

Tartu Ülikool  
Bioloogia-geograafiateaduskond  
Geograafia Instituut

**Õhutemperatuuri järskude muutuste statistiline  
ja sünoptiline analüüs külmal poolaastal  
ajavahemikul 1951-2006**

Magistritöö

**Taimi Paljak**

Juhendaja: dotsent Jaak Jaagus

Kaitsmisele lubatud:

Juhendaja:

Instituudi juhataja:

Tartu 2007

## Sisukord

1. Sissejuhatus	3
2. Teoreetiline ülevaade	5
2.1. Eesti kliimat kujundavad tegurid	5
2.2. Varasemad uurimustööd ööpäeva keskmise õhutemperatuuri kohta Eestis	6
2.3. Ülevaade atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptilisest klassifitseerimisest	7
3. Andmed ja meetodika	12
3.1. Andmed	12
3.2. Meetodika ööpäeva keskmiste õhutemperatuuri muutuste statistiliseks töötluseks	13
3.3. Meetodika järskude ööpäeva keskmiste õhutemperatuuri muutuste sünoptiliseks analüüsiks	16
4. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järskude muutuste statistiline analüüs	18
4.1. Järskude muutuste trend ja piirkondlik jaotuvus	18
4.2. Järskude muutuste korrelatsioon talveperioodi keskmise õhutemperatuuri ja talvetüübiga	22
5. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järskude muutuste seos tsirkulatsiooniprotsessidega	27
5.1. Ilmamustrite sünoptiline analüüs	27
5.2. Ilmatüüpide ja tsirkulatsioonigruppide osakaal järskudes muutustes	42
5.3. Ekstreemsete muutuste analüüs	43
6. Kokkuvõte	48
Kasutatud kirjandus	49
Summary	52

## 1. Sissejuhatus

Diskussioon kliimamuutuste üle oli kuni 20. sajandi 90-ndate aastateni prioriteetselt teadusmaailma pärusmaaks. Seoses õhutemperatuuri jätkuva kasvuga on käesolevaks ajaks kliima soojenemisest saanud murettekitav globaalprobleem. Viimaste andmete alusel on maakera keskmine õhutemperatuur 1860. aastast kerkinud  $0,6^{\circ}\text{C}\pm 0,2^{\circ}\text{C}$  (IPCC, 2001). IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change) ennustab jätkuvat õhutemperatuuri tõusu, mis 2080. aastaks maakera ulatuses võib kerkida  $2,5^{\circ}\text{C}$  ja Eestis kuni  $4^{\circ}\text{C}$  (Tarand, 2000). Käesoleva ajani on keskmine õhutemperatuur Eestis eelkõige talvekuudel tõusnud. J. Jaaguse andmetel on ajavahemikul 1951-2000. a. talvekuude keskmine õhutemperatuur tõusnud  $2-3^{\circ}\text{C}$  (Jaagus, 2003).

Õhutemperatuuri jätkuv kasvutrend pakub uurimisaselst temaatilist huvi. R. Przybylak on analüüsinud Arktika ekstreemseid õhutemperatuure perioodil 1951-1990. Tulemuseks olid maksimaalsete ja minimaalsete õhutemperatuuride osas vaid mitteolulised trendinäitajad. Olulise järeldusena tõdes autor, et Arktikas ei ole perioodil 1951-1990 aset leidnud kasvuhoonefektist tulenevat soojenemist (Przybylak, 1997).

Lõuna- ja Kesk-Euroopas ekstreemseid temperatuurinähtusi ja nende seost atmosfääri üldise tsirkulatsiooniga uurinud autorite grupp tõdes mittereeglipärasest kõikumist. Tõestust leidis üldine nõrk soojenemistendents ja seda peamiselt põhjapoolsetel aladel. Tugevat sagenemistendentsi näitas ekstreemselt kuumade juhtumite hulk ja vähenenud on ekstreemselt külmad juhtumid (Domonkos et al., 2003).

Aasia idaosa talveperioodi temperatuurimuutusi uurinud Dao-Yi Gong ja Chang-Hoi Ho (2004) jõudsid tulemuseni, et märkimisväärse soojenemise taustal sesoonisisene ööpäevaste temperatuuride muutlikkus on vähenenud. Jan Kysely on käsitlenud õhutemperatuuri anomaalia ja atmosfääri tsirkulatsiooni vahelisi seoseid. Kuumalainete sagenemine näitas usaldatavat seost atmosfääri tsirkulatsiooniga (Kysely, 2007).

Kliimamuutustega seostatakse sageli loodusõnnetuste ja –katastroofide sagenemist (IPCC, 2001). Sellega on seletatav ka meedia ja üldsuse teravdunud tähelepanu ilmastikunähtuste kui kliimamuutuste vastu. Loodusõnnetuste põhjuseks on sageli ekstreemsed ilmastikunähtused. Ekstreemseteks ilmastikunähtusteks Eesti oludes

on nt. tornaadod, orkaanitugevusega ( $\geq 32,7$  m/s) tuuled, rängad vihmajud ( $\geq 50$  mm 24 h jooksul), erakordselt kõrgete ( $\geq +30^{\circ}\text{C}$ ) ja madalate ( $\leq -28^{\circ}\text{C}$ ) õhutemperatuuride püsimine pikemat aega ( $\geq 5$  päeva), erakordselt kiire ööpäeva keskmise õhutemperatuuri muutus ( $\geq 10^{\circ}\text{C}$  24 h jooksul).

Varasematel aastatel on õhutemperatuuri muutusi käsitletud TÜIO (1919), Kirde (1939), Raik (1959, 1964), Kivi (1990), Jaagus (1996, 1999, 2003). Ekstreemsete ilmadega tegeles A. Raik (1959), kelle uurimustöö baseerus talvekuude analüüsil ajavahemikul 1866-1955. Ta kirjeldas eri liiki ilmade esinemise sageduse, püsivuse ja muutumise iseloomu kaudu ilmastiku mõju avaldumist jaotades oma klassifikatsioonis ilmad õhutemperatuurirežiimi järgi kolme suurde rühma (Raik, 1961; 1964). Viimastel aastatel on ekstreemsetest ilmastikunähtustest uuritud tornaadode korduvust (Merilain, Tooming, 2003, Tooming, Merilain, 2004), ekstreemseid temperatuure (Keevallik et al., 1999), suviseid ekstreemsadusid (Merilain, Post, 2006), erakordselt kõrgeid laineid (Soomere, 2006).

Käesolevas töös on vaatluse alla võetud ööpäeva keskmised õhutemperatuurid, mida kliima kirjeldamise huvides on traditsiooniliselt oluliseks peetud. Meie laiustel on õhutemperatuuril suur ööpäevane käik, iseäranis kevad-talvisel ajal. Üksteisele järgnevate ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride vahe võib aga suureks paisuda õhumasside kiire vahetumise tõttu. Kõige suuremad muutused leiavad aset talvisel ajal, mil kontrast Atlandilt pärit pehme merelise ning Ida-Euroopast või Fennoskandiast saabunud kontinentaalse õhu vahel on suur.

Töö esmaseks eesmärgiks oli välja selgitada, kas viimasel kümnenditel on ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride kiired muutused sagenenud. Erakordselt kiireks külmenemiseks/soojenemiseks loetakse Eesti tingimustes ööpäeva keskmise õhutemperatuuri langust/tõusu  $\geq 10^{\circ}\text{C}$  24 h jooksul, silmas pidades inimeste elu ja tervist ning turvalisust ja heaolu. Statistiliselt usaldusväärsema tulemuse saamiseks alandasime kriteeriumit  $\geq 8^{\circ}\text{C}$  24 h jooksul.

Töö teiseks eesmärgiks oli välja selgitada, missugustes tsirkulatsioonitingimustes leiavad kõige sagedamini eelpoolkirjeldatud muutused aset ja kas nende esinemissagedus on tõusnud.

## 2. Teoreetiline ülevaade

### 2.1. Eesti kliimat kujundavad tegurid

Kliima all mõistetakse ilmastiku pikaajalist statistilist iseloomustust mingil maa-alal. Käsitleva ajavahemik võib varieeruda. Nii on WMO (Ülemaailmne Meteoroloogia Organisatsioon) poolt kliimaolude kirjeldamise soovituslikuks perioodiks vähemalt 30 aastat ja standardperioodideks vastavalt 1901-1930, 1931-1960 ja 1961-1990. Kuna kliimanäitajates on täheldatav pidev kõikumine, siis 30-aastase perioodi kasutamisel avalduvad kõige hilisemad muutused. Statistiliselt usaldusväärsema tulemuse saamiseks võib vaadelda 50-100 aasta pikkusi aegridu, kuid sel juhul ei tule esile periooditi esinevad kõikumised.

Antud paikkonna kliimat kujundava tegurina on esikohal kiirusrežiim, mille määrab eelkõige geograafiline laius. Eesti asend valdavalt 57-59° põhjalaiuse vahel tingib päikese kõrguse ja päeva pikkuse suure muutumise aasta vältel ning sellest tulenevalt ka kiirusrežiimi suure sesoonse kõikumise. Aastasest kiirussummast 76% saab Eesti ajavahemikul aprillist augustini (Klimat Tallina, 1982; Klimat Pjarnu, 1986). Otsekiirus on ülekaalus kevadel ja suve esimesel poolel, hajuskiirus aga alates augustist. Aastases kogusummas on juhtival kohal hajuskiirus, rannikualadel aga suvekuude väiksema pilvisuse aga otsekiirus (Raik, 1964).

Kiirusrežiimi kõrval on oluliseks kliimat kujundavaks teguriks atmosfääri tsirkulatsioon, mis tingib õhumasside ümberpaiknemise maakera ulatuses. Õhumassid hakkavad liikuma õhurõhu territoriaalsete erinevuste tõttu. Suuremateks õhurõhu erinevusteks on püsivalt kõrge õhurõhuga ala Assoori saarte piirkonnas (Assoori maksimum) ja madala õhurõhuga ala Islandi lähistel (Islandi miinimum). Püsivad õhurõhu erinevused põhjustavad permanentse õhutsirkulatsiooni ehk õhuvoolu. Nõnda on Islandi miinimumi ja Assoori maksimumi vahel kujunenud domineeriv läänevool, milles kanduvad tsüklonid Põhja-Atlandilt Euroopa kohale. Eriti intensiivne on tsüklonite sissetung talvisel ajal, mil kontrast troopiliste ja polaaralade vahel on kõige suurem (Raik, 1964). Samas esinevad atmosfääri suuremõõtmelises tsirkulatsioonis kõrvalekaldeid, mis tingib ka Eesti ilmastiku kõikumise ja seda eriti talvisel poolaastal. Põhja-Atlandi ostsillatsioon (NAO) ehk õhurõhu kõrvalekalded Islandi miinimumi ja Assoori

maksimumi vahel mõjutavad Eesti ilma otseselt (Jaagus, 1999). Kui õhurõhu gradient Põhja-Atlandi kohal on tavalisest märksa suurem (NAO positiivne faas), siis domineeriv tsükloonaalsus tingib keskmisest kõrgema õhutemperatuuri.

Kolmanda kliimat kujundava faktorina tuleb arvestada ka aluspinna iseärasustega. Füüsilis-geograafiliselt kuulub Eesti Ida-Euroopa lauskmaa koosseisu ja on pinnamoelt suhteliselt tasane. Mere lähedus aga pehmendab kliimat, mille tagajärjel nii ööpäevane kui aastane õhutemperatuuri amplituud on rannikupiirkonnas suhteliselt väiksem kui kaugemal sisemaal (Kirde, 1943). Merele iseloomuliku termilise inertsitõttu soojenemisperioodil mere jahutava mõju tõttu rannikualadel jahedam ning jahtumisperioodil soojem, mis lõppkokkuvõttes ühtlustab meri õhutemperatuuri aastast käiku.

## **2.2. Varasemad uurimustööd ööpäeva keskmise õhutemperatuuri kohta Eestis**

Õhutemperatuur on nii ööpäeva, kuu kui aasta lõikes pidevalt muutuv suurus. Ööpäeva jooksul registreeritud näitajate alusel arvatud ööpäeva keskmine õhutemperatuur on üks tähtsamaid karakteristikuid klimatoloogias. Ööpäevade keskmised õhutemperatuurid on aluseks nii kuu kui aasta keskmiste õhutemperatuuride arvutamisel. Andres Tarand on koostanud Tallinna kohta nii kuude kui aastate keskmiste temperatuuride aegread perioodiks 1756-2000 (Tarand, 2003). Võimalikult pikk ja pidev aegrida võimaldab kliima kõikumisi ja muutusi iseloomustada.

Kliima uuringutes analüüsis juba professor K. Kirde ööpäeva keskmisi õhutemperatuure ja tegi kindlaks, et aasta vältel on suuremad muutused temperatuuris aset leidnud külmal aastaajal (Kirde, 1939). Hilisemaid aastaid uurides on samale järeldusele jõudnud ka J. Jaagus, kes ajavahemikul 1951-2000 on täheldanud talvekuude keskmise temperatuuri kasvu ca 2-3°C. Külma aastaaja kuudest omakorda kõige suuremad on olnud muutused märtsis (Jaagus, 2003). Märkimisväärne temperatuuri tõus (2,5°C) kevadkuudel (märts-mai) nähtub Rigeli Kivi uurimusest (Kivi, 1990).

Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutust Eestis 20 sajandi teisel poolel on analüüsinud ka M. Heinmaa oma bakalaureusetöös. Viimasest nähtub temperatuuritõus 1,2°C ajavahemikul 1951-2000 (Heinmaa, 2001).

Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järgi määratakse ka kuupäevad, millal temperatuur püsivalt läbib mingit punkti temperatuuri tõusu ja languse perioodidel. Kulla Kivi on sel meetodil fenoloogiliste aastaegade ilmastikulist omapära kirjeldanud ja eristanud 7 fenoloogilist perioodi. Ööpäeva keskmise õhutemperatuuri tõus üle 0°C tähistab külma aastaaja lõppu ja sooja algust s.t. varakevade saabumist, 5°C piir on kevade saabumise märgiks ja tähistab enamuse parasvöötme põllumajanduskultuuride kasvu algust, üle 10°C kerkiv ööpäeva keskmine õhutemperatuur on varasuve tähiseks ja on optimaalne taimede aktiivseks kasvamiseks, 15°C-st alates on tingimused soodsad ka soojalembestele kultuuridele ning algavat perioodi nimetatakse südasuveks (eraldiseisva perioodina eristatav siis, kui ööpäeva keskmine õhutemperatuur on 30 päeva vältel püsivalt üle 15°C). Ilmade jahenedes algab ööpäeva keskmise õhutemperatuuri langus. 15°C-st allapoole jääv periood on nimetatav hilissuvena, 10°C-st jahedam aeg tähistab sügise saabumist, 5°C piir on hilissügise tähiseks ja 0°C-st püsivalt madalamad ööpäeva keskmised õhutemperatuurid on külma aastaaja saabumise märgiks.

### **2.3. Ülevaade atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptilisest klassifitseerimisest**

Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni all mõistetakse kõikide atmosfääris toimuvate protsesside süsteemi, mis on ümber Maa pidevalt ajas ja ruumis muutuv (Girs, Kondratovits, 1976) Vaatamata pidevale muutusele on atmosfääri seisundit mingil ajahetkel püütud fikseerida ja tsirkulatsiooniprotsesse klassifitseerida mingi tüübina, sest periooditi võib rõhkkondade paigutustes ja tsüklonite liikumistrajektorides leida sarnasusi. F.K. Hare (1955; Barry, Perry, 1973) määratleb tsirkulatsiooniprotsessidega tegeleva sünoptilise klimatoloogia haarde ulatuse, milleks on „piirkonnad, mis on piisavalt väikesed, et eristatavaid tsirkulatsioonitüüpe saaks seostada ilmaelementidega“ või lihtsustatult on piiritletud tsirkulatsiooniprotsesse väiksemal alal kui poolkera (Sepp, 2000). Euroopa kohta on neli enamtuntud atmosfääri üldise tsirkulatsiooni klassifikatsiooni. Nendeks on Dzerdzejevski, Wangenheim-Girsi (vene/nõukogude), Hess-Brezowsky (saksa) ja Lamb`i (inglise) klassifikatsioon (Sepp, 1999).

Dzerdzejevski klassifikatsiooni aluseks on tüüpilised protsessid, mis igal antud perioodil tagavad atmosfääri tsirkulatsiooni kogu põhjapoolkeral (Dzerdzejevski, 1975). Klassifitseerimine põhineb tsüklonite ja antitsüklonite trajektoride jälgimisel ja sellest

tulenevad peamiste õhuvoolude suunad ja läänevoolu seisund parasvöötmes. Vaadeldakse kui palju leiab aset polaarsete õhumasside sissetunge parasvöötme väiksematele laiustele ja lõunast liikuvate tsüklonite läbimurdeid kaugele põhja. Nende alusel eristati 13 peamist tüüpskeemi, geograafilise asukoha järgi veel 41 alltüüpi. Kõik tüübid koonduvad nelja tsirkulatsiooni gruppi. Kuueks sektoriks jaotatud põhjapoolkeral jääb Eesti Euroopa alajaotusse, mille piires eristub selles regioonis 7 tsirkulatsioonitüüpi. M.Sepp on erinevate tsirkulatsiooni klassifikatsioonide uurimisel jõudnud järeldusele, et Dzerdzejevski lähenemine on Eesti jaoks liiga üldine (Sepp, 1999).

Wangenheimi-Girsi klassifikatsiooni aluspanijaks sai 30-ndatel aastatel Wangenheim. Ta eristas põhjapoolkera atmosfääri tsirkulatsioonis kolme suurt alajaotust: lääne ehk tsonaalne tüüp (W); ida ehk poolmeridionaalne tüüp (E) ning meridionaalne tüüp (C). Pärast II Maailmasõda täiendas Girs klassifikatsiooni kõrgema õhukihi andmetega. Wangenheimi-Girsi klassifikatsiooniga on Eestil tugevamad seosed ja see võiks Eesti jaoks klassifikatsiooni koostamisel ühe baasjaotusena arvestatav olla (Sepp, 1999).

