

Tartu Ülikool

Loodus- ja täppisteaduste valdkond
Ökoloogia ja maateaduste instituut
Geograafia osakond

Bakalaureusetöö loodusgeograafias (12 EAP)

Osooni muutlikkus Eesti kohal

Raido Puusepp

Juhendaja: PhD Margit Aun

Kaitsmisele lubatud:
Juhendaja:
Osakonna juhataja:

Tartu 2019

Annotatsioon

Osooni muutlikus Eesti kohal

Osoonikihi lagunemisele hakati suuremat tähelepanu pöörama alates 1985. aastal, mil avastati Antarktika kohal olev osooniauk. Pärast seda on osoonikihi lagunemise pidurdamine võetud globaalseks eesmärgiks ning selle kulgu saab jälgida osooni kontsentratsiooni pidevalt mõõtes ja analüüsides. Uurimistöös „Osooni muutlikus Eesti kohal“ analüüsiti Eesti kohal viimase kümne aasta jooksul mõõdetud andmeid ja võrreldi neid varasema perioodiga. Töös kasutatud andmed on saadud NASA Giovanni leheküljelt, kantud graafikutele ja kaardile iseloomustamaks osooni muutlikust ajas ja ruumis. Globaalselt on täheldatud osooni lagunemise aeglustumist ning selline järeldus on saadud ka antud uurimistöös.

Märksõnad: osoon, UV-kiirgus, atmosfäär

CERCS kood: P510 – klimatoloogia

Abstract

Changeability of ozone above Estonia

It has been over 35 years since the Antarctic Ozone Hole was discovered. Since then it has been global mission to stop further depletion of total column ozone, both above Antarctica and around the globe. To keep ozone concentrations under control regular and uninterrupted measurements are necessary. The aim of this reasearch is to find out significant changes in ozone concentrations above Estonia, with possible explanations. Data from NASA ozone measuring instruments is being analyzed to study changes in ozone for the past ten years (2009-2018).

Keywords: ozone, UV-radiation, atmosphere

CERCS code: P510 – climatology

Sisukord

1	Sissejuhatus.....	4
2	Kirjanduse ülevaade.....	5
2.1	Osoonist.....	5
2.2	Osooni tekkimine ja lagunemine.....	6
2.3	Osooni globaalne transport.....	9
2.4	Osooni vajalikkus.....	10
2.5	Osooni mõõtmine.....	12
2.5.1	Mõõtevahendid ja nende tööpõhimõtted.....	12
3	Andmed ja meetodika.....	14
4	Tulemused.....	15
5	Kokkuvõte.....	21
6	Changeability of ozone above Estonia.....	22
7	Kirjanduse loetelu.....	23
8	Lisad.....	25

1 Sissejuhatus

Uurimistöö eesmärk on anda ülevaade osooniga seotud produktide saadavuse kohta satelliitidelt, analüüsida lähiaastate osooni väärtusi Eesti kohal, leida suuremaid kõrvalekaldeid ja nende võimalikke tekkepõhjuseid võrreldes varasemate perioodidega.

Osooni tähtsust eluslooduse püsijäämises ei saa üle hinnata, sestap tuleb osooni näitajaid pidevalt jälgida. Osooni puudutavate näitajate kontrolli alla saamiseks kehtestati 1987. a Montréali protokoll, eesmärgiga pidurdada osoonikihi lagunemist. Kokkuleppe sõlmimisest alates on osoonikihi lagunemine aeglustunud.

Osooni uurimise ajalugu ulatub aastasse 1878, mil Marie Alfred Cornu leidis, et miski neelab päikesekiirgust lainepikkustel alla 300nm. Kahe aasta pärast leidis Walter Hartley, et kiirgust peab neelama osoon. Ei läinud kaua, kui Gordon M. Dobson jõudis järeldusele, et osoon peab paiknema stratosfääris ja ta ehitas esimese osooni mõõtmiseks mõeldud tööriista - (Dobsoni) spektromeetri (Veismann & Eerme, 2011). 1930. aastal avaldas Suurbritannia teadlane Sydney Chapman osooni tekkimise-lagunemise teooria. Pärast Teist Maailmasõda toimus veel hulk osooni puudutavaid avastusi kuniks 1985. aastal leiti, et Antarktika kohal laiub osoonivaene ala -seda hakati kutsuma osooniauguks (Veismann, 2007).

Osooniauk ja selle seos antropogeense saastega olid ajendiks Montreali protokollile, mille eesmärk on osoonikihti kahjustavate ainete tootmise ja kasutamise piiramine. Lõppeesmärk on osooni kahjustavate ainete ja neid sisaldavate toodete tootmine ja kasutamine täielikult lõpetada. Protokolli on vastuvõtmise ajast mitmeid kordi täiendatud/muudetud. Enamasti oli tegu kontrolli all hoitavate ainete loendi laiendamisega, osoonikihti lõhkuvate ainete tootmisest ja kasutamisest kõrvaldamise karmistamisega ja tähtaegade lühendamisega.

2 Kirjanduse ülevaade

2.1 Osoonist

Osoon (O_3) on atmosfääris esinev ultraviolettkiirguse toimel tekkiv gaasiline ühend, mis koosneb kolmest hapniku aatomist. Osooni iseloomustab terav lõhn, mis on tuntav äikese ajal ning elektrimootorite läheduses (Veismann, 2007). Osoon moodustab kogu atmosfääri gaasilisest koostisest väikese (miljardikes mõõdetava) kuid olulise osa, kaitstes filtrina meid ultraviolettkiirguse negatiivse mõju eest. Ultraviolettkiirgus ehk lühidalt UV-kiirgus on osa elektromagnetlainete spektrist nähtava valguse ja röntgenkiirguse vahel (100-400 nm). Kogu atmosfääris leiduvast osoonist umbes 90% paikneb 15-35 km kõrgusel stratosfääris ja ligi 10% maapinna lähedal troposfääris (Langematz, 2019).

Sõltuvalt osooni paiknemisest atmosfääris on see kas negatiivne või positiivne. Stratosfääris paiknev osoon on kriitilise tähtsusega, kaitstes maapealset elu kahjuliku UV-kiirguse eest (Farhani et al, 2019). Seega võib osooni liialdamata pidada elu eksisteerimise võimaldajaks.

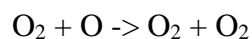
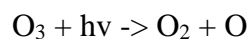
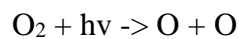
Maapinnalähedases õhus paiknedes on osoon aga negatiivne nähtus. Väga tugeva oksüdeerijana on osooni sissehingamine kahjulik, kahjustades kopse. Tugeva oksüdeeriva omaduse tõttu kasutatakse osooni mikroorganismide tapmiseks ja veepuhastussüsteemides. Maapinnalähedase osooni tekkimine on eelkõige seotud inimtegevuse käigus tekkinud õhusaastega, eelkõige sisepõlemismootorites tekkivate heitgaasidega.

2.2 Osooni tekkimine ja lagunemine

Osooni tekkeks on vajalik hapnik ja hapniku molekulile lagundav kiirgus. See osa osoonist, mida teame osoonikihi nime all, paikneb stratosfääris. Tegelikult polegi tegu „kihiga“, vaid osoon paikneb atmosfääris üsna hajusalt. Suurem osa sellest jääb 20-25 km kõrgusele maapinnast (Langematz, 2019). Osooni suur kontsentratsioon on neil kõrgustel tingitud atmosfääri dünaamikast ja fotokeemiliste protsesside iseärasustest, sest osooni tekkeks peab olema piisavalt hapnikumolekule (mida kõrguse kasvades jääb järjest vähemaks) ja piisavalt ultraviolettkiirgust (mida kõrguse kahanedes jääb samuti järjest vähemaks, sest kõrgemal osa kiirgusest neeldub). Stratosfääris on osooni tekkimiseks vajalikud tingimused täidetud.

Stratosfääriosoon tekib fotokeemilise protsessi käigus, kus päikselt pärinev kiirgus hapniku molekuli kaheks aatomiks lõhub (Veismann, 2007). Hapniku aatomi ühinemisel hapniku molekuliga tekib osoon, mis võib omakorda laguneda. Osooni tekkimise-lagunemise tasakaalu teooria pärineb 1930. aastast, mil Suurbritannia matemaatik-geofüüsik Sidney Chapman selle avaldas. Aja kulgedes said selgemaks ka teised osooni tekkimist-lagunemist mõjutavad protsessid.

