Turun yliopiston maantieteen laitos

Elina Suvilampi

VOIMAKKAIDEN GEOSTROFISTEN TUULTEN ALUEELLISUUS JA MUUTOKSET SUOMESSA VUOSINA 1884–2100

Maantieteen pro gradu -tutkielma

Turku
Syksy 2009

TURUN YLIOPISTO
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta
Maantieteen laitos

SUVILAMPI, ELINA
Voimakkaiden geostrofisten tuulten alueellisuus ja muutokset Suomessa vuosina 1884–2100

Pro gradu -tutkielma, 72 sivua, 25 liitesivua
40 op
Maantiede
Lokakuu 2009

Voimakkaat tuulet voivat aiheuttaa vakavia vahinkoja ekosysteemille, ihmisten omaisuudelle ja yhteiskunnalle. Tuulten aiheuttamat tuhot vaihtelevat alueen ja maankäytön mukaan, ja pahimmillaan voimakkaiden tuulten seurauksena menetetään ihmishenkiä ja kärsitään huomattavia taloudellisia tappioita. Ilmastonmuutoksen myötä sään ääri-ilmiöt kuten myrskyt ja voimakkaat tuulet mahdollisesti lisääntynevät ja voimistunevat tulevaisuudessa.

Tuulisuuden pitkäaikaisen vaihtelun tutkiminen on hankalaa epäyhtenäisten ja verrattain lyhyiden aikasarjojen vuoksi. Tulosten vertailtavuus on vaikeaa ja tuulitutkimus on rajoittunut yhtenäisiin mitta-aikasarjoihin. Käyttämällä ilmanpaineista laskettuja geostrofisia tuulia voidaan tuulten aikasarjoja huomattavasti pidentää, ja samalla päästään eroon mittaustekniikoiden vaihtumisen ja ympäristössä tapahtuneiden muutosten aiheuttamista mittasarjojen epäyhtenäisyyksistä.

Tässä työssä tutkittiin voimakkaiden geostrofisten tuulten alueellista esiintymistä Suomessa. Havaintoaineisto poimittiin kymmeneltä havaintoasemalta ympäri Suomea, ja ilmastomalliaineisto saatiin ENSEMBLES-hankkeen kuuden ilmastomallin aineistosta. Ilmanpainetiedoista laskettiin geostrofiset tuulet, joiden intensiteetin ja frekvenssien eli tuulitapausten lukumäärän vaihtelua ja muutoksia pyrittiin selvittämään. Samalla tutkittiin tuulten ja niiden suuntien alueellista jakautumista Suomessa.

Havaintoaineistossa oli tilastollisesti merkitseviä muutoksia vain muutama. Pitkissä, yli sadan vuoden aikasarjoissa tuulen nopeuksissa ja frekvensseissä oli laskeva trendi. Viimeisten vajaan viidenkymmenen vuoden aikana tuulen nopeuksissa puolestaan oli nouseva trendi, mutta muutos ei ollut merkitsevä. Ilmastomalliaineistossa ei myöskään ollut tilastollisesti merkitseviä muutoksia, vaikka vuoteen 2100 asti ulottuvissa ajoissa tuulen nopeuden trendit olivat nousevia. Vaihtelua sen sijaan esiintyi paljon sekä vuosien että vuosikymmenten välillä. Varmoja johtopäätöksiä ilmastonmuutoksen vaikutuksesta tuulten intensiteettiin ei voida edelleenkään antaa. Koska ilmakehän rajakerroksen yläpuoliset tuulet eivät huomioi kitkaa eivätkä pienen mittakaavan sääilmiöitä, ovat geostrofiset tuulet voimakkaampia kuin maanpinnalla mitatut suorat tuulihavainnot. On tutkimuksen tavoitteesta kiinni, mitä menetelmää kannattaa käyttää tuulisuuden indikaattorina.

Asiasanat: geostrofinen tuuli, tuulisuus, tuulituho, ilmastomalli, ENSEMBLES

Sisällysluettelo

1 Johdanto ... 2
1.1 Tutkimuksen tavoitteet ... 3
2 Geostrofiset tuulet, tuulisuus ja tuulisuuden tutkiminen ... 4
2.1 Geostrofinen tuuli ... 4
2.2 Tuulisuuden tutkiminen ... 6
2.3 Myrskyjen ja geostrofisten tuulten tutkiminen ilmanpainehavainnoista ... 8
2.3.1 Tutkimusten lähtökohdat ... 8
2.3.2 Tutkimukset Euroopassa ... 9
2.4 Tuulisuuden piirteet ja muutokset Suomessa ... 12
3 Ilmastojärjestelmän mallintaminen ... 16
3.1 Ilmastomallit ... 16
3.1.1 Maailmanlaajuiset ja alueelliset ilmastomallit ... 17
3.2 Tuulisuuden mallintaminen ... 18
3.3 Kasvihuonekaasupäästöjen arvioiminen ... 19
4 Aineisto ja menetelmät ... 20
4.1 Havaintoaineisto ... 20
4.2 Geostrofisen tuulen laskeminen ... 25
4.3 Ilmastomallien aineisto ... 26
4.4 Tilastolliset menetelmät ... 28
5 Tulokset ... 30
5.1 Muutokset menneisyydessä ... 30
5.1.1 Geostrofisen tuulen nopeuden ajallinen ja alueellinen vaihtelu ... 30
5.1.2 Geostrofisen tuulisuuden ajallinen ja alueellinen vaihtelu ... 36
5.1.3 Tuuliaineiston arvojen tarkastelu kolmioittain ja alueiden välillä ... 41
5.1.4 Geostrofisten tuulten suuntien ja nopeuksien jakaumat ... 43
5.2 Muutokset tulevaisuudessa ... 45
5.2.1 Geostrofisen tuulen nopeuden ajallinen ja alueellinen vaihtelu ... 45
5.3 Geostrofisten tuulten alueelliset erot Suomessa ... 57
5.4 Geostrofisten tuulten ja tuulituhojen välinen yhteys ... 58
6 Tulosten tarkastelu ... 61
6.1 Geostrofisten tuulten alueellisuus ... 61
6.2 Geostrofisten tuulten muutokset ... 63
6.2.1 Muutokset menneisyydessä ... 63
6.2.2 Muutokset tulevaisuudessa ... 64
6.3 Tuulituhot ja tuulienergia ... 66
7 Johtopäätökset ... 68

Liitteet

LIITE 1. Korrelaatiokertoimet
LIITE 2. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu vuosina 1960–2007
LIITE 3. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu ilmastomalleittain vuosina 2008–2100
LIITE 4. Geostrofisten tuulitapausten lukumäärän vaihtelu vuosina 1960–2007
LIITE 5. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu: havainto- ja ilmastomalliaineisto

1 Johdanto

Voimakkaat tuulet voivat aiheuttaa sekä suorasti että epäsuorasti vakavia vahinkoja ekosysteemille, ihmisten omaisuudelle ja yhteiskunnalle (Bärring ja von Storch 2004, BACC 2008, Matulla ym. 2008). Suoraan vahinkoa aiheuttaa esimerkiksi tuulen eroosiota lisäävä vaikutus, mutta tuulesta voivat kärsiä myös metsät ja asutus. Epäsuorasti tuulet aiheuttavat vahinkoa muun muassa nostamalla korkeita aaltoja, joilla voi olla rantavyöhykkeellä erittäin tuhoavia vaikutuksia. Niin ikään tuulten liikenteelle aiheuttamat häiriöt ja sähkönjakelun katkoksista johtuvat vahingot aiheuttavat kustannuksia. Tuulen aiheuttamat tuhot vaihtelevat alueen ja maankäytön mukaan, ja pahimmillaan voimakkaiden tuulten seurauksena menetetään ihmishenkiä sekä kärsitään huomattavia taloudellisia tappioita.

Tuulituhojen sosioekonomisten piirteiden vuoksi myrskytuulet ovat saaneet paljon huomiota julkisuudessa ja kiinnostus voimakkaisiin tuuliin on lisääntynyt 1990-luvun alun jälkeen. Länsi- ja Pohjois-Euroopassa raportoitiin tuolloin voimakkaista myrskytuulista, mikä antoi aiheen epäillä tuulien voimistuneen ja lisääntyneen mahdollisesti ilmastonmuutoksen myötä. Tutkimustuloksia myrskytuulien voimistumisesta saatiin erilaisia, mutta usein ei ollut selvää, johtuivatko muutokset ilmastosta vai muuttuneista tutkimusmenetelmistä. Muutamat tutkimukset olivat lisäksi epäpäteviä lyhyiden aikasarjojen takia. WASA Groupin (1998) mukaan muutoksia myrskyisyydessä ei ole voitu havaita, ja viime vuosikymmenien voimakkaat myrskytuulet ovat olleet osa luonnollista vaihtelua. Osa muutoksista on yhteydessä Pohjois-Atlantin värähtelyyn (North Atlantic Oscillation eli NAO).

Tapahtuneiden muutosten lisäksi kiinnostusta herättää luonnollisesti tulevaisuuden ilmasto ja sille ominainen tuulisuus. Hallitustenvälisen ilmastonmuutospaneelin (Intergovernmental Panel on Climate Change 2007) mukaan on todennäköistä, että ekstratrooppiset myrskyt voimistuvat tulevaisuudessa, vaikka niiden lukumäärä ei lisääntyisikään. Syvenevien matalapaineiden takia äärimmäisen voimakkaat tuulet ja niiden nostamat aallot lisääntynevät, ja myrskyjen reitit siirtynevät pohjoisella pallonpuoliskolla useita leveysasteita nykyistä pohjoisemmaksi.

Tuulet ovat perinteisesti olleet vaikea tutkimuskohde lyhyiden ja epäyhtenäisten havaintosarjojen takia. Epäyhtenäisyyttä ovat aiheuttaneet vaihtelevat tutkimus-, havainto- ja

raportointimenetelmät, minkä vuoksi pitkiä aikasarjoja on ollut vaikea laatia ja tulkita. Vanhat tuulen nopeutta määrittäneet menetelmät ovat monesti subjektiivisia ja alttiita ympäristössä tapahtuneille muutoksille. Vaikka mittausvälineitä vaihdettiin uusiin ja sääkartoista pystyttiin tekemään entistä parempia, aiheuttivat uudet ja paremmat menetelmät katkoksia ja tasonmuutoksia aikasarjoihin.

Tuulten suoraan mittaamiseen liittyvien ongelmien vuoksi on kehitetty vaihtoehtoinen menetelmä, jossa tuulisuuden muutoksia tarkkaillaan ilmanpaineessa tapahtuneista muutoksista. Ilmanpaineesta on saatavilla pitkiä havaintosarjoja, eivätkä ilmanpaineen mittausmenetelmät ole juuri muuttuneet 1800-luvulta 1900-luvun loppuun. Mittausympäristön muutokset eivät myöskään vaikuta ilmanpaineen mittaukseen, joten havaintosarjoja voidaan pitää hyvin luotettavina. Verrattuna suoraan havaintoasemilta mitattuihin tuuliin ilmanpainehavainnoista lasketut tuulet tarjoavat mahdollisuuden yhtenäisiin ja objektiivisiin aikasarjoihin.

1.1 Tutkimuksen tavoitteet

Tutkimuksen päätavoite on tarkastella ilmanpaineesta laskettujen voimakkaiden geostrofisten tuulten alueellista esiintymistä, vaihtelua ja muutoksia Suomessa yhtenäisten ja pitkien aikasarjojen avulla. Lisäksi selvitetään geostrofisen tuulitutkimuksen sovellusmahdollisuuksia tuulituhojen ja tuulienergiatutkimuksen aloilla.

Työn keskeisiä tutkimuskohteita ovat:

1. Nykyisyys eli geostrofisten tuulten alueellinen esiintyminen ja alueelliset erot Suomessa.

2. Historia eli geostrofisten tuulten nopeuden ja frekvenssien alueellinen vaihtelu Suomessa sekä mahdolliset muutokset vuosina 1884–2007.

3. Tulevaisuus eli geostrofisten tuulten nopeuden alueellinen vaihtelu Suomessa sekä mahdolliset muutokset vuosina 2008–2100.

4. Geostrofisten tuulten tutkimuksen merkitys: esimerkkitapauksina metsien tuulituhot sekä tuulienergiasovellukset.

Aikasarjat on laskettu tuulen nopeuksille ja frekvensseille eli tuulitapausten lukumäärälle vuosittain. Mahdolliset muutokset on testattu tilastollisesti vähintään 40 vuoden pituisilla aikajaksoilla. Vaihtelua sen sijaan voi esiintyä lyhyemmilläkin jaksoilla. Tässä työssä myrskyllä tarkoitetaan tilannetta, jossa tuulen nopeus ylittää kymmenen minuutin keskiarvona 21 m/s. Tutkimuksessa keskitytään voimakkaisiin tuuliin, koska ilmastonmuutoksen myötä sään ääri-ilmiöt kuten myrskyt mahdollisesti lisääntynevät ja voimistunevat tulevaisuudessa.

2 Geostrofiset tuulet, tuulisuus ja tuulisuuden tutkiminen

2.1 Geostrofinen tuuli

Tuulella tarkoitetaan ilman suhteellista liikettä maanpinnan pyörimisliikkeeseen nähden (Tammelin 1991a). Maapallolle saapuva auringon lyhytaaltoinen säteily lämmittää maanpintaa eri määrän eri leveysasteilla. Maapallon muoto ja pyörähdysakselin asento suhteessa aurinkoon aiheuttavat lämpötilaerojen syntymisen, koska päiväntasaajan läheisille alueille saapuu enemmän säteilyä kuin napa-alueille. Lämpötilaerot pyrkivät tasoittumaan, minkä seurauksena lämpöä siirtyy matalilta leveysasteilta korkeille leveysasteille.

Ilmavirtausten taustalla vaikuttavat lämpötilaerot ja niiden synnyttämät ilmanpaine-erot. Ilmanpaineella tarkoitetaan voimaa, joka kohdistuu ilmapilarista pinta-alayksikköä kohden. Kun auringon säteily lämmittää maanpintaa, lämmin ilma kohoaa ylöspäin ja laajenee. Tällöin maanpinnalle syntyy matalapaine, ja vastaavasti ylhäälle troposfääriin muodostuu korkeapaineen alue. Kylmän maanpinnan yläpuolella tilanne on päinvastainen; kylmä ilma on raskasta ja virtaa alaspäin. Näin maanpinnalle muodostuu korkeapaine, ja ylös troposfääriin matalapaineen alue. Tätä matalapaineen ja korkeapaineen välistä eroa kutsutaan painegradientiksi.