Hess-Brezowsky klassifikatsioon läheneb tsirkulatsiooni käsitlele regionaalselt, võttes vaatluse alla vaid Euroopa. Klassifikatsiooni tegelikuks rajajaks on F. Baur (Baur et al., 1944), kes lähtus tüpiseerimisel tsentraalsete rõhkkondade paigutusest (Assoori maksimum, Islandi miinimum), frontaalsoonide asukohast ning kõrg- ja madalrõhkkondade asetusest maapinna lähedastes õhukihtides (Baur et al., 1944) ning vastavalt kõrg- või madalrõhkkonna dominantsusele Kesk-Euroopa kohal said määratluse 21 ilmapuust (saksa k. Grosswetterlagen). Ajaliseks nõudeks oli protsessi karaktersete tunnuste püsimine vähemalt 3 päeva vältel (Gerstengarbe et al, 1993). P. Hess ja H. Brezowsky on edasiarendusel lisaks arvestanud ka kõrgemate õhukihtide (500mb isobaarpinnal) rõhkkondade ja frontaalsoonide asetusega. Väljatöötatud klassifikatsioon kätkeb 29 erinevat ilmapuust (saksa k. Grosswetterlagen), seejuures üks neist on jäetud klassifitseerimata juhtumite jaoks (Gerstengarbe et al., 1993). Ilmapuustid grupeeruvad 10 ilmatüübiks ja need omakorda kolmeks tsirkulatsioonivormiks. Hess-Brezowsky klassifikatsiooni põhimõtteline lähenemine on Eesti jaoks sobilik, kuid ümberklassifitseerimist vajavad ilmatüübid ja nende jaotumine



tsirkulatsioonigruppidesse. Suhteliselt suure vahemaa tõttu võib ühe ja sama ilmamustri piires õhuvool Kesk-Euroopa ja Eesti jaoks täiesti erinev olla.

Lamb'i klassifikatsioon on Hess-Brezowsky klassifikatsiooni nooremaks väljaandeks, kuid keskendunud Briti saarestiku ilmale. Lamb'i klassifikatsioonis on seitse tsirkulatsioonitüüpi, mille piires eristatakse veel 26 alltüüpi. Lamb'i klassifikatsiooni lähenemine on liialt regionaalne ja kirjeldatav piirkond jääb Eestist liiga kaugemale (Sepp, 1999).

Atmosfääri tsirkulatsiooni erinevate klassifikatsioonide Eesti jaoks sobivuse kohta on viimastel aastatel tehtud mitmeid uurimusi. S. Keevallik ja K. Loitjäärv võrdlesid temperatuuri ja sademete režiimi Tharandti (Saksamaa) ja Tiirikoja jaamas ning tulid järeldusele, et tsirkulatsioonitüüpide põhilised iseloomujooned jäävad mõlema jaama andmeil samaks. Küll aga tingib suur vahemaa Eesti ja kvalifikatsiooni keskmises oleva Saksamaa vahel ilmamuustrite ümbertõstmist ilmatüüpide vahel, mille võrdlus nii head tulemust ei andnud kui tsirkulatsioonigruppide puhul (Keevallik, Loitjäärv, 1999). Temperatuuri- ja sademete jaotust erinevate tsirkulatsioonitüüpide korral Eesti ja Saksamaa jaamades on analüüsinud P. Post ja J. Tuulik. Kõige homogeensema tulemuse andis tsonaalne tsirkulatsioon, segatsirkulatsioon on regiooniti erinev ning ebahomogeensem oli meridionaalne tsirkulatsioon (Post, Tuulik, 1999). Ka eelpoolnimetatud autorid leidsid ilmamuustrite ümberpaigutamise tsirkulatsioonitüüpide piires vajaliku olevat, et luua Läänemere piirkonna jaoks objektiivsema klassifikatsiooni.

J. Tuulik ja P. Post on uurinud ka õhutemperatuuri seoseid Euroopa ilmamuustritega ja jõudnud järeldusele, et erinevate ilmamuustrite poolt iseloomustatav atmosfääri tsirkulatsioon on lisaks Kesk-Euroopale paikapidav ka Eestis. Leiti vajalik olevat uurida erinevate ilmamuustrite esinemissageduste ajalist muutumist ja Euroopa ilmamuustritega seotud õhumasside omadusi (Tuulik, Post, 1999).

J. Jaagus on uurinud atmosfääri erinevate tsirkulatsiooninäitajate ning õhutemperatuuri ja sademete vahelisi seoseid. Põhiliseks tsirkulatsiooninäitajaks olid Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) indeks ja Wangenheim-Girsi klassifikatsiooni tsirkulatsioonivormide W, E ja C esinemissagedus. Järeldustes ilmnes põhilisena tsonaalse tsirkulatsiooni tugevnemine ja seda eriti külmal poolaastal veebruaris ja märtsikuus. Vähenenud on aga meridionaalse tsirkulatsiooni osakaal (Jaagus, 2003).

O. Tomingas koostas Eesti jaoks tsirkulatsiooniindeksid ja analüüsis tsirkulatsiooni seost Eesti ilmastiku kõikumiste vahel. Uurimus näitas, et kuu ja aastaaja keskmise õhutemperatuuri ja tsirkulatsiooniindeksite vaheline korrelatsioon muutus erinevate kuude ja aastaegade lõikes väga oluliselt. Positiivne ja tugev on õhutemperatuuri ja tsonaalse indeksi vaheline korrelatsioon septembrist märtsini, seejuures tugevam on see rannikujaamades ja nõrgem sisemaal. Aprillist augustini aga korrelatsioon õhutemperatuuri ja tsonaalse indeksi vahel puudus (Tomingas, 2003).

Läänemere piirkonna jaoks sobivat atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptilist klassifikatsiooni on püüdnud leida V. Truija, P. Post ja J. Tuulik. Kasutati algselt Jenkinsoni ja Collisoni (1977) tsirkulatsiooni klassifikatsiooni skeemi ning võrreldi seda sademete ja temperatuuriandmetega. Kokkuvõttes leiti sünoptiline klassifikatsioon atmosfääri tsirkulatsiooni ajalise muutlikkuse uurimiseks sobiliku olevat (Truija, Post, Tuulik, 2003).

Peakomponentanalüüsil baseeruva atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsiooni on rakendanud Põhja-Euroopa jaoks V. Truija ja P. Post. Klassifikatsiooni piires eristuva 27 tsirkulatsioonitüübi kombinatsioonist seostuvad sademete ja temperatuuriandmed hästi. Sademete andmed seostuvad paremini alumiste tasemete (meretase, 850 hPa isobaarpind) ja temperatuuriandmed ülemiste (500hPa ja 700 hPa isobaarpind) tasemete klassifikatsioonidega (Truija, Post, 2003).

Eelpoolkirjeldatud atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsioonide koostamisega kaasnevad alati üldistused. Ühe väiksema piirkonna ilmastiku kirjeldamisel võib ühe ilmatüübiga kaasneda hoopis erinev ilm. Üksikasjalikumal lähenemisel on juba 18. sajandist alates kasutatud leidnud tsüklonite esinemissageduse ja trajektooride uurimine. Eestis alustas 20.sajandi algul tsüklonite uurimist B. Sreznovski. Põhjaliku uurimuse Eesti ilma mõjutavate tsüklonite ja antitsüklonite, nende korduvuse ja erinevate liikumistrajektooride kohta on koostanud E. Linno (Klimat Tallina, 1982).

M. Sepp, P. Post ja J. Jaagus uurisid 20.sajandi teisel poolel esinenud tsüklonite sageduse ja trajektoori muutumist Põhja- ja Kesk-Euroopa kohal. Analüüsist järeldus, et Läänemere piirkonnas on täheldatav madalrõhkkondade sagenemine, mis on talvede soojenemise põhjuseks. Oluliselt on suurenenud Läänemerele jõudvate tsüklonite arv ja nende mõjul on kliima merelisemaks muutunud (Sepp et al., 2005). Eelpoolnimetatud töö

järeldustest on oluliseks detailiks fakt, et Kesk- ja Põhja-Soomes on tsükloonaalne aktiivsus kasvanud, millega kaasneb Läänemere kohal tugevnev läänevool.

### 3. Andmed ja metoodika

#### 3.1. Kasutatud andmed

Käesolevas töös on kasutatud EMHI andmebaasi 15 meteoroloogiajaama ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride andmeid ajavahemikus 1951-2006. Vastavalt WMO nõuetele on ööpäeva keskmiseks õhutemperatuuriks 24 tunni jooksul fikseeritud õhutemperatuuride keskmine ajavahemikul eelmise päeva kella 18st kuni sama päeva kella 18ni Greenwichi aja järgi. Meteoroloogiajaamade valikul said kriteeriumiks nii andmeridade homogeensus kui jaamade asupaik. Matemaatilise statistika järgi defineeritakse aegrida kui kindlatel ajahetkedel saadud mõõtmistulemuste jada (ENE). Aegrea mõõdetav tunnus peab olema arvuline, mõõtmised peavad olema teostatud võrdsete ajavahemike järel ja tagatud peab olema mõõtmistingimuste ühetaolisus.

Nõuetele vastavate tingimuste tagamiseks on antud töös kasutatud andmeridade pidevuse tagamiseks Vilsandi 1990/91 andmelünki täiendatud lähedase Sõrve jaama andmetega ja Pärnu 1989/90 puuduvad andmed said asenduse samal perioodil olemasolevate Virtsu andmetega. Mõlemal juhul asetsevad jaamad lähedastes tingimustes ja vea võimalus on minimaalne.

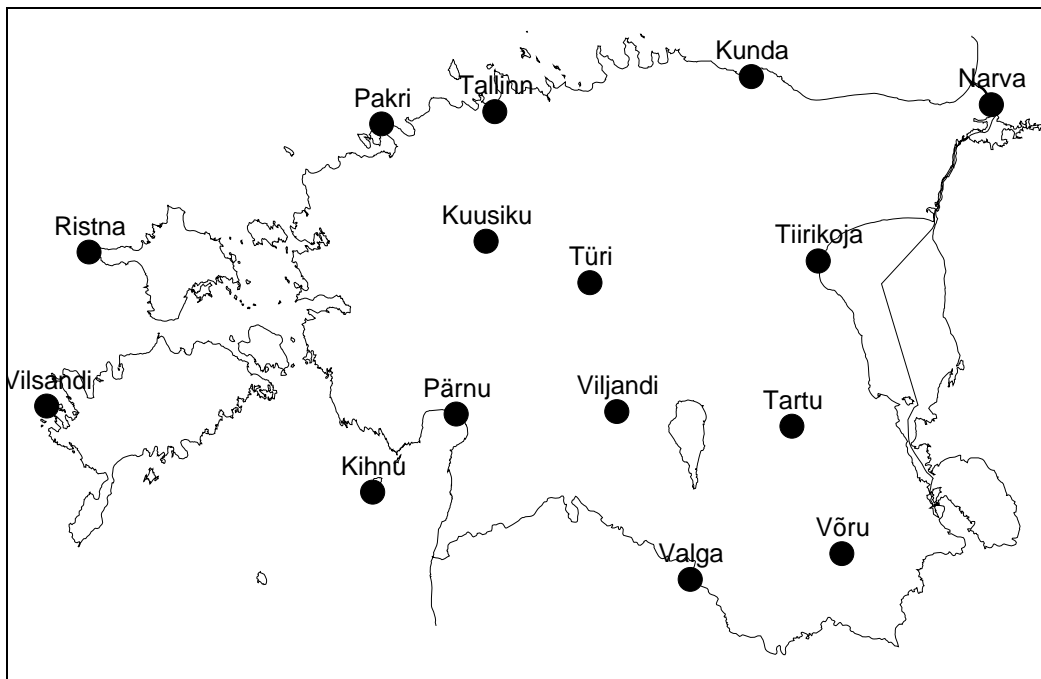
Vilsandi ja Sõrve on soojade ja pehmete talvede korral jäävabad ning mere mõju domineeriv. Külmade ja karmide talvede korral vähendab ümbritsev jää mere mahendavat osa. Väikesed erinevused võivad ilmned vaid mõõdukate ja keskmiste talvede korral, kui jää leviku maksimaalne piir kulgeb Vilsandi ja Ristna vahelisel merealal.

Pärnu ja Virtsu ümbruses moodustub soojade ja pehmete talvede korral jää vaid periooditi. Talvede nelja külmema tüübi korral on nii Pärnu kui Virtsu jääga ümbritsetud ning õhutemperatuurifoon sarnaneb enam kontinentaalsete alade jaamade poolt mõõdetule. Talve tüüpide määratluses on lähtutud G. Tehveri (1999) talvede rühmitusest ja EMHI jää maksimaalse leviku kaartidest.

Piirkondliku varieeruvuse välja selgitamiseks oli vajalik, et esindatud oleksid nii merelisema kliimaga Lääne-Eesti kui Eesti kontinentaalsem idaosa (joon.1.).

Asukohast tingitud ilmastikuolud võivad külmal aastaajal tugevalt varieeruda ja erinevuste detailsemaks välja toomiseks on käesolevas töös Eesti jaotatud viieks erinevaks piirkonnaks ning iga piirkonda ilmestavad kolme meteojaama andmed:

- 1) Lääne-Eesti saared (Ristna, Vilsandi, Kihnu)
- 2) Lääne-Eesti rannikujaamad (Tallinn, Pakri, Pärnu)
- 3) Kesk-Eesti (Kuusiku, Türi, Viljandi)
- 4) Kirde-Eesti (Narva, Kunda, Tiirikoja)
- 5) Lõuna-Eesti (Tartu, Valga, Võru)



Joon 1. Töös kasutatud 15 EMHI meteojaama paiknemine.

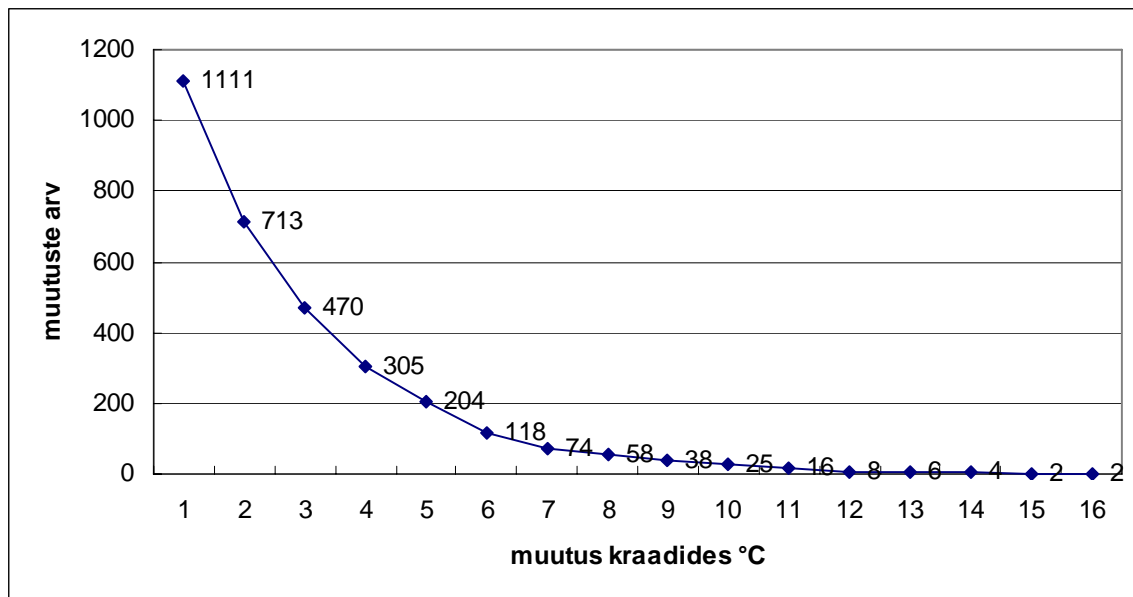
### **3.2. Metoodika ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutuste statistiliseks töötluseks**

Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride vahe leidmiseks on koostatud EXCELi arvutuskeskkonnas funktsioonid, mille koostamisel on abiks olnud Toomas Tommingas. Jaamade kaupa on arvutatud ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride vahe iga kuupäeva kohta. Üksteisele järgnevate ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride korral lahutati hilisemast kuupäevast varasem.

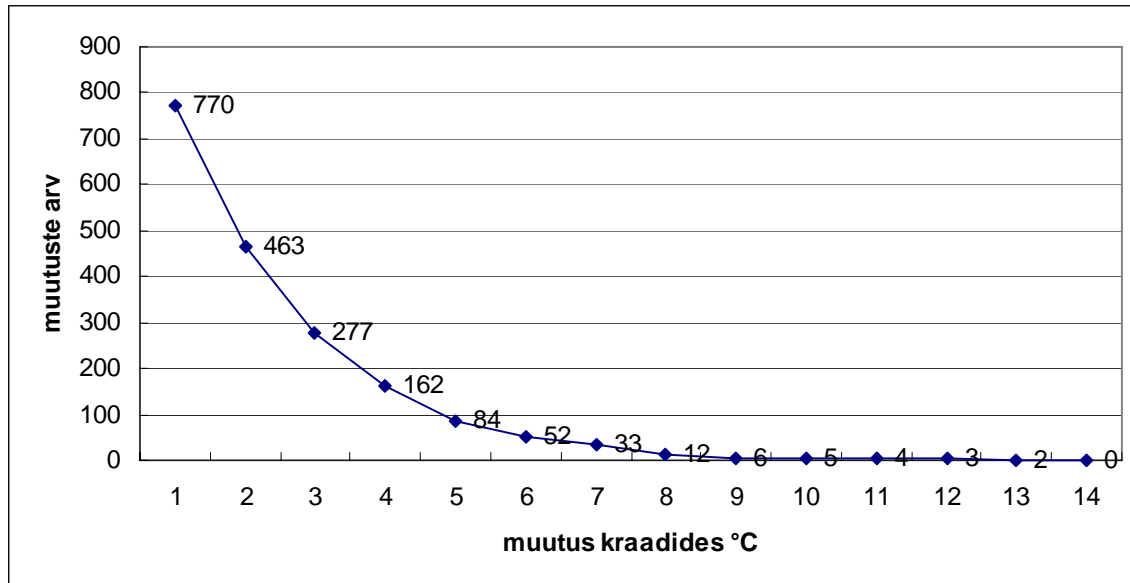
Andmetöötluse tulemuste edasisel analüüsimisel on kasutatud erinevaid muutuste kriteeriume. Üksteisele järgnevate ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride vahe  $\geq 10^{\circ}\text{C}$  andis analüüsitud perioodil soojal aastaajal kõigi jaamade korral vaid üksikuid tulemusi ja sellest lähtuvalt on võetud uurimise alla külm poolaasta.