Osooni tekkimist ja lagunemist iseloomustavad võrrandid (Veismann & Eerme, 2011):



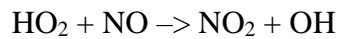
, milles $h\nu$ tähistab footonite kiirgust, M tähistab O_2 (hapniku) või N_2 (lämmastiku) molekuli, millele kantakse üleliigne energia; O tähistab hapniku aatomit ja O_3 osooni molekuli.

Kuna suurem osa (90%) osoonist paikneb stratosfääris, võib troposfääri osooni koguhulk suureneda lisaks maapinnalähedastes kihtides toimuvate rektsioonidele ka osoonirikka õhu sissetungiga atmosfääri madalamatesse kihtidesse. Säärane sissetung leiab aset jugavoolude tsoonis eriti madalrõhkkondade ajal (Veismann & Eerme, 2011). Muutused osoonikogustes maapinnal on tingitud siiski sealsetest allikatest mitte osoonirikka õhu sissetungist kõrgematest kihtidest. Kõrgemal kui 2km ehk vabas troposfääris on õhk segunenud ja osoonisisalduse muutused troposfääris tulenevad õhuvoolu sissetungides kõrgematest

kihtidest (Cordero et al, 2003). Otsest välist maapinnalähedase osooni tekke allikat tavaliselt ei ole.

Osooni tekkimine troposfääris on võimalik teatud eeldusainete olemasolu korral: hapnik, lenduvad orgaanilised ühendid, metaan, lämmastikoksiidid, ultraviolettkiirgus, kõrge õhutemperatuur. Lenduvad orgaanilised ühendid (*Volatile Organic Compounds*) on naftatööstuses ja naftatööstusproduktide kasutamisel tekkivad ühendid, mis ultraviolettkiirguse toimele võivad tekitada osooni (Veismann & Eerme, 2011). Lämmastiku (N) ühendid satuvad atmosfääri kütuste kõrgetemperatuurilisel põlemisel (sisepõlemismootorites, katlamajades).

Troposfääriosooni tekkimist iseloomustab reaktsioon (Veismann & Eerme, 2011):



, milles HO₂ tähistab vesinikdioksiidi, NO lämmastikoksiidi, OH vesinikoksiidi, *hν* footonite kiirgus, O on hapniku tähis.

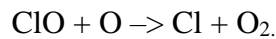
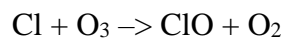
Teaduse arenedes püüti leida osooni lagunemise põhjuseid. 1970. aastal arvati, et peamiseks osooni lagundavaks ühendiks võiks olla lämmastikoksiid (Crutzen, 1970). Sellele järgnes töö, kus käsitleti lennukite poolt õhku paisatavate lämmastikoksiidide rolli osooni lagundajatena (Johnston, 1971) - hiljem selgus aga, et nendest allikatest pärit lämmastikoksiidi mõju osoonile oli võrdlemisi väike.

Suuremat mõju osoonile kujutasid pärast Teist Maailmasõda läbiviidud tuumakatsetused ja nende kuumuses tekkinud lämmastikoksiidid (Veismann & Eerme, 2011). Osooni kahjustajana on end ajalukku kirjutanud lisaks lämmastikoksiidile ka klorofluorosüsinikühendid, neist tuntuim CFC (*chlorofluorocarbon*). Nende ühendite võidukäik algas 1920ndate lõpus, mil paljulubav gaas laboris sünteesiti. Gaas tundus ideaalne külmikutes, aerosoolides ja vahtplastis kasutamiseks - see on ohutu sissehingamisel, ei põle ega oma muid inimesele kahjulikke toimeid. Peagi olid CFC-tüüpi gaasid kasutusel väga laialdaselt - kõiksugused aerosool-pakendid (lakkide, värvide, lõhnaõlide, putukatõrjevahendite, arstimate, vahtude pihustamiseks); samuti leidsid kasutust kodu- ja tööstuskülmaseadmetes (Veismann & Eerme, 2011).

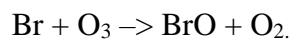
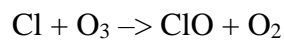
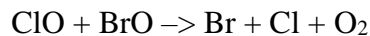
Pealtäha ohutu gaasi ohtlik mõju osooni lagundajana avastati alles mõnekümne aasta pärast, mil Suurbritannia teadlane James Lovelock oma ülitundlikku gaaskromatograafi katsetas.

Seade võimaldas tuvastada ka väga väikseid gaasi kontsentratsioone atmosfääris, tuvastades keemiatööstusest pärinevad CFC-ühendid. Väga väikese kontsentratsiooni tõttu Lovelock selles suurt ohtu ei näinud, küll aga märkasid Rowland ja Molina, et freoonide ehk CFC-de sisaldus õhus on võrdne nende tootmistasemega (Veismann & Eerme, 2011). Kahtlustati, et sellisel juhul võivad freoonid tõusta stratosfääri, kus nad päikese UV-kiirguse mõjul lagunevad ja kujutavad suurt ohtu osoonile - kiirguse toimele vabanenud klooriaatom reageerib osooniga ning tekivad kloori monoksiid ja hapnik. Tekkinud kloori monoksiid võib kiirguse toimele aga uuesti laguneda ja osooniga reageerida ehk osooni lagundamise protsess kordub.

Kloori mõjul toimub osooni lagunemine (Veismann & Eerme, 2011):



Lisaks kloorile on teisigi osooni lagundavaid keemilisi ühendeid, nagu näiteks broom, mis koostöös klooriga võib lagundada rohkem osooni kui mõlema reaktsiooni summaarne efekt (McElroy & Salawitch, 1986):



2.3 Osooni globaalne transport

Osoonihulk konkreetses kohas on määratud kolme protsessi poolt: kohapealne tekkimine, kohapealne lagunemine ja osooni liikumine (ehk kui palju tuleb osooni juurde eemalt või lahkub eemale). Esimesed kaks on fotokeemilised protsessid, millest oli juttu osooni tekkimise ja lagunemise peatükis.

Osooni globaalset transporti mõjutab enim atmosfääri üldine tsirkulatsioon (Veismann & Eerme, 2011). Kuna osoon saab tekkida päikesekiirguse toimetel siis kõige rohkem tekib seda ekvaatorilähedastel laiustel, kuhu satub ka kõige enam vastavat kiirgust. Osooni eluiga ekvaatori lähedases stratosfääris on selle sama kiirguse tõttu lühike. Osooni kontsentratsiooni huvides on seega oluline võimalikult kiire transport pooluste suunas ja/või liikumine madalamatesse stratosfääri kihtidesse, kus osooni lagundavat kiirgust on vähem (Cordero et al., 2003). Osooni liikumine pooluste suunas on võimalik samuti tänu päikesekiirgusele: lisaks võimele lagundada ja tekitada osooni, on päikesekiirguse aluspinda soojendav toime üldist atmosfääritsirkulatsiooni käitavaks mootoriks. Päikesekiirgus soojendab aluspinda, mis omakorda soojendab selle kohal olevat õhku - tekib vertikaalne õhuvool. Kuum õhk kerkib ekvaatoril, kõrguse kasvades jahtub ning valgub pooluste suunas. Tegemist on Brewer-Dobsoni nimelise tsirkulatsiooniga, mis on peamine ekvaatoril tekkinud osooni jaotaja pooluste suunas. Selle näol on siiski tegu keskmistatud õhumasside liikumissuunaga ning tegelik õhu liikumine (sealhulgas osooni) on sedavõrd komplekses süsteemis keerulisem. Üldiselt toimub õhumasside liikumine siiski ekvaatorilt pooluste suunas ning seda tulekski osooni globaalse transpordi mastaabis silmas pidada.