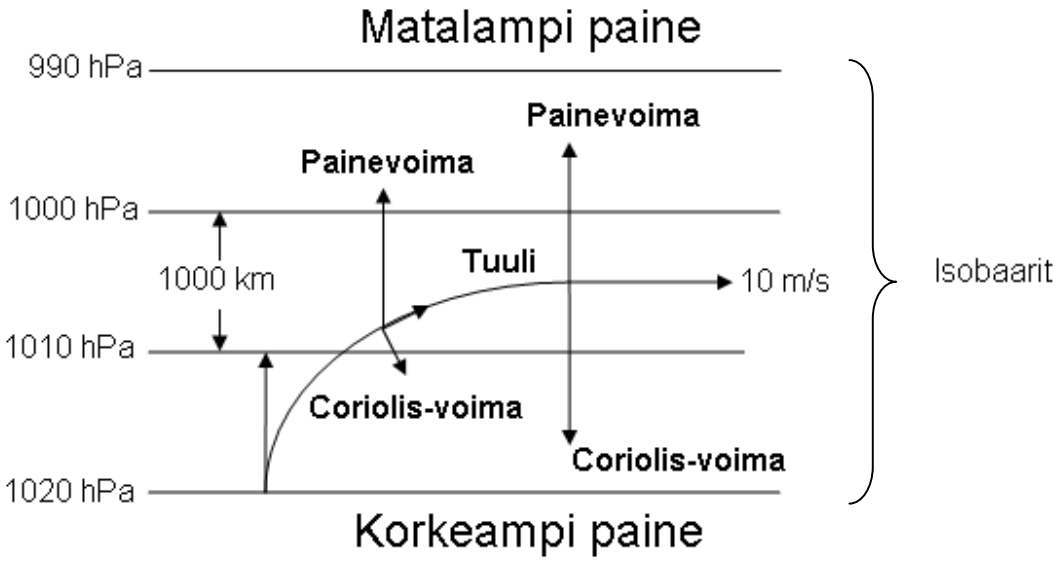
Paine-ero aiheuttaa voiman, joka pyrkii tasoittamaan painegradientin (Karttunen ym. 2008). Paine-erovoima eli painegradienttivoima vaihtelee paineen muutoksen jyrkkyyden mukaan. Painevoimien vaikutuksesta ilma virtaa korkeammasta ilmanpaineesta matalampaan päin, mutta

maan pyörimisliikkeen synnyttämä Coriolis-voima vaikuttaa kohtisuoraan liikettä vastaan (Tammelin 1991a). Coriolis-voima eli näennäisvoima kasvaa leveysasteiden kasvaessa ja on sitä voimakkaampi, mitä suurempi on esineen tai aineen nopeus. Pohjoisella pallonpuoliskolla Coriolis-voima kääntää virtausta oikealle ja eteläisellä pallonpuoliskolla vasemmalle. Se estää korkeilla leveysasteilla paine-erojen tasoittumista, minkä vuoksi matalapaine ei voi välittömästi täyttyä. Tämän takia korkeilla leveysasteilla syntyy toisinaan voimakkaita matalapaineita. Vastaavasti tropiikissa paine-erot pääsevät tasoittumaan, koska Coriolis-voima on siellä lähes olematon, eikä syviä matalapaineita esiinny.

Geostrofisessa liikkeessä horisontaalinen Coriolis-voima ja horisontaalinen painegradienttivoima ovat tasapainossa (Holton 1992). Geostrofinen tuuli on isobaarien eli ilmanpaineen samanarvonkäyrien suuntainen ja sitä voimakkaampi mitä suurempi painegradienttivoima on (kuva 1). Ilmavirtauksen nopeus eli geostrofinen tuuli voidaan kuvata vektorimuodossa yhtälöllä:

$$\mathbf{v}_g = \mathrm{k} \cdot \frac{1}{\rho f} \Delta \mathrm{p} \qquad (1)$$

jossa ρ on ilman tiheys, f Coriolis-parametri ja p ilmanpaine (Holton 1992).



Kuva 1. Periaatekuvaus ilmavirtauksiin vaikuttavista voimista. Muokattu Tammelinin (1991a) mukaan.

Havaintoasemilta mitatut tuulet eivät ole absoluuttisilta nopeuksiltaan samoja kuin geostrofiset tuulet, jotka eivät huomioi kitkaa eivätkä pienen mittakaavan sääilmiöitä kuten ukkospuuskia. Säähavainnoissa tuulen suunta ja nopeus mitataan noin kymmenen metrin korkeudelta, kun taas teoreettinen geostrofinen tuuli on ilmakehän rajakerroksen yläpuolista tuulta (Tammelin 1991a, Stull 2000). Ilmakehän alin kerron eli rajakerros (atmospheric boundary layer) on maanpinnan ja vapaan ilmakehän välinen ilmakerros, jonka korkeus on tyypillisesti 300–1000 metriä. Geostrofista tuulta voidaan pitää todellisen horisontaalisen tuulen likiarvona vain tarpeeksi kaukana päiväntasaajalta (Holton 1992). Esimerkiksi keskileveysasteilla geostrofinen tuuli vastaa noin 10–15-prosenttisesti horisontaalisen tuulen nopeutta.

2.2 Tuulisuuden tutkiminen

Kun tuulisuutta tutkitaan historiallisten aikasarjojen avulla, törmätään väistämättä aineiston epäyhtenäisyyden aiheuttamaan ongelmaan. Metodologisesti on hankala erottaa, ovatko muutokset aikasarjoissa todellisia, vai johtuvatko ne mittausvälineiden, mittausmenetelmien tai mittauspaikan ympäristöolosuhteiden muutoksista. Conradin ja Pollackin (1962) mukaan ilmastollinen aikasarja on homogeeninen eli yhtenäinen, jos sen muutokset johtuvat pelkästään muutoksista säässä ja ilmastossa. Tällöin edellä mainitut keinotekoiset muutokset eivät ole päässeet vaikuttamaan aikasarjaan.

Epäyhtenäisyydet aikasarjoissa voivat olla vähittäisiä tai äkillisiä (Karl ym. 1993). Vähittäistä muutosta aiheuttaa esimerkiksi mittauspaikan ympäristön puuston kasvu, joka lisää kitkaa. Äkilliset poikkeavuudet aikasarjoissa voivat johtua havaintoverkossa tapahtuvista muutoksista, kuten havaintoverkon täydentymisestä tai havaintoasemien poistamisesta sekä mittausvälineiden vaihtamisesta uusiin. Epäyhtenäisyyksiä voi aiheuttaa myös muuttuneet havainnointitekniikat, joita ovat esimerkiksi siirtyminen manuaalisesta havainnoinnista automaattiseen havainnointiin sekä havainnointitekniikassa esiintyvien virheiden oikaisu ja korjaus.

Tuulisuuden pitkän ajan muutoksista on vaikea saada luotettavia tuloksia, koska vanhoja tuloksia tuulen nopeuksista on vaikea verrata nykyaikaisiin mittaustuloksiin. Tuulen nopeuksia on aiemmin määritelty Beaufortin skaalan avulla erityisesti merellä, jossa kauppalaivat arvioivat tuulen nopeuden esimerkiksi siitä purjehdusmatkasta, jonka laiva purjehti tietyissä olosuhteissa

(Peterson ja Hasse 1987). Alun perin Beaufortin skaala luotiin laivojen tarkoitusperiä varten, mutta akateemisista ja käytännöllisistä syistä johtuen sitä alettiin soveltaa myös tuulen nopeuksien määrittelyyn. Mittausmenetelmässä on kuitenkin tapahtunut useita muutoksia ja ainakin kolmea erilaista skaalaa on käytetty tuulen nopeuden arvioinnissa. Kuten Beaufortin skaala, monet muutkin vanhat mittausmenetelmät ovat pitkälti havaitsijan subjektiivisia tulkintoja.

Noin 1950-luvulta lähtien on siirrytty käyttämään aina vain tarkempia tuulimittareita eli anemometrejä, joita on asennettu rannikoille, lentokentille ja sisämaahan automaattiasemien yhteyteen (Schmith 1995). Niillä ei voida kuitenkaan paikata puutteita, joita vanhoissa havaintosarjoissa ilmenee. Näin ollen havaintosarjat jäävät kovin lyhyiksi, eikä pitkän aikavälin tarkasteluja tuulisuuden muutoksista ole mahdollista suorittaa luotettavasti. Lisäksi anemometrimittauksia koskevat jo esitellyt epäyhtenäisyysongelmat, kuten anemometrin tarkka sijainti sekä ympäristössä tapahtuvat muutokset. Myös sääkarttojen käyttö tuulisuuden analysoinnissa on ongelmallista, koska kartat ovat sadan vuoden aikana kehittyneet huomattavasti uusien ja tehokkaiden havaintomenetelmien myötä, minkä vuoksi karttojen sisältämä tietomäärä on myös muuttunut (Kaas ym. 1996). Esimerkiksi syvien matalapaineiden on osoitettu lisääntyvän aiempaa yksityiskohtaisempien karttojen laatimisen ja käyttöönoton myötä (Schmith 1995; Kaas ym. 1996).

Ilmanpainehavaintoihin mittausmenetelmien, mittausvälineiden ja mittausympäristön muutokset eivät juuri ole vaikuttaneet (Schmith ym. 1997). Elohopeailmapuntarilla tehdyt ilmanpaineen mittaukset ovat melko tarkkoja, eikä mittausmenetelmissä tai mittausvälineissä ole tapahtunut suuria muutoksia sitten 1800-luvun puolivälin. Painehavaintojen pitkät aikasarjat ovatkin luotettavampia kuin tuulisuuden mittaukset suoraan havaintoasemalta (Heino 1994). Tosin myös painehavainnoissa esiintyy jonkin verran epätarkkuusongelmia (Schmith ym. 1997). Näitä voivat aiheuttaa muun muassa mahdolliset virheet paineiden redukoimisessa merenpinnan tasolle.

Painehavainnoista lasketun geostrofisen tuulen avulla voidaan koota pitkiä, yli sadan vuoden aikasarjoja (Schmidt ja von Storch 1993). Näistä aikasarjoista voidaan arvioida melko luotettavasti tuulisuutta ja matalapainetoimintaan liittyvää myrskyisyyttä sekä niiden muutoksia. Vaikka havaintoasemilta mitatut tuulet ovat yleensä heikompia kuin geostrofiset tuulet, on geostrofisten tuulennopeuksien kuitenkin osoitettu korreloivan hyvin havaintoasemien

tuulennopeuksien muutosten kanssa (WASA Group 1998). Geostrofisten tuulten pitkiä aikasarjoja voidaan siis käyttää täydentämään havaintoasemilla tehtyjä mittauksia. Geostrofisesta tuulesta voidaan myös laatia myrskyindeksi ilmaston seurannan tarpeisiin.

2.3 Myrskyjen ja geostrofisten tuulten tutkiminen ilmanpainehavainnoista

2.3.1 Tutkimusten lähtökohdat

Yleinen kiinnostus voimakkaisiin tuuliin ja myrskyihin lisääntyi 1990-luvun alun jälkeen, kun Euroopassa koettiin useita voimakkaita myrskyjä, jotka aiheuttivat kustannuksia muun muassa öljyteollisuudelle sekä vakuutusyhtiöille (WASA Group 1998). Pohjois- ja Koillis-Atlantilla sekä Pohjanmerellä raportoitiin voimistuneista myrskytuulista, mutta risteävät tutkimustulokset ja jopa harhaanjohtavat tieteelliset lausunnot aiheuttivat asiasta epävarmuutta. Muun muassa hallitustenvälinen ilmastopaneeli (IPCC) otti hyvin varovaisen kannan aiheeseen pätevien todisteiden puutteen takia (Houghton ym. 1990, Houghton ym. 1996).

Norjan ilmatieteen laitos järjesti aiheesta kaksi workshop-tilaisuutta (”Climate Trends and Future Offshore Design and Operation Criteria”) Reykjavikissa ja Bergenissä, joihin kokoontui tutkijoita keskustelemaan muuttuvista sääolosuhteista. Työryhmä ei antanut selvää lopullista lausuntoa aiheesta, mutta yleinen ilmapiiri oli, ettei todisteita ollut riittävästi vahvistamaan voimistunutta myrskyisyyttä. Tämän jälkeen joukko tapaamisten osallistujia perusti WASA-työryhmän (Waves and Storms in the North Atlantic), jonka tarkoituksena oli selvittää, ovatko voimakkaat myrskytuulet lisääntyneet Koillis-Atlantilla ja sen läheisillä merialueilla 1900-luvulla. Ryhmän tulokset ja johtopäätökset esiteltiin vuonna 1998 ilmestyneessä raportissa (WASA Group 1998).

Raportin mukaan parin viime vuosikymmenen aikana voimakkaat tuulet ovat voimistuneet, mutta tilanne vastaa 1800- ja 1900-lukujen vaihteen voimakkaita myrskytuulia, eikä siis ole mitenkään poikkeuksellinen. Tutkimuksessa havaittiin myös suuria vaihteluita tuulten nopeuksissa eri vuosikymmeninä. Tämä vaihtelu johtui osittain Pohjois-Atlantin värähtelystä. Kokonaisuudessaan työryhmä totesi, että myrskyisyys ei ole voimistunut Euroopan rannikoilla viimeisen sadan vuoden aikana. Sen sijaan luonnollista vaihtelua esiintyy vuodesta toiseen ja vuosikymmenten välillä (WASA Group 1998).

Pohjois-Atlantin värähtely liittyy koko pohjoisen pallonpuoliskon kiertoliikkeeseen. NAO-indeksi tarkoittaa Islannin ja Azorien saariryhmän välistä merenpintaan redukoitujen ilmanpaineiden vaihtelua. NAO-indeksin ollessa positiivinen Pohjois-Atlantilla ja pohjoisilla leveysasteilla esiintyy normaalia enemmän matalapaineita (Carleton 1988). Tutkimusten mukaan NAO-indeksin ja myrskyisyyden välillä on positiivinen korrelaatio, mutta se ei ole vahva. 1900-luvun alun suhteellisen voimakkaat myrskyt tapahtuivat NAO-indeksin ollessa matala tai normaali, kun taas 1990-luvun myrskyjen aikaan NAO-indeksi oli voimakas (Alexandersson ym. 1998). NAO-indeksin kyky selittää myrskyisyyttä myös vaihtelee ympäri Eurooppaa tutkittavan alueen ja ajanjakson mukaan (Matulla ym. 2008).

Seuraavassa alaluvussa esiteltävien tutkimusten menetelmät selitetään tässä lyhyesti, jotta tutkimusten ymmärtäminen olisi helpompaa. Tarkempi kuvaus menetelmistä löytyy tutkielman Aineisto ja menetelmät -osiosta.

Tutkimuksissa käytetään havaintoasemilta poimittuja ilmanpainehavaintoja, joista lasketaan geostrofinen tuuli. Havaintoasemat muodostavat painekolmioita (kuva 5). Tuulen laskemiseen käytetyt kaavat on yleensä johdettu samasta ilmakehän geostrofisesta kuvauksesta (Tuomenvirta 2009). Geostrofisten tuulten lisäksi ilmapaineista voidaan laskea esimerkiksi vuosittaiset syvien matalapaineiden määrät tai nopeat ilmanpaineen muutokset.

Tuulia tarkastellaan käyttäen aikasarjoja, jotka lasketaan prosenttipisteittäin. Prosenttipisteellä tarkoitetaan kohtaa, joka rajaa alapuolelleen tietyn prosenttimäärän havaintoja. Voimakkaita tuulia voidaan tutkia esimerkiksi 99 ja 95 prosenttipisteen avulla. Vuosittain määritetyt n. prosenttipisteen tuulen nopeuden arvot muodostavat aikasarjan, jota tässä työssä kutsutaan n. % tuulen nopeuden aikasarjaksi (merkitty 99 %, 95 % ja 90 %).

2.3.2 Tutkimukset Euroopassa

Schmidt ja von Storch (1993) analysoivat geostrofisista tuulista myrskyisyyden muutoksia Pohjanmeren kaakkoisosassa Saksan, Hollannin ja Tanskan rannikoille muodostetun painekolmion avulla. Ilmanpaineista laskettu aikasarja ulottui vuodesta 1876 vuoteen 1989.

Tuulen nopeuksista tarkasteltiin voimakkainta yhtä ja kymmentä prosenttia sekä 50 prosenttipisteen rajaa. Mitään merkittäviä muutoksia 100 vuoden aikana ei ollut tapahtunut, vaan tuulen nopeudet olivat pysytelleet vakaina.

