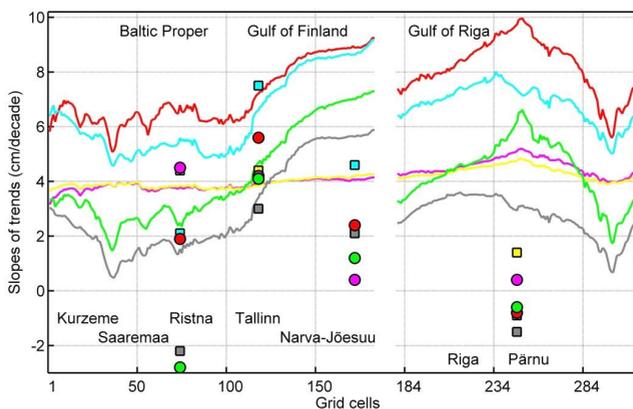
Joonis 2. Mõõdetud veetase Liepajas (sinine), Daugavgrivas (punane) ja Pärnus (kollane) 1983. a sügisel. Must punktiirjoon iseloomustab Läänemere keskmist veetaset (Männikus jt, 2019).



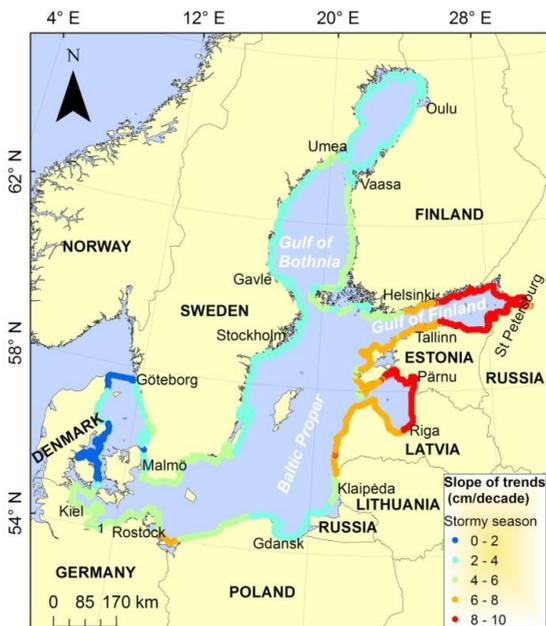
Joonis 3. Veetasemete maksimumide tõenäosusjaotust kirjeldava Gumbeli jaotuse asukohaparametri (a) ja kujuparametri muutumine piki Eesti rannikut Sõrve poolsaarest (jooniste vasakus servas) kuni Narva-Jõesuuni (jooniste paremas servas). Erinevad värvid ja joonetüübid peegeldavad modelleeritud veetasemetest erineval moel arvatatud Gumbeli jaotuse parameetreid. Üksikud sümbolid esitavad mõõdetud andmest arvatud Gumbeli jaotuse parameetreid (Soomere jt., 2018).



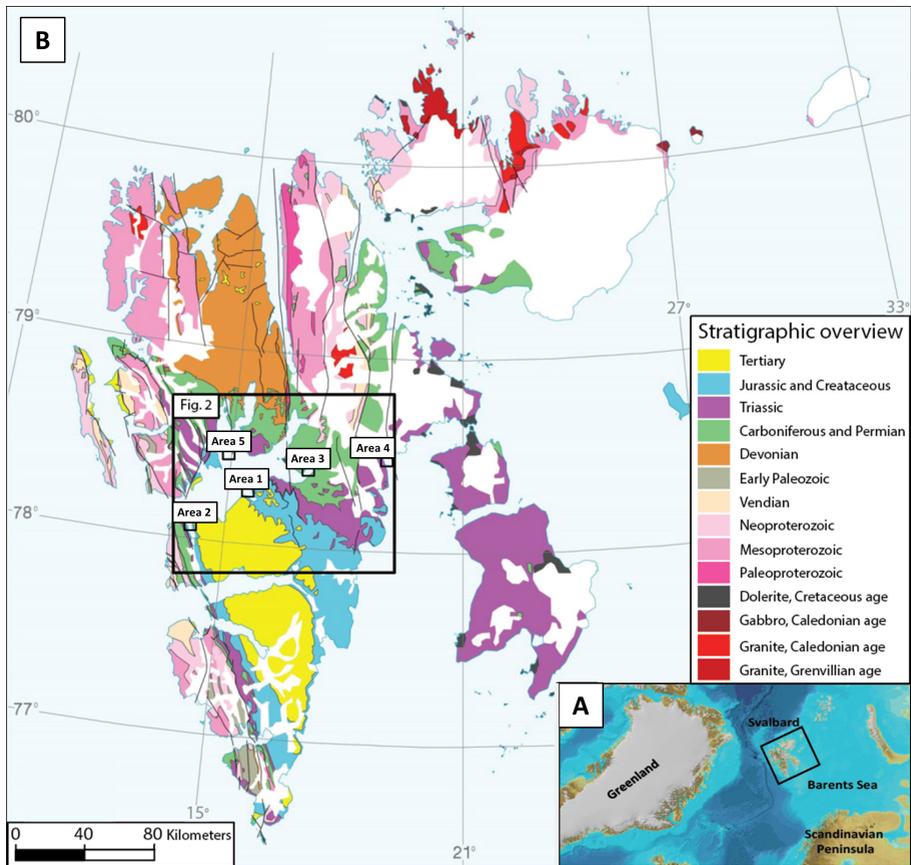
Joonis 4. RCO mudeliga rekonstrueeritud veetasemete esinemissagedus Kopli lahesuudmes 1970–2005. Punased ruudud: summaarne veetase, sinised kolmnurgad: 8,25 päeva keskmine veetase, rohelised ringid: summaarne veetaseme ja 8,25 päeva keskmise vahe, mis peegeldab kohaliku tormiaju kõrgust. Modifitseeritud tööst (Soomere jt, 2015).