Peamisi osooni ümberpaigutumise põhimõtteid atmosfääris kirjeldab Brewer-Dobsoni nimeline õhu tsirkulatsiooni mudel. Tegemine on õhu liikumise mudeliga, mis on oma nime saanud atmosfääri dünaamikat uurinud teadlaste Alan West Brewer ja Gordon Dobsoni järgi. Mudel koosneb kolmest põhiosast, milles esimeses osas tõuseb (soe, kuiv ja osoonivaene) õhk ekvaatoril järjest kõrgemale (stratosfääri), kiirusega 20-30 meetrit ööpäevas (Cordero et al., 2003). Seejärel toimub õhu liikumine pooluste suunas ning viimaks laskub õhumass kesk- ja polaarlaiustel. Viimases osas on siiski olulised erinevused: kesk- ja polaarlaiustel laskuv õhumass transporditakse tagasi troposfääri, kuid polaaraladel laskuv õhk liigub stratosfääri alumisse kihti, kus see akumuleerub. See on põhjuseks, miks osoonikogused on kõrgematel laiustel ja polaaraladel kõrgemad. Lisaks sellele on osooni eluiga kõrgematel laiustel pikem - osooni lõhkuvat kiirgust on seal lihtsalt vähem. (Cordero et al., 2003).

2.4 Osooni vajalikkus

Päikese ja tema kiirgusega oleks elu Maal võimatu. Päikselt pärinev kiirgus pole aga kaugeltki mitte nii kahjutu, kui see meile tundub. Juba väikesed muutused meie kohal paiknevas kaitsevööndis omavad suurt mõju Maal eksisteerivatele organismidele.

Kuigi osoon on oluline loodusliku UV-kiirguse taseme reguleerija maapinnal, ei sõltu maapinnani jõudev UV-kiirgus ainult osoonikihi paksusest. Lisaks osoonile mõjutavad UV-kiirgust päikese kõrgus horisondist, taeva pilvisus, aerosoolide hulk atmosfääris ja aluspinna omadused (Veismann & Eerme, 2011). Sellest hoolimata on osoon kahjuliku UV-kiirguse püüdjana oluline, olles põhiline loodusliku UV-kiirguse taseme reguleerija. Näiteks UV-C kiirgust (vt tabel 1) ei lase osoon maapinnani üldse (Veismann, 2007).

Spektri nimetus	Lainepikkuste vahemik
UV-C	200-280nm
UV-B	280-315nm
UV-A	315-400nm

Tabel 1. UV-kiirguse jaotumine vastavalt lainepikkusele

Osooni kaitsvast toimest hoolimata on oluline end päikese kiirguse eest kaitsta. Liigne päikese käes viibimine võib kaasa tuua lisaks lühiajalistele (päikesepõletus) ka pikaajalisi negatiivseid kõrvaltoimeid (naha vananemine, nahavähk, melanoom). Muidugi on päikese käes viibimine eriti kahjulik vähenenud osoonikoguse puhul. On arvatud, et viieprotsendiline osoonikihi õhenemine Põhja- Ameerika kohal tooks kaasa nahavähi haigestumise 21 kordse kasvu - 9300 nahavähist põhjustatud surmajuhtumist aastas saaks 200 000 (Veismann, 2007).

Lisaks inimestele võib UV-kiirguse intensiivsuse tõus, kiirgust neelava osooni vähenemise tõttu, kahjustada teisigi organisme. Päikesekiirgusest ammutavad energiat taimed ja loomad maismaal ja vees. Elu meie planeedil on kohastunud pika aja jooksul siin valitsevate tingimuste järgi ning väikseimadki muutused neis mõjutavad seda tasakaalu. Suurenenud kiirgusdoosid tekitavad mutatsioone ja kahjustusi DNA struktuuris; pärsivad fotosünteesi taimedel ja kahjustavad rakke surmavalt (Suchar & Robberecht, 2018).

Kogu eelnevat arvesse võttes on osoon elulise tähtsusega kogu planeedi ökosüsteemile ja nende osadele. Õnneks jõuti selle mõistmiseni piisavalt kiiresti, et jõuda reageerida nii, et osooni lagunemine pidurduks ning 1987. aastal jõustuski osoonikihi taastamise protokoll. Simulatsioonide kohaselt oleks Montreali protokollil mittejõustumisel aastaks 2065 kadunud kaks kolmandikku kogu osoonist; Antarktika osooniauk oleks aastaringne nähtus koos kaksikuga Arktika kohal; UV-kiirgus kesk-laiuste kohal tekitaks päikesepõletusi kõigest viie minutiga; DNA-d kahjustav kiirgus suurenenud kuni ligi kuus korda (Newman et al., 2009). Nimekiri õõvastavatest kirjeldustest jätkub kuid sõnum on selge - osoonita pole elu Maal, vähemalt sellisena nagu me seda teame, võimalik. Osooni pidev jälgimine ja ohtude välja selgitamine on hädavajalik ka tulevikus.

2.5 Osooni mõõtmine

Osoonikihi mõõtmisega on tegeletud alates 20. sajandi algusest. Kõige pikem katkematu aegrida pärineb Šveitsi mägikülast Arosast, osooni mõõtmistega tehti seal algust 1920. aastatel (Staehelin, et al, 2018).

Esimesed instrumendid osooni mõõtmiseks asusid maapinnal. Tehnoloogia areng on võimaldanud instrumentide paigutamist erinevatele alustele ja mõõtmisi teostada sondidelt, lennukitelt ja satelliitidelt.

Eestis on osooni koguhulga mõõtmine alguse saanud 1993. aastal. Mõõtmistega taheti alustada juba varem, kuid vajaliku instrumendi soetamine polnud toona võimalik, seega kasutati nõukogude aegset tehnikat, mida sobivamaks modifitseeriti (EKUK, s.a.). Tänapäeval (stratosfääri) osooni pidevmõõtmisi Eestis ei tehta. Küll aga teostatakse troposfääri osooni, kui õhusaastaja, pidevmõõtmisi Eesti Keskkonnauuringute Keskuse hallatava õhukvaliteedi juhtimise osakonna poolt.

Osooni koguhulga mõõtühikuks kasutatakse kõige sagedamini Dobsoni ühikuid (DU). Nime on saanud ühik atmosfääri uurija Gordon Dobson-i järgi. Tegemist on osoonikihi „paksuse“ mõõtühikuga, kus kogu stratosfääris olev osoon on toodud normaaltingimustele (0 °C ja 1 atm rõhu juures). Sellistel tingimustel vastaks 300 DU-le osoonikihi paksus 3mm.

2.5.1 Mõõtevahendid ja nende tööpõhimõtted

Osooni võime kiirgust neelata sõltub suuresti lainepikkusest. Seetõttu toimuvad mõõtmised vähemalt kahel lainepikkusel. Üks neist valitakse selline, kus osooni neeldumiskoeffitsient on suur arvestades seda, et osa kiirgust siiski maapinnani jõuaks. Teiseks valitakse lainevahemik, mille koefitsient on väike, s.t osooni mõju kiirgusele on minimaalne. (Veismann & Eerme, 2011). Osooni mõõtmist teostatakse põhimõttel, et osoon neelab erinevatel lainepikkustel kiirgust erinevalt. Kahe lainepikkuse erinevuse võrdlemisel on võimalik teha järeldusi lainepikkuse nõrgenemisest aerosoolil. Kui kahe lainepikkus erinevus on väike, võib aerosoolil nõrgenemise mõlema lainepikkuse puhul lugeda samaks.

Kõige täpsemad on mõõtmised maapinnalt päikese poole. Levinuim maapealne mõõteriist on Dobsoni spektrofotomeeter, mille tööpõhimõttel toimivad ka tänapäevased instrumendid.

Sellisel meetodil saadud andmed on täpsed, kuid ei võimalda teostada mõõtmisi suure ala kohta ja on väga tundlikud aerosoolidele ja saasteainetele õhus.

Üks tuntumaid osoonikihi paksuse mõõtmise instrumente ülevalt alla, kosmosest Maa poole, on TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*). TOMS jõudis esmakordselt tööülesandeid täitma USA satelliidi Nimbus 7 pardal, aastal 1978. Sama instrument jätkas osooni koguhulga globaalset mõõtmist erinevate satelliitide pardalt (*Earth Probe* ja *Meteor 3*) kuni 2005. aastani, mil satelliidi „Earth Probe“ pardal osooni koguhulka mõõtev aparaat TOMS hakkas häireid andma. Pärast seda on kasutusel 2004. aastal orbiidile saadetud satelliidi „Aura“ pardal olevat instrumenti OMI (*Ozone Monitoring Instrument*) (Veismann & Eerme, 2011).