Alexandersson ym. (1998) tutkivat myrskyisyyden muutoksia Luoteis- ja Pohjois-Euroopassa vuodesta 1881 vuoteen 1995 geostrofisten tuulten avulla. Tutkimuksessa heillä oli käytössään painekolmiot, joiden asemilta oli mitattu ilmanpaineet kolmesti päivässä. Voimakkaita tuulia tutkittiin pääasiassa 99 % ja 95 % aikasarjoista. Tutkimuksen mukaan myrskyt olivat voimakkaimmillaan aikasarjan 30 ensimmäisen vuoden aikana eli 1800- ja 1900-lukujen vaihteessa, jonka jälkeen myrskyisyys laski hitaasti aina noin vuoteen 1965 asti. Tämän jälkeen myrskyisyys voimistui ja nousi joillakin alueilla jopa 1900-luvun alun tasolle. Voimakkainta nousu oli merellisillä alueilla kuten Brittein saarilla, Norjanmerellä ja Pohjanmerellä. Suuressa osassa Skandinaviaa ja Suomea voimakkaiden tuulten voimistuminen oli näitä alueita maltillisempaa. Tutkimusta päivitettiin myöhemmin kolmella vuodella eteenpäin, jolloin selvisi, että noin vuodesta 1965 lähtien alkanut voimakkaiden tuulten voimistuminen oli taittunut 1990-luvulla (Alexandersson ym. 2000). Vuodet 1996, 1997 ja 1998 olivat pitkän ajan keskiarvoa heikkotuulisempia. Kaiken kaikkiaan 1800-luvun loppu on edelleen myrskyisin ajanjakso niiden 120 vuoden aikana, jolloin hyvälaatuista ilmanpaineaineistoa on ollut saatavilla.

Bärring ja von Storch (2004) selvittivät voimakkaiden tuulten muutoksia Pohjois-Euroopassa paikallisista painehavainnoista laskettuina. Havaintoasemat sijaitsivat Ruotsissa Lundissa ja Tukholmassa ja niiden aikasarjat alkoivat vuosina 1780 ja 1820. Ilmanpaineiden barometrilukemat mitattiin kolmesti päivässä, ja tulosten tulkitsemiseen käytettiin neljää indeksiä: vuosittaisten syvien (ilmanpaine alle 980 hPa) matalapaineiden määrä, vuosittaisten nopeiden ilmanpaineen muutosten (yli 16 hPa muutos 12 tunnissa) lukumäärä sekä vuosittaiset 99 % ja 95 % sarjat painelukemien muutoksista kahden aseman välillä.

Tutkimuksessa selvisi, että Tukholmassa oli 1980-luvulta 1990-luvun puoleenväliin asti selvä piikki myrskyisyydessä. Tämä havainto on yhdenmukainen Alexanderssonin ym. (1998, 2000) tutkimusten kanssa. Vastaava havainto oli kuitenkin hyvin heikko Lundissa, jossa itse asiassa havaittiin myrskyisyyden heikentyneen 1990-luvulla. Myös 1860- ja 1870-luvuilla voimakkaat tuulet voimistuivat, mutta nämä korkeat arvot laskivat kuitenkin takaisin lähelle pitkän ajan keskiarvoja. Tutkijoiden mukaan koko aikasarjassa ei ollut havaittavissa selvää pitkän ajan

trendiä, myrskyisyys oli pysynyt koko ajan suhteellisen vakaana ja hetkellistä vaihtelevuutta esiintyi vain vähän. Mitään todellisia merkkejä voimistuvista myrskyistä tulevaisuudessa ei saatu. 1980-luvun lisääntynyt myrskyisyys Tukholmassa laskettiin luonnolliseksi vaihteluksi. Voimakkaista tuulista laaditun myrskyisyysindeksin ja NAO-indeksin välistä korrelaatiota ei ollut tai se oli heikko (0–0,25).

Voimakkaita tuulia on siis tutkittu erityisesti Luoteis-Euroopassa ja Koillis-Atlantilla. Matulla ym. (2008) laajensivat aiempia tutkimuksia Keski-Eurooppaan, jossa painehavaintojen asemat sijaitsivat Tšekin tasavallassa sekä Itävallassa. Muut havaintoasemat sijaitsivat Pohjoismaissa ja Skotlannissa. Ilmanpainelukemia oli saatavilla pääasiassa kolmesti vuorokaudessa, ja niistä laskettiin geostrofisten tuulten vuosittaiset 99 % ja 95 % aikasarjat.

Tutkimuksen tulokset olivat pääpiirteissään samansuuntaisia kuin Alexanderssonin ym. tulokset (1998, 2000). Tutkimuksen mukaan myrskyisyys on vaihdellut Euroopassa huomattavasti viimeisten 130 vuoden aikana, ja vaihtelut vuosikymmenten välillä ovat olleet merkitseviä. Myrskyisyys on ollut voimakasta 1800-luvun lopulla, minkä jälkeen se on heikentynyt. Niin ikään myrskyisyys lisääntyi 1960-luvulta 1990-luvulle, mutta 1990-luvulla palattiin taas keskiarvoa vastaaviin arvoihin. 1990-luvun alun voimakkaat tuulet vastasivat 1800-luvun lopun ja 1900-luvun alun tasoa. Tutkijoiden mukaan pitkät, yli sadan vuoden aikasarjat ovat oleellisia tutkimuksen laadun ja luotettavuuden kannalta, eikä päätelmiä voimakkaiden tuulten muutoksista pitäisi tehdä tätä lyhyemmistä sarjoista (Matulla ym. 2008).

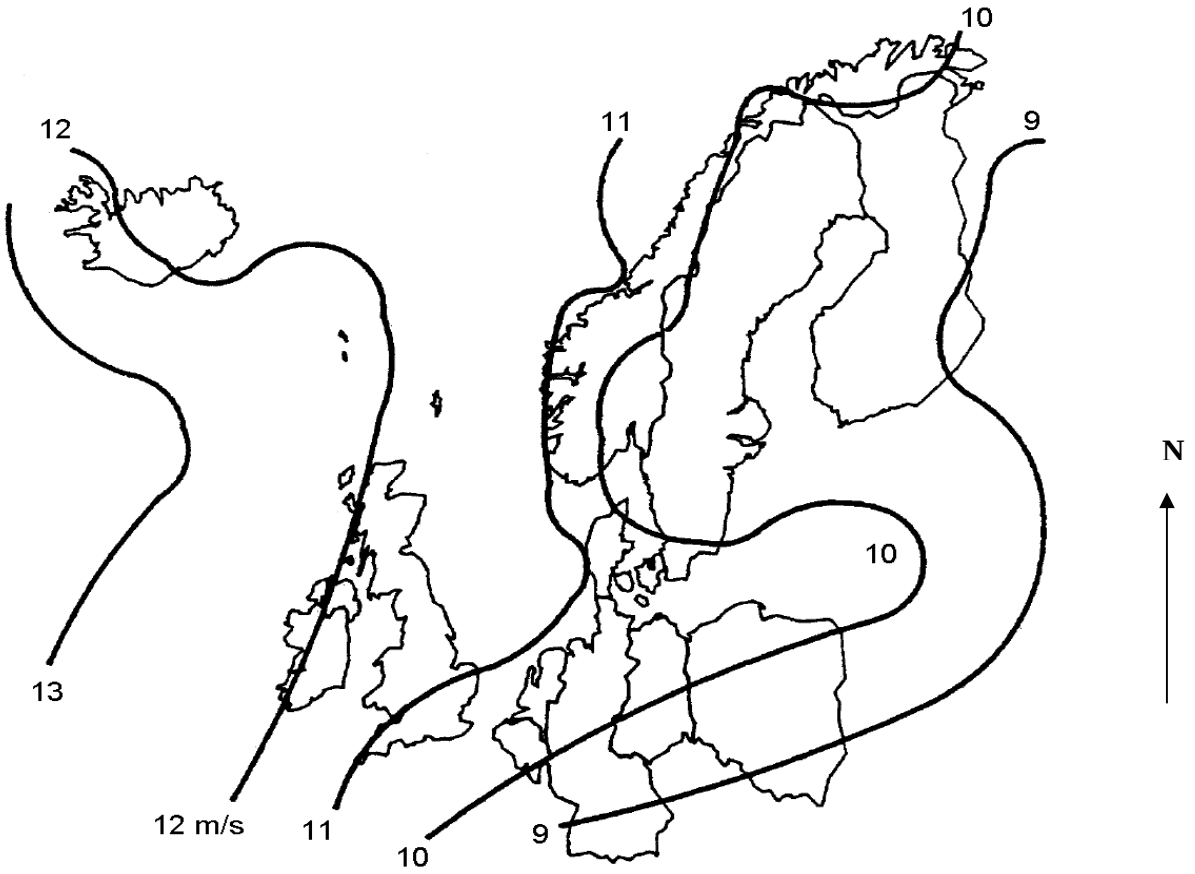
Alexander ym. (2005) selvittivät Isossa-Britanniassa ja Islannissa vähintään vuodesta 1959 asti tapahtuneita muutoksia rajujen myrskyjen esiintymisessä. Aineisto kerättiin Ison-Britannian 21:ltä ja Islannin seitsemältä havaintoasemalta, jotka olivat mitanneet ilmanpaineita kolmen tunnin välein. Trendien merkitsevyystasot testattiin 5 % raja-arvolla. Islannissa havaittiin äärimmäisen voimakkaiden myrskyjen väheneminen 1980-luvun jälkeen, vaikka myrskyt olivatkin alueellisesti lisääntyneet monilla paikoilla erityisesti lokakuun ja maaliskuun välillä. Ison-Britannian keski- ja eteläosissa voimakkaat myrskyt olivat lisääntyneet 1980-luvulta lähtien, ja eteläosissa myrskyjen havaittiin myös voimistuneen. Koko 50 vuoden aikasarjan osalta voimakkaat myrskyt olivat lisääntyneet Isossa-Britanniassa. Erot Islannin ja Ison-Britannian voimakkaiden myrskyjen esiintymisissä saattavat selittyä Pohjoisen Atlantin myrskyjen reittien muuttumisella. Talviajalla tapahtuneita myrskyisyyden muutoksia pystyttiin osittain selittämään

NAO-indeksin vaihtelulla. Tutkimuksen puutteena olivat kuitenkin lyhyet aikasarjat, joiden perusteella ei voitu sanoa, etteivätkö havaitut muutokset olisi vain osa pitkän ajan luonnollista vaihtelua (Alexander ym. 2005).

Suomessa geostrofisia tuulia ei ole tutkittu pitkillä aikasarjoilla muuten kuin katsausluontoisesti (Drebs ja Tuomenvirta 1997). Tässä Ilmatieteen laitoksen raportissa tarkasteltiin geostrofisten tuulten vuosittaisia 99 %, 95 % ja 90 % aikasarjoja. Pisimmät aikasarjat alkoivat vuodesta 1887. Raportin mukaan voimakkaimpien tuulien yleissuuntaus on laskeva, tosin vuosikymmenten välillä on vaihtelua. 1960-luvun myrskyisyyden minimin jälkeen tuulet ovat hieman voimistuneet. Trendit ovat yhteneviä Alexanderssonin ym. (1998) tulosten kanssa. Erona on, että Suomessa myrskyisyyden lasku 1900-luvun alun maksimista oli selvä, eikä viime vuosikymmenien nousu ole ollut yhtä suuri kuin Alexanderssonin ym. (1998) tutkimuksessa. Myös Alexandersson ym. (1998) mainitsevat, että suuressa osassa Skandinaviaa ja Suomea myrskyisyys on lisääntynyt viime vuosikymmeninä maltillisemmin kuin lännempänä merellisillä alueilla.

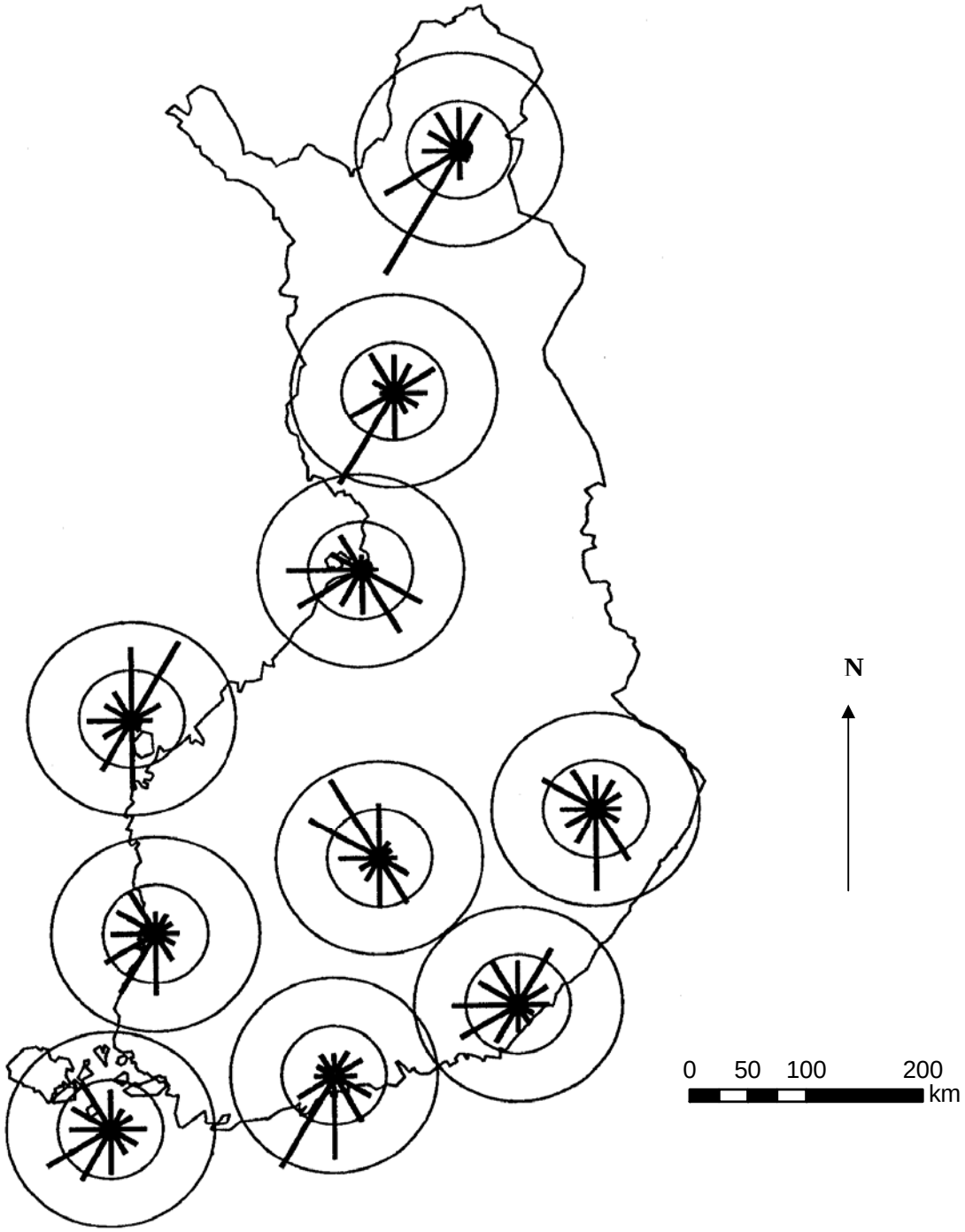
2.4 Tuulisuuden piirteet ja muutokset Suomessa

Suomen tuuliolot ovat merkittävästi riippuvaisia pääasiassa Atlantilta suuntautuvasta matalapainetoiminnasta, minkä takia vaihtelut eri vuosina, vuodenaikoina ja lyhyempinä ajanjaksoina ovat suuria (Tammelin 1991b). Sääasemilla mitattu tuulen keskinopeus vaihtelee Suomessa alueellisesti paljon. Tuulisinta on merialueilla, joilla vuotuinen keskituuli on 6–8 m/s. Rannikolla vuotuinen keskituuli on noin 5 m/s ja sisämaan sääasemilla alle 3 m/s. Geostrofisen tuulen jakaumasta huomaa, että Suomi kuuluu yhtenäiseen ja voimakkuudeltaan suhteellisesti melko heikon tuulen vyöhykkeeseen (kuva 2). Tuulten keskinopeudet ovat heikompia Suomessa kuin lännempänä Atlantilla, mikä johtuu Suomen maantieteellisestä sijainnista sekä suurilmastollisista oloista.