Andmete edasiseks töötamiseks on ööpäeva keskmised õhutemperatuurid grupeeritud 5 kuu kaupa novembrist märtsini ajavahemikul 1951/52 kuni 2005/06, hõlmates kokku 55 aastat.

Kuna järsu temperatuurimuutuse kriteerium  $\geq 10^{\circ}\text{C}$  andis soojade ja pehmete talvede korral ebapiisava arvu muutusi, siis statistiliselt usaldusväärsema tulemuse saamiseks on kriteeriumit vähendatud, kuni järskude muutuste arv optimaalseks osutus. Ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride muutusega  $\geq 8^{\circ}\text{C}$  oli piiriks, millest väiksemate väärtuste korral muutuste arv märksa kiiremini kasvama hakkas. Ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride muutust erinevate kriteeriumidega on katsetatud iseloomuliku sisemaa jaama Tartu (joon. 2) ja rannikujaama Tallinna (joon. 3) andmeil.



Joon. 2. Ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride muutuste arv Tartu jaama andmeil erinevate temperatuuri muutuse väärtuse korral.



Joon. 3. Ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride muutuste arv Tallinna jaama andmeil erinevate temperatuuri muutuse väärtuse korral.

Piirkondliku statistilise analüüsi käigus on kõigi ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutus  $\geq 8^{\circ}\text{C}$  summeeritud, et kõik juhtumid oleksid fikseeritud. Sarnastes tingimustes ja tugevama merelise mõjuga piirkondades paiknevate jaamade korral on järskude temperatuurimuutuste statistiline korduvus jaamade vahel ühtlasem. Kontinentaalsema kliimaga sisemaa jaamades on korduvus varieeruvam, kus ühe faktorina lisanduvad ka mõõtmiskohtade mikroklimaatilised tingimused.

Perioodi vältel toimunud järskude muutuste hulgast on eraldi välja toodud ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutused külmenemise ja soojenemise suunas.

Regressioonianalüüsi abil on välja selgitatud lineaarse trendi näitaja – regressioonikordaja ehk sirge tõus (ingl. k. slope). Regressioonikordaja aastate arvuga korrutamisel on saadud keskmine muutus trendi järgi aegrea viimase ja esimese aasta valitud perioodi vahena. Trendi usaldusväarsust on kontrollitud iga aegrea puhul t-testiga, kusjuures oluliseks on loetud tõusukordaja olulisuse nivood  $P < 0,05$ . Sel juhul regressiooni trend on statistiliselt usaldusväärne 95% tasemel (Jaagus, 2003). Trendi usaldusväarsust on kontrollitud nii perioodi vältel toimunud järskude muutuste üldarvu kui eraldi languse ja tõusu kohta.

### **3.3. Metoodika järskude ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutuste sünoptiliseks töötamiseks**

Analoogselt statistilise analüüsiga on sünoptiline analüüs teostatud ööpäevade keskmiste õhutemperatuuride vahe  $\geq 8^{\circ}\text{C}$  korral. Edasisel töölusel on aga lähtunud atmosfääri üldise tsirkulatsiooni mõistest, mille järgi atmosfääri üldine tsirkulatsioon on atmosfääris toimuvate protsesside süsteem, mis on ümber Maa pidevalt ajas ja ruumis muutuv (Girs, Kondratovitš, 1978).

Sünoptilisel analüüsil on lähtunud Eestist kui tervikust ja iga muutust on vaadeldud protsessina. Kui järsk muutus leidis aset erinevates jaamades kahel järjestikusel päeval, siis on seda käsitletud kui ühte juhtumit, mis asukohast tingitult oli ajalises nihkes. Kui ühes jaamas leidis kinnitust järsk muutus kahel järjestikusel päeval, siis oli tegemist kas täiendava sooja või külma adveksiooniga ning käsitletud on seda eraldi juhtumina. Sageli on tegemist sama ilnamustriga, kuid eraldi fikseeritav juhtum on sel juhul protsessi aktiivsuse näitajaks.

Käesolevas töös on järske õhutemperatuuri muutusi põhjendanud tsirkulatsiooniprotsesside välja selgitamiseks võetud aluseks Hess-Brezovsky klassifikatsiooni ilnamustrid (Lisa). Ilnamustrite määratlemise aluseks on tüüpilise rõhuvälja kaardid nii maapinna lähedal kui AT 500mb ( $\sim 5,5$  km kõrgusel) pinnal. Iga juhtumit, kus ööpäeva keskmine õhutemperatuuri muutus  $\geq 8^{\circ}\text{C}$ , on analüüsitud EMHI sünoptilise fondi kaardimaterjali abil, millest eespool nimetatule lisaks on veel abimaterjalina kasutatud AT850 mb ( $\sim 3$  km kõrgusel) pinna andmeid.

Domineeriva õhuvoolu alusel koonduvad ilnamustrid ilmatüüpideks, mis omakorda jaotuvad tsonaalsesse, poolmeridionaalsesse ja meridionaalsesse tsirkulatsioonigruppi. Kuna Hess-Brezovsky ilnamustrite klassifikatsioonis on lähtunud eelkõige Kesk-Euroopast ja selle kohal prevaleerivast õhuvoolest, siis Eesti jaoks grupeeruvad mõned ilnamustrid ümber (tabel 1). Tabelis on toodud ka põhilised õhumassid, mis vastava ilmatüübi korral Eestisse jõuda võivad. Ilnamustrite ümbergrupeerimine oli vajalik käesolevas töös tsirkulatsiooniprotsesside määratlemiseks ja uue ilnamustrite klassifikatsiooni väljatöötamine Eesti jaoks ei olnud eesmärgiks omaette.



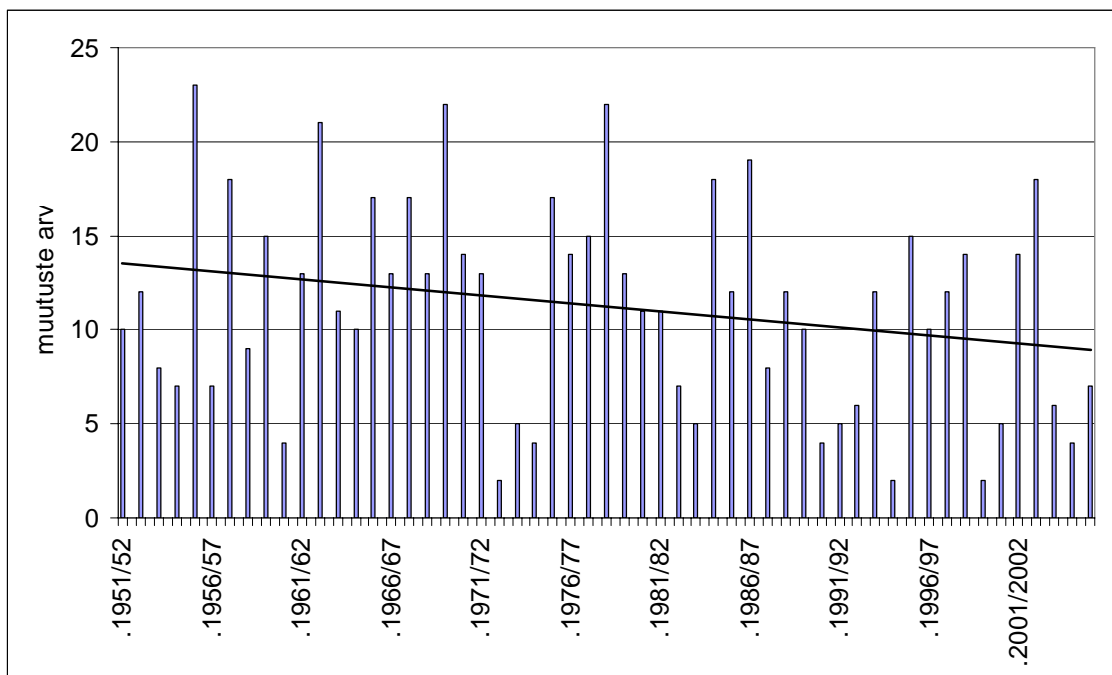
Tabel 1. Hess-Brezovsky klassifikatsiooni ilmapuustrid übergroupeerituna Eestist lähtuvalt.

Tsirkulatsioonigrupp	Ilmatüüp	Ilmapuustrid	Õhumassid
Tsonaalne	Lääne	WA, WZ, HM, BM	mP
Poolmeridionaalne	Edela	SWA, SWZ, TRW	mP, mT
	Loode	NWA, NWZ, HB, NEZ, SEA, SEZ, SA	mP, mA
	Kesk-Euroopa madalrõhuala	TM	erinevad
Meridionaalne	Põhja	WS, NZ, HNFA, HNA	mA
	Kirde-ida	NA, HFZ, TB, HNFZ, HNZ	mA, kA, kP
	Kagu	NEA, HFA	kP, kT
	Lõuna	WW, SZ, TRM	mT

## 4. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järskude muutuste statistiline analüüs

### 4.1. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuri järskude muutuste trend ja piirkondlik jaotuvus

Käesolevas töös analüüsitud 55 aasta jooksul ei ilmnenud keskmise õhutemperatuuri tõusu foonil tõusutendentsi järskude õhutemperatuuri muutuste arvus. Pigem on statistiliselt näha nõrka vähenemise tendentsi (joonis 4). Regressioonianalüüsi tulemus ei ole siiski piisavalt usaldusväärne vähenemise trendi kohta, kuna tõusukordaja olulise nivoo kogu Eesti ulatuses andis tulemuse  $P \sim 0,07$ . Samal ajal on keskmise õhutemperatuuri tõusu trend kõigis jaamades olulisuse nivool  $P < 0,01$  tasemel (Jaagus, 2003).



Joonis 4. Külma poolaasta ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutuste arv aastate lõikes.

Perioodi vältel on kõige enam järske muutusi külmematel kuudel ja vähem üleminekukuudel. Novembris on domineerimas veel tsonaalsed protsessid, külma adveksioon on raskendatud ning järske muutusi esineb seetõttu vähe (5% üldarvust).

Samuti mängib suurt rolli ümbritsev meri, mis veel pole jahtuda jõudnud ning külma õhu transformatsioonile tugevalt kaasa aitab.

Muutuste üldarvus on suurem osakaal soojenemistel (57%) ja vähem on toimunud järske külmenemisi (43%). Kui muutuste üldtrendi tõusukordaja olulise nivoo kogu Eesti ulatuses andis tulemuse  $P \sim 0,07$ , siis muutuste trend soojenemise suunas oli tugevam, vastavalt  $P \sim 0,06$ , külmenemise suunas  $P \sim 0,12$  (tabel 2).

Märtsis toimus 13% perioodi muutuste üldarvust ja aastate vältel on muutuste vähenemise trend ilmne ( $P \sim 0,002$ ). Tõusukordaja olulisuse nivoo näitab märtsis järskude muutuste usaldusväärset trendi nii külmenemise ( $P \sim 0,008$ ) kui soojenemise ( $P \sim 0,005$ ) suunas.

Detsembrist veebruarini saab teoks 82% järskudest õhutemperatuuri muutustest, mis jaotuvad enam-vähem võrdselt kuude lõikes. Muutuste trend kuude lõikes on toodud tabelis 2 ja sealt nähtub, et detsembris on muutuste osakaal perioodi lõikes samaks jäänud ( $P \sim 0,9$ ).

Tabel 2. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järsud muutused külmal perioodil ajavahemikul 1951-2006. a. Muutuste trend on antud regressioonikordaja  $P$  kaudu. Jämedas kirjas on statistiliselt olulised muutused.

Kuu	Muutuste üldarv	Osakaal (%)	P	% muutustest temp. tõusu suunas	P	% muutustest temp. languse suunas	P
November	30	5	0,48	63	0,38	37	0,97
Detsember	149	24	0,9	56	0,87	44	0,95
Jaanuar	191	31	0,21	51	0,21	49	0,33
Veebruar	169	27	0,78	59	0,73	41	0,36
Märts	79	13	<b>0,002</b>	65	<b>0,005</b>	35	<b>0,008</b>

Piirkondlikult on kõige enam muutusi tugevamate kontinentaalsete mõjutustega sisealadel ja ka jaamade andmestiku homogeensus tuleb selgemalt esile. Rannikujaamade

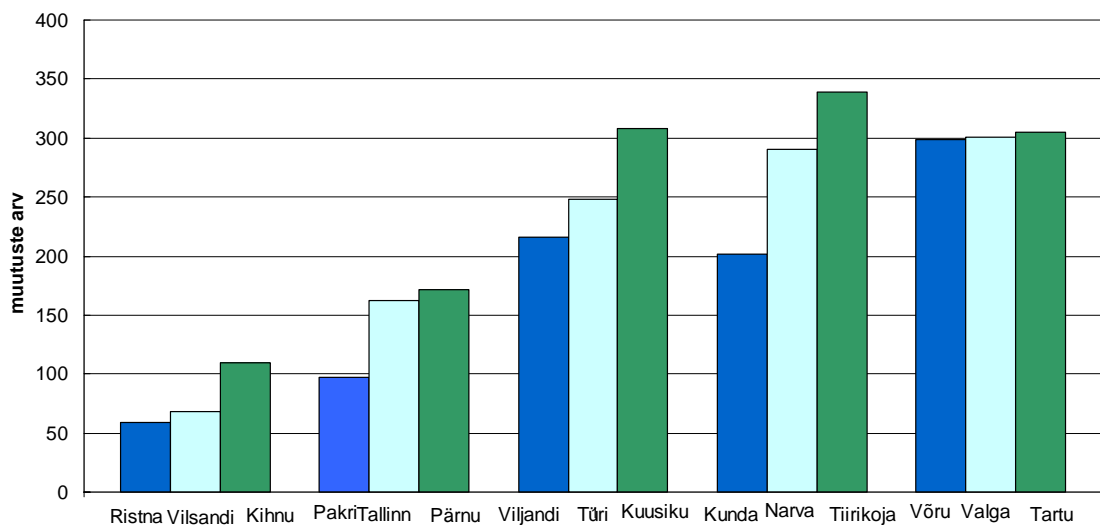
seas ilmnevad keskmisest soojemate ja külmemate talvede korral piirkondlikku homogeensust rikkuvad tegurid.

Muutuste suurima üldarvuga Tiirikoja ja ka järgneva Kuusiku jaama puhul on soodustavateks lisateguriteks mikrokliimaatilised tingimused (reljeef, maastikulised tingimused), mis sarnastes tingimustes teiste jaamade korral valitud kriteeriumini ei ulatu. Valitud piirkondlik jaotus andis kõige parema tulemuse Lõuna-Eesti kohta, kus muutuste arv väga väikestes piirides varieerus.

Kirde-Eesti regioonis olid erinevused suuremad. Kõige suuremate muutustega Tiirikoja järgnes Narva, mille muutuste üldarv oli sarnane Lõuna-Eestile. Geograafiliselt Eesti kirdeossa kuuluvas Kundas oli muutusi märksa vähem, seda eelkõige soojade talvede arvelt, mil jäävaba vee kohale saabuva õhumassi kontrastsust vähenes.

Analoogne suhteliselt sooja vee efekt, aga veelgi tugevamal kujul, on mõjutanud saarte ja Lääne-Eesti ranniku temperatuurirežiimi. Nii Tallinnas kui Pärnus moodustub jääkiht soojematel talvedel vaid periooditi ja keskmistel talvedel pikemaajaliselt ning külmal talvedel võib paariks-kolmeks kuuks kujuneda kontinentaalsetele piirkondadele omased tingimused. Pakri aga jääb soojematel talvedel jäävabaks ja on õhutemperatuuri muutuste poolest enam sarnane Lääne-Eesti saartele. Pakri jääb järskude muutuste poolest alla ka Kihnule, mis omakorda sarnaneb näitajate poolest enam Lääne-Eesti rannikualadele. Eelkõige suurenevad sarnasused keskmiste ja külmade talvede korral, mil Liivi laht jääga kattub ning mõningast pehmendavat mõju saavad avaldada vaid jäävabad Läänemere piirkonnad. Lääne-Eesti saarte avamere poolsete rannikualade õhutemperatuurirežiim on kõige enam lahtise merevee poolt nivelleeritud ja nende iseloomulikeks näideteks on Ristna ja Vilsandi, mis ka kõige väiksemate muutuste poolest silma paistavad (joon.5).

Muutuste vähenemise trend piirkondlikult usaldusväärset tulemust ( $P < 0,05$ ) ei andnud (tabel 3). Kõik P väärtused on sellest piirväärtusest oluliselt suuremad.