TOMS ja OMI erinevad oma tööpõhimõttelt maapealsete instrumentidega, võrreldes maalt tagasi peegeldunud kiirgust päikeselt tuleva kiirgusega. Nende eeliseks on suur katvus ja regulaarsus mõõtmistes.

Osooni mõõtmisel satelliitidelt võib tekkida ootamatuid probleeme. Üheks keerulisemaks probleemiks osutus näiteks Nimbus-7 pardal olnud instrumendi kalibreerimine - päikese kiirgust instrumenti juhtiva alumiiniumplaadi omadused muutusid ja nende muutuste täpne arvestamine oli keerukas (Wellemeier et al, 1996).

Osooni mõõtmisi lähitulevikus jätkab 2017. aasta oktoobris orbiidile saadetud Sentinel-5P pardal olev TROPOMI (*TROPospheric Monitoring Instrument*). Satelliidi eesmärk on jätkata eelkäijate tööd, andes usaldusväärseid ja pidevaid andmeid. Instrument võimaldab jätkata senist õhu kvaliteedi, osooni, UV-kiirguse ja kliima muutuste seiret (Theys et al., 2017). Sarnaselt eelkäijatele (TOMS & OMI) on tegemist nadiiri ehk maa keskpunkti suunatud instrumendiga, mis mõõdab maalt tagasi satelliidini peegeldunud kiirgust.

3 Andmed ja metoodika

Käesolevas uurimistöös kasutatud andmed on saadud NASA Giovanni (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>, külastatud 20.05.2019) veebileheküljelt. Tegemist on keskkonnaga, mis lisaks andmetele pakub ka erinevaid vahendeid andmete töötlemiseks ja visualiseerimiseks, eesmärgiga muuta andmete kasutamine ja töötlemine kasutajasõbralikumaks. Uurimistöös kasutatud andmed saadi eelnimetatud leheküljelt CSV (*Comma Separated Values*) failidena. Kogu perioodi kuukeskmised andmed on välja toodud lisas 1. Lisaks kasutati veebilehe võimalust osooni ruumilise paiknemise visualiseerimiseks, mille käigus nõutud parameetrite (aeg, koht, mõõtühikud, väärtusvahemikud) sisestamisel kuvatakse tulemus (kaart).

Uurimistöös kasutatud andmed on tasuta kättesaadavad - vajalik on vaid registreerimine ja konto loomine. Lehekülg võimaldab juurdepääsu lisaks osoonile ka teistele NASA poolt mõõdetavatele näitajatele.

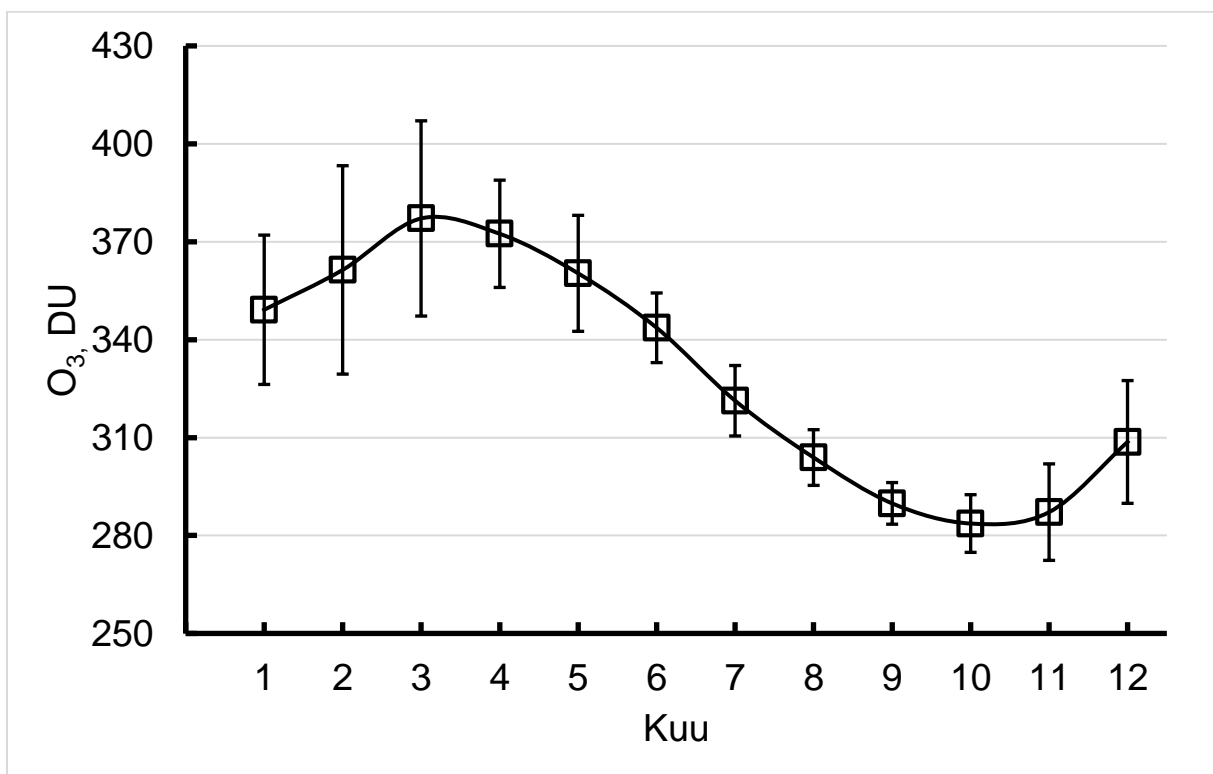
NASA andmebaasist on töös kasutatud andmete allalaadimine võimalik ASCII (*American Standard Code for Information Interchange* - Ameerika Informatsioonivahetuse Standardkood) CSV (*Comma Separated Value* - komadega eraldatud väärtuste) vormingus. Enne andmete kasutamist oli vajalik andmete viimine Excelile arusaadavasse vormingusse.

Saadud andmetest koostati kuus graafikut, mis näitavad osoonikoguste aasta-, kuu- ja päeva keskmiste väärtusi ajas, ja üks kaart, mis näitab osooni jaotumist ruumis.

Teatud päevade kohta andmed puudusid, lüngad andmetes likvideeriti vajadusel kasutades interpoleerimist. Aasta keskmiste arvutamisel on välja jäetud 2019. aasta andmed, kuna poole aasta kohta andmeid veel pole ja seniste andmete põhjal ei saa adekvaatset aastakeskmist.