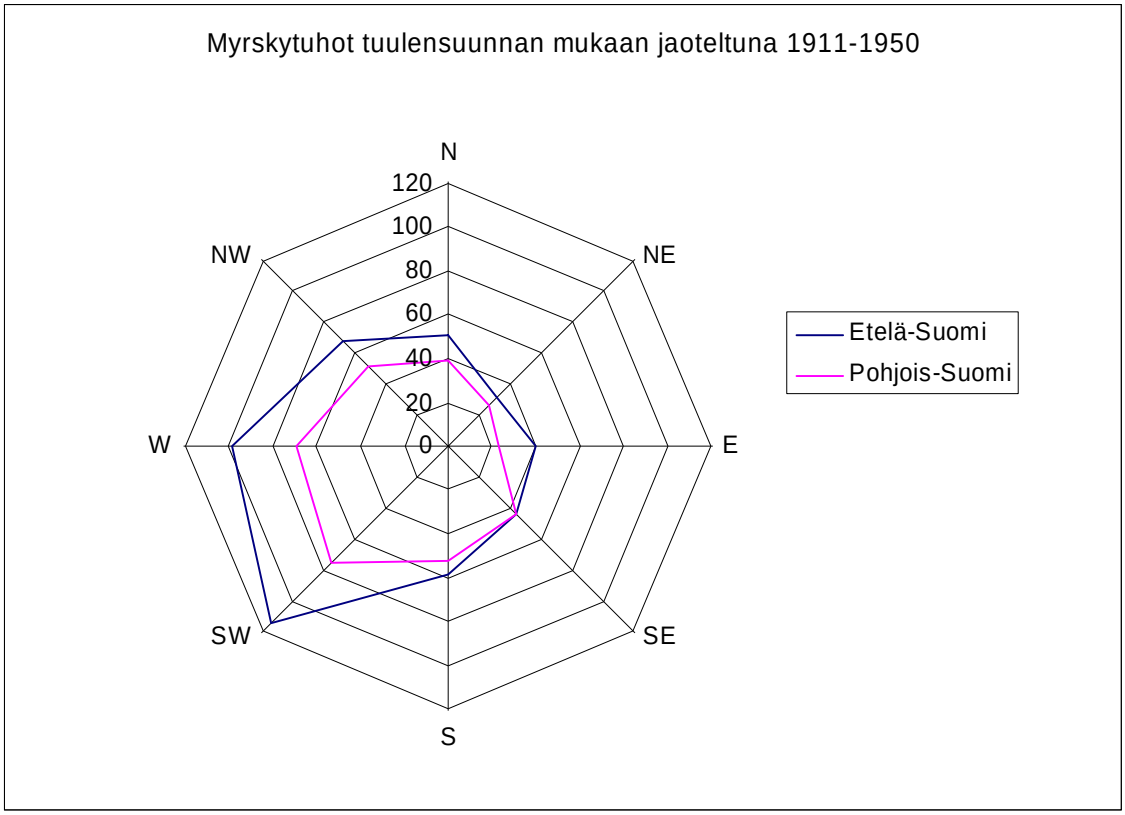


Kuva 2. Keskimääräinen vuotuinen geostrofisen tuulen nopeus (ms^{-1}) Pohjois-Euroopassa. Muokattu Tammelinin (1991a) mukaan.

Myös tuulen suuntajakaumissa on selviä eroja eri sääasemien kesken johtuen lähinnä mittausalueen ympäristöstä (Tammelin 1991a, 1991b). Esimerkiksi metsän laidalla olevan mittauspaikan tuulisuudessa painottuu metsänreunan suunta. Monilla säähavaintoasemilla lounaistuulet ovat vallitsevia (suunnasta 220–230°), ja myös suurimmat keskinopeudet ovat lounaisia. Lounaistuulten osuus muista tuulten suunnista on kuitenkin yleensä alle 50 %. Eniten tuulienergiaa saadaan etelästä ja lännestä (kuva 3). Metsien myrskytuhot ovat pääsääntöisesti lounais- ja länsituulten aiheuttamia (kuva 4). Tuulituhot sattuvat Suomessa yleensä ilman myrskyä (Solantie 1983, Yli-Kojola 2004). Voimakkaat myrskyt ovat melko harvinaisia, mutta ne voivat esiintyessään aiheuttaa paljon tuhoa (Laitakari 1952).



Kuva 3. Tuulen energian keskimääräinen suhteellinen jakauma tuulen suunnittain eräillä sääasemilla 1971–1986. Muokattu Tammelin (1991b) mukaan.



Kuva 4. Myrskytuhot valtionmetsissä. Arvoakselilla myrskytuhojen lukumäärä. Muokattu Laitakarin (1952) mukaan.

Suomessa myrskyisiä tuulia aiheuttavat erityisesti syksyn ja talven matalapaineet (Gregow ym. 2008). Enemmistö matalapaineista saapuu lounaan suunnalta. Laajojen matalapaineiden määrä on ollut huipussaan 1990-luvulla, ja Grönlannin läheisyydessä kehittyneitä, myrskytuulia aiheuttaneita matalapaineita, on esiintynyt eniten 1970-luvulla. Voimakasta myrskyä Suomessa aiheuttaneiden yhdistelmämatalapaineiden määrä on tasaisesti lisääntynyt 1960-luvulta 2000-luvulle asti.

Tuulimittausten mukaan tuulisuus ei ole lisääntynyt koko Suomea tarkasteltaessa vuosina 1960–2000, mutta vuosikymmenten välillä on selvää vaihtelua (Gregow ym. 2008). Erityisesti 1970-luvulta 1980-luvun puolivälin tienoille on ollut keskimäärin tuulisinta. Alueellisesti tarkasteltuna Pohjois- ja Etelä-Suomen välillä on eroja, sillä pohjoisessa tuulisuus on viime vuosikymmeninä vähentynyt mutta etelässä pysynyt ennallaan. Vuosina 1960–2007 myrskyisintä on ollut 1970- ja 1990-luvuilla. Ilmatieteen laitoksen meriasemahavaintoihin pohjautuvien myrskytilastojen mukaan havaittujen, myrskytuulia aiheuttaneiden matalapaineiden määrä ei ole kasvanut tasaisesti samassa suhteessa asemamäärien kanssa. Pitkän ajan suunta on kuitenkin sama:

myrskyt ovat lisääntyneet ja niin ovat asemamäärätkin. Tuulen suuntia tarkasteltaessa on havaittu pohjoisten myrskytuulien eli suunnasta 350º–20º puhaltavien tuulien vähentyneen jyrkästi 1960-luvulta lähtien. Tämä on tapahtunut siitä huolimatta, että asemamäärät ovat kasvaneet. Selvää trendiä muiden ilmansuuntien suhteellisten osuuksien muutoksissa ei ole havaittavissa.

3 Ilmastojärjestelmän mallintaminen

3.1 Ilmastomallit

Ilmastojärjestelmää voidaan kuvata matemaattis-fysikaalisella mallilla, jonka yhtälöt ratkaistaan tietokoneen avulla numeerisesti (Gregow ym. 2008, Nevanlinna 2008). Tietokonealgoritmia, joka kuvaa ilmastojärjestelmää, kutsutaan ilmastomalliksi. Ilmastomallit rakentuvat fysiikan laeille, joita joudutaan huomattavasti yksinkertaistamaan tietokoneohjelmia varten. Mallintamisessa ei yritetä ennustaa tulevaisuuden ilmastoa tilastollisesti säähavaintojen pohjalta, vaan kuvata ilmakehän, merien, lumen ja jään, kasvillisuuden sekä maaperän käyttäytymistä ja vuorovaikutusta.

Ilmastomallien tuloksissa epävarmuutta aiheuttavat ilmaston luonnollinen vaihtelu, mallien yksinkertaistukset sekä epävarmuus tulevista kasvihuonekaasupäästöjen määrästä, palauteilmiöistä, pilvien rakenteesta sekä pienhiukkasten aiheuttamasta säteilypakotteesta (Pimenoff ym. 2008). Mallien luotettavuudessa on siis vielä parantamista. Esimerkiksi tietokoneiden suorituskyky asettaa rajansa sille, kuinka paljon hilapisteitä malliin voidaan ottaa mukaan (Nevanlinna 2008). Tällä hetkellä ilmastomallien vaakasuuntainen erotuskyky vaihtelee 125 ja 400 kilometrin välillä, ja pystysuuntainen hilapisteiden välimatka on noin yksi kilometri. Hilaväliä pienikokoisemmat ilmiöt joudutaan esittämään epäsuorasti käyttämällä niitä tietoja, jotka saadaan irti hilapisteikössä esitetyistä suureista. Tätä menetelmää kutsutaan parametrisoinniksi. Koska pienten ilmiöiden parametrisointi on hoidettu eri ilmastomalleissa eri tavoin, voivat ilmastonmuutosennusteet poiketa eri malleissa paljonkin toisistaan. Vertailemalla eri mallien välisiä ennusteita voidaan arvioida ennusteiden luotettavuutta.

3.1.1 Maailmanlaajuiset ja alueelliset ilmastomallit

Ilmastomalleissa on nykyään alimallit ilmakehälle, valtamerille ja maaperälle, joiden vuorovaikutusta pyritään kuvaamaan mahdollisimman hyvin (Nevanlinna 2008). Ilmakehän ja meren yleisen kiertoliikkeen malli (atmosphere-ocean general circulation model, AOGCM) koostuu ilmakehän yleisen kiertoliikkeen mallista (atmospheric general circulation model, AGCM), joka on kytketty meren yleisen kiertoliikkeen malliin (ocean general circulation model, OGCM). Malleissa voi olla mukana myös hiilen kierto ja ilmakehän kemia (IPCC 2007). AOGCM-malleilla tutkitaan prosesseja, jotka pitävät yllä yleistä kiertoliikettä sekä sen luonnollista ja pakotettua vaihtelua (Gregow ym. 2008). Lisäksi niiden avulla arvioidaan erilaisten pakotteiden osuutta havaittuun ilmastonmuutokseen sekä tuotetaan ennusteita siitä, mikä on ilmastojärjestelmän vaste erilaisille tulevaisuuden skenaarioille.

Vaikka ilmakehää kuvaavat yhtälöt ovat monimutkaisia ja malliajot pitkiä, AOGCM-ennusteilla voidaan tuottaa uskottavia tulevaisuuden ilmastoskenaarioita. Ilmastomallien erotuskykyä voidaan parantaa käyttämällä alueellisia ilmastomalleja.

Alueellisissa ilmastomalleissa (regional climate model, RCM) hilapisteiden väli on pienempi kuin maailmanlaajuisissa ilmastomalleissa, esimerkiksi 20–50 kilometriä (Nevanlinna 2008). Alueellisia ilmastomalleja käytetäänkin maailmanlaajuisia malleja pienemmillä alueilla paremman erotuskyvyn takia. RCM-malli ottaa reunaehtonsa ja usein myös merenpintaolosuhteensa jonkin maailmanlaajuisen yleisen kiertoliikkeen ilmastomallista. RCM-mallin kyky simuloida alueellista ilmastoa riippuukin vahvasti suuremman mittakaavan kiertoliikkeestä (IPCC 2007). Alueellisen mallin käytettävyys ei oikeastaan ole itse sään ennustamisessa, vaan sen avulla voidaan enemmänkin ymmärtää alueellisen ilmastosysteemin käyttäytymistä (Gregow ym. 2008). Se tuo maailmanlaajuisen mallin antamaan kuvaan lisää pienipiirteisiä yksityiskohtia, mutta itse kuvan perusrakenne ei muutu.

3.2 Tuulisuuden mallintaminen

Geostrofisten tuulten muutoksia ei ole tutkittu Suomessa mallisimulaatioiden avulla. Sen sijaan maanpinnan tuulen nopeuksia on mallinnettu, mutta nopeuden muutokset Suomen alueella poikkeavat eri mallisimulaatioissa melko paljon toisistaan (Ruosteenoja ym. 2005). Mahdolliset muutokset ovat olleet voimakkuudeltaan parin prosentin luokkaa ja lähes poikkeuksetta tilastollisesti merkityksettömiä. Lisäksi tuulen nopeuksien muutoksissa ei ole juuri havaittu yhtäläisyyksiä peräkkäisten kuukausien välillä. Varmuudella ei ole voitu edes sanoa, tulevatko tuulen nopeudet tulevaisuudessa heikkenemään vai vahvistumaan. Tammelinin ym. (2002) mukaan maailmanlaajuisen HadCM3-ilmastomallin simulaatioissa ilmanpaine laskee Suomessa ja painegradientti kasvaa etenkin A2-simulaatiossa. Tämän vuoksi tuulisuus mahdollisesti voimistuisi Suomessa. Alueellisessa SMHI:n ilmastomallissa tuulen keskinopeus kasvaa etenkin talvikuukausina (6–20 %) verrattuna kesään (0–3 %).

Tutkimustulokset eivät siis ole yksimielisiä tuulisuuden muutoksista Suomessa. Merijään väheneminen todennäköisesti kuitenkin lisää tuulisuutta talvisin rannikoiden tuntumassa (Saukkonen 2008). Myös matalapaineiden reittien siirtyminen talvisaikaan nykyistä pohjoisemmaksi voi lisätä myrskytuulia.

Rockel ja Woth (2007) tutkivat kahdeksan alueellisen ilmastomallin avulla voimakkaiden maanpinnan tuulten muutoksia Euroopassa. Kontrolliajona olivat vuodet 1961–1990 ja tarkasteltavana ajanjaksona vuodet 2071–2100. Mallien alueellinen erotuskyky oli 50 kilometriä ja niillä oli kaikilla sama pakotettu maailmanlaajuinen ilmastomalli (HadAM3H), jonka olosuhteet oli saatu IPCC:n SRES A2-skenaariosta. Tuulten nopeuksien ja frekvenssien muutoksia tutkittiin maksimiarvojen avulla, ja nopeuksia tutkittiin lisäksi päivittäisten keskiarvojen 99 prosenttipisteen sarjassa. Tutkimuksen mukaan usean ilmastomallin käyttäminen on tärkeää voimakkaiden tuultennopeuksien muutoksia simuloitaessa, sillä vain muutamalla alueella ja vain muutaman kuukauden aikana mallit antoivat samoja tuloksia ylipäänsä muutoksen suunnasta. Mallit, joissa ei ollut mukana tuulen puuskaisuusparametria, simuloivat liian heikkoja tuulen nopeuksia. Tutkimuksen tulokset otettiin huomioon suunniteltaessa ENSEMBLES-projektin alueellisia ilmastomalleja, joihin suositeltiin lisättäväksi puuskaisuusparametri.

3.3 Kasvihuonekaasupäästöjen arvioiminen

Ilmastonmuutoksen voimakkuuteen vaikuttavat erityisesti ilmakehän kasvihuonekaasujen pitoisuudet, joita säätelevät nykyiset ja tulevat päästöt. Tulevaisuuden kasvihuonekaasupäästöjä arvioidaan päästöskenaarioilla, joiden tavoitteena on esittää mahdollisia ja sisäisesti johdonmukaisia arvioita päästöjen kehityksestä. IPCC:n erikoisraportissa SRES (Special Report on Emissions Scenarios) on esitelty päästöskenaarioita yksityiskohtaisesti (Nakicenovic ym. 2000).

Skenaarioperheitä on neljä, jotka edustavat erilaisia kehityskulkuja (taulukko 1). Perheet ovat A1, A2, B1 ja B2. Tässä työssä käytetty malliaineisto perustuu A1-perheen alaskenaarioon A1B:hen. A1-skenaariossa taloudellinen kehitys on nopeaa ja markkinatalouspohjaista, keskimääräiset tulot kasvavat ja tuloerot pienenevät. Kansallisten ja kansainvälisten instituutioiden välinen yhteistyö ja kehitys lisäävät tuottavuutta sekä ihmisten ja teknologian liikkuvuutta. Taloudellinen hyvinvointi lisää ihmisten elinikää, syntyvyys ja kuolleisuus ovat alhaisia ja perhekoko pieni. Maailman väestö kasvaa noin yhdeksään miljoonaan ihmiseen vuoteen 2050 mennessä ja pienenee noin seitsemään miljoonaan ihmiseen vuoteen 2100 mennessä. Energia- ja mineraalivarat ovat runsaat, koska teknologisen kehityksen ansiosta luonnonvaroja osataan hyödyntää entistä tehokkaammin. Ympäristön tarjoamia palveluita osataan arvostaa ja hyödyntää.