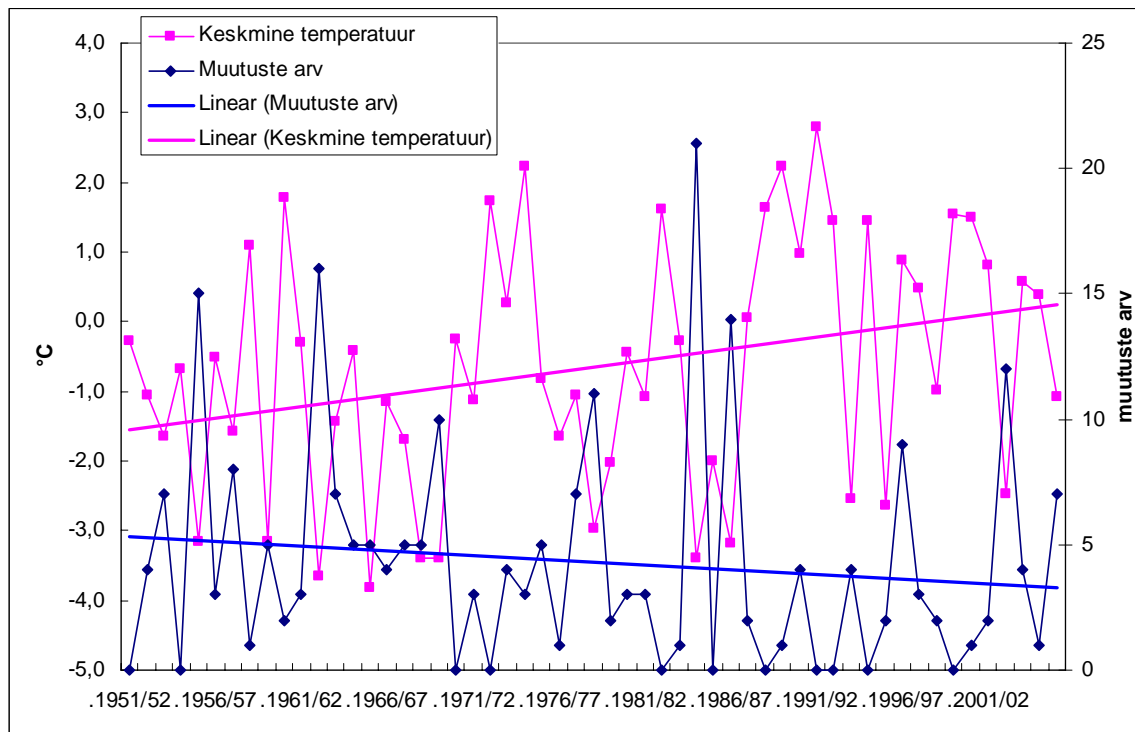
Joon. 5. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järskude muutuste arv jaamade ja piirkondade kaupa perioodil 1952-2006.

Tabel 3. Õhutemperatuuri järskude muutuste vähenemise trendi näitajad Eesti erinevate piirkondade kohta.

Piirkond	P	Meteojaam	P
Saared	0,35	Ristna	0,35
		Vilsandi	0,22
		Kihnu	0,61
Lääne-Eesti rannik	0,25	Pakri	0,21
		Tallinn	0,62
		Pärnu	0,15
Kesk-Eesti	0,27	Viljandi	0,53
		Türi	0,33
		Kuusiku	0,18
Kirde-Eesti	0,94	Kunda	0,74
		Narva	0,96
		Tiirikoja	0,67
Lõuna-Eesti	0,18	Võru	0,29
		Valga	0,30
		Tartu	0,08

#### 4.2. Järskude muutuste korrelatsioon talveperioodi keskmise õhutemperatuuri ja talvetüübiga

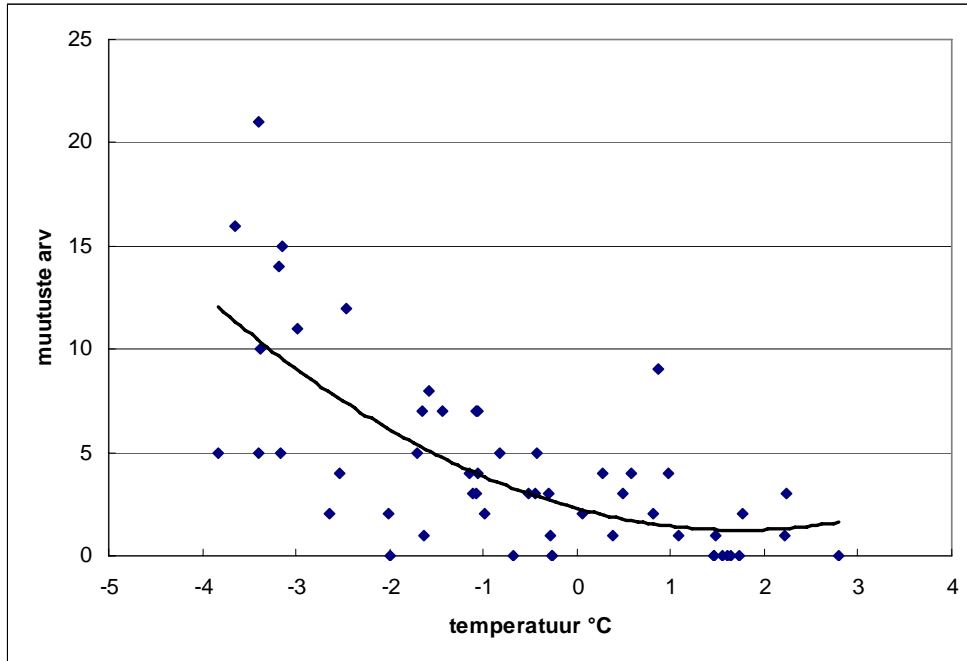
Kõige tugevam korrelatsioon on muutustel perioodi keskmise õhutemperatuuriga. Mida kõrgem on külma perioodi keskmine õhutemperatuur, seda väiksem on muutuste arv. Keskmisest külmematel perioodidel aga muutuste arv suureneb. Eelnevast tuleneb nende omavaheline negatiivne korrelatsioon, mis on hästi nähtav joonistel 6-9 kujutava trendijooone näol.



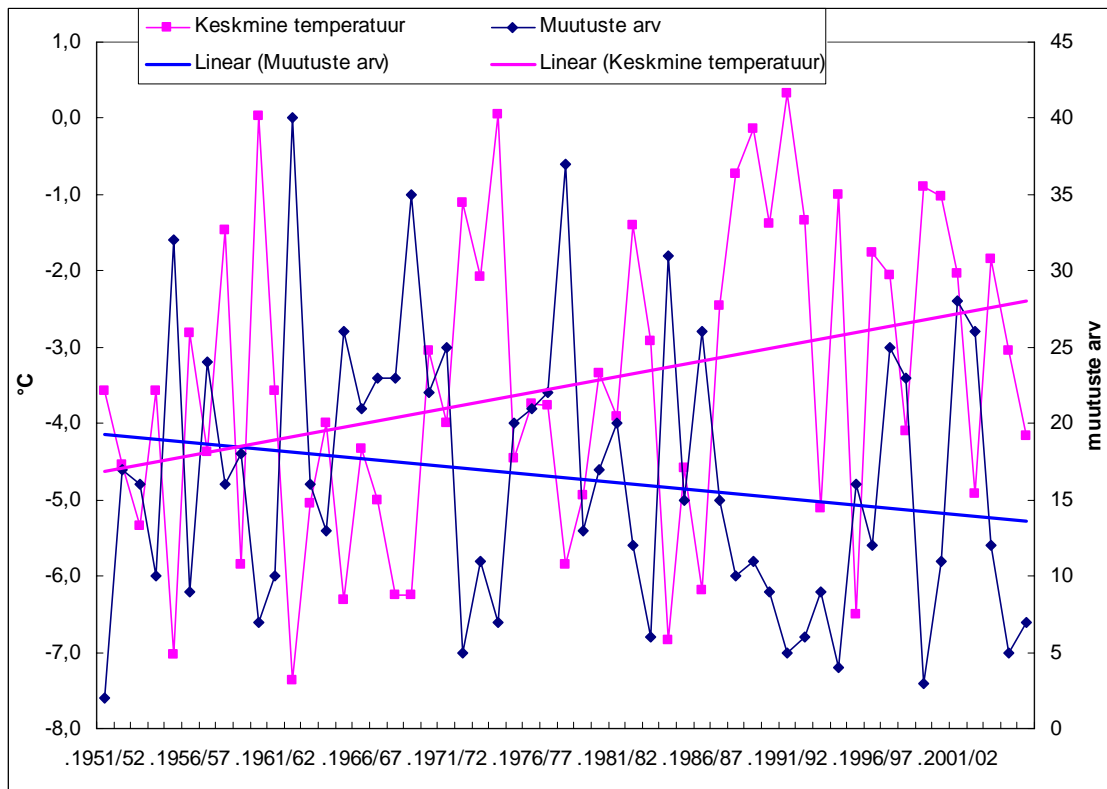
Joon. 6. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride ja muutuste seos ning trendijoon perioodil 1952-2006 Saarte regionis.

Kõrvalekaldeid võis esineda üksikutel keskmistel soojematel perioodidel, kui esines arvukalt lühiajalisi sagedasi õhutemperatuuri kõikumisi.

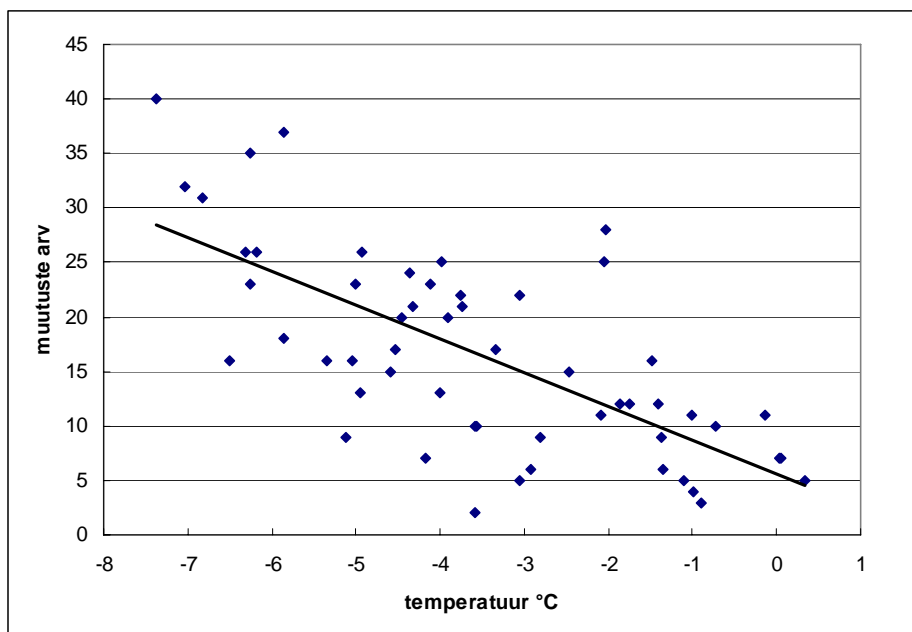
Külma poolaastat vaadeldud 55 aasta jooksul iseloomustas keskmine õhutemperatuuri tõus 1,8-2,3°C. Väiksem oli tõus kõige mere poolt mõjutatud saartel, Lääne-Eesti rannikualadel ulatus 2,0°C piirsesse. Kontinentaalsema kliimaga piirkonnad olid 2,2-2,3°C tõusuga väga lähedased. Keskmise õhutemperatuuri tõusutrendi usaldusväarsust kinnitab kõigi näitude puhul  $P < 0,05$ .



Joon. 7. Ööpäeva keskmise õhutemperatuuri ja muutuste arvu hajuvusdiagramm 1952-2006 Saarte regioonis.



Joon. 8. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride ja muutuste seos ning trendijoon perioodil 1952-2006 Lõuna-Eesti regioonis.



Joon. 9. Ööpäeva keskmise õhutemperatuuri ja muutuste arvu hajuvusdiagramm 1952-2006 Lõuna-Eesti regioonis.

Perioodi õhutemperatuurifooni ja muutuste vahelist seost kinnitab ka talvetüüpide alusel tehtud analüüs. Tabelis 4 G. Tehveri (1999) poolt koostatud talvede klassifikatsiooni järgi eristuvad vastavalt perioodi keskmisele õhutemperatuurile ja negatiivsete temperatuuride summa, talve ja lumikatte kestusele vastavalt kuus talvetüüpi. Analooorse meetodika järgi on käesoleva töö tarvis analüüsitud lisaks ka perioodi 1997-2006 talvesid.

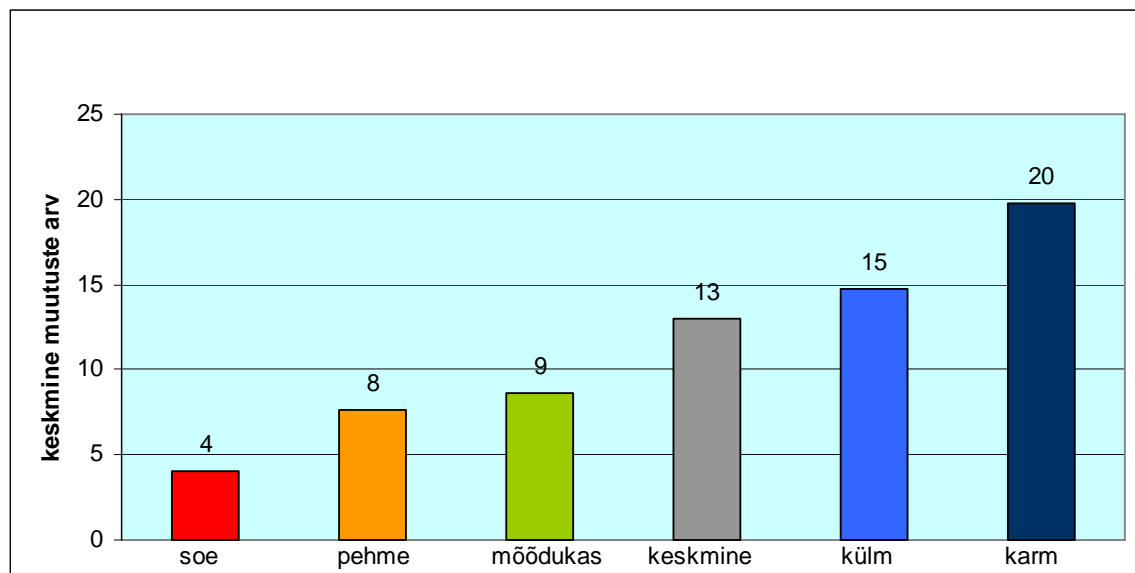
Karmide talvede korral oli ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järske muutusi  $\geq 8^{\circ}\text{C}$  keskmiselt 20 korral perioodi vältel. Neist kõige ekstreemsem oli 1956. a., mil 23 korral ööpäeva keskmine õhutemperatuur järsult muutus. Külmadel talvedel on järske muutusi keskmiselt 15. Erandina oli vaid kaheksa muutust 1954. aasta külmal talvel, mil pikemaajaliselt püsis madal õhutemperatuur. Vaid viiel korral toimus kiire temperatuuri tõus ja kolmel korral külmenes ilm kiiresti.



Tabel 4. Talvetüüpide kriteeriumid ja vastavad aastad ajavahemikul 1952-2006.

Talve tüüp	Keskmine temperatuur °C	Negatiivsete temperatuuride keskmine summa	Talvetüübile vastavad aastad
Soe	>-1	92	1961,1975,1992,2000,2001
Pehme	-1...-2	275	1952,1957,1973,1983,1989,1990,1991,1993,1995,1997,1998,2002,2005
Mõõdukas	-3...-4	393	1955,1959,1962,1971,1974,1981,1984,1988,2004
Keskmine	-4...-6	605	1953,1958,1964,1965,1972,1976,1977,1978,1980,1982,1986,1994,1999,2006
Külm	-6...-7	809	1954,1960,1967,1968,1969,1987,2003
Karm	<-7	983	1956,1963,1966,1970,1979,1985,1996,

Soojadel ja pehmete talvede korral on muutuste arv väike ja keskmisest külmemate talvede korral tõuseb muutuste arv tunduvalt (joonis 10).



Joon. 10. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järske muutusi keskmiselt iga talvetüübi korral.

Mõõduka ja keskmise talve tüübi alla klassifitseeritud arvukate aastate talved ning nende seas oli ka varieeruvus suur. Kui keskmiste talvede korral oli muutusi ca 13, siis näiteks 1958. ja 1978. aastal ulatus see arv 15-18-ni. 1958.a. külma perioodi iseloomustasid mitmed järjestikused kiired soojenemised ja külmenemised. Viimane järskude muutuste tsüklil langes ajavahemikku 3-13. märts, mil leidis aset neli järsku temperatuuri langust ja kolm temperatuuri tõusu. 1978. aasta talveperioodil toimus samuti suhteliselt lühikese aja vältel (24.12.77-14.01.78) viis kiiret soojenemist ja kolm külmenemist.

Pehmetel talvedel on muutusi keskmiselt kaheksa. Vaid 2002. aasta talvel õhutemperatuur muutus sageli (14 korral). Jällegi paistis silma ajavahemik, mil toimus sagedasti järskede õhutemperatuuri tõuse ja langusi. Nii kerkis ajavahemikul 10.12.-26.12. õhutemperatuur kiiresti viiel korral ja langes kolmel korral. Soojadele talvedele on iseloomulik püsivalt kõrge õhutemperatuurifoon ja muutusi leiab perioodi vältel aset keskmiselt vaid neljal korral (joonis 10).

## **5. Ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järskude muutuste seos tsirkulatsiooniprotsessidega**

### **5.1. Ilmamustrite sünoptiline analüüs**

Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni kirjeldamiseks on kasutatud Hess-Brezovsky klassifikatsiooni ilmamustreid.

Ilmamustrite originaalkirjeldustes on lähtunud eelkõige Kesk-Euroopast ja Euroopa kirdetiiba jäävad Läänemeremaad on ebapiisava määratlusega. Eesti jaoks adekvaatsema ilmamustri kindlaks tegemiseks on iga ilmamustri baaskirjeldusele (Gerstengarbe et al., 1993) lisatud täiendav ilmaprotsesside kirjeldus Põhja-Euroopa ja ka Läänemere ümbruse kohta. Samas spetsiifilised nüansid Kesk-Euroopa kohta, mis laialdasemale alale mõju ei avalda, on käesolevast kirjeldusest välja jäetud. Lisatud on antud ilmamustri puhul enamlevinud aktiivsete tsüklonite ja võimsate antitsüklonite trajektoolid, mille korduvust on uurinud E.Linno (Prilipko, 1986).