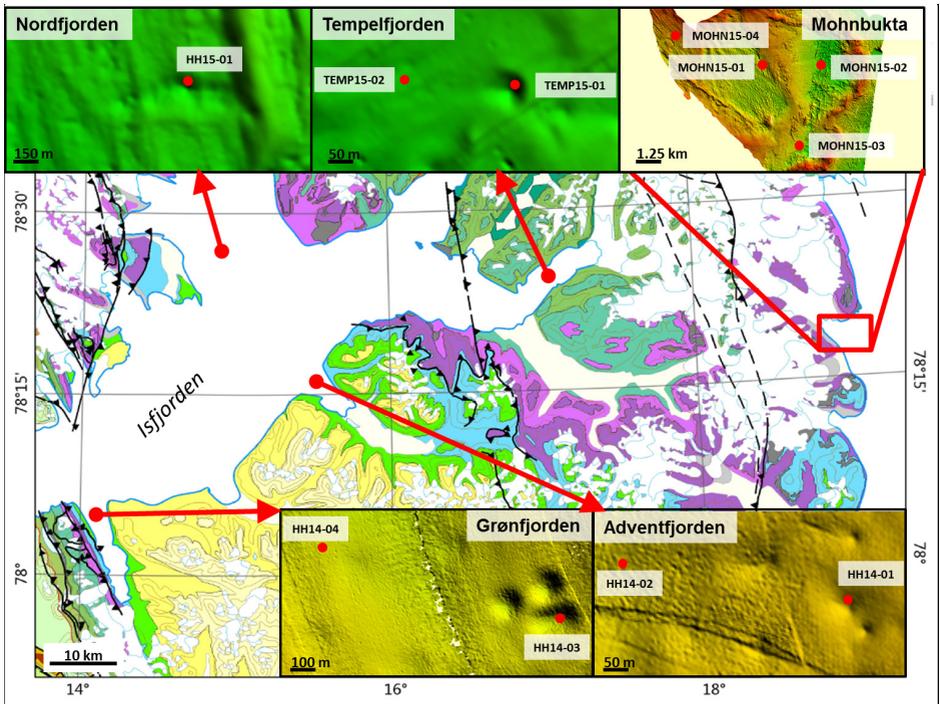
Joonis 5. Meretaseme kahe komponendi ekstreemumite trendide varieerumine piki Eesti randa 1961–2004. Vasakul: rand Kuramaalt piki Saaremaa ja Hiiumaa lääne- ja põhjarannikut Narvani; paremal Liivi lahe rand vastupäeva alates Kolka neemest. Punane ja helesinine: summaarne veetase, lilla ja kollane: Läänemere keskmine veetase, roheline ja hall: tormiaju, kõik vastavalt juulist juunini ja kalendriaasta kaupa. Üksikud sümbolid esitavad vastavate trendide kallet, mis on arvatatud Ristnas, Tallinnas, Narva-Jõesuus ja Pärnus mõõdetud veetasemetest. Kõik trendid, mille kalle on suurem kui 3 cm kümne aasta kohta, on 95%-lise tõenäosusega nullist erinevad. Modifitseeritud tööst (Soomere ja Pindsoo, 2016).



Joonis 6. RCO mudeliga rekonstrueeritud ekstreemsete veetasemete trendid Läänemere rannikul 1970–2004. Aluseks on veetaseme maksimumid ajavahemikul suve algusest järgmise aasta kevade lõpuni. Arvutused ja graafika: Katri Pindsoo.