A1-skenaarioperhe jakautuu kolmeen alaskenaarioon energiankäytön mukaan. A1FI-skenaariossa energiantuotanto perustuu perinteisiin fossiilisiin polttoaineisiin kuten hiileen, öljyyn ja kaasuun. A1T-skenaariossa käytetään uusiutuvia energianlähteitä ja ydinvoimaa, ja A1B-skenaario on näiden edellisten välimuoto. AIB-skenaario olettaa, että muun muassa teknologian kehityksen myötä yhdestäkään energianlähteestä ei tule vallitsevaa muihin energianlähteisiin nähden.

A2-skenaariossa maapallon eri alueet pyrkivät omavaraisuuteen ja liikkuvuus alueiden välillä on vähäisempää kuin A1-skenaariossa. Sekä rahavirrat että ihmiset liikkuvat vähemmän, ja teknologia siirtyy kehitysmaihin hitaasti. Taloudellinen kasvu on hidasta ja tuloerot säilyvät suurina. Väestönkasvu jatkuu kehitysmaissa nopeana ja maapallon väkiluku kasvaa nopeasti.

B1-skenaarion keskeinen elementti on ympäristötietoisuus ja maailmanlaajuisesti yhtenäinen lähestymistapa kestävään kehitykseen. Taloudellinen kehitys on tasapainossa ja tuloeroja pyritään

vähentämään. Talous suuntautuu tavarantuotannon sijaan enemmän palveluiden ja tietoyhteiskunnan kehittämiseen. Väestönkasvu vähenee samaa tahtia kuin A1-skenaariossa.

Myös B2-skenaariossa pyritään ottamaan ympäristönäkökohdat huomioon päätöksenteossa, mutta päätökset määräytyvät enemmän paikallisten etujen perusteella kuin B1-skenaariossa. Energian käyttö on erilaista eri alueilla, ja siihen vaikuttavat saatavilla olevat luonnonvarat. Talouden ja tekniikan kehitys on kohtuullisen nopeaa, mutta jakautuu epätasaisesti maapallon eri alueille.

Taulukko 1. IPCC:n vuonna 2000 esittämät SRES-skenaariot. Lähde: Gustafsson (2005).

A1:A1FI, A1T, A1B Nopean taloudellisen kasvun maailma	A2 Eriarvoisuuden maailma
B1 Yhtenäistyvä, ympäristön tilaa kohentava maailma	B2 Alueellisen kestävän kehityksen maailma

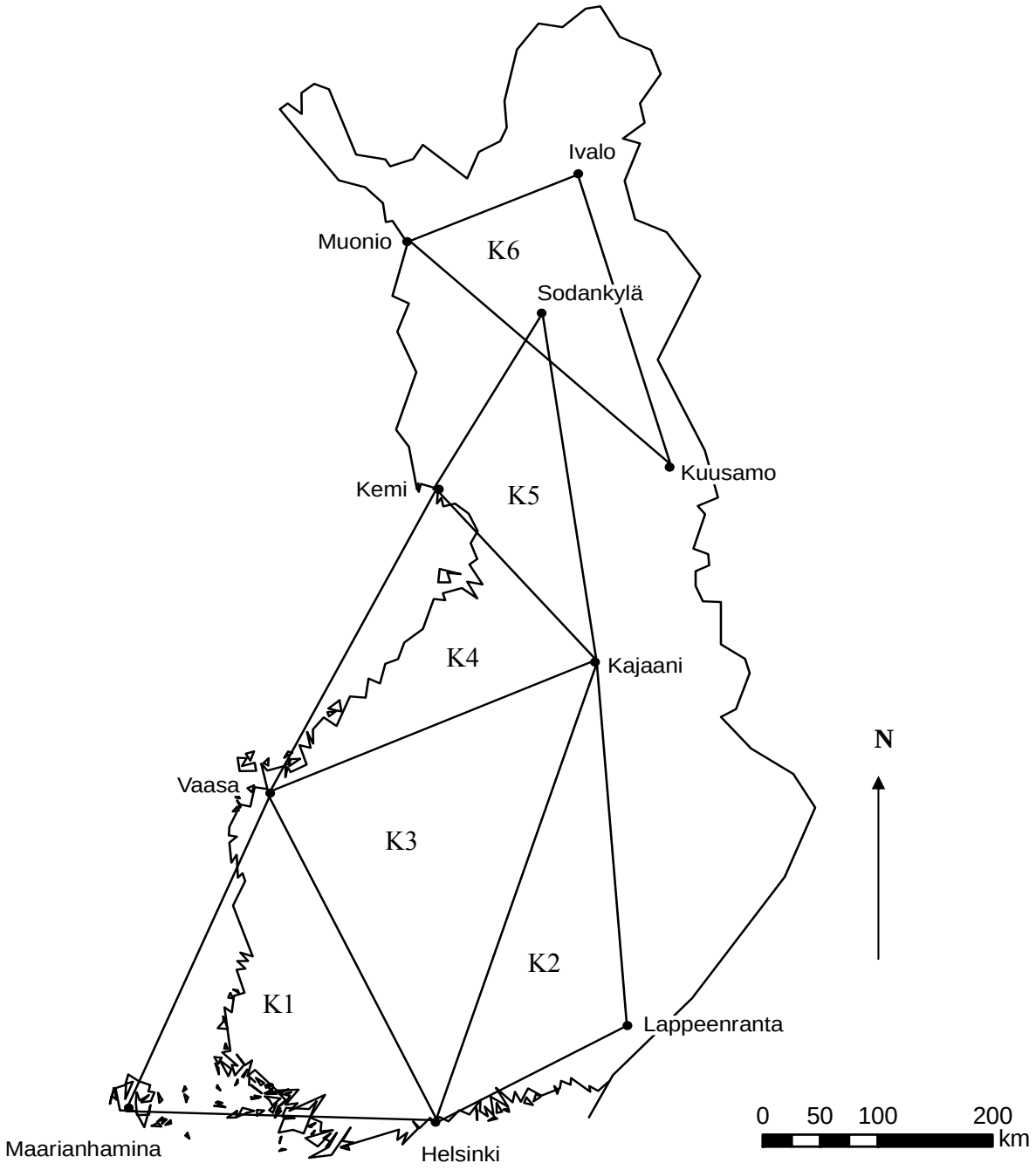
4 Aineisto ja menetelmät

4.1 Havaintoaineisto

Tutkimuksen perustana ovat Ilmatieteen laitoksen ilmastotietokannan painehavainnot, jotka on kerätty kymmeneltä eri havaintoasemalta eri puolilta Suomea (taulukko 2). Havaintoasemien valinnassa oli tärkeää, että painemittauksia oli suoritettu vähintään kolmesti vuorokaudessa ja että aineistoa saatiin laajalta alueelta. Kolme havaintoasemaa muodostaa kolmion, jonka alueelta geostrofiset tuulet laskettiin. Näitä painekolmioita on yhteensä kuusi, joista kolme sijaitsee eteläisessä ja lounaisessa Suomessa, yksi Pohjanlahden rannikolla ja kaksi Pohjois-Suomessa (kuva 5). Kolmiot antavat siis hyvän läpileikkauksen Suomesta pohjois–etelä-suunnassa. Kolmiot ovat lähes samoja, joita käytettiin Ilmatieteen laitoksen katsauksessa (Drebs ja Tuomenvirta 1997). Näin tuloksia pystytään hyvin vertailemaan. Tässä työssä Haaparannan asema on korvattu Kemin asemalla.

Taulukko 2. Työssä käytetyt havaintoasemat. LPNN = kansallinen tunnusnumero, WMO = kansainvälinen tunnusnumero.

LPNN	***WMO***	***Aseman nimi***	***Sijainti***		***Ilmanpaineanturin korkeus merenpinnasta***
0001	05970	Maarianhamina lentoasema	60° 07' 29,0" N	19° 54' 24,6" E	6,1 m
0304	02978	Helsinki Kaisaniemi	60° 10' 30,2" N	24° 56' 51,9" E	4 m
1701	02958	Lappeenranta lentoasema	61° 02' 38,1" N	28° 09' 14,6" E	105,5 m
3001	02911	Vaasa lentoasema	63° 02' 30,4" N	21° 46' 04,1" E	8,4 m
4601	02897	Kajaani lentoasema	64° 16' 53,3" N	27° 40' 43,0" E	134 m
6301	02864	Kemi-Tornio lentoasema	65° 47' N	24° 35' E	14,5 m
7501	02836	Sodankylä, Lapin ilmatieteellinen tutkimuskeskus	67° 22' 04,5" N	26° 37' 58,0" E	179,3 m
6801	02869	Kuusamo lentoasema	65° 59' 42,4" N	29° 13' 34,0" E	265,8 m
8201	02823	Muonio Kk Alamuonio	67° 58' 06,3" N	23° 40' 48,6" E	252,6 m
9601	02807	Inari Ivalon lentoasema	68° 36' 26,3" N	27° 25' 05,1" E	144,9 m



Kuva 5. Työssä käytetyt havaintoasemat ja niistä muodostetut painekolmiot (K1-K6).

Kolmioissa käytettiin havaintoaineistoa niin pitkältä ajalta kuin mahdollista vuoden 2007 loppuun saakka. Eri havaintoasemilla painehavaintoja on alettu mitata eri aikoina. Näin jokaisen kolmion aikasarjan pituus jouduttiin valitsemaan sen aseman mukaan, jossa on lyhin saatavilla oleva aikasarja. Kolmiossa 1 havaintoaikasarja on pisin ja se alkaa 1.8.1884 (taulukko 3). Kolmiossa 3 aikasarja alkaa vuoden 1888 alusta ja muissa kolmiossa vuosina 1959–1961. Kolmioissa 1 ja 3 painehavainnot on mitattu kolmesti vuorokaudessa (klo 6, 12 ja 18 UTC) ja muissa kolmioissa neljästi (klo 6, 12, 18 ja 24 UTC). Joiltakin asemilta oli saatavilla viimeisten vuosikymmenien ajalta aineistoa, jossa havaintoja oli kahdeksan vuorokaudessa. Aikasarjat haluttiin kuitenkin pitää ajallisesti homogeenisina koko aikasarjan ajan, minkä takia päädyttiin käytettyihin havaintoväleihin.

Luotettavien tulosten saaminen asettaa suuria vaatimuksia havaintoaikasarjojen edustavuudelle. Käytössä olevissa havaintosarjoissa on puutteita. Monilta asemilta puuttui havaintoja, jotka jouduttiin korvaamaan lähimmän havaintoaseman havainnoilla. Korvaavista havainnosta huolimatta havaintosarjoja ei saatu kokonaan täydennettyä. Esimerkiksi kaikista muista kolmioista paitsi pohjoisimmasta puuttuvat havainnot vuoden 1986 huhtikuulta silloin sattuneen virkamieslakon takia. Eniten havaintoja puuttuu kolmioista 1 ja 3, joissa on pisimmät havaintosarjat. Puuttuvat havainnot on kuitenkin huomioitu geostrofisten tuulten ja frekvenssien laskemisessa siten, että vajaat vuodet on poistettu laskuista. Puuttuvat havainnot on listattu taulukkoon 3.

Taulukko 3. Työssä käytetyt kolmiot ja niiden lyhenteet, havaintoaikasarjat sekä puuttuvat havainnot.

Kolmio (havaintoaikasarja)	***Puuttuvat havainnot***
Kolmio 1 Maarianhamina-Helsinki-Vaasa (MaHeVa) (1.8.1884–2007)	1.8.–30.9.1920 1.1.–31.3.1940 1.11.1935–30.4.1936 2.–21.3.1946 1.–30.4.1986
Kolmio 2 Helsinki-Lappeenranta-Kajaani (HeLaKa) (1959–2007)	1.–30.4.1986
Kolmio 3 Helsinki-Kajaani-Vaasa (HeKaVa) (1888–2007)	1.9.1918–31.12.1919 1.1.–31.3.1940 1.–30.4.1986
Kolmio 4 Vaasa-Kajaani-Kemi (VaKaKe) (1960–2007)	21.–30.4.1986
Kolmio 5 Kajaani-Sodankylä-Kemi (KaSoKe) (1960–2007)	16.–30.4.1986
Kolmio 6 Kuusamo-Ivalo-Muonio (KuIvMu) (1961–2007)	7.–12.9.1982 15.11.1982–31.1.1983

4.2 Geostrofisen tuulen laskeminen

Tutkimuksessa geostrofinen tuuli on laskettu merenpintaan valmiiksi redukoiduista ilmanpainehavainnoista painekolmiomenetelmän avulla. Laskemiseen käytettiin kaavaa, jota on käytetty Alexanderssonin ym. (1998) tutkimuksessa. Painekolmion kolme asemaa määrittävät pintapainekentän x- ja y-koordinaattien bilineaarisena funktiona. Asemiin viitataan indekseillä $_1$, $_2$ ja $_3$. Yksi asema valitaan kolmion origoksi ja saadaan:

$$p \text{ (paine)} = \alpha x + by + c \qquad (2)$$

jossa

$$\alpha = ((p_3 - p_1) - y_3 (p_2 - p_1)/y_2)/(x_3 - x_2 \cdot y_3 /y_2)$$

$$b = (p_2 - p_1 - \alpha \cdot x_2)/y_2 \qquad (3)$$

$$c = p_1$$

Pituus (φ)- ja leveysasteista (λ) saadaan kulmien x- ja y-koordinaatit:

$$x_i = R_e \cdot \pi \cdot \cos((\lambda_i + \lambda_1)\pi/180) \cdot (\varphi_i - \varphi_1)/180$$

$$y_i = R_e \cdot \pi(\lambda_i - \lambda_1)/180 \qquad (4)$$

jossa R_e on Maan säde. Geostrofisen tuulen yhtälöistä saadaan tuulen vaakasuorat komponentit u ja v itään ja pohjoiseen:

$$u_g = -b/(f \cdot \rho)$$

$$v_g = \alpha/(f \cdot \rho) \qquad (5)$$

jossa f on Coriolis-parametri ja ρ ilman tiheys.

Alexanderssonin ym. (1998) artikkelissa on esitelty myös mahdollisia virhelähteitä, joita saattaa esiintyä lasketuissa geostrofisen tuulen nopeuksissa. Paineen mittauksessa, korkeuden määrityksessä ja redukoimisessa voi tapahtua virheitä, ja suuret etäisyydet asemien välillä voivat suodattaa pienen mittakaavan vaihtelut pois. Vastaavasti lyhyillä etäisyyksillä painegradientit voivat olla suurempia kuin pitkillä etäisyyksillä. Tasasivuisessa kolmiossa virhe gradientin laskennassa on mahdollisimman samankaltainen eri suunnissa. Kolmiot eivät ole samankokoisia tai tasasivuisia, mikä johtuu asemien sijainnista. Lisäksi kolme tai neljä havaintoa vuorokaudessa ei aina ole riittävästi, jotta nopeatkin vaihtelut aineistossa saataisiin esiin. Prosenttipisteittäin tarkasteltuna suurimmat virheet kohdistuvat voimakkaimpiin eli 99 prosenttipisteen tuuliin. Virheet ovat kuitenkin merkitsevämpiä silloin, kun tarkastellaan yksittäisiä tuulen nopeuksia ja arvoja. Tässä työssä tutkitaan ennen kaikkea vuosittaisten prosenttipisteiden aikasarjoja, jolloin ilmasto itse asettaa rajat työn tarkkuudelle havaintojen määrän puitteissa. On hyvä muistaa, että vaikka havaintoverkko olisi kuinka tiheä ajallisesti ja alueellisesti, luonnonilmiöiden esittäminen yksinkertaisilla kaavoilla on aina hyvin teoreettista.