Kirjeldusi on täiendatud ilmamustri korral prevaleeriva vooluga Eestisse kanduvate õhumassidega. Tuleb aga lisada, et Eesti piiripealse asendi tõttu, kus olenevalt domineerivast rõhkkonnast võib prevaleeriv õhuvool erinevate juhtude korral ühe ja sama ilmamustri piires varieeruda, näiteks Kesk-Euroopas baseeruva madalrõhkkonna korral. Analüüsitud on kiire õhutemperatuuri languse/tõusu võimalikke spetsiifilisi põhjusi ning ära on toodud nende osakaal muutuste üldarvus. Ilmamustrite jaotuvust külmenemiste ja soojenemiste suunas eraldi välja tuua ei olnud otstarbekas, aga kirjeldustes on see sünoptilise situatsiooni alusel kajastamist leidnud.

Ilmamustrite lühendnimetusena on säilitatud originaalkuju, kuid see ei tarvitse väljendada Eesti kohta ei domineeriv õhuvoolu ega ilmamustrite tsükloonaalset või antitsükloonaalset kallakut. Käesolevas töös uuritud ööpäeva keskmiste õhutemperatuuri järskude muutuste korral on valdavalt tegemist ühe rõhkkonna mõjusfäärist teise üleminekuga ja antud töös puudus otsene vajadus ilmatüüpidesse grupeerimisel rõhkkonna määratluse järele.

Ilmamustrite kirjeldus on toodud ilmatüüpide kaupa ja igale ilmamustri iseloomustusele on lisatud näide, mis ühena analüüsitud aastaist ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutuse situatsiooni ilmestama sobib.

**Tsonaalse tsirkulatsioonigrupi** läänetüübi moodustavad ilmamustrid WA, WZ, HM ja BM.

**WA-** lääneasetus.

Põhja-Euroopas on dominantseks tsüklonaalsus ja valdav õhuvool läänest.

Keskne madalrõhkkond nii maapinnalähedastes kui kõrgemates õhukihtides paikneb 65-ndast põhjalaiusest põhja pool. Polaarne frontaaltsoon on põhja pool ligi 60 laiuskraadini kerkinud ja selle piires liiguvad lained Sotimaast läände jäävatelt merealadelt üle Briti saarte põhjaosa, Skandinaavia ja suunduvad sealt edasi üle Botnia lahe lõunavete kirdesse, tuues valitsevas edelavoolus Eestisse merelise polaarse õhumassi ning olles sageli kiire õhutemperatuuri tõusu põhjustajaks. Aktiivsemad ja kiiremaid muutusi toovad eelkõige Skandinaaviat ületavad madalrõhkkonnad, millel mäeahelike taga tekib uus aktiivne tšenter. Edasi üle Botnia lahe kirdesse liikumisel kandub selle lõunaserva mööda Eestisse mahe parasvööteline õhk. Eelpoolkirjeldatud trajektoiril liikuvad tsüklonid on just iseloomulikud talvisele ajale. Selle ilmamustriga on järsud ilmamuutused eranditult seotud soojenemisega ja vaadeldud perioodil oli neid 3% üldarvust, näiteks 11.12.1973.a. osutus tõus 15,8°C-ni. Suhteliselt väikest ilmamuistri osakaalu võib seletada kõrgemate õhukihtide tugeva tsüklonaalsusega Põhja-Euroopas, kus mitmeosaline madalrõhuala paikneb nii Norra merel kui Põhja-Skandinaavias. Külma õhu sissetung on blokeeritud ja püsivas läänevoolus saabuv mereline polaarne õhumass hoiab Läänemeremaade õhutemperatuurirežiimi keskmisest kõrgemana.

**WZ-** lääneasetus

Põhja-Euroopas on dominantseks tsüklonaalsus ja valdav õhuvool läänest.

Normaalasendis asuv Assoori kõrgrõhuala ulatub Edela-Euroopasse. Keskne madalrõhkkond paikneb 60-ndast laiuskraadist põhja pool ja nii valitseb Põhja-Atlandil ja Norra merel tugev madalrõhkkond. Frontaaltsoon paikneb normaalasendis 50- ja 60-nda laiuskraadi vahel. Frontaaltsoonis liiguvad lained intensiivses läänevoolus Islandist lääne poole jäävatelt merealadelt üle Briti saarte ja Põhjamere Läänemerele. Talvisel ajal ulatub Läänemere idakaldale sageli Venemaal valitseva blokeeriva kõrgrõhuala serv ning tsüklonid on sunnitud edasi kirdesse Karjala poole kerkima. Harvadel juhtudel võib Läti-Leedu piiril ka formeeruda osatsüklon, mis edasi Loode-Venemaale kerkib. Atlandilt jõuab Eestisse mereline polaarne õhumass tihti küll okludeerununa, kuid tõrjudes välja

kontinentaalse polaarse õhu, kaasneb sellega õhutemperatuuri kiire tõus. Järsk ilmamuutus leidis aset 4% üldarvust ja üldreeglina oli tegemist soojenemisega. 6.02.1969.a. näiteks kerkis keskmine temperatuur 16,4°C.

**HM-** kõrgrõhkkond Kesk-Euroopa kohal.

Põhja-Euroopa valdavalt antitsükloonaalne, kuid perioodiliselt tsükloonaalsete mõjutustega, domineeriv õhuvool läänest.

Üle kogu Kesk-Euroopa laiub ulatuslik kõrgrõhuala, mis kõrgematesse õhukihtidesse vähemalt stabiilse kõrgrõhuharjana kerkib, vahel aga on ka iseseisva keskpunktina eristatav on. Atlantiline frontaaltsoon kulgeb antitsükloonaalse kaarega 60-ndast laiuskraadist peamiselt põhja pool. Kõrgrõhkkonna läänetiiba mööda kerkib mereline polaarne õhk Norra merele ja kandub edasi läänevoolus üle Skandinaavia. Kõrgrõhkkonna idatiivas kandub õhuvool Venemaa kohal valitseva madalrõhulohu mõjul kagusse ja loob soodsa situatsiooni sooja õhu laskumiseks Läänemere idakaldale. Käsitletud ajavahemikul võis 10% muutuste üldarvust klassifitseerida selle ilmamustri järgi. Suur osakaal võib seletatav olla ka tsükloonaalsete ja antitsükloonaalsete ilmastikutingimuste vaheldumisega. Kui tugevnev kõrgrõhuhari on loonud kontinentaalse polaarse õhu jahtumiseks soodsad tingimused, siis merelise polaarse õhu saabumisega kaasnev õhutemperatuuri tõus on suur. Ühena ekstreemumeist kerkis 12.01.2003.a. keskmine temperatuur Valgas 24 tunni jooksul 20,9°C.

**BM-** kõrgrõhuvöönd Kesk-Euroopa kohal.

Põhja-Euroopas prevaleeriv tsükloonaalsus, valitsev õhuvool läänest.

Assooridest põhja-kirde pool paikneb subtropiline kõrgrõhuala. Ida-Euroopat katab samuti kõrgrõhkkond. Musta mere ümbrusse ulatub aga Vahemerelt kõrgematesse õhukihtidesse ulatuv aktiivne madalrõhuala. Üle Kesk-Euroopa kaardub kahte kõrgrõhkkonda ühendav sillakujuline kõrgrõhuvöönd. Kõrgrõhusillast põhja pool kulgeb läänest itta suunatud frontaaltsoon, mille piires lained ida poole liiguvad. Tsüklonite teekond kulgeb piki Gröönimaa rannikut 70-ndatele laiustele ja sealt edasi itta, kandes Atlandi keskmistelt laiustelt merelise polaarse õhu Põhja-Euroopasse. E. Linno andmeil liigub talvisel ajal ca 1/5 tsükcloneist sellel trajektooriga (Kritšak, 1986), mida kutsutakse nn. põhjatsüklonid. Kõrgrõhuala mõjusfääris jahtunud kontinentaalse polaarse õhu välja

tõrjumisega kaasnes tõhus temperatuuri tõus (5% koguarvust), mille näiteks on 21.02.1964.a. +16,2°C.

**Poolmeridionaalse grupi** piires eristub 2 erinevat ilmatüüpi: edela- ja loodetüüp. Edelatüübi puhul leidis järske muutusi aset 12% juhtudest. Ilmamustreist klassifitseerus sellesse gruppi SWA, SWZ ja TRW.

**SWA-** edelaasetus.

Põhja-Euroopas dominantseks tsükloonaalus, valdav õhuvool edelast.

Euroopa ja Venemaa lõunaosa kohal domineerib kõrgrõhuvöönd ning Siberi arktilistelt aladelt ulatub madalrõhuala üle Atlandi põhja- ja keskossa. Frontaaltsoon ühes arvukate lainetega kulgeb Iirimaast edelasse jäävatelt veeväljadelt üle Lääne-Euroopa rannikualade ja Läänemere ümbruse kirdesse. Atlandil loob soodsad tingimused ägedaks tsükloonaalseks tegevuseks Gröönimaa arktilistelt aladelt laskuv ja Atlandi lähistroopilistelt aladelt kerkiv õhk. Kahe õhumassi kokkupuutealal tekib Atlandi ookeani keskmistel laiustel üha uusi madalrõhkkondi, mis aktiivsetena üle Skandinaavia itta liiguvad. Botnia lahele või Lõuna-Soome jõudes võib tekkida uus osatsüklon, mis edasi ida-kagu suunas liigub ja Eesti oma lõunatiiba jätab. Sügisel ja talve hakul liigub iga kolmas tsüklon sellel trajektooriga (Kritsak, Linno, 1986). Läänemere äärde jõuab edelavoolus keskmisest märksa soojem õhumass ja toob kaasa kiire soojenemise ja käsitletud juhtudest moodustasid viimased 4%. Erandina klassifitseerus sellesse ilmamustrisse ka kiire jahenemine ja seda lahkuva sooja järel lühiajaliselt tugevnenud kõrgrõhuharja tingimustes. Soojenemise näiteks on 5.03.1977.a. 15,0°C.

**SWZ-** edelaasetus.

Põhja-Euroopas valitsevaks tsükloonaalsus ja domineerib edelavool.

Ida-Euroopa kohal kõrgrõhkkond ja selle haru ulatub Vahemerele. Põhja-Atlandilt ulatub madalrõhuala Iirimaale. Kahe rõhuala piirimail kulgeb kirdesuunaline frontaaltsoon Assooridest põhja poole üle Biskaia lahe, Briti saarte ja Skandinaavia Põhja-Jäämerele. Edela-Euroopast Baltikumi jõudvad lained toovad endaga kaasa pehme merelise polaarse õhu. Tsüklonid suunduvad Atlandilt üle Briti saarte ja Põhjamere ning suunduvad edasi kas kirdesse või itta. Lõunapoolsema trajektooriga võib tsükloni kaugenemise ja üürikeseks tugevneva kõrgrõhuharja tingimustes Eestis aset leida lühiajaline kiire külmenemine. Võimaluse selleks loob Gröönimaa lähistel kõrgemates

õhukihtides valitsev põhjavool, milles mereline arktiline õhk laskub Islandi piirkonda ja sealt mereliseks polaarseks õhuks transformeerununa suundub edasi itta. Nii haakub selle ilmamustriga nii soojenemine kui külmenemine, moodustades koguarvust 5%. 22.01.1986.a. leidis aset soojenemine 17,3°C.

**TRW** - madalrõhulohk Lääne-Euroopa kohal.

Põhja-Euroopa kohal domineerivalt tsüklonaalne, valitsev õhuvool edelast.

Madalrõhulohk ulatub Norra merelt üle Lääne-Euroopa rannikualade kuni Pürenee poolsaareni, seejuures õhurõhufoon on madal nii maapinna lähedal kui kõrgemates õhukihtides. Madalrõhulohk piirneb mõlemalt poolt kõrgema õhurõhuga aladega Atlandi keskosa ja Venemaa lääneosa kohal. Frontaaltsoon kulgeb Atlandi keskosast Hispaaniasse ja sealt kirde suunas üle Kesk-Euroopa lääneserva Skandinaaviasse. Frontaaltsooni piires liikuvad lained kannavad merelisest troopilisest õhust polaarseks õhuks transformeerunud õhu Läänemere äärde. 4%-ni muutuste üldarvust ulatuvad juhtumid on kõik viinud õhutemperatuuri tõusuni, mille näiteks olgu toodud 26.02.1953.a. +16,4°C.

**Loodetüübi** korral leidis aset 29% järskudest muutustest. Kesk-Euroopas baseeruva madalrõhuala korral valitsesid Eestis sagedamini loodest saabuvad õhumassid ja seetõttu paigutus ka loodetüübi alla ka ilmamuster TM. Ülejäänud ilmamustrid NWA, NWZ, HB, NEZ, SEA, SEZ, SA olid domineeriva loodevooluga.

**NWA** - loodeasetus.

Põhja-Euroopas valitsevaks tsüklonaalsus ja valdav õhuvool loodest.

Subtroopiline kõrgrõhuala paikneb keskmega Euroopa läänerannikul ja selle kirdeserv on kerkinud üle Briti saarte. Madalrõhuala asetseb Norra merel ja selle tugevalt välja arenenud lohk ulatub üle Fennoskandia ja Läänemere Musta mereni. Nende vahel kulgeb kergelt antitsüklonaalse kõverusega frontaaltsoon Põhja-Atlandilt üle Fääri saarte ja Põhjamere kagusse. Frontaaltsoonis liiguvad lained Põhja-Atlandilt Islandi lõunaranniku lähistelt mööda üle Skandinaavia Lääne-Venemaale ja Ukrainasse. Valitsev tugev läänekallakuga loodevool võimaldab selle ilmamustri korral Eestisse jõuda vaheldumisi merelisel polaarsel õhul ja merelisel arktisel õhul transformeerunud kujul, põhjustades nii järsku õhutemperatuuri kõikumist nii külmenemise kui soojenemise suunas ja juhtumite koguarvust hõlmas see 4%. 25.01.1963.a. ilmnes muutus -11,7°C-s.

**NWZ-** loodeasetus.

Põhja-Euroopas kohal madalrõhuala, valdav õhuvool lõunast.

Mitteblokeeriv subtroopiline kõrgrõhuala on kerkinud üle Biskaia lahe lääneserva. Madalrõhuala on laienenud üle Sotimaa, Norra mere ning Skandinaavia. Läänemere ümbrusse võib kõrgemates õhukihtides süveneda teine baariline moodustis. Jõuline frontaalsoon kulgeb kahe rõhkkonna vahel üle Briti saarte, Põhjamere Kagu-Euroopasse. Islandi lähistelt kagusse laskuvad tsüklonid (21% talviste tsüklonite üldarvust, Kritšak, 1986) liiguvad üle Norra mere ja Skandinaavia lõunaosa. Läänemere lõunaosa kohal jätkab osa neist teed kagusse, teisel juhul võimaldab kõrgemate õhukihtide baariline väli edasi kirdesse liikuda. Mõlemal juhul liigub pehme mereline polaarne õhk Eestist lõuna poolt mööda ja järsuks ilma soojenemiseks puuduvad tingimused. 5%-l juhtumitest aga ilm jahenes kiiresti, mille tingis Fennoskandiast Eestini laienenud kontinentaalse polaarse õhuga kõrgrõhuhari. 9.12.1955.a. kajastus muutus  $-11,7^{\circ}\text{C}$ -s.

**HB-** kõrgrõhkkond Briti saartel.

Skandinaavia domineerivalt antitsükloonaalne, Läänemere idatiivas valdav tsükloonaalsus, õhuvool loodest.

Iseseisev blokeeriv kõrgrõhkkond asub Briti saartel või vahetult külgnevate merealade kohal, mis sageli on Gröönimaa ja Islandi kohal paikneva külma polaarse päritoluga kõrgrõhkkonnaga seotud. Ida-Euroopa ulatub tihti kaugemale lõunasse suunatud madalrõhulohk. Madalrõhulohu läänetiiba mööda laskuvad Grööni merele kerkinud madalrõhkkonnad kagusse. Eestisse võib selles situatsioonis kõigepealt mahe mereline polaarne õhk ja seejärel mereline arktiline õhk jõuda. Nii soojenemine kui külmenemine võivad olla järsud sarnaselt ilnamustritega NZ ja HNA. Muutuste koguarvust seostub ilnamustriga HB 5%. Näitena olgu toodud ekstreemne langus  $-20,4^{\circ}\text{C}$  Kundas 10.01.2003.a.

**NEZ-** kirdeasetus.

Põhja-Euroopas on domineeriva antitsükloonaaluse foonil perioodiliselt tsükloonaalsete mõjutustega, prevaleeriv õhuvool loodest.

Analoogselt antitsükloonaalse variandiga ulatub kõrgrõhusüsteem Assooridelt Skandinaaviasse, kus maapinna lähedastes kihtides moodustub tihti eraldiseisev tsenter. Kõrgemates õhukihtides on Kesk- ja Põhja-Euroopas valitsemas vastandlik õhuvool.



Kesk-Euroopasse suunab valitsev tsükloonaalne kõverus õhuvoolu kirdest edelasse ja võimaldab külma õhu sissetungi. Põhja-Euroopas määrab õhuvoolu Norra merele kerkinud kõrgrõuhari, mida nii läänest kui idast ümbritsevad madalrõhulohud. Selline asetus võimaldab merelise polaarse õhu kerkimist mööda kõrgrõuharja läanetiiba Norra merele ja sealt kandub see loodevoolus üle Skandinaavia Läänemere äärde. Nii võib tugevneva antitsükloni idaservas aset leida märgatav jahenemine ning seejärel saabuv mereline polaarne õhk omakorda põhjustada märgatava õhutemperatuuri tõusu. Osakaal muutuste üldhulgas 3%. 31.12.1971.a. osutus tõus 11,1°C-ni.