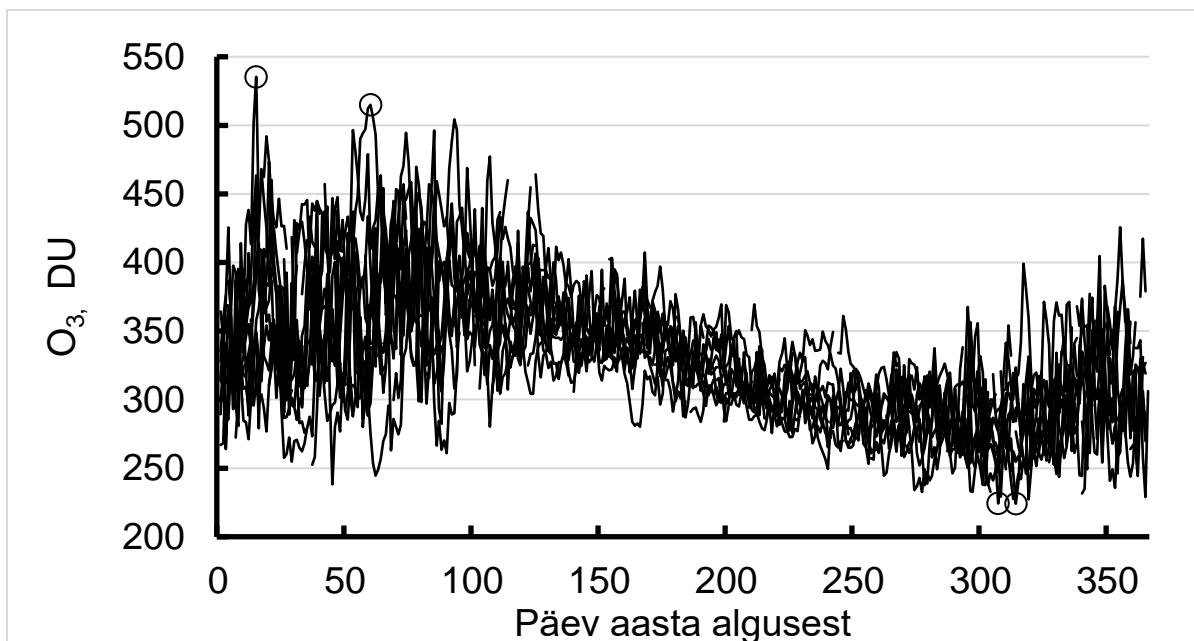
4 Tulemused

Osooni koguhulk Eesti kohal on varieeruv. Varieeruvuses joonistub välja kindel muster - suuremad osooni kontsentratsioonid jäävad kevadesse; madalamad väärtused aga sügisesse. Ka suurimad kõikumised esinevad suuremate osoonikoguste perioodil, talvel ja varakevadel ning väiksem kõikumine jääb suve- ja sügiskuudesse. Erinevused vastavate perioodide varieeruvuses võivad olla lausa mitmekordsed (Joonis 1). Järgneval joonisel on välja toodud uuritud perioodi kuude keskmised osoonikogused koos standardhälvetega.



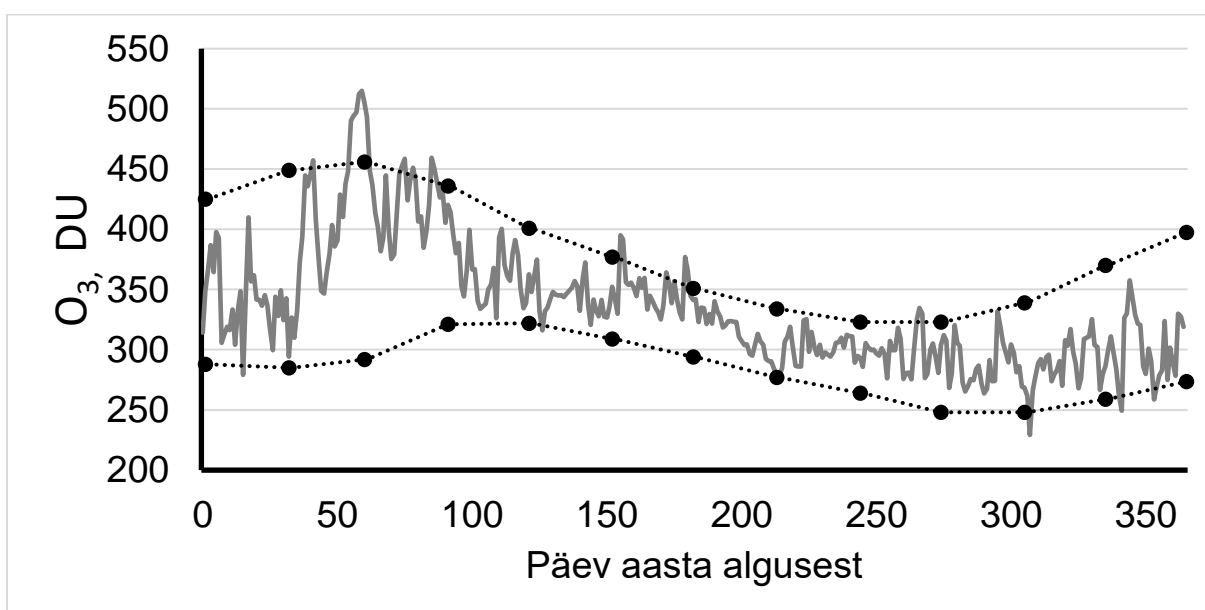
Joonis 1. Perioodi 2009-2019 osoonikoguste kuu keskmised standardhälvetega. Vertikaalsed jooned tähistavad standardhälvet.

Peamiseks osoonikihi hooajalist muutlikkust põhjustavaks mehhanismiks Eesti kohal on osooni ekvaatori lähistelt pooluste suunas transportiv (Brewer ja Dobsoni) tsirkulatsioon ja selle tsirkulatsiooni intensiivsus. Tsirkulatsioon on tugevaim põhjapoolkera talvel, mil temperatuuri erinevus pooluse ja ekvaatori vahel on suurim (Stolarski, 2003). Suve lõpuks ja sügise alguseks on temperatuuri erinevus vähenenud, sarnaselt tsirkulatsiooni intensiivsusele. Tsirkulatsiooni raugemine toob (lisaks aeglustunud osooni transpordi) endaga kaasa ka väiksema varieeruvuse osoonikogustes suve ja sügis perioodil.

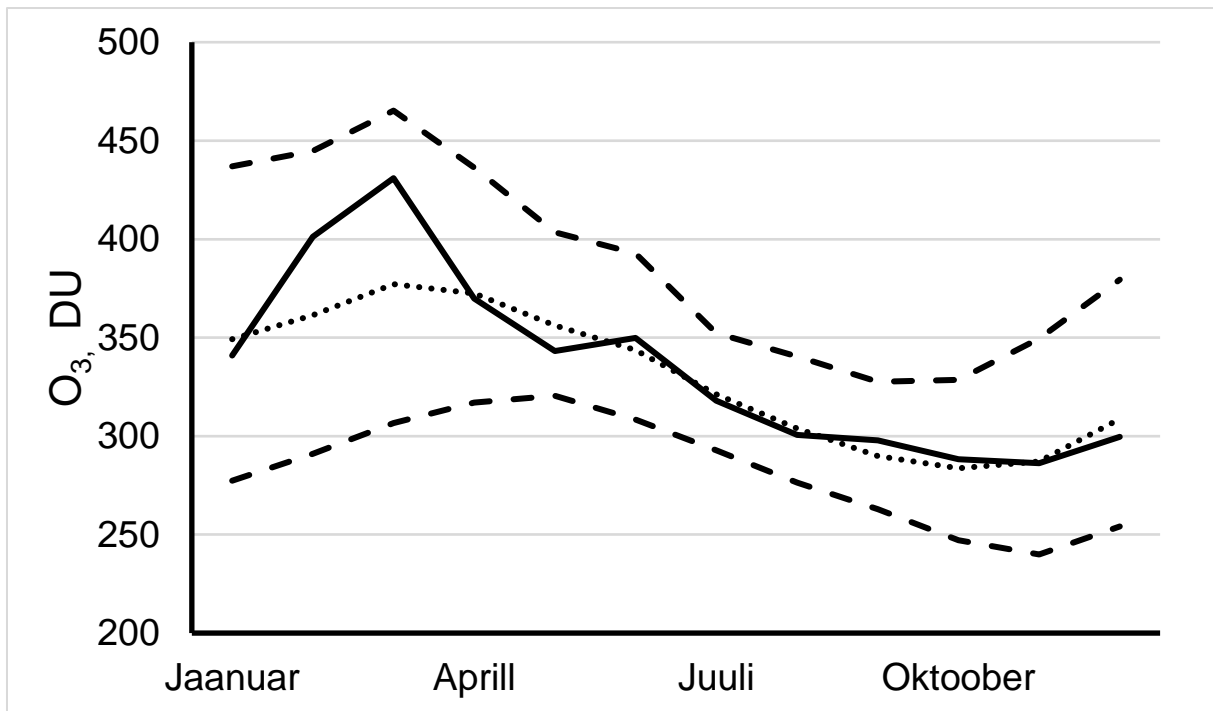


Joonis 2. Osooni päevakeskmiste väärtuste silumata graafik (2009-2019). Käesoleva aasta (2019) päevakeskmised on kuni kuupäevani 13.05. Ringidega on tähistatud ekstreemsed väärtused.