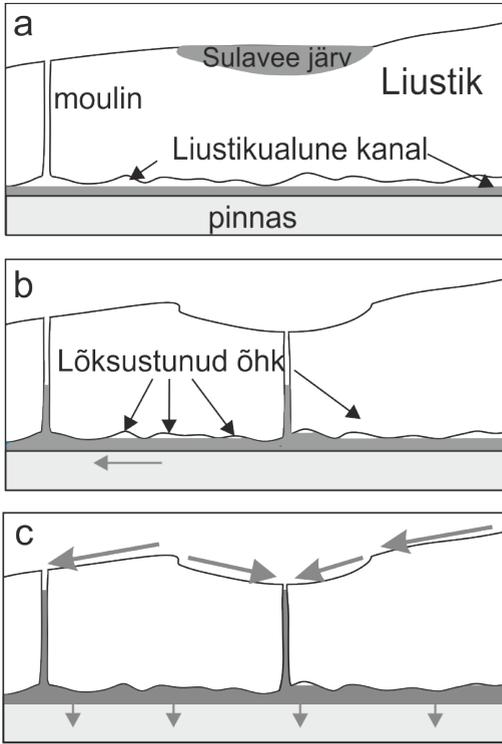


Joonis 1. (A) Teravmägede (joonisel A näidatud must ristkülik) asukoht IBCAO versiooni 3.0 taustal. B) Svalbardi geoloogiline kaart. Rikketsoonid on tähistatud mustade joontega: WSTFB - West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt; BFZ - Billefjordeni rikketsoon. CTB - Central Tertiary Basin. Proovivõtu asukohad on tähistatud ristkülikutega

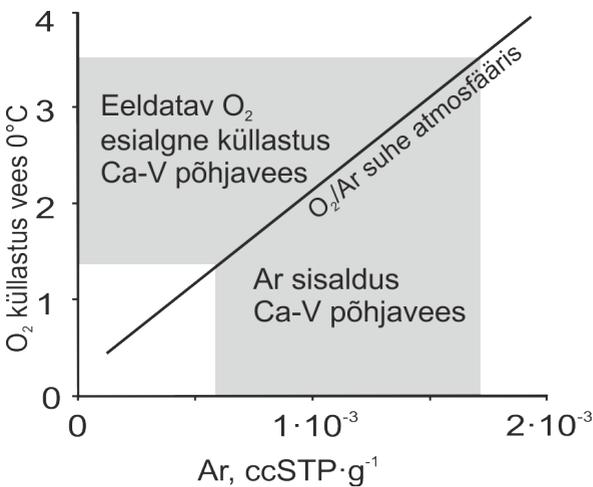


Joonis 2. Puurimis piirkondade asukohad Isfjordenis ja Mohnbuktas, Teravmägedel. Proovivõtukohtade üksikasjalik batümeetria koos puurimis asukohtadega on näidatud detailjoonistel.

V. Raidla



Joonis 1. Liustiku sulavete gaasilise üleküllastumise skeem.



Joonis 2. Ar sisaldused Ca-V põhjavees ja neile vastav eeldatav O_2 küllastus põhjavees $0^\circ C$, meretasemel.

MEENUTUSED XIV SÜGISKOOLIST



Fotod: Kärt Paiste



Fotod: Kärt Paiste



Fotod: Kärt Paiste



Fotod: Sigrid Soomer



Fotod: Sigrid Soomer



Fotod: Kärt Paiste



Fotod: Kärt Paiste



Fotod: Oive Tinn



Foto: Kärt Paiste

TOETAJAD

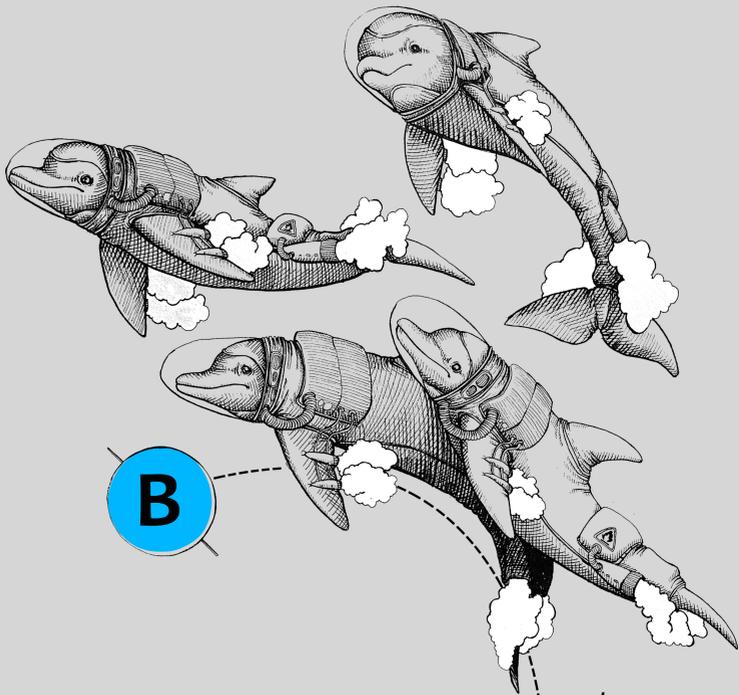


KESKKONNAINVESTEERINGUTE
KESKUS



TARTU ÜLIKOOL
geoloogia osakond

**TAL
TECH**



B



SO LONG &
THANKS FOR
ALL THE FISH
ONE