**SEA-** kaguasetus.

Põhja-Euroopas valitseva antitsükloonaalsuse tingimustes vahetevahel tsükloonaalseid mõjusid, prevaleeriv õhuvool loodest..

Kõrgrõuhari kerkib Kagu-Euroopast üle Läänemere ja Lõuna-Skandinaavia Norra mereni, mõnikord kuni Islandini. Atlandi kaguosas ja Gröönimaal valitseb jõuline madalrõhkkond. Frontaaltsooni mööda kanduvad lained üle Islandi Teravmägede suunas. Edasise liikumise kagusse tingib Põhja-Venemaal süvenenud madalrõhulohk. Aeg-ajalt jõuab mereline polaarne õhk Atlandilt üle Skandinaavia Läänemere äärde ja toob kaasa soojenemise. Harilikult järgneb kagusse-itta taanduvale märksa jahedam õhk, mis põhjustab maapinna lähedastes õhukihtides tugevneva kõrgrõhuala tingimustes ja nõrga põhjakaarte tuulega õhutemperatuuri märgatava languse. Muutuste üldhulgas 4%-line osakaal. Ekstreemne muutus +21,1°C toimus 19.01.1963.a. Kuusiku andmeil.

**SEZ-** kaguasetus.

Põhja-Euroopa dominantseks antitsükloonaalsus, valitsev õhuvool loodest.

Atlandi idaosas valitseb tugevalt välja arenenud madalrõhuala, mis üle Lääne-Euroopa Vahemerele ulatub. Blokeeriv kõrgrõhuala paikneb Lõuna-Venemaa ja Ukraina kohal ning selle haru ulatub Norra merele. Maapinnalähedastes õhukihtides on Skandinaavia kohal harilikult jälgitav eraldiseisev kõrgrõhkkonna kese. Frontaaltsoon kulgeb üle Põhja-Atlandi keskosa ja Norra mere. Ida pool laskub frontaaltsoon üle Skandinaavia põhjaosa kagusse. Loodevoolus võib Norra merele kerkinud mereline polaarne õhk Läänemere äärde kanduda, mis domineeriva kõrgrõhuvööndi tingimustes tugevalt jahtunud õhu välja vahetamisel toob kaasa märkimisväärse õhutemperatuuri tõusu.

Osakaal muutuste üldhulgas 2%. 10.02.1972.a. leidis aset langus  $-10,1^{\circ}\text{C}$ .

**SA-** lõunaasetus.

Põhja-Euroopas valitsevaks antitsükloonaalsus, õhuvool loodest.

Blokeeriv laiaulatuslik kõrgrõhuala paikneb Ida-Euroopa kohal. Kõrgemates õhukihtides on vahetevahel jälgitav vaid meridionaalsuunaline kõrgrõhuhari. Vastupidiselt antitsükloonaalsele kagutüübile (SEA) ei ulatu haru Norra merele. Võimas madalrõhuala valitseb Atlandi idaosa ja Euroopa lääneserva ning ulatub Norra ja Gröõni merele. Atlandilt väga kaugemale lõunasse ulatuv madalrõhulohk võib merelise troopilise õhu kanda üle Euroopa lääneserva, mis mereliseks polaarseks õhuks transformeerununa edasi põhja poole liigub ja üle Skandinaavia kagusse laskudes Läänemere äärde jõuab. Kõik suured muutused selle ilnamustri piires on seotud õhutemperatuuri tõusuga ja nende osakaal üldarvust ulatub 4%-ni. 3.01.1989.a. ulatus Valgas tõus  $17,1^{\circ}\text{C}$ -ni.

**TM-** Kesk-Euroopa kohal madalrõhuala.

Põhja-Euroopas antitsükloonaalsuse ja tsükloonaalsuse piirimail, domineeriv õhuvool puudub.

Nii maapinna lähedastes kui eelkõige kõrgemates õhukihtides paikneb isoleerunud madalrõhuala Kesk-Euroopa kohal, mis nii läänest, põhjast kui idast kõrgrõhkkonnaga ümbritsetud on. Atlantiline frontaaltsoon lõheneb kaheks eriharuks, millest üks nõrgemal kujul üle Atlandi keskosa ja Pürenee poolsaare Vahemerele käändub, teine jõulisem üle Atlandi lääneosa ja Gröönimaa kirdesse suundub. Läänemere ümbruses valitseb nn. „sadula“ olukord, kus loodes ja kagus paiknevad kõrgrõhkkonnad ning edela ja loode pool domineerib tsükloonaalsus. Eelnevast tulenevalt võib Eesti väga erinevate õhumasside mõjusfääri jääda. Kesk-Euroopa madalrõhkkonna aktiveerumisel kirde suunas võib edela-lõunavool Läänemere ääres põhjustada õhutemperatuuri märkimisväärse tõusu. Samas Teravmägedelt Venemaa põhjaalade poole laskuvate aktiivsete madalrõhulohkude tulemusel võib Eestisse vaheldumisi pehme mereline polaarne õhk ja külm mereline arktiline õhk transformeerunud kujul jõuda. Mõningatel juhtudel tugevnes Venemaal paiknev kõrgrõhuala, soodustades kontinentaalse polaarse õhu jahtumist. Muutuste koguarvust langes sellesse ilnamustrisse 3%. Soojenemise näiteks oli 1.01.1979.a.  $11,9^{\circ}\text{C}$ .

**Meridionaalse tsirkulatsioonigrupi** korral toimunud muutused hõlmasid 37% koguarvust. Grupp jaotus omakorda põhja, kirde-ida-, kagu- ja lõunatüübiks.

Põhjatüübi ilmapuustrite korral WS, NZ, HNFA ja HNA toimus 15% järskudest muutustest.

**WS-** lõunapoolne lääneasetus

Põhja-Euroopa domineerivalt tsüklonaalne ja valdav õhuvool lääne-loodest.

Kõrgemates õhukihtides paikneb Euroopa kohal ulatuslik madalrõhuala keskmega Skandinaavia looderannikul. Frontaaltsoon kulgeb 50-ndat laiuskraadi ümbruses ja lained suunduvad Iirimaast edelasse jäävatelt merealadelt üle Biskaia lahe, Prantsusmaa ja Saksamaa Ida-Euroopasse, liikudes Eestist lõuna poolt mööda Kesk-Venemaale. Madalrõhkkonna lääneservas valitsev põhjavool kannab merelise arktilise õhu Norra merele, kust see mereliseks polaarseks õhuks transformeerununa Läänemere äärde jõuab. Maapinna lähisel asetseb tsentraalse madalrõhkkonna kese 60-ndast laiuskraadist lõuna pool. Atlandi põhjaosa ja osaliselt ka Norra merd katab külm põhjapooluse piirkonnas formeerunud kõrgrõhkkond, mille hari ulatub Skandinaaviasse. Läänemere idakallas võib jääda madalrõhkkonna kaugenemisel Skandinaaviasse ulatava kõrgrõhuharja mõjusfääri ning tugevnevad antitsüklonaalsed tingimused soosivad ilma märgatavat külmenemist. Seda protsessi võib süvendada Soome lahe idakaldal troposfääri alumistes kihtides täiendava tsüklonaalse keerise moodustumine, mille surve õhuvool ka 1-2 km kõrguses kihis põhja-loodesse pöördub ning võimaldab Skandinaaviasse laskunud arktilisel külmal transformeerununa Eestisse jõuda. Vaadeldud perioodil klassifitseerus selle ilmapuustri alla 6% järskude muutuste üldarvust. 26.01.1985.a. ilmnes muutus  $-16,1^{\circ}\text{C}$ -ni.

**NZ-** põhjaasetus.

Läänemeremaade kohal dominantseks tsüklonaalsus, valdav õhuvool põhjast

Atlandi põhjaosa kohal paikneb blokeeriv antitsüklon või ka meridionaalselt orienteeritud kõrgrõhusild Pürenee poolsaarest läände jäävatelt merealadelt kuni polaaraladel valitseva kõrgrõhkkonnani. Skandinaavia ja Baltikumi kohal paikneb laiaulatuslik madalrõhusüsteem. Kõrgemates õhukihtides Novaja Zemlja ümbruses paikneva võimsa madalrõhkkonna lääneserva mööda laskub põhjast mereline arktiline õhk Läänemere äärde ja tingimused järsuks ilma külmenemiseks on väga soodsad. Madalrõhkkonna lääneserva mööda võivad osatsüklonid Teravmägede piirkonnast üle

Nordkapi lõuna-kagu suunas laskuda ja Läänemere äärde tuua lühikeseks ajaks merelise polaarse õhu, mis kiirelt merelise arktilise õhuga asendub. Eelpoolkirjeldatud tsüklonid on talvisel ajal kõige järsemate ja kiiremate ilmamuutuste põhjustajaks. Nende esinemissagedus talvisel ajal E. Linno andmete põhjal ulatub keskmiselt 7%-ni tsüklonite üldarvust (Kritsak, 1986). Ilmamustri osa uuritud perioodil ulatus 3%-ni muutuste üldarvust, kuid osa uuritud juhtumeist võis ka lähedase ilmamustri HNA kategooriasse liigituda. Ilma külmenemise näitena osutus muutus 6.12.1973.a. muutus  $-10,7^{\circ}\text{C}$ .

**HNFA**- kõrgrõhkkond Norra merel ja Fennoskandias.

Põhja-Euroopa on antitsükloonaalses mõjusfääris, domineeriv õhuvool põhjaloolest.

Pikalt välja sirutunud, mõnikord sillalaadne kõrgrõhuvöönd, ulatub Islandilt Põhja-Venemaani ja selle lõunaserv ulatub Kesk-Euroopa põhjapoolsesse ossa. Kõrgrõhusüsteemi lääneserva mööda kerkivad lained ühes merelise polaarse õhuga piki Gröönimaa rannikut kaugemale põhja ning edasi mööda 70-ndaid laiusi itta. Siberi arktilistel aladel valitsev madalrõhuala tingib Teravmägedelt õhuvoolu kandumist kagusse. Loodevoolus Läänemere äärde jõudnud õhumass on enamasti arktiliste mõjutustega ja põhjustab enamasti õhutemperatuuri märgatavat langust. Siiski erandjuhtudel võib domineerivat antitsükloonaalset välja lõhestada loodest laskuv madalrõhulohk ühes merelise polaarse õhuga ja põhjustada ka õhutemperatuuri lühiajalise tõusu. Osakaal muutuste üldhulgas 2%. 21.01.1967.a. leidis aset muutus languse suunas  $12,1^{\circ}\text{C}$ .

**HNA**- kõrgrõhkkond Norra merel ja Islandil.

Põhja-Euroopa antitsükloonaalse ja tsükloonaalse baarilise välja piirimail, valdav õhuvool loodest.

Blokeeriv kõrgrõhuala Norra mere ning Islandi ja Sotimaa vahelise mereala kohal. Kõrgrõhuhari sirutub üle Kesk-Euroopa kagusse. Atlandi lääneosa kohalt kulgev frontaalsoon hargneb kaheks haruks. Põhjapoolsem suundub üle Gröönimaa ja lõunapoolsem üle Edela-Euroopa Vahemerele. Kõrgrõhkkonna mõlemat tiiba riivavad tihti meridionaalsuunalised madalrõhulohud kõrgemates õhukihtides. Piki Venemaa lääneosa lõuna-kagu suunas liikuvad madalrõhulohud suunduvad üle Läänemere ümbruse ja soosivad loodevoolus laskuva merelise arktilise õhu jõudmist Eestisse ning järsku ilmamuutust külmenemise suunas. Selle ilmamustri korral on Eesti jaoks lähedased

tingimused ilnamustriga NZ ja selle ilnamustri 5%-st osast muutuste üldarvus võiks mõni juhtum olla klassifitseeritud ka NZ. Järsk külmenemine leidis aset 2.02.1966.a., mis Tartu andmeil ilmnes muutuses  $-18,2^{\circ}\text{C}$ -ni.

**Kirde-idatüübi korral** ulatus 11%-ni. Ilnamustreist klassifitseerusid siia alajaotusse NA, HFZ, TB, HNFZ, ja HNZ.

**NA-** põhjaasetus.

Läänemeremaades domineeriva tsükloonaalsuse tingimustes valdav õhuvool kirdest

Kõrgemates õhukihtides sirutub üle Briti saarte jõuliselt esile tungiv kõrgrõuhari. Maapinna lähedastes õhukihtides ulatub üle Briti saarte, Põhjamerere ja Norra mere põhjalõunasuunaliselt välja veninud mitmeosaline kõrgrõuhuala. Mõningatel juhtudel kujuneb see sillaks kahe kõrgrõuhuala vahel s.o. Pürenee poolsaarest läände jääva subtroopilise kõrgrõuhuala ja polaaraladel valitseva kõrgrõuhuala vahel. Ida-Euroopa kohal asetseb ulatuslik isoleerunud madalrõhusüsteem. Madalrõhkkonna kese jääb üldreeglina Eestist ida poole ja valitsevad põhja- ja kirdetuuled nii maapinna lähedastes kui kõrgemates õhukihtides soosivad aeg-ajalt järsku ilma külmenemist. Eelkõige toimub see tsükloonaalsuse nõrgenemisel maapinna lähedastes õhukihtides ja Skandinaaviast Läänemere poole laieneva kõrgrõhkkonna mõju tugevnemisel. Muutuste üldarvust langeb sellele ilnamustrile 2%. 8.01.1970.a. näite põhjal ulatus muutus  $-9,7^{\circ}\text{C}$ -ni.

**HNZ-** kõrgrõhkkond Norra merel ja Islandil.

Läänemeremaades prevaleerivalt tsükloonaalne, valdav õhuvool kirdest.

Rõhkkondade aetus ja õhuvool on antitsükloonaalse asetusega sarnane. Kõrgemates õhukihtides aga domineerib tugev tsükloonaalsus nii Põhjamerele, Läänemerele kui Venemaa lääneservas. Kõrgemate õhukihtide kirdevool võib Läänemere äärde kanda kontinentaalse polaarset õhu ning Skandinaaviasse ulatuvat kõrgrõuharja tugevnemisel võib aset leida õhutemperatuuri langus väga madalate näitudenii. Muutuste koguarvust osutus kuni 1% selle ilnamustriga seonduvaks. 31.12.1987.a. külmenemine kajastus keskmiste muutuses  $-9,6^{\circ}\text{C}$  ulatuses.

**HFZ-** kõrgrõhkkond Fennoskandia kohal

Põhja-Euroopa antitsükloonaalses mõjusfääris, õhuvool domineerivalt kirdest.

Fennoskandia põhja- ja keskosa kohal paikneb blokeeriv kõrgrõhkkond. Vahemere ja Kesk-Euroopa lõunaosa kohal asub laialdane madalrõhusüsteem. Kahe erineva õhurõhu süsteemi vahel valitsev idavool kannab õhu Kesk-Venemaalt üle Kesk-Euroopa Briti saarteni ning sealt edasi põhja poole. Talvisel ajal võimaldab see külmal õhul lääne poole tungida. Atlantiline frontaaltsoon lõheneb ookeani idaosa kohal kaheks. Üks haru suundub üle Gröönimaa idaosa Põhja-Jäämerele ja lõunapoolne haru kandub üle Biskaia lahe ja Vahemere Ukrainani. Domineeriv kirdevool võimaldab kontinentaalsel arktilisel õhul Põhja-Venemaale jõuda ja edasi juba transformeerunud kujul Läänemere ümbrusse laskuda. Muutused selle ilmamustri korral Eestis olid vaid külmenemise suunas ja üldhulgas moodustas nende osakaal 3%. Kõrgrõhkkondade üldarvust, mille mõjusfäär Eestini ulatub, osutus Skandinaavia ja Soome kohal paiknevate antitsüklonite osakaal 32%-ni (Linno, Kritšak, 1986). 17.12.1963.a. ulatus muutus  $-9,8^{\circ}\text{C}$ -ni.

**TB**- madalrõhkkond Briti saarte kohal.

Põhja-Euroopa kohal domineerivalt antitsükloonaalne ajutiste tsükloonaalsete mõjutustega, valitsev õhuvool kirdest.

Laialdase tsentraalse madalrõhkkonna kese paikneb Briti saarte piirkonnas ja juhib lained ringikujulise liikumistrajektooriga Atlandi keskosast üle Lääne- ja Kesk-Euroopa lääneserva põhja poole. Grööni merel asub nii maapinnalähedastes kui kõrgemates õhukihtides blokeeriv kõrgrõhuala ja selle kagutiib ulatub üle Skandinaavia Läänemere äärde, kuhu valitsev kirdevool soosib merelise arktilise õhu sissetungi. Suured muutused viivad eranditult õhutemperatuuri languseni ja muutuste üldarvus on nende osa 2% piires. 18.01.2006.a. sai teoks muutus  $-15,8^{\circ}\text{C}$ .

**HNFZ** - kõrgrõhuala Norra merel ja Fennoskandias, Kesk-Euroopa kohal domineerivalt tsükloonaalne.

Põhja-Euroopas on dominantseks antitsükloonaalsus, prevaleeriv õhuvool kirdest.

Analoogselt antitsükloonaalse variandiga on blokeeriv kõrgrõhutoon Islandilt Põhja-Venemaale sirutunud. Kesk-Euroopa, sageli ka Prantsusmaa kohal paikneb kõrgemates õhukihtides madalrõhkkond, mis mõnikord külma õhu keerisena isoleerunud on. Atlantiline frontaaltsoon paikneb põhja pool kõrgrõhusüsteemi. Läänemere idakaldal valitsevad idatuuled nii maapinnalähedastes kui kõrgemates õhukihtides ning

kontinentaalne polaarne õhumass võimaldab õhutemperatuuri langust väga madalate näitudeni. Enamik välja selekteerunud suurtest muutustest olid seotud külmenemisega ja nende osakaal muutuste üldhulgas ulatus 3%-ni. Sarnaselt ilmapustriga HFZ on üldarvestuses Fennoskandia kohal paiknevad kõrgrõhkkonnad 32%-lise osakaaluga (Linno, Kritšak, 1986) ühed enamlevinuist. Siiski tuli korduva maapinna ja kõrgemate õhukihtide analüüsi tulemusel lugeda kirjeldatava ilmapustri alla kuuluvaks ka erandlikku suurt soojenemist 20,0°C 1.02. 1956.a. Eelneva külma perioodi järel kandus Skandinaavia põhjaossa jõudnud soe õhumass Karjalasse ning jõudis sealt idavoolus Eestisse. Sünoptilise protsessina ei ole see tüüpiline, vaid pigem erandlik.