Joonisele 2 on kantud perioodi 2009-2019 iga aasta osoonikihi päevased kontsentratsioonid. Joonis annab ülevaate osooni aastasest käigust ja võimaldab näha kui muutlikud on päevased väärtused. Ringidega on tähistatud perioodi ekstreemseimad väärtused, millest tuleb juttu allpool. Joonisel 3 on 2018. aasta päevane osooni koguse kõik viimase kümne aasta kohta päevade keskmistatud miinimum- ja maksimumväärtuste taustal. Väärtused kuu keskmistele on leitud ainult punktidele, mitte neid ühendavale punktiirjoonele.



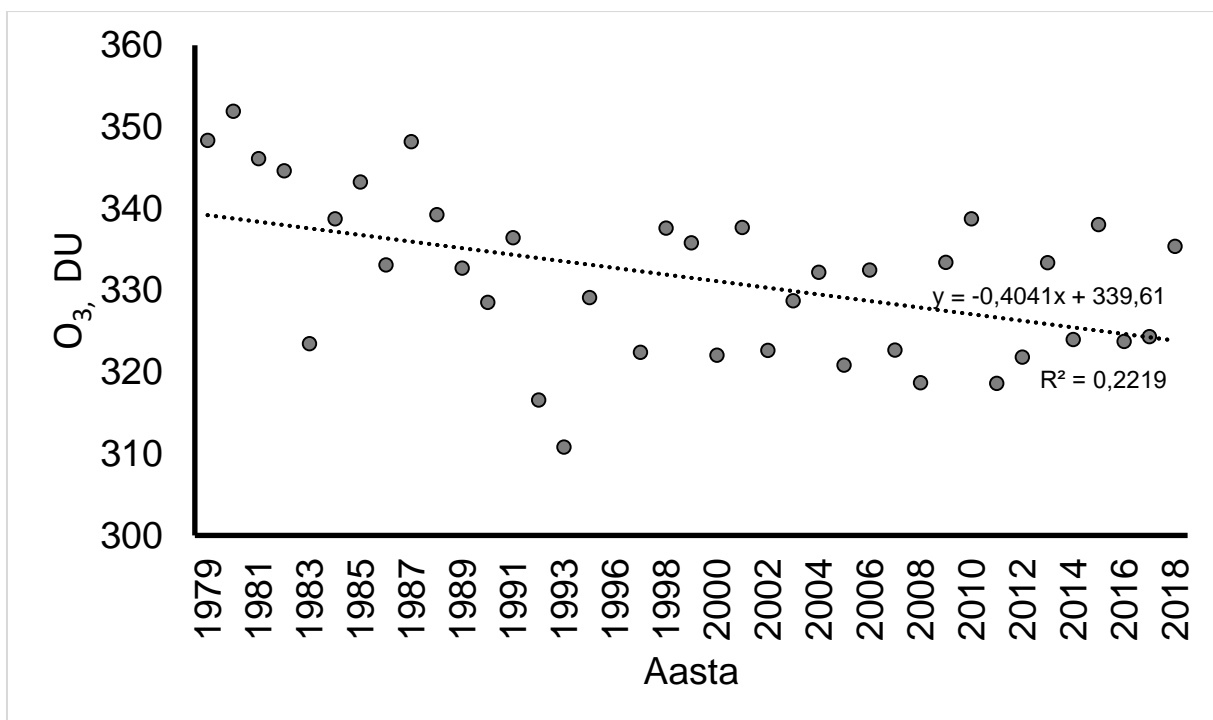
Joonis 3. 2018. a päevakeskmised (pidevjoon); 2009-2018 aastate maksimumide (ülemine joon) ja miinimumide (alumine joon) keskmised kuude lõikes. Tumedaid punkte (13) ühendab sirgjoon, mis on miinimum ja maksimum vahemiku visualiseerimiseks.



Joonis 4. 2018. a kuukeskmise (pidevjoon); 2009-2018 aastate maksimumide keskmised (ülemine katkendjoon); 2009-2018 miinimumide keskmised (alumine katkendjoon) ja 2009-2018 keskmine (punktiirjoon).

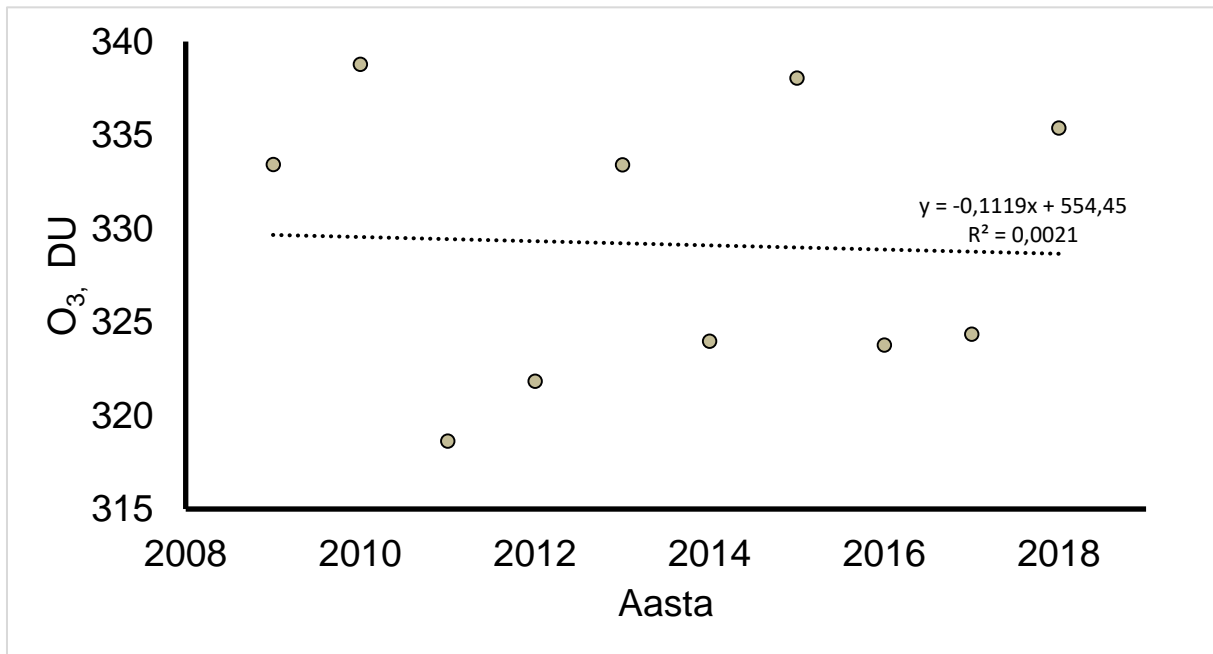
Sama perioodi (2009-2019) kõige madalamad päevased kontsentratsioonid jäid aga 2016. aastasse, mil mõõdeti kahel päeval (22.11.2016 ja 15.11.2016) päevaseks keskmiseks 224 DU (joonisel 2 tähistatud ringidega). Eesti madalaim osoonikogus (181 DU) mõõdeti 2007. aastal (Veismann & Eerne, 2011) – sellest on viimase kümne aasta madalaim väärtus tunduvalt suurem. Madalaim aasta keskmine (perioodil 2009-2018) oli 2011. aastal. Sel aastal (2011) valitsesid Arktika kohal (stratosfääris) väga külmad temperatuurid kevadkuudeni, mis võimaldasid polaar-stratosfääripilvede (pärlmutterpilved) teket. Pilvedes toimuvad reaktsioonid, mille käigus kloor muutub reaktiivseks ehk on võimeline osooni lagundama. Erakordselt külmade temperatuuride põhjustajaks peeti tavalisest palju tugevamat polaar-pöörist, mis käitub justkui barjäärina ja ei lase õhumassidel seguneda. Sel aastal saadud andmed olid ühtlasi ka viimase kolmekümne aasta erakordsemad (Vinas, 2013).