4.3 Ilmastomallien aineisto

Tulevaisuuden geostrofisten tuulten laskemiseen käytettävät ilmanpainelukemat on saatu ENSEMBLES-projektin aineistosta. ENSEMBLES on Euroopan komission rahoittama projekti, jonka tavoitteena on kehittää ilmastonmuutosta ennustava menetelmä, jonka avulla voidaan luotettavasti arvioida ilmastonmuutokseen liittyviä riskejä tulevaisuudessa. Erityisesti painotetaan mahdollisia sään ääri-ilmiöitä kuten myrskyjä. Tuloksia voidaan hyödyntää useilla yhteiskunnan eri osa-alueilla kuten maataloudessa, energiasektorilla, sääriskien hallinnassa ja vakuutusalalla. Projektia koordinoi Ison-Britannian Hadley Centre for Climate Prediction and Research ja mukana on 66 muuta tutkimuslaitosta Euroopasta. Mallidata haettiin projektin internetportaalista (ENSEMBLES 2008).

ENSEMBLES-projektilla on kahdeksan eri tutkimusaihetta (Research Theme, RT), joista tässä työssä on hyödynnetty RT2B-nimisen osatutkimusprojektin tuloksia. RT2B-projektin päätavoitteena on luoda alueellisia ilmastoskenaarioita, joita voidaan käyttää ilmastonmuutoksen vaikutusten arvioimiseen. Tässä työssä käytetyt RT2B-projektin alueelliset ilmastomallit (regional climate model, RCM-mallit) on ajettu vuoteen 2050 tai 2100 asti, ja ne perustuvat

IPCC:n SRES A1B-skenaarioon. Aineisto on hilaruuduissa, joiden erotuskyky on 25 kilometriä. Käytettyjä ilmastomalleja (taulukko 4) on kuusi kappaletta, ja ne saavat pakotetut olosuhteensa maailmanlaajuisilta ilmastomalleilta (global climate model, GCM-mallit). Mallidatasta on laskettu tuulen nopeudet vuodelle 2008 ja siitä eteenpäin, koska havaintoaineisto loppuu vuoteen 2007.

Taulukko 4. Työssä käytetyt alueelliset ilmastomallit (RCM). PS = päästöskenaario, GCM = maailmanlaajuinen ilmastomalli. Viimeisessä sarakkeessa mallinnettu ajanjakso. Lähde: ENSEMBLES (2008).

Tutkimuslaitos	***PS***	***GCM***	***RCM***	***Hilaväli***	***Lyhenne***	***Aika 2008–***
CNRM Centre national de recherches meteorologiques, Météo-France	A1B	ARPEGE	Aladin	25 km	CNRM-RM4.5	2050
KNMI Royal Netherlands meteorological institute	A1B	ECHAM5	RACMO	25 km	KNMI-RACMO2	2100
OURANOS Consortium on regional climatology and adaptation to climate change, Montréal (Québec)	A1B	CGCM3	CRCM	25 km	OURANOSMRCC4.2.1	2050
MPI Max-Planck institute for meteorology, Hamburg	A1B	ECHAM5	REMO	25 km	MPI-M-REMO	2100
METNO Norwegian meteorological institute	A1B	BCM	HIRHAM	25 km	METNOHIRHAM	2050
C4I The community climate change consortium for Ireland	A1B	HadCM3-e1	RCA3	25 km	C4IRCA3	2099

Mallidatalla pyrittiin jatkamaan havaintoaineistoa ja vertailemaan, miten eri mallien väliset tuulen nopeudet eroavat toisistaan eri kolmioissa. Ilmastomallien aineistossa on kuitenkin muutamia virhelähteitä. Painelukemat eivät ole tarkalleen samoilta paikoilta kuin havaintoaineisto, koska hilan alueellinen erotuskyky on 25 kilometriä. Mahdolliset erot havaintoaineiston ja mallidatan sijainnin välillä ovat kuitenkin vain muutamia kilometrejä. Lisäksi mallidataa ei oltu redukoitu merenpinnan tasoon, joten paineen muutos Δp laskettiin ilmatieteen staattisesta perusyhtälöstä:

$$\Delta p = -g\rho\Delta h \qquad (6)$$

jossa g eli painovoiman kiihtyvyys on 9,806 ms^{-2}, ρ eli ilman tiheys on 1,2 kg/m^3 ja Δh on korkeuden muutos (Angervo 1984). Lisäksi on huomioitava, että mallidatan ilmanpainearvot on laskettu neljästi vuorokaudessa, mutta kolmioissa 1 ja 3 painehavaintoja on kolmesti vuorokaudessa. MPI:n ilmastomallista ei ollut saatavilla painearvoja vuosilta 2053–2060 ja 2071–2080.

Alexandersson ym. (1998) ovat käyttäneet kaavaa (6) arvioidakseen redukoimisesta johtuvia virheitä. Virheelliset arvot korkeuden lukemassa voivat helposti johtaa virheellisiin geostrofisen tuulen nopeuksiin. Jo yhden metrin korkeusvirhe aiheuttaa 0,12 hehtopascalin virheen lopulliseen painelukemaan. Edelleen yhden hehtopascalin virheestä johtuen tuulen nopeuden virhe voi olla jopa 3,2 ms^{-1}. Vaikka siis alkuperäinen paineaineisto olisi muutoin hyvälaatuista, virheet paineen redukoimisessa voivat aiheuttaa systemaattista virhettä tuloksiin. Tässä työssä korjattiin vain ilmastomallien aineisto, koska havaintoaineisto oli laskettu valmiiksi merenpintaan.

4.4 Tilastolliset menetelmät

T-testiä varten aineiston jakautuneisuus testattiin Kolmogorov-Smirnov-testillä, jota varten asetettiin nollahypoteesi ja työhypoteesi:

H_0 = aineisto on normaalisti jakautunut

H_1 = aineisto ei ole normaalisti jakautunut

Nollahypoteesia testattiin tilastollista merkitsevyyttä vasten. Jos merkitsevyysaste oli yli 0,05, nollahypoteesi jäi voimaan eli aineisto oli normaalisti jakautunut. Jos merkitsevyysaste jäi alle 0,05, työhypoteesi astui voimaan eli aineisto ei ollut normaalisti jakautunut. Koska aineisto todettiin normaalisti jakautuneeksi, voidaan normaalijakaumaa vaativan t-testin tuloksia pitää hyvin luotettavana.

Aikasarjojen trendit testattiin parametrisella t-testillä. Testauksen tarkoituksena oli selvittää nousevatko vai laskevatko satunnaiset arvot tilastollisesti merkitsevästi tiettynä aikana. Testausta varten asetettiin nollahypoteesi ja työhypoteesi:

H_0 = trendiä ei ole

H_1 = trendi on

Testausta varten käytettiin seuraavaa kaavaa (Önöz ja Bayazit 2003):

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{1-r^2} \qquad (7)$$

jossa r on Pearsonin korrelaatiokerroin, n-2 vapausasteet ja n näytekoko eli havaintojen lukumäärä.

Jos yhtälöstä (7) saatu t-arvo oli suurempi kuin kriittinen t-arvo, nollahypoteesi hylättiin ja työhypoteesi astui voimaan. Vastaavasti jos saatu t-arvo oli pienempi kuin kriittinen raja-arvo, nollahypoteesi jäi voimaan ja todettiin, että trendiä ei ole. Tulokset ovat merkitseviä 0,05 riskitasolla, eli tulos on tällöin tutkimuksen perusjoukossa 95 % varmuudella pätevä ja virheen todennäköisyys on 5 %.

Aiemmin on jo selitetty, että tuulten aikasarjoja tarkastellaan prosenttipisteiden avulla. Tässä työssä on käytetty vuosittaisten 99, 95 ja 90 prosenttipisteiden aikasarjoja (merkitty 99 %, 95 % ja 90 %). Jaksoihin 1901–1930, 1931–1960 ja 1961–1990 on viitattu tekstissä monesti sanalla ilmastojakso, joka tarkoittaa 30 vuoden vertailujaksoa.

5 Tulokset

5.1 Muutokset menneisyydessä

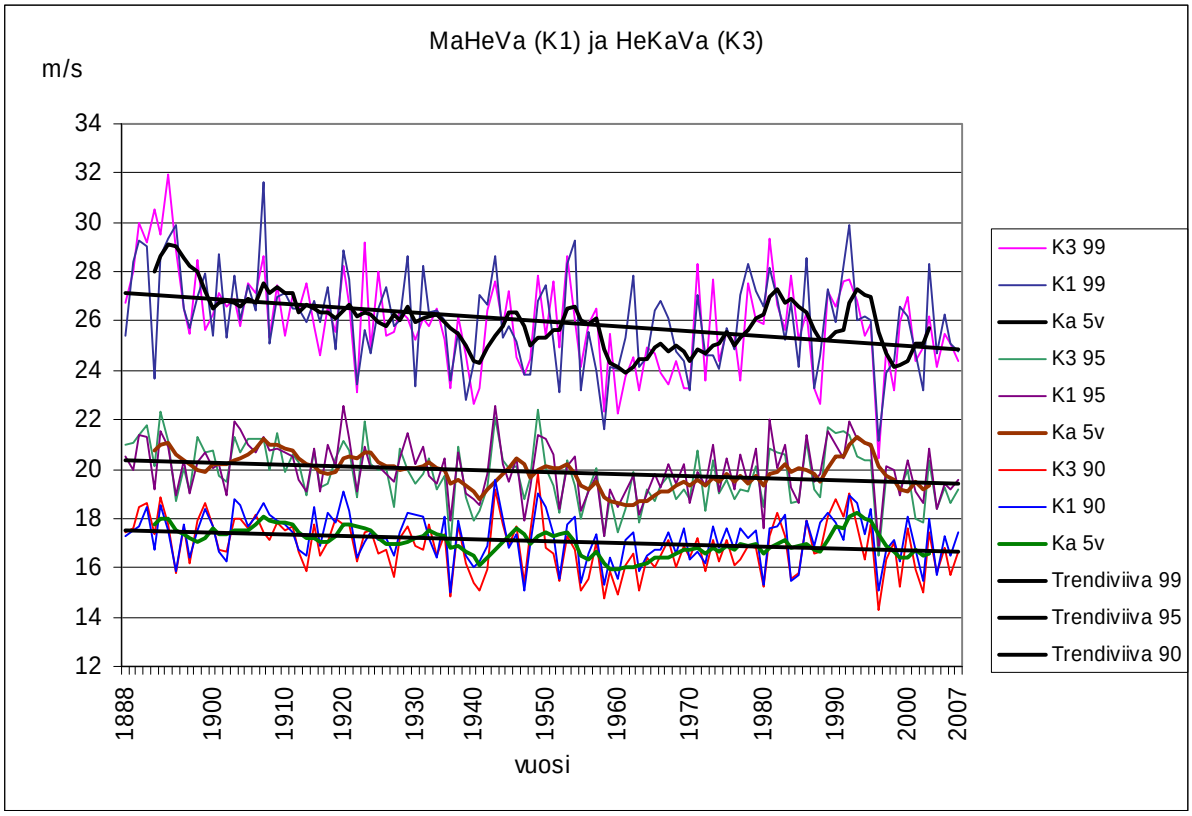
5.1.1 Geostrofisen tuulen nopeuden ajallinen ja alueellinen vaihtelu

Vuotuisten tuulten nopeutta tarkasteltiin alueellisesti 99 %, 95 % ja 90 % sarjojen avulla. Kokonaisten aikasarjojen lisäksi tutkittiin ilmastojaksoja 1901–1930, 1931–1960 sekä 1961–1990. Kolmiot 1 ja 3 käsiteltiin erikseen, koska niissä havaintoja on vähemmän vuorokautta kohden kuin muissa kolmioissa.

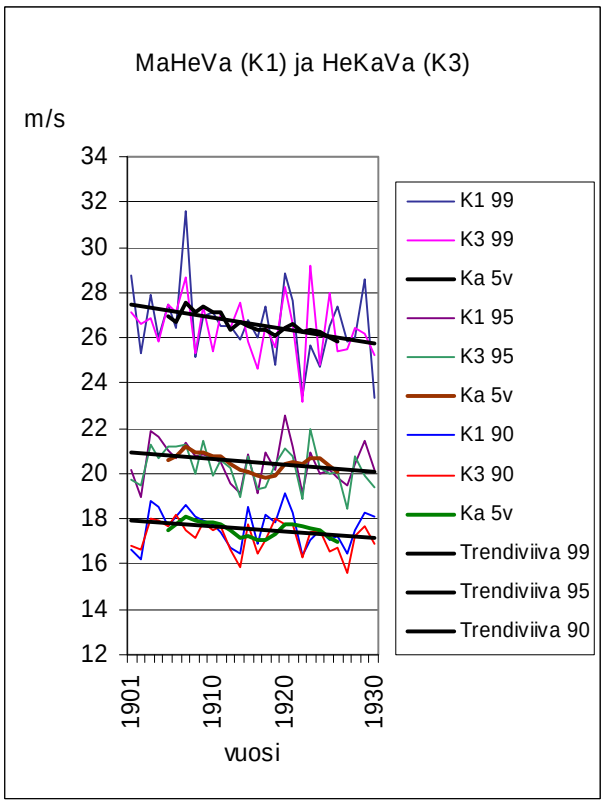
Geostrofisen tuulen nopeuden ajallinen vaihtelu tulee parhaiten esille kolmioissa 1 ja 3 niiden pitkien aikasarjojen ansiosta (kuva 6a). Eniten vaihtelua, jopa yli 6–7 m/s, esiintyy voimakkaimmissa tuulissa, jotka ovat olleet huipussaan 1800- ja 1900-lukujen vaihteessa. 1900-luvun alun jälkeen tuulten voimakkuus on laskenut hiljalleen noin 1960-luvulle asti, vaikkakaan lasku ei aina ole ollut tasaista. Tuulen voimakkuuden minimi ajoittuu 1950- ja 1960-lukujen taitteeseen noin vuosille 1958–1961. Ilmastojaksolla 1901–1930 kaikkien tuulten nopeuksien sarjojen yleissuuntaukset ovat laskevia (kuva 6b). Kuitenkin jo jaksolla 1931–1960 voimakkaimpien tuulten yleissuuntaus on nouseva (kuva 6c).

Tuulen voimakkuus on kohonnut 1960-luvun jälkeen ja ollut huipussaan 1990-luvun alussa vuosina 1990–1992. Ilmastojaksolla 1961–1990 tuulten voimakkuuksissa onkin nouseva trendi (9b). Myös 1970-luvun lopulla ja 1980-luvun alussa on esiintynyt voimakkaita tuulia. Yhtä voimakkaita tuulia kuin 1800-luvun lopulla ei kuitenkaan juuri esiinny 99 % tuulissa. Sekä kolmiossa 1 että 3 on 1990-luvulla esiintynyt voimakasta vaihtelua, ja kolmiossa 1 voimakkaimmat tuulet ovat hieman voimistuneet 2000-luvulla.