**Kagutiibi** ilmapustrid NEA ja HFA moodustasid muutuste korral vaid 4%.

**NEA**- kirdeasetus.

Põhja-Euroopa dominantseks antitsükloonaalsus, prevaleeriv õhuvool kagust.

Assooridelt ulatub kõrgrõhuvöönd üle Briti saarte Põhja-Euroopasse ning katab oma idaservaga ka Kesk-Euroopa. Seejuures nii maapinna lähedal kui kõrgemates õhukihtides on Fennoskandia kohal moodustunud eraldiseisva kõrgrõhkkonna tšenter. Atlandi põhjaosa ja Gröönimaa kohal valitseva madalrõhkkonna servast kerkivad lained ühes merelise polaarse õhuga kõrgrõhusüsteemi loodeserva mööda Atlandilt Põhja-Jäämerele. Kõrgrõhkkonna kagutiiba mööda voolab kontinentaalne õhk Kesk-Euroopasse. Venemaa lääneosa kohal paikneb väljaveninud madalrõhusüsteem, mis kõrgemates õhukihtides võib oma põhjaservaga ulatuda üle Läänemere. Läänemere idakallas on vastandlike protsesside mõjuväljas. Enamikel kordadest soodustab Fennoskandia kohal tugevnev kõrgrõhuala kontinentaalse polaarse õhu sissetungi ja suurt õhutemperatuuri langust. Üksikjuhtudel aga võib kaguvoolus kerkida kontinentaalne troopiline õhk Väike-Aasiast ja transformeerununa Läänemere äärde jõuda ning põhjustada õhutemperatuuri märgatavat tõusu. Siiski muutuste üldhulgas jäi see ilmapuster tahaplaanile (0,5%). Näitena olgu toodud 27.01.1954.a. muutus +11,0°C 27.01.1954.a.

**HFA**- kõrgrõhkkond Fennoskandias.

Põhja-Euroopas dominantseks antitsükloonaalsus, Balti riigid vahetevahel tsükloonaalsete mõjutustega, valdavaks ida-kaguvool.

Maapinnalähedastes õhukihtides laiub ulatuslik, talvekuudel võimas kõrgrõhuala üle kogu Fennoskandia, sageli ulatub see ka üle Põhja-Venemaa. Kesk-Euroopa jääb kõrgrõhuala lõunatiiva antitsükloonaalsesse mõjusfääri. Atlandi ookeani kohal valitseb samal ajal laialdane madalrõhusüsteem. Jõuline frontaalsoon ulatub Atlandi ookeani keskosast Briti saartele ja pöördub seejärel järsult põhja-kirdesse. Põhjuseks kõrgemates õhukihtides üle Skandinaavia läänerranniku kirdesse ulatuv blokeeriv kõrgrõhuhari või eraldiseisev kõrgrõhuala Norra kohal, välistades merelise polaarse õhu jõudmise Läänemere ümbrusse. Läänemere idakaldal soosib maapinnalähedastes õhukihtides domineeriv antitsüklon õhu jahtumist väga madalate temperatuurideni. Kõrgemates õhukihtides domineerib kagu-idavool, milles valdavalt saabub kontinentaalne polaarne õhk. Samas valitseb Musta mere ümbruses tugev tsükloonaalsus, mille piires Ukraina või Valgevene poole kerkiva lainega võib madal- ja kõrgrõhkkonna vahel valitsevas ida-kaguvoorus üksikjuhtudel soojem õhk ka Eestini jõuda. Muutuste üldhulgas selgunud 3%-lises osakaalus domineerib siiski järsk külmenemine, mille näiteks võiks olla  $-15,8^{\circ}\text{C}$  20.02.1970.a.

**Lõunatuübi** ilmapuustrite WW, SZ ja TRM osakaal muutustes oli 6%.

**WW-** nurgakujuline lääneasetus.

Põhja-Euroopa vahelduvalt tsükloonaalse ja antitsükloonaalse baarilise välja mõjusfääris, domineeriv õhuvoos lõunast.

Venemaal valitseb blokeeriv antitsüklon ja selle läänetiib ulatub Läänemere idakaldale. Tsentraalse madalrõhkkonna kese paikneb Gröönimaa lõunaservas ja kõrgemates õhukihtides sopistub madalrõhulohk üle Islandi ja Skandinaavia. Tugevalt välja arenenud atlantiline frontaalsoon kulgeb 50- ja 60-nda laiuskraadi vahel üle Kesk-Euroopa ning kaldub siis järsult põhja. Lained liiguvad Atlandilt üle Lääne-Euroopa ja muutuvad siis Kesk-Euroopasse jõudes statsionaarseks või kerkivad nõrgenenud kujul Läänemere äärde. Tavaliselt sellise ilmapuustri korral Läänemere äärde jõudev polaarne mereline õhk toob kaasa küll ilma lühiajalise pehmenemise, kuid edasise kiire tee itta blokeerib Venemaal valitsev võimas kõrgrõhuala ning järsku temperatuuri tõusu tavaliselt ei järgne. Siiski 16.01.1990.a. tõi muutus  $+15^{\circ}\text{C}$ -lise soojenemise. Madalrõhulohu taandumisel võib antitsükloonaalne protsess aktiveeruda, mis võimaldab



kontinentaalse polaarse õhu tugeva jahtumise tagajärjel tuua kaasa ilma märgatava külmenemise. Vaatlusperioodil võis klassifitseerida 3% muutustest selle ilmamustri alla.

**TRM-** madalrõhulohk Kesk-Euroopa kohal.

Põhja-Euroopa domineerivalt tsükloonaalne, domineeriv õhuvool lõunast.

Põhja- ja Kesk-Euroopa kohal paiknevat madalrõhulohku piiravad mõlemalt poolt kõrgema rõhuga väljad Põhja-Atlandi idaosas ja Venemaa lääneosas. Frontaaltsoon kulgeb üle Põhja-Prantsusmaa ja Kesk-Euroopa lõunasse ning pöörduv sealt edasi kirdesse. Mõõda frontaaltsooni liikuvad lained nõrgenevad teekonnal ajutiselt, kuid ammutavad Vahemerelt uut energiat ning ägenevad uuesti ja kerkivad aktiivsematena üle Kesk-Euroopa idaosa ning võivad lõunavoolus kerkida ka Läänemere idakaldale ja tuua kaasa ilma kiire soojenemise. Sagedamini jõuavad nn. „lõunatsüklonid“ Eestisse suvel, talvel harvem ja nii jäi selle ilmamustri osakaal muutuste üldhulgas alla 1%. 24.02.1970.a. tõi muutus soojenemise +10,2°C.

**SZ-** lõunaasetus, Kesk-Euroopa kohal domineerivalt tsükloonaalne.

Põhja-Euroopa on enamasti antitsükloonaalses mõjusfääris, prevaleeriv õhuvool lõunast.

Maapinna lähedastes kihtides paikneb stabiilne kõrgrõhkkond Venemaa kohal. Kõrgemates õhukihtides on siiski vaid meridionaalsuunas tugevalt välja arenenud kõrgrõhuhari. Tsentraalse madalrõhkkonna kese asub Islandist lõuna pool, Šotimaa lähistel. Atlantiline frontaaltsoon kulgeb üle Prantsusmaa põhja poole. Selles voolus liiguvad lained üle Edela- ja Kesk-Euroopa lääneserva Norra poole ning sealt edasi kirdesse. Vahemere äärest jõuab üle Kesk-Euroopa Läänemere äärde mereline troopiline õhk, mis kõrgemate õhukihtide aeglasema õhuvoolu korral küll transformeerub. Üldreeglina kaasneb lõunavoolus saabuvate õhumassidega järsk õhutemperatuuri tõus. Maksimaalse sooja taandumise järel võib Venemaal valitseva võimsa kõrgrõhkkonna servas antitsükloonaalsete tingimuste tugevnemisega aset leida ka õhutemperatuuri märgatav langus. Muutuste üldarvus ulatub osakaal 3%-ni. 15.03.1971.a. muutus tõi soojenemise 10,6°C.

29 ilmamustri seast on kõige soodsamad tingimused õhutemperatuuri kõikumisteks Kesk-Euroopas baseeruva kõrgrõhuala (HM) korral, mis märkimisväärse ülekaaluga (10%) tõuseb teiste seast esile. Norra merele kerkiva kõrgrõhuala põhjaserva

mööda kujuneb Atlandi keskmistele laiustelt kerkivatele madalrõhkkondadele soodne situatsioon läänevoolus Skandinaaviasse ja sealt edasi ida-kagu suunas liikumiseks. Õhutemperatuuri muutuse põhjustab eelkõige Läänemere äärde jõudev mereline polaarne õhumass, mis sunnib lahkuma kõrgrõhuharja tingimustes harilikult tugevalt jahtunud kontinentaalse polaarne õhumassi.

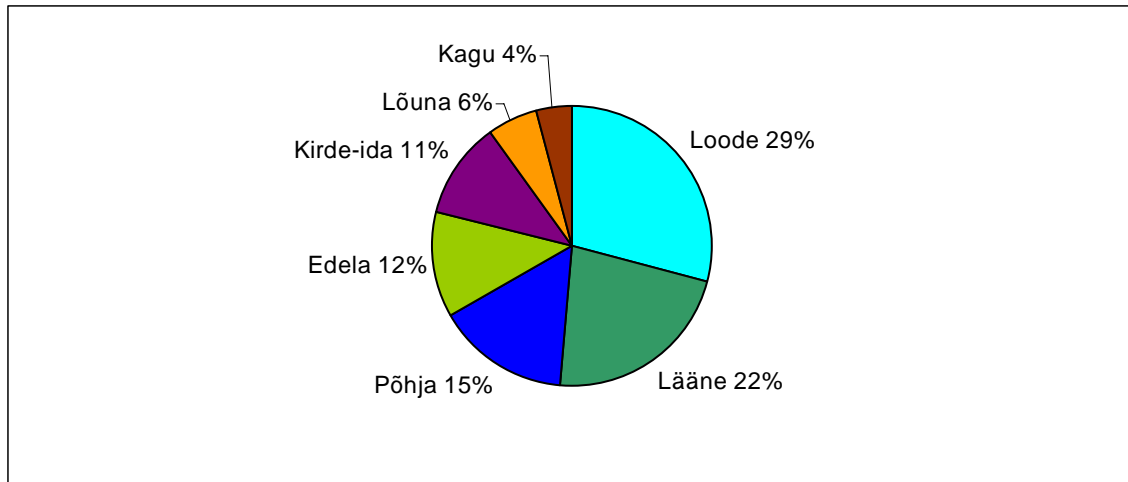
## 5.2. Ilmatüüpide ja tsirkulatsioonigruppide osakaal järskudes muutustes

Tsirkulatsiooni kolme gruppi koonduvaist ilmaprofiilidest olid muutustes suurima osakaaluga poolmeridionaalsed protsessid 41%-ga. Vaid veidi väiksem oli meridionaalsete protsesside osakaal (37%) . Kõige vähem järskede muutusi tõid kaasa tsonaalsed protsessid (22%). Vaadeldud perioodi vältel vähenesid muutused eelkõige meridionaalsete protsesside osas, kuid muutuste trend ( $P \sim 0,09$ ) usaldusväärset ( $P < 0,05$ ) tulemust siiski ei anna (tabel).

Tabel 5. Tsirkulatsioonigruppide ja ilmatüüpide osakaal järskude ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride muutustes.

Tsirkulatsiooni grupp	% muutuste üldarvust	P	Ilmatüüp	% muutuste üldarvust	P
Tsonaalne	22	0,48	Lääne	22	0,48
Poolmeridionaalne	41	0,14	Edela	12	0,95
			Loode	29	0,14
Meridionaalne	37	0,09	Põhja	15	0,12
			Kirde-ida	11	0,25
			Kagu	4	0,31
			Lõuna	6	0,86

Kõige enam kiireid muutusi toimus loode- ja läänetüübi korral (vastavalt 29% ja 22%). Kõige vähem muutusi oli võimalik klassifitseerida kagu- ja lõunatüübi alla (vastavalt 4% ja 6%) (joonis 11).



Joon. 11. Ilmatüüpide osakaal ööpäeva keskmiste järskude muutuste üldhulgas.

Vaatluse alla võetud õhutemperatuuri külma poolaasta järskudest muutustest toimuvad üldreeglina õhumasside kiirel vahetumisel, mis saab teoks eelkõige aktiivsete tsüklonite kaasabil. Ilmatüüpide osakaalus ilmneb eelkõige Atlandi ookeanilt Euroopa suurtele laiustele (~70-ndad) kerkinud või polaaraladel tekkinud madalrõhkkondade aktiivsus. Loodevoolus üle Skandinaavia Soome või Loode-Venemaale laskudes põhjustavad need järsku õhutemperatuuri muutust. Sageli on tegemist üksteisele järgnevate protsessidega, kus tugevalt jahtunud kontinentaalse polaarse õhu taandumisel ja merelise polaarse õhumassi saabumisel leiab aset õhutemperatuuri kiire tõus. Madalrõhkkonna kaugenemisel avaneb merelisele arktilisele õhule võimalus Läänemere äärde jõuda ning põhjustada võib õhutemperatuuri järsku langust. Läänetuubi korral on domineerivaks õhutemperatuuri järsk tõus, mille tingib tugevalt jahtunud polaarse õhumassi väljavahetumisel pehme merelise polaarse õhuga.

Õhutemperatuuri järskudest muutustest vähemal määral leiab aset antitsüklonaalse mõjusfääri tugevnemisel. Sel juhul on tegemist järskude langustega ja põhjuseks polaarse õhumassi tugev jahtumine.

### 5.3. Ekstreemsete muutuste sünoptiline analüüs

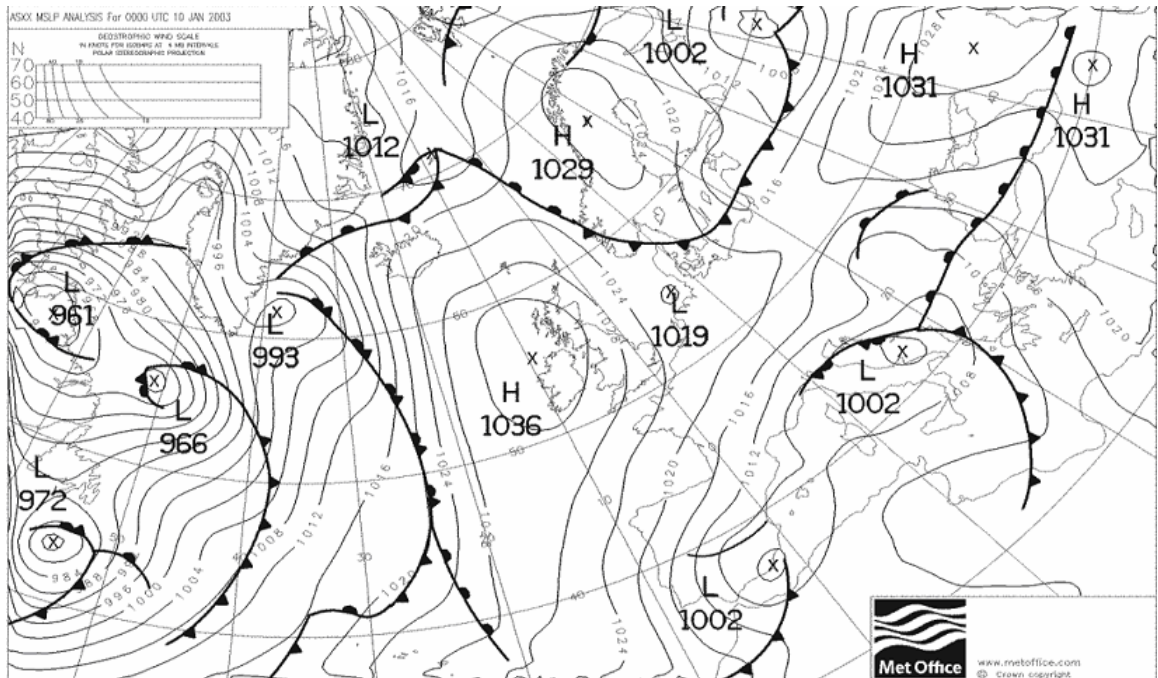
Ekstreemsetest ööpäeva keskmise õhutemperatuuri muutustest mujal maailmas võrdlusandmed puuduvad. Küll aga on maailma kiireimad õhutemperatuuri muutused iseäranis nobedad. Nimelt on Rapid City's (USA, Lõuna-Dakota) 10.01. 1911.a.

registreeritud 15 minuti jooksul õhutemperatuuri langus  $+12,8^{\circ}\text{C}$ -lt  $-13,3^{\circ}\text{C}$ -le. Veelgi kiirem oli samas paigas tõus- 22.01.1943. a. tõusis termomeetri näit kahe minutiga  $-20^{\circ}\text{C}$ -lt  $+7,2^{\circ}\text{C}$ -ni. Nende ekstreemumite tekkepõhjuseks on föönilaadne tuul – chinook, mis laskub Kaljumäestiku nõlvadelt, põhjustades väga kiiret soojenemist.