Kahe perioodi vahelise võrdlusmomendi saamiseks on koostatud kaks aegrida - üks perioodi 1979-2018¹ (Joonis 5) ja teine 2009-2018 (Joonis 6) kohta. Siinkohal on oluline meele pidada, et lineaarne seos on äärmiselt tundlik perioodi alguse ja lõpu suhtes (mida ka mõlemad joonised illustreerivad) ja ainuüksi nende põhjal järeldusi teha ei saa. Mõlemal juhul on siiski selgelt näha märkimisväärseid kõikumisi osoonikoguste aasta keskmistes ka järjestikustel aastatel. Kahe joonise võrdlemisel on märgata ka teatud aeglustumist osooni koguse vähenemises, mis langeb kokku osooni teatud määral taastumisega pärast Montreali protokollu jõustumist. Sarnaselt on osoonikihi lagunemise aeglustumist alates millenniumi vahetusest täheldanud ka Veismann & Eerme (2011). Kas osooni tagasihoidlik kasv Eesti kohal on põhjustatud osooni taastumisest või atmosfääri dünaamikast (või mõlemast) on ebaselge.



Joonis 5. Aasta keskmised osoonikogused perioodil 1979-1994 & 1997-2018.

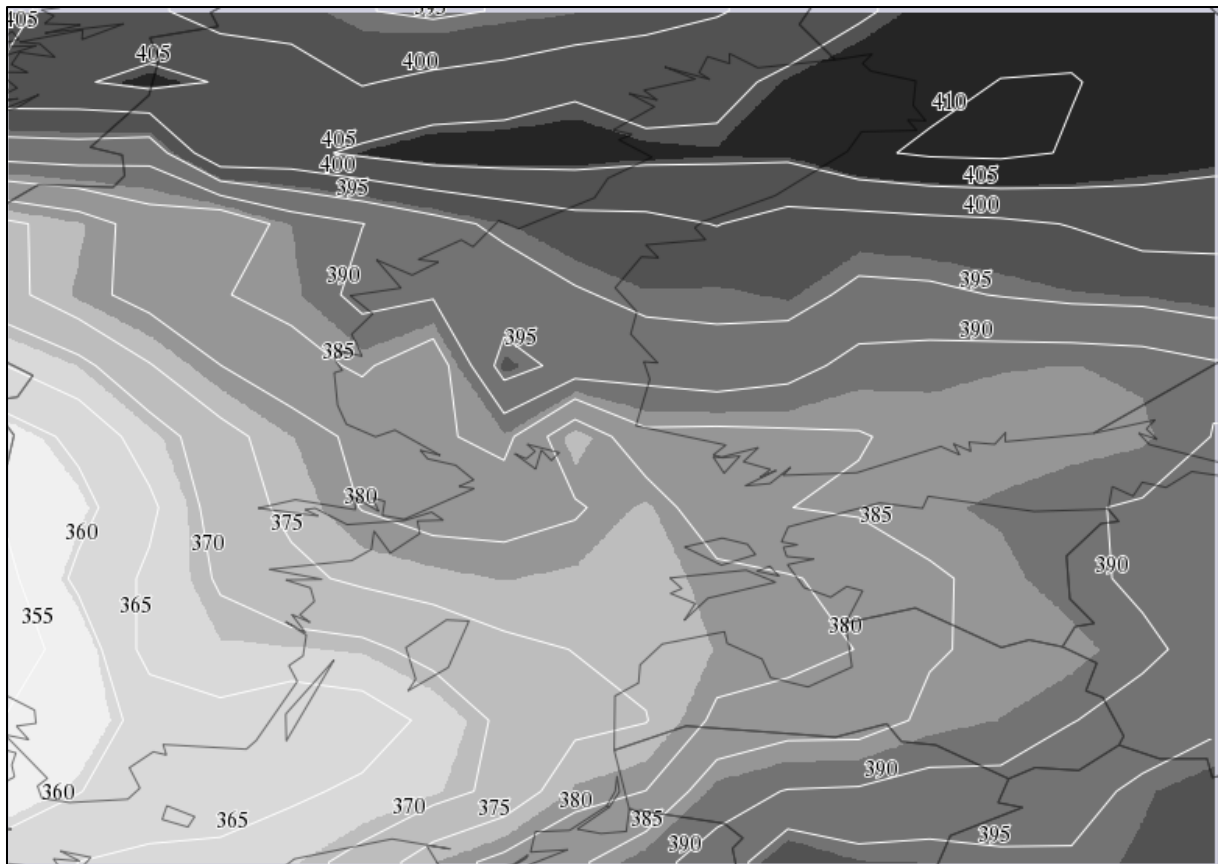
¹ Aastatel 1995-1996 tehtud mõõtmised on puudulikud, seetõttu seda vahemikku aegreas ei ole kajastatud.



Joonis 6. Aasta keskmised osoonikogused 2009-2018.

Osoonikoguste kõikumine on mõjutatud paljude erinevate nähtuste ja tsüklite poolt: päikese aktiivsuse 11- aastane tsükel, jugavoolude ida-lääne suuna vaheldumine (QBO), El Niño ostsillatsioon ja vulkaanipursked (Arosio et al, 2019). Neist suurimad mõjud osooni kontsentratsioonile avalduvad läbi atmosfääri dünaamika (tuuled ja temperatuurid) ja päikese 11-aastase tsükli (Chipperfield et al., 2018). Need kõikumised nii aasta siseselt kui aastate lõikes raskendavad ka üldiste tendentside leidmist.

Üldiselt on osooni globaalne (60°S–60°N) kogus olnud stabiilne ja statistiliselt olulisi trende osooni koguse suurenemisest või kahanemisest pole leitud (WMO, 2018). Küll aga on alates 1995. aastast kogu osooni lagunemise kiirus aeglustunud. Erinevate mudelite kohaselt peaks osooni koguhulk atmosfääris naasema 1980. aastate eelsele tasemele sajandi keskpaigaks (Langematz, 2019).



Joonis 7. Osoonikihi ruumiline jaotus Läänemere ümbruse kohal (DU) 30.04.2019. Heledamad kohad kaardil tähistavad väiksemaid väärtusi, tumedamad suuremaid; samaväärtusjoonte samm 5 ühikut, vahemik 350-410 DU.

Osooni ruumilise paiknemise illustreerimiseks on ülal kaart, mis on koostatud selle kevade põhjal (30.04.2019). Kaardil on kujutatud erinevusi ühe päeva kestel. Kaardilt on võimalik näha, et nimetatud perioodil on osoonikiht kõige õhem (350 DU) olnud Lõuna-Rootsi kohal ja kõige paksem (410 DU) Põhja-Soome kohal. Eesti kohal jäi vaadeldaval perioodil osoonikihi paksus umbes 380 DU ja 390 DU vahele. Üldiselt on õhumasside liikumine kujundatud meteoroloogiliste muutuste poolt.

5 Kokkuvõte

Töö eesmärk oli analüüsida osooni muutlikkust Eesti kohal viimase kümne aasta jooksul, võrrelda neid varasema perioodiga ja leida võimalikke muutuste tekkepõhjuseid, selgitades neid põhiliste atmosfääris toimuvate protsesside läbi. Põgusalt peatuti ka osooni lõhkuvate ainete tootmise ja kasutamise eemaldamiseks kehtestatud Montreali protokollil ja selle mõjust osoonile.

Teooria osas anti ülevaade osooni olemusest, tekkimisest, lagunemisest ja selle olulisusest. Toodi välja osooni kontsentratsiooni ja liikumist enim mõjutavad faktorid. Rõhutati osooni äärmiselt olulist rolli maad ümbritseva kaitsekihina ning toodi välja põhilised osooni lagundavad protsessid. Tutvustati osooni mõõtmisel kasutatavaid seadmeid ja nende tööpõhimõtteid.

Varasemate uuringute põhjal on selgunud, et osoonikihi lagunemise protsess on globaalselt aeglustunud ja seda kinnitavad ka käesolevas uurimistöös käsitletud andmed Eesti kohta. Lineaarse regressiooni analüüsi põhjal saadud tulemused näitavad samuti märke osoonikihi taastumisest. Lisaks uuriti osooni aastasisest muutlikkust peamiselt viimase kümne aasta jooksul, tuues välja ekstreemsed väärtused.

Andmete analüüsist ilmneisid suured aastasisesed ja aastatevahelised erinevused osooni koguhulgas Eesti kohal. Nende põhjustajaks Eesti asukoht ja sõltuvus atmosfääri dünaamikast osooni transpordil. Osooni muutlikkuse uurimine ajas ja ruumis on oluline UV-kiirguse jaotuse välja selgitamiseks. 2017. aastal orbiidile saadetud satelliit Sentinel 5P võimaldab senisest täpsemalt neid muutusi mõõta. Uurimistöös andmetest võiks abi olla uue satelliidi andmete valideerimiseks ja andmete kasutusele võtmiseks.