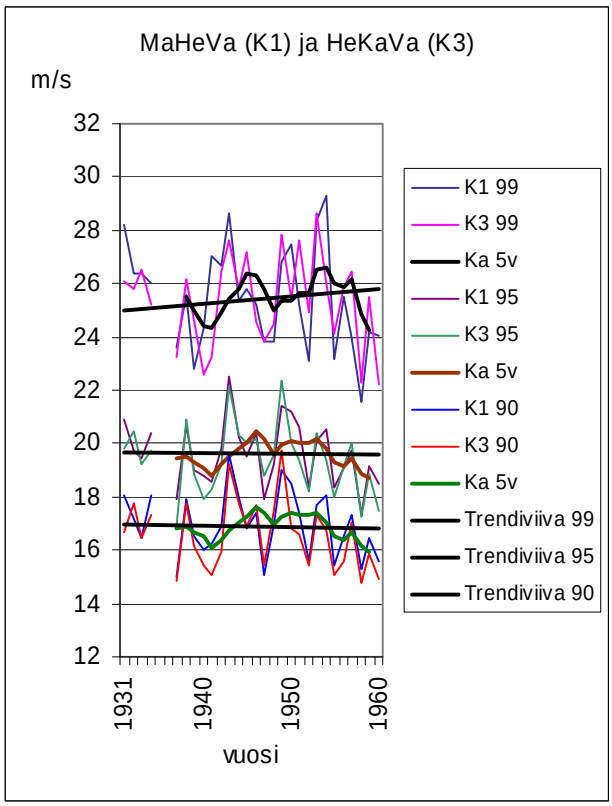
95 % ja 90 % prosenttipisteiden aikasarjoissa esiintyy vähemmän vaihtelua kuin voimakkaimmissa tuulissa, mutta kehityskulut ovat kuitenkin samankaltaisia kaikissa sarjoissa. Siinä missä lounaisessa Suomessa voimakkaimman prosentin tuulissa esiintyy pientä vahvistumista 2000-luvulla, ovat heikommat tuulet vastaavasti heikentyneet molemmissa kolmioissa noin vuodesta 1995 lähtien aina vuoteen 2000 asti ja siitä eteenpäin.



Kuva 6a.



Kuva 6b.

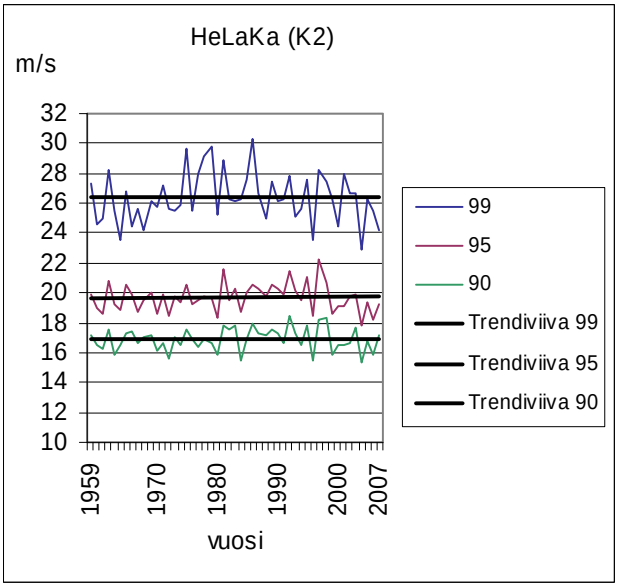


Kuva 6c.

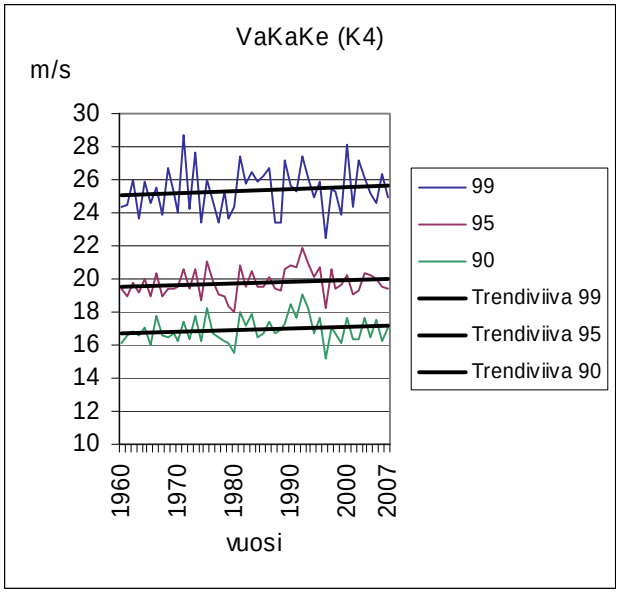
Kuva 6. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu ja trendit.
Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 5v = viiden vuoden liukuva keskiarvo.
K1 = kolmio 1, K3 = kolmio 3.
a. Jakso 1888–2007
b. Jakso 1901–1930
c. Jakso 1931–1960

Sekä kolmiossa 1 että 3 kaikissa tuulen voimakkuuksissa yleissuuntaus on laskeva koko aikasarjan osalta (kuva 6a). Voimakkain lasku on ollut 99 % tuulissa, jotka ovat laskeneet viiden vuoden keskiarvossa noin 1–1,5 m/s. Vaikka tuulen voimakkuuksissa näyttäisi olevan nouseva trendi 1960-luvun jälkeen, tilastollinen testaus osoitti, että tämä trendi ei ole tilastollisesti merkitsevä. Varmasti voidaan siis sanoa, että vuosien ja vuosikymmenten välillä esiintyy vaihtelua ja että pitkällä aikavälillä tuulten nopeuksissa esiintyy laskeva trendi, mutta 1960-luvun jälkeen tuulten ei voida sanoa merkitsevästi voimistuneen.

Kolmioissa 2, 4, 5 ja 6 ajallinen tarkastelu rajoittuu noin 50 vuoteen. Kolmiossa 2 voimakkaimman prosentin tuulet ovat vahvistuneet erityisesti 1970-luvun puolesta välistä 1980-luvun puoleen väliin (kuva 7a), mikä havaittiin muissakin Etelä-Suomen kolmioissa. 95 % ja 90 % tuulen nopeudet ovat olleet voimakkaimmillaan 1990-luvun alussa. Kolmion 2 tuulten voimakkuuksien vaihtelussa ei kuitenkaan ole tilastollisesti merkitseviä trendejä, minkä voi havaita myös kuvaajasta (kuva 7a).



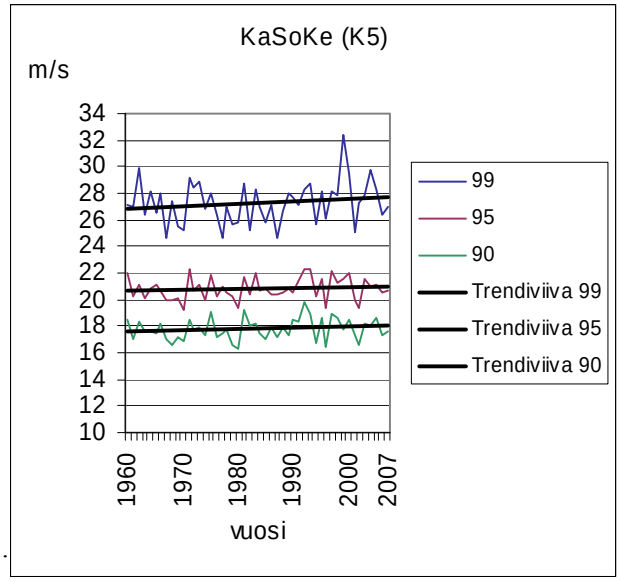
Kuva 7a.



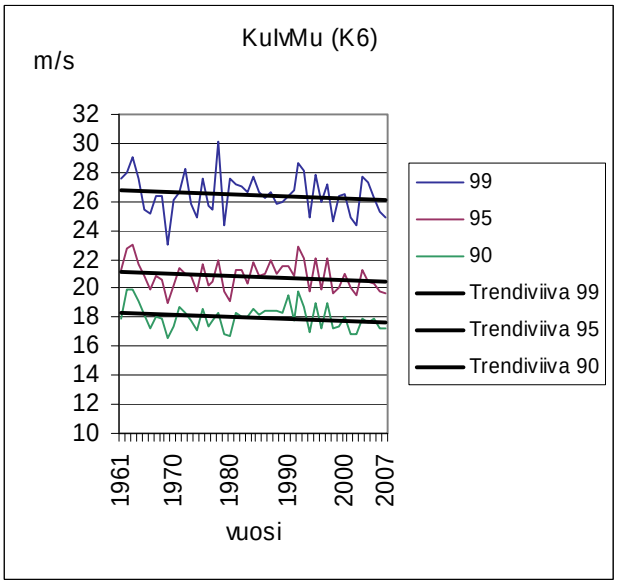
Kuva 7b.

Kuva 7. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu ja trendit.
Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90.
K2 = kolmio 2, K4 = kolmio 4.
a. Jakso 1959–2007.
b. Jakso 1960–2007

Pohjanlahden rannikon ja pohjoisen Suomen kolmioissa ei ole tilastollisesti merkitseviä trendejä (kuvat 7b ja 8). Kolmioissa 4 ja 5 tuulen voimakkuudet ovat hieman voimistuneet ja pohjoisimmassa kolmiossa 6 vastaavasti heikentyneet, vaikkakaan eivät merkitsevästi. Tuulen nopeuden vaihtelut noudattavat pitkälti eteläisen Suomen vastaavia kehityskulkuja erityisesti 1990-luvun alun osalta, jolloin 95 % ja 90 % tuulet ovat olleet voimakkaimmillaan lähes joka kolmiossa. Kolmiossa 6 voimakkaita tuulia on esiintynyt myös 1960-luvun alussa (kuva 8b). Ilmastojaksolla 1961–1990 voimakkaimman prosentin tuulissa yleissuuntaus on nouseva, mutta muissa tuulennopeusluokissa muutosta ei kuitenkaan tapahdu (kuva 9c).

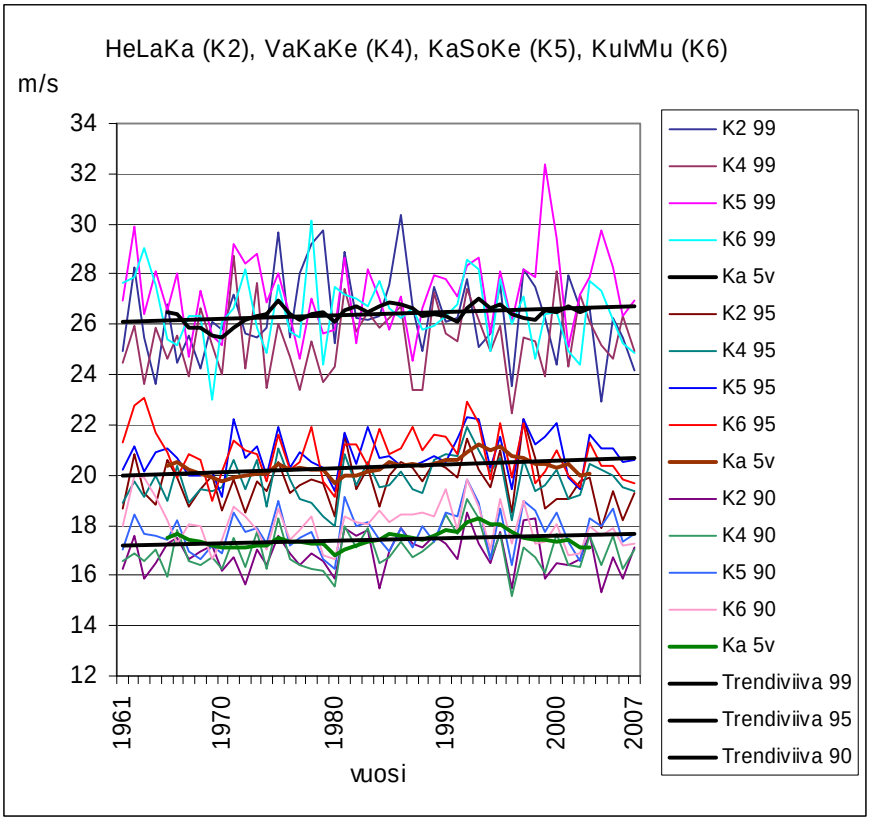


Kuva 8a.

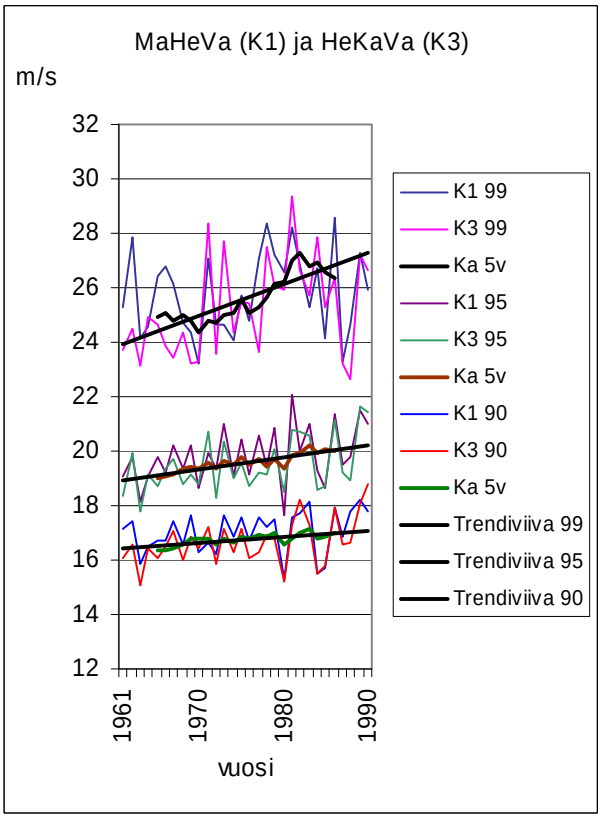


Kuva 8b.

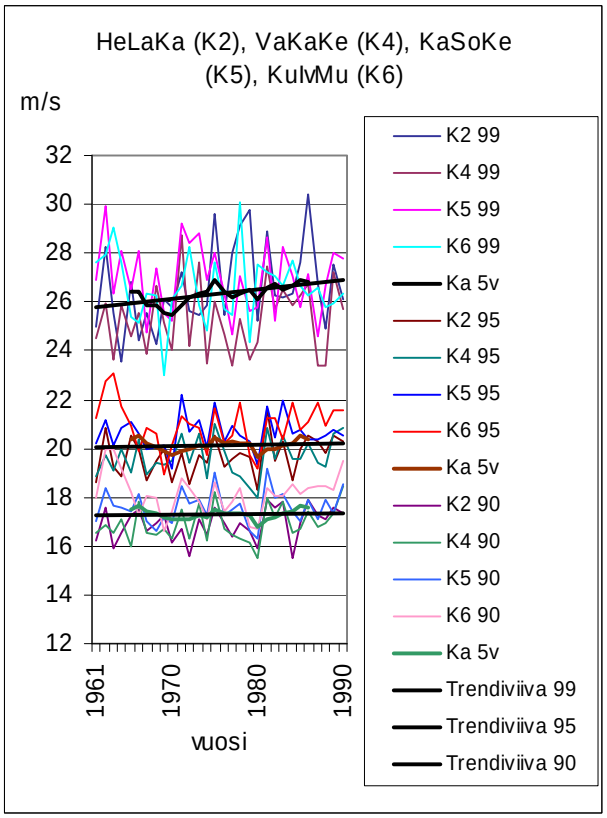
Kuva 8. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu ja trendit.
Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90.
K5 = kolmio 5, K6 = kolmio 6.
a. Jakso 1960–2007.
b. Jakso 1961–2007



Kuva 9a.



Kuva 9b.



Kuva 9c.

Kuva 9. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu ja trendit.
Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 5v = viiden vuoden liukuva keskiarvo.
K1-K6 = kolmiot 1-6.
a. Jakso 1960–2007
b-c. Jakso 1961–1990

Kokonaisuudessaan Suomen geostrofisten tuulten voimakkuuksissa on siis esiintynyt vaihtelua yli sadan vuoden aikana sekä vuosien että vuosikymmenten välillä. Pitkissä aikasarjoissa yleissuuntaus on laskeva. Muita tilastollisesti merkitseviä trendejä ei ole. 1960-luvun jälkeen tuulen nopeudet näyttävät voimistuneen lähes kaikissa kolmioissa ja prosenttipisteiden sarjoissa mutta eivät merkitsevästi (kuva 9). Niin ikään 2000-luvulla ei ole tapahtunut merkitseviä muutoksia tuulten voimakkuuksissa. Voimakastuuliset vuodet on listattu alueittain ja prosenttipisteittäin taulukkoon 5. Kolmiosta 2, 4, 5 ja 6 on valittu kolme ja kolmioista 1 ja 3 viisi voimakastuulisinta vuotta jokaisesta tuulennopeusluokasta. Jokaisesta prosenttipisteen sarjasta on lisäksi merkitty alimmalle riville ne vuodet, jotka esiintyvät vähintään kahdessa kolmiossa. Mitä voimakkaampi tuuli ja suurempi hajonta arvojen kesken, sitä vähemmän voimakkaimmat tuulet keskittyvät samoille vuosille.