Selles töös uurimise all oleva meteoelemendi ööpäeva keskmise õhutemperatuuri ekstreemsed muutused leidsid aset 10.01-12.01.2003 ja seda kogu Eesti ulatuses. 10.01.2003. a. langes ööpäeva keskmine õhutemperatuur Kunda meteoroloogiajaama andmeil  $-20,4^{\circ}\text{C}$ , mis vaadeldud 55 aastase perioodi vältel aset leidnud muutustest languste osas ekstreemseim on. Toimunule lisab erakordsust vaid kaks päeva pärast toimunud õhutemperatuuri järsk tõus, mille maksimummuutus ulatus Võrus  $+21,5^{\circ}\text{C}$ -ni. Seegi muutus on pika perioodi äärmuslikem.

Tandemina üksteisele järgnenud kiired õhutemperatuuri muutused olid seotud kahe ilmapuustriga. Esimesena aset leidnud õhutemperatuuri järsk langus oli seotud ilmapuustriga HB- Briti saarte kõrgrõhualaga (Hoch Britische Inseln –saksa k.). Selle ilmapuustri korral paikneb Briti saarte kohal nii maapinnalähedastes kui kõrgemates õhukihtides kõrgrõhkkond, mille hari ulatub üle Norra mere kuni 80pl-ni. Samal Siberi põhjaalade kohalt laskub üle Soome ja Läänemere ümbruse kõrgetesse õhukihtidesse ulatuv madalõhulohk. Madalrõhkkonnad suunduvad Atlandilt mööda kõrgrõhuala lääneserva piki Gröönimaa rannikut põhja poole ja alles 70-80 pl. vahel pöördub õhuvool itta, mis tee Euroopa mandri poole avab. Teravmägede piirkonnas järsult lõuna-kagusse käänuvas õhuvoolus laskuvad tsüklonid üle Skandinaavia põhjatipu Soome kohale. Tegemist on nn. „sukelduja“ tsükloniga, mis Eesti ilma just enam talvisel ajal mõjutavad.

9.01.2003.a. ööks laskuski Karjala kohale „sukelduja“, mis Eestisse sooja õhumassi kandis. 9.01. hommikul kell 08.00 mõõtsid meie meteojaamad õhutemperatuuriks  $0...-2^{\circ}\text{C}$ .



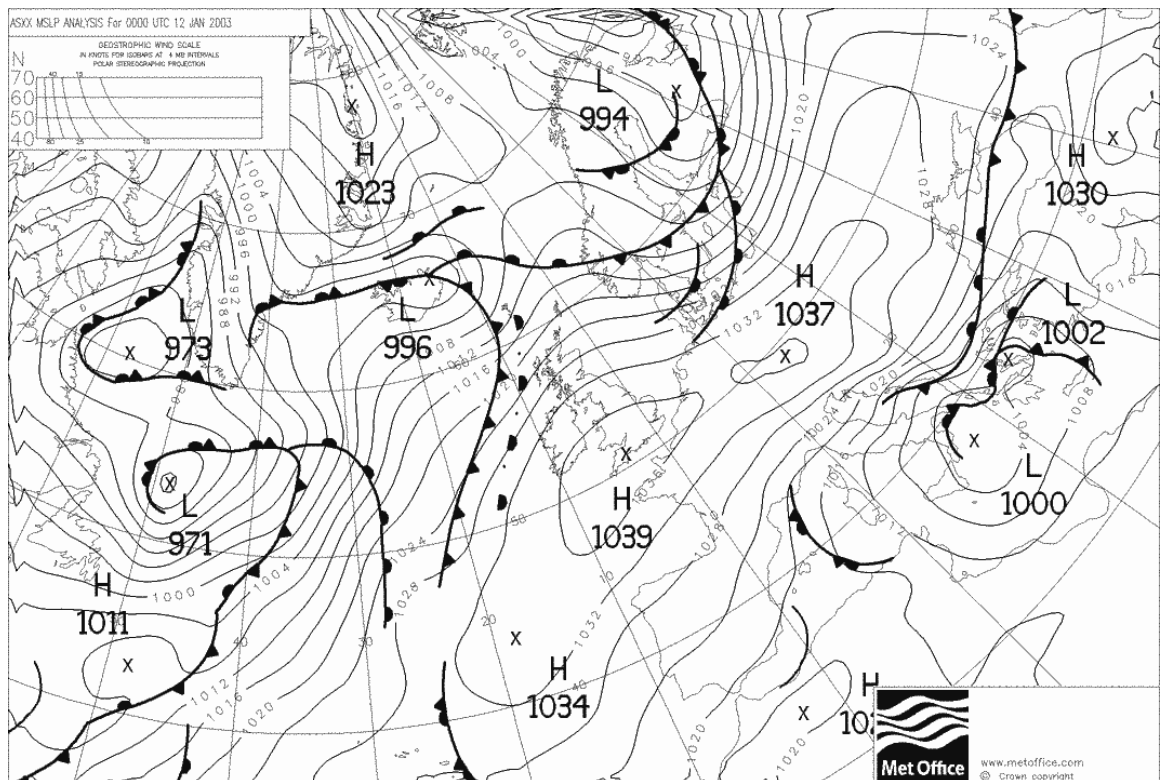
Joon. 12. Euroopa maapinnalähedane ilmakaart 10.01.2003.a. kell 00GMT (UK, Metoffice).

9.01. päeva jooksul taandus madalrõhkkond Peterburi taha ja üle Eesti liikunud külma fronti järel algas intensiivne külma adveksioon. Pehme mereline polaarne õhk asendus kiiresti arktilise karmi õhuga. Protsessi äärmiselt aktiivsest iseloomust annab tunnistust 850hPa pinnal toimunud temperatuuri muutus, mis 12h jooksul oli  $-6^{\circ}\text{C}$ -lt -  $15^{\circ}\text{C}$ -ni langenud. Maapinnalähedases õhukihis toimus erakordselt kiire õhutemperatuuri langus, mis päädis 10.01. hommikul kuni  $-28^{\circ}\text{C}$ -ga. Jahtumist muutis intensiivsemaks tugev antitsükloonaalne areng, mida tingis arktilises õhumassis formeerunud kõrgrõhkkonna laskumine Skandinaaviast Kesk-Euroopasse (joonis 12). 10.01. päeval jätkunud külma adveksiooni ja järgneva öö (11.01.) antitsükloonaalsete tingimuste koosmõjul jätkus õhutemperatuuri langus. 11.01. selge ja vaikse öö järel näitasid hommikul termomeetrid Mandri-Eestis  $-24\text{...}-35^{\circ}\text{C}$ . Saartel oli pehmem ja seda eelkõige tänu pilves taevale, mis oli takistanud intensiivset jahtumist ning samas oli madal tihe pilvisus märgiks lähenevast soojast frondist.

11.01. asendus ilmamuster HB ilmamustriga HM (Hoch Mitteleuropa – saksa k.). Ilmamustri vahetus kajastus nii maapinnalähedastel kui kõrgema õhukihi kaartidel. Ilmamustreist on maapinnalähedane situatsioon kirjeldatav ka sillakujulise

kõrgrõhuvööndi (BM – Hochdruckbrücke Mitteleuropa – saksa k.) kaudu, mille kohaselt kulgeb Atlandi keskmistelt laiustelt üle Kesk-Euroopa mitmeosaline kõrgrõhuala. Kõrgemate õhukihtide baariline väli aga oli iseloomulikum ilmapustrile HM. Vastuolu nendes valikutes ei eksisteeri, sest mõlemad ilmapustrid on ilmatüübilt tsonaalse läänetüübi ilmapustrid.

Kõrgemates õhukihtides taandus üle Norra mere ulatunud kõrgrõhuhari 65-70pl. lähistele ja madalrõhulohk kandus Läänemere äärest Venemaa piiresse. Uutes tingimustes suundusid madalrõhkkonnad Islandi lähistelt üle Põhja-Skandinaavia Koola poolsaare poole. Eelpool kirjeldatud liikumistrajektooriga tsüklonid on tuntud nn „põhjatsüklonite“ nime all ja nende osakaal E. Linno andmeil talviste tsüklonite seas ulatub 21%-ni (Kritšak, Klimat Tallina, 1986).



Joon.13. Euroopa maapinnalähedane ilmakaart 12.01.2003.a. kell 00GMT (UK, Metoffice).

11.03. jõudis „põhjatsüklon“ Skandinaavia põhjatippu, mille lõunaserva mööda kandus soe õhumass üle Skandinaavia ja Läänemere. Soe front jõudis 11.01. päeval Eesti kohale ja selle järel alanud sooja advektsioon ulatus õhtuks 850hPa pinnal 10°C-ni. 12.01

kattis Eestit pehme mereline õhumass, milles ööpäeva keskmised õhutemperatuurid olid -0,2°C-st saartel kuni -5,1°C-ni Ida-Eestis (joonis 13). Võrdlusena olgu toodud eelneva ööpäeva gradatsioon -17°C-st läänerannikul kuni -26.1°C-ni Kagu-Eestis, kontrast oli väiksem saartel, kus sooja õhu advektsioon varem algas.

## 6. Kokkuvõte

Käesoleva töö eesmärgiks oli selgitada, kas väga levinud arusaam kliima soojenemise käigus suurenevatest ekstreemsetest ilmastikunähtustest ka ööpäeva keskmise õhutemperatuuri järskudes muutustes kajastub. Uurimus hõlmas 55 aasta novembrist kuni märtsini ajavahemikul 1951-2006. a.

Ööpäeva keskmise õhutemperatuuri järskude muutuste analüüsist tulenes

- suured kõikumised leiavad aset ülekaalukalt külmal poolaastal, s.t. novembrist märtsini
- suurte kõikumiste üldarv on väikese languse tendentsiga, kuid trendi näitaja ei ole siiski piisavalt usaldusväärne ( $P \sim 0,07$ )
- kuude lõikes andis analüüsi tulemus väga tugeva signaali märtsi kohta, mil muutuste arv on tunduvalt vähenenud ( $P \sim 0,001$ )
- Eesti erinevates piirkondades ei ole ööpäeva keskmiste õhutemperatuuride järsud kõikumised suurenenud
- 55 aastase perioodi vältel oli aga kõikides piirkondades statistiliselt usaldusväärne ööpäeva keskmise õhutemperatuuri tõus  $1,8^{\circ}\text{C}$ -st saartel kuni  $2,3^{\circ}\text{C}$ -ni Kagu-Eestis
- keskmisest soojematel perioodidel on muutuste arv väike ja keskmisest külmemate perioodide korral tõuseb muutuste arv tunduvalt
- eelnevat kinnitab ka analüüs talvetüüpide alusel, mis andis keskmiseks muutuste arvuks soojade talvede korral keskmiselt 4 perioodi vältel, karmide talvede korral aga keskmiselt 20
- järske kõikumisi leiab aset kõige enam poolmeridionaalse (41%), veidi vähem meridionaalse (37%) tsirkulatsiooniprotsessi korral. Tsonaalne tsirkulatsiooniprotsessi osakaal on väiksem
- ilmatüüpidest oli kõige enam kõikumisi loodetüübi korral

Täpsemaks uurimiseks võiks veel eraldi käsitleda järske tõuse soojenemise ja langusi külmenemise suunas ning nende seost ilmatüüpide ja tsirkulatsioonigruppidega



## **Kasutatud kirjandus**

- Barry, R.G., Perry, A.H., 1973. Synoptic climatology: methods and applications. Methuen & Co.
- Domonkos, P., Kysely, J., Piotrowicz, K., Petrovic, P., Likso, T., 2003. Variability of extreme temperature events in South-Central Europe during the 20th century and its relationship with large-scale circulation. *Int. J. Climatol.*, 23, 987-1010.
- Dzerzejevski, B., 1975. Obščaja tsirkuljacija atmosfery i klimata. Nauka, Moskva.
- Gong, D-Y., Ho, C-H., 2004. Intra-seasonal variability of wintertime temperature over East Asia. *Int. J. Climatol.*, 24, 131-144.
- Gerstengarbe, F. W., Werner, P.C., Busold, W., Rüge, U., Wegener, K.-o., 1993. Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezovsky, Ber. Dtsch. Wetterdienstes, 113, 4th ed., Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- Girs, A.A., Kondratovitš, L.,I., 1978. Metody dolgosročnyh prognozov pogody. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- Heinmaa, M., 2001. Ööpäeva keskmise õhutemperatuuri ajaline ja ruumiline muutlikkus Eestis 20.sajandi teisel poolele. Juhendaja J.Jaagus. Tartu Ülikool, Geograafia Instituut. Bakalaurusetöö, 55.
- Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J. (eds), 2001. Climate Change: The IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press:Cambridge.
- IPCC, 2001.Climate Change 2001: the scientific basis (Eds. J.T.Houghton et al). Cambridge University Press, Cambridge.
- Jaagus, J., 2003. Kliimamuutuse tendentsid Eestis 20.sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 93, 62-78.
- Jaagus, J., 2003. Kliimamuutuste tendentsid Eestis 20.sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. Toimetaja J.Jaagus. Artikkel kogumikust *Uurimusi Eesti kliimast. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 93, 62-79.
- Jaagus, J., Post, P., 2004. atmosfääri suuremõtmelise tsirkulatsiooni ja kliima kõikumiste vaheliste seoste uurimisest Eestis. - *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 89, 279-297.

- Keevallik, S., Loitjäär, K., 1999. Euroopa ilmapustrid ja sünoptiline situatsioon Eestis. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 123-133.
- Kivi, R., 1990. Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel. Eesti Teaduste Akadeemia Astrofüüsika ja Atmosfäärifüüsika Instituut, 182, 109-137.
- Kivi, k., 2001. Fenoloogiliste aastaegade ilmastikulisest omapärasest aastatel 1989-1998. Toimetaja R.Ahas. Artikkel kogumikust Eesti looduse kalender. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 90, 26-47.
- Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi teaduslikud väljaanded, 3, 148.
- Kysely, J., 2007. Implications of enhanced persistence of atmospheric circulation for the occurrence and severity of temperature extremes. *Int. J. Climatol.*, 27, 689-695.
- Merilain, M., Tooming, H., 2003. Dramatic days in Estonia, *Weather*, 58, 119-125.
- Merilain, M., Post, P., 2006. Suvised ekstreemsajud- kas ainult viimaste aastate fenomen? Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 50, 144-153.
- Post, P., Tuulik, J., 1999. Temperatuuri ja sademetejaotusest erinevate tsirkulatsioonitüüpide korral Eesti ja Saksamaa jaamades. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 134-143.
- Post, P., Tuulik, J., 1999. Euroopa ilmapustritega seotud õhumasside omaduste uurimine. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 144-155.
- Post, P., Tuulik, J., Truija, V., 2001. Circulation weather types and their influence on temperature and precipitation in Estonia. Third study conference on BALTEX: Conference proceedings. BALTEX Secretariat, Publ. No20, 181-182.
- Prilipko, G.I. (Ed.), 1986. *Klimat Tallina*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Przybylak, R., 1997. Spatial and Temporal changes in extreme air temperatures in the arctic over the period 1951-1990. *Int. J. Climatol.*, 17, 615-634.
- Raik, A., 1964. Eesti NSV kliima väljendatuna ilma des seoses vabariigi füüsilis-geograafiliste iseärasustega. Juhendaja I.a. Tšubakov. Tartu Riiklik Ülikool, Geograafia kateeder. Väitekirj geograafia kandidaadi teadusliku kraadi taotlemiseks. Tartu, 473.
- Sepp, M., 1999. Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni tüüpide korduvuse seosed Eesti ilmastikuga. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 108-122.

- Sepp, M., 1999. Atmosfääri tsirkulatsioonitüüpide korduvuse seosed eesti ilmastiku kõikumistega. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 108-122.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2002. Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe. Boreal Env. Res., 7, 273-279.
- Sepp, M., Jaagus, J., Post, P., 2005. Tsüklonite esinemissageduse ja trajektooride pikaajaline muutumine Põhja- ja Kesk-Euroopas. Eesti Geogr. Seltsi aastaraamat, 35, 221-239.
- Sepp, M., 2003. Sünoptiline klimatoloogia: ülevaade ajaloost, arengust ja metoodikast. - Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 93, 37-52.
- Soomere, T., Keevallik, S., 2003. Directorial and extreme wind properties in the Gulf of Finland. Proc. Estonian Acad. Sci. Eng., 7, 35-49.
- Tarand, A., 2000. Kliima muutub ikka. Horisont 1/2000.
- Tehver, G., 1999. Talve ja kevade ilmastikutüübid Eestis ning nende vaheline seos. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 74-84.
- Tomingas, O., Jaagus, J., 1999. Atmosfääri tsirkulatsiooni suuremõõtmelised kõikumised ja nende mõju avaldamine Eesti ilmastikus. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 96-106.

# **Rapid changes of air temperature and their statistical and synoptical analysis in cold period 1951-2006**

Taimi Paljak  
Institute of Geography, University of Tartu

## **Summary**

There has been registered significant warming in Northern Europe last decades. Also in Estonia the air temperature has risen, especially in cold period of year.

The annual mean temperature shows rising trend and linear regression at  $P < 0.05$  level allows to consider a significant rise of daily mean air temperature (1.8...2.3°C) during cold period 1951-2006.

Rapid changes of daily mean air temperature has shown negative correlation with warming. But slight decreasing trend hasn't reached significant level ( $P \sim 0.07$ ). But significant decrease of rapid changes between daily mean air temperatures is seen in March in significant level at  $P < 0.001$ .

A strong correlation between different types of winter seasons and rapid change in daily mean air temperatures have detected. During cold winter seasons have been registered up to 20 and during warm winter seasons about 4 rapid changes between daily mean air temperatures.

The main factor in the formation of climatic conditions is atmospheric circulation. Also rapid daily mean air temperature changes happen due to atmospheric circulation that is made on the Hess-Brezovsky classification. This classification focuses on the Central Europe and the circulation patterns are classified to weather types from the point of view of synoptic situation in Estonia.

From all changes are approximately equally divided between mixed (41%) and zonal (37%) group. From mixed group dominates north-westerly weather type with 29% in all rapid daily mean air temperature changes and westerly type from zonal group causes 22% rapid changes.

The circulation patterns, that change Estonian weather remarkable way, are HM (High over Central Europe), also HB (High over British Islands).