6 Changeability of ozone above Estonia

Raido Puusepp

Summary

Stratospheric ozone layer is known for being the main absorber of harmful ultraviolet radiation, thus providing protection to life on Earth. With the discovery of Antarctic ozone hole, negative effects of human activities to ozone were clear. In 1987 Montreal Protocol was signed to remove all ozone depleting substances from production and usage. It is considered to be one of the most effective agreements as the depletion of ozone has decreased significantly.

Ozone concentrations above any location are determined by three components: how much ozone is created by photochemical reactions and how much is being moved in or away. Estonia, being situated in relatively high latitudes, is mainly affected by the last two aforementioned components. This creates large inter-annual variability, with peak total amount of O₃ around spring and minimum in autumn.

The aim of this research is to study temporal and spatial changes in ozone concentrations above Estonia, giving explanations and reasons of their occurrence. For this, data from NASA satellites and previous researches was used. Different graphs (with annual, monthly and daily averages) and one map were made to analyze temporal and spatial changes. It came out that ozone concentrations experience great annual variability. Data analyzes showed that ozone depletion above Estonia has decreased, similar to global trend. If decrease in depletion of ozone above Estonia is caused by the global recovery of ozone, is unclear as finding robust trends in such variability is complicated. In spite of these complications, general decreases in ozone depletion from 2000 are in compliance with the results found in this research- showing moderate trend of ozone recovery.

7 Kirjanduse loetelu

Analyses and visualizations used in this paper were produced with the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA GES DISC.

Arosio, C., Rozanov, A., Malinina, E., Weber, M., & Burrows, J. P. (2019). *Merging of ozone profiles from SCIAMACHY, OMPS and SAGE II observations to study stratospheric ozone changes.*

Chipperfield, M. P., Dhomse, S., Hossaini, R., Feng, W., Santee, M. L., Weber, M., ... Coldewey-Egbers, M. (2018). *On the cause of recent variations in lower stratospheric ozone.*

Cordero, E., Newman, P. A., Weaver, C., & Fleming, E. (2003). *Stratospheric Ozone Electronic Textbook.*

Crutzen, P. J. (1970). *The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content.*

EKUK. (s.a.). Osoon ja osoonikiht. Salvestatud <http://www.klab.ee/o3/osoonikiht/>

Farhani, G., Sica, R. J., Godin-Beekmann, S., & Haeferle, A. (2019). *Optimal estimation method retrievals of stratospheric ozone profiles from a DIAL.*

Johnston, H. (1971). *Reduction of Stratospheric Ozone by Nitrogen Oxide Catalysts from Supersonic Transport Exhaust.*

Langematz, U. (2019). *Stratospheric ozone: down and up through the anthropocene.*

McElroy, M. B., & Salawitch, R. J. (1986). *Reductions of Antarctic Ozone Due to Synergistic Interactions of Chlorine and Bromine.*

Newman, P. A., Oman, L. D., Douglass, A. R., Fleming, E. L., Frith, S. M., Hurwitz, M. M., ... Velders, G. J. M. (2009). *What would have happened to the ozone layer if chlorofluorocarbons (CFCs) had not been regulated?*

Stahelin, J., Viatte, P., Stübi, R., Tummon, F., & Thomas, P. (2018). *Stratospheric ozone measurements at Arosa (Switzerland): history and scientific relevance.*

- Stolarski, R. (2003). *Stratospheric Ozone Electronic Textbook*.
- Suchar, V. A., & Robberecht, R. (2018). *Integration and scaling of UV-B radiation effects on plants: the relative sensitivity of growth forms and interspecies interactions*.
- Theys, N., De Smedt, I., Yu, H., Danckaert, T., van Gent, J., Hörmann, C., ... Van Roozendael, M. (2017). *Sulfur dioxide retrievals from TROPOMI onboard Sentinel-5 Precursor: algorithm theoretical basis*.
- Veismann, U. (2007). *Päike, osoonikiht ja inimene*. Tallinn.
- Veismann, U., & Eerme, K. (2011). *Päikese ultraviolettkiirgus ja atmosfääriosoon*. Tartu: Ilmamaa.
- Vinas, M.-J. (2013). *NASA Pinpoints Causes of 2011 Arctic Ozone Hole*.
- Wellemeier, C. G., & Taylor, S. L. (1996). *Final Report on Nimbus-7 TOMS Version 7 Calibration*.
- WMO. (2018). *Executive Summary: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018, World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project*.

8 Lisad

Tabel 1. Kuude keskmised osoonikogused Eesti kohal (1979-2004 TOMS & 2005-2019 OMI)

	Jan	Veb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dets
1979	336	387	426	430	372	345	364	319	301	291	285	351
1980	356	358	404	414	412	364	350	332	307	303	301	328
1981	339	389	393	411	380	354	332	326	293	311	299	329
1982	351	393	404	402	385	376	332	336	306	289	275	293
1983	319	335	370	377	348	346	321	306	291	287	281	300
1984	365	327	392	394	372	370	344	312	303	302	273	308
1985	364	424	385	406	368	355	340	295	306	270	293	321
1986	361	359	333	403	362	337	327	319	311	290	286	316
1987	317	382	437	390	391	365	349	337	313	287	288	323
1988	325	370	433	401	364	345	326	325	285	273	289	334
1989	301	399	401	376	367	340	332	318	293	273	280	317
1990	328	327	384	381	357	347	333	315	300	276	297	296
1991	363	365	365	392	391	362	336	321	300	285	275	287
1992	277	328	356	398	350	336	327	300	276	292	280	276
1993	308	293	338	325	333	347	318	307	287		285	297
1994	343	378	360	373	355	320	299	305	279	263		
1997	319	361	373	357	363	337	327	297	283	296	270	261
1998	319	335	390	392	378	345	354	345	293	296	286	285
1999	354	395	410	369	386	324	324	319	275	290	277	309
2000	316	360	350	349	350	342	332	310	284	272	266	335
2001	337	388	418	385	377	362	314	307	292	283	289	303
2002	306	368	385	385	338	346	314	298	283	296	277	269
2003	336	333	341	408	362	368	327	323	292	286	281	288
2004	326	369	394	372	387	363	330	303	290	271	272	312
2005	325	309	353	394	354	349	335	303	279	260	277	303
2006	306	402	414	412	376	335	320	305	284	265	298	284
2007	345	361	374	360	351	334	325	298	294	269	281	280
2008	316	321	397	356	364	339	322	299	275	277	273	280
2009	354	417	387	351	345	341	318	306	286	292	272	338
2010	330	375	407	388	368	352	312	303	298	296	304	337
2011	356	369	353	341	356	333	302	294	282	269	268	306
2012	315	346	368	382	348	339	315	300	289	284	293	284
2013	359	368	407	379	343	340	335	308	292	270	299	299
2014	327	348	331	368	361	354	322	326	287	277	265	323
2015	391	366	361	391	379	359	336	297	294	287	302	294
2016	354	329	347	390	360	323	322	303	280	285	282	313
2017	334	300	371	378	359	346	332	302	292	289	301	292
2018	341	401	431	370	343	350	318	301	298	288	286	300
2019	381	356	387	358	402*							

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Raido Puusepp,

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) minu loodud teose „Osooni muutlikkus Eesti kohal“, mille juhendaja on Margit Aun, reprodutseerimiseks eesmärgiga seda säilitada, sealhulgas lisada digitaalarhiivi DSpace kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
2. Annan Tartu Ülikoolile loa teha punktis 1 nimetatud teos üldsusele kättesaadavaks Tartu Ülikooli veebikeskkonna, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace kaudu Creative Commons'i litsentsiga CC BY NC ND 3.0, mis lubab autorile viidates teost reprodutseerida, levitada ja üldsusele suunata ning keelab luua tuletatud teost ja kasutada teost ärieesmärgil, kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
3. Olen teadlik, et punktides 1 ja 2 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
4. Kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei riku ma teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse õigusaktidest tulenevaid õigusi.

Raido Puusepp
26.05.2019