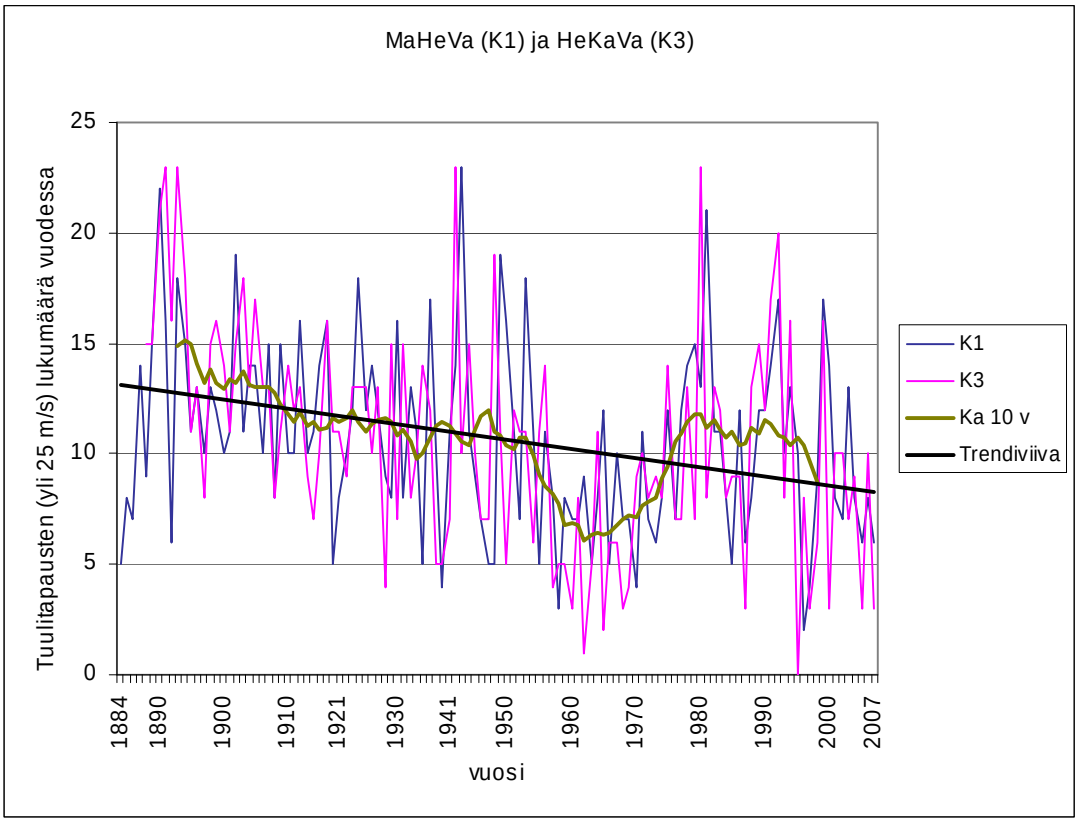
Taulukko 5. Voimakastuuliset vuodet prosenttipisteittäin ja alueittain.

	99 %	***95 %***	***90 %***
Kolmio 1	1894, 1895, 1907, 1954, 1992	1903, 1920, 1943, 1981, 1992	1903, 1920, 1943, 1949, 1992
Kolmio 2	1975, 1979, 1986	1981, 1992, 1997	1992, 1997, 1998
Kolmio 3	1890, 1892, 1893, 1894, 1981	1891, 1893, 1923, 1943, 1949	1893, 1943, 1949, 1990,1992
Kolmio 4	1971, 1973, 2000	1975, 1992, 1993	1990, 1992, 1993
Kolmio 5	1962, 1999, 2004	1971, 1992, 1993	1975, 1981, 1992
Kolmio 6	1963, 1978, 1992	1962, 1963, 1992	1962, 1963, 1992
Vuodet, jotka vähintään kahdessa kolmiossa	1894, 1992	1943, 1981, 1992	1943, 1949, 1990, 1992

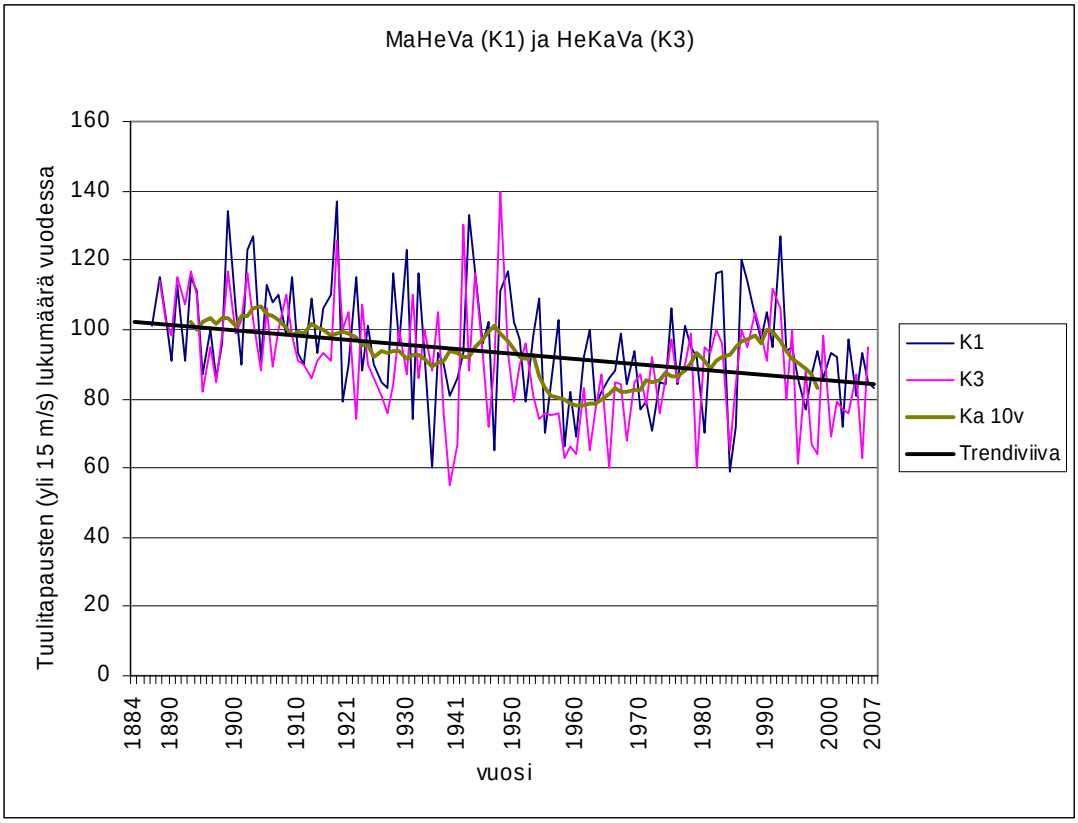
5.1.2 Geostrofisen tuulisuuden ajallinen ja alueellinen vaihtelu

Geostrofista tuulisuutta tarkasteltiin tuulitapauksittain kahdessa eri luokassa; yli 15 m/s ja yli 25 m/s ylittävien tapausten osalta. Kolmiot 1 ja 3 on laskettu erikseen samaan kuvaajaan. Lähes kaikissa kolmioissa yli 25 m/s -tuulisuus korreloi 99 % sarjan kanssa melko hyvin korrelaatiokertoimen vaihdellessa tasolla 0,50–0,70. Vastaavasti 90 % sarja korreloi yli 15 m/s -tuulisuuden kanssa tasolla 0,40–0,60.

Tuulisuuden pitkän ajan vaihtelun voi huomata jälleen parhaiten kolmioista 1 ja 3 (kuva 10). Pitkän ajan trendien mukaan tuulisuus on vähentynyt, mutta viimeisten vajaan 50 vuoden aikana merkitseviä muutoksia ei kuitenkaan ole tapahtunut. Tuulisuus on ollut voimakasta 1800-luvun lopulla, jonka jälkeen se on vähentynyt yli sadan vuoden aikansa varsinkin yli 25 m/s -tuulisuustapausten osalta. Samassa sarjassa voimakkaita tuulisuusjaksoja on esiintynyt etenkin 1940-luvulla sekä 1980- ja 1990-lukujen alussa. Myös yli 15 m/s -sarjassa voimakkaita tuulisuusjaksoja on ollut 1940-luvulla (kuva 10b). Heilahtelut vuosien välillä ovat kuitenkin suuria.



Kuva 10a. Geostrofisten tuulitapausten (yli 25 m/s) lukumäärän vaihtelu kolmioissa 1 ja 3 jaksolla 1884–2007. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.



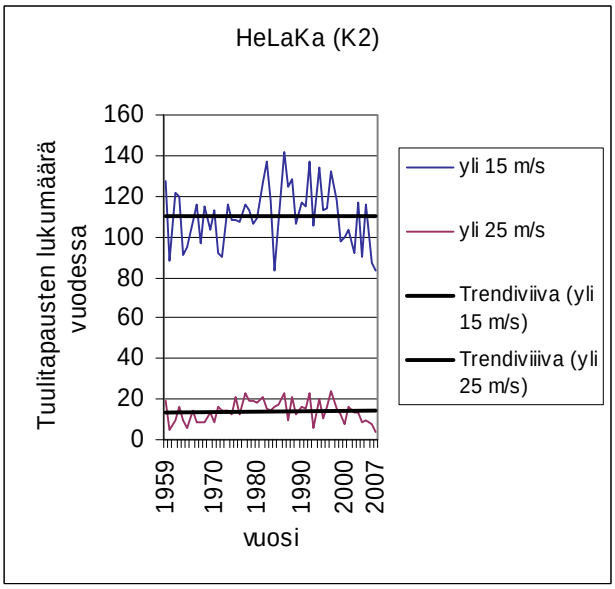
Kuva 10b. Geostrofisten tuulitapausten (yli 15 m/s) lukumäärän vaihtelu kolmioissa 1 ja 3 jaksolla 1884–2007. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.

Tuulisuus on ollut minimissään vuosina 1958–1968, jolloin myös tuulen nopeudet ovat olleet keskiarvoa heikompia. Myös 1930-luvun loppupuolella tuulisuus on heikentynyt. 1970-luvun puolenvälin jälkeen tuulisuus on kuitenkin lisääntynyt vuosiin 1991–1992 asti, minkä jälkeen tuulisuus on jälleen vähentynyt. Nousut ja laskut ovat jyrkkiä molemmissa tuulisuusluokissa. 2000-luvulla merkitseviä muutoksia ei ole tapahtunut.

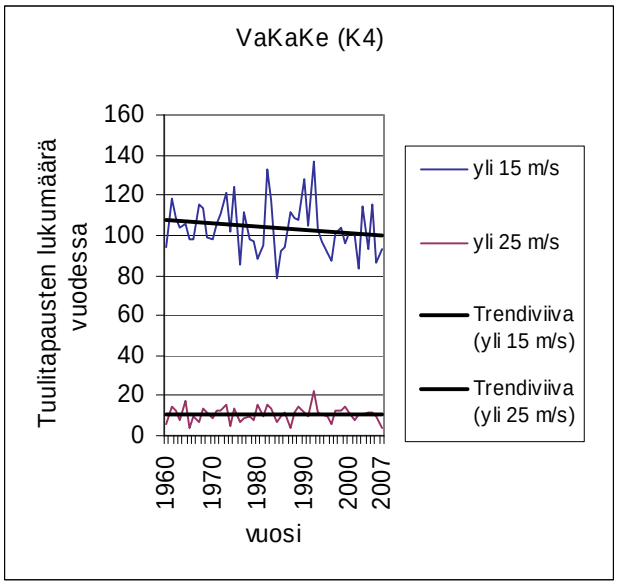
Kolmiossa 2 tuulisuus on lisääntynyt 1960-luvulta eteenpäin ja pysytellyt vahvana 1990-luvun puoleenväliin, jonka jälkeen se on alkanut heiketä ja vähentynyt koko 2000-luvun (kuva 11a). Kolmiossa 4 yli 15 m/s -tuulitapausten lukumäärä on vähentynyt (kuva 11b). Vuosi 1992 on ollut tarkastellun ajanjakson tuulisin.

Kolmiossa 5 tuulisuus on lisääntynyt yli 25 m/s luokassa, mutta ei merkitsevästi (kuva 11c). Tässäkin kolmiossa vuosi 1992 on ollut tuulisin. Pohjoisimmassa kolmiossa 6 tuulisuuden trendit ovat laskevia sekä yli 15 m/s- että yli 25 m/s -luokissa (kuva 11d). Etelä-Suomen pitkän ajan trendien (kuva 10) lisäksi nämä ovat ainoat trendit, jotka ovat tilastollisesti merkitseviä.

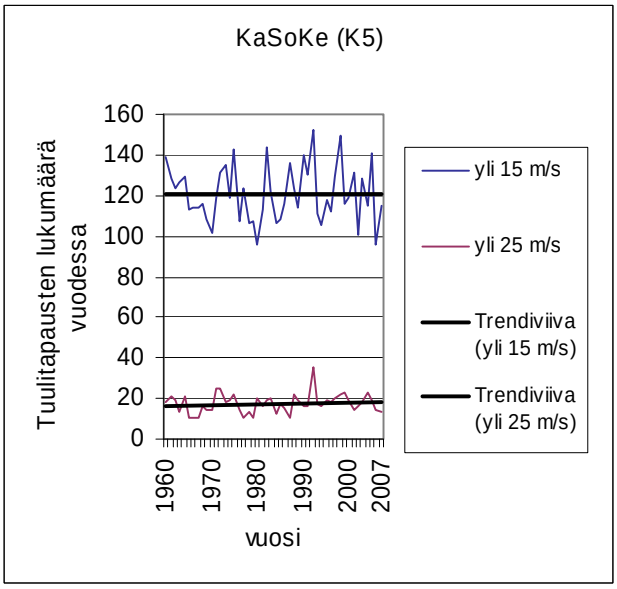
Pohjoisessa Suomessa tuulisuus on siis vähentynyt. Pohjoisimmassa kolmiossa yksittäisiä, erittäin tuulisia huippuvuosia esiintyy melko paljon, esimerkkinä vuodet 1962, 1983, 1992 ja 1996.



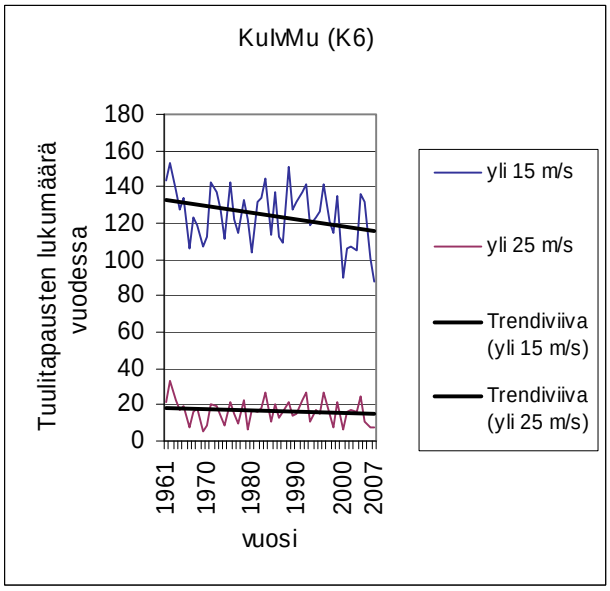
Kuva 11a.



Kuva 11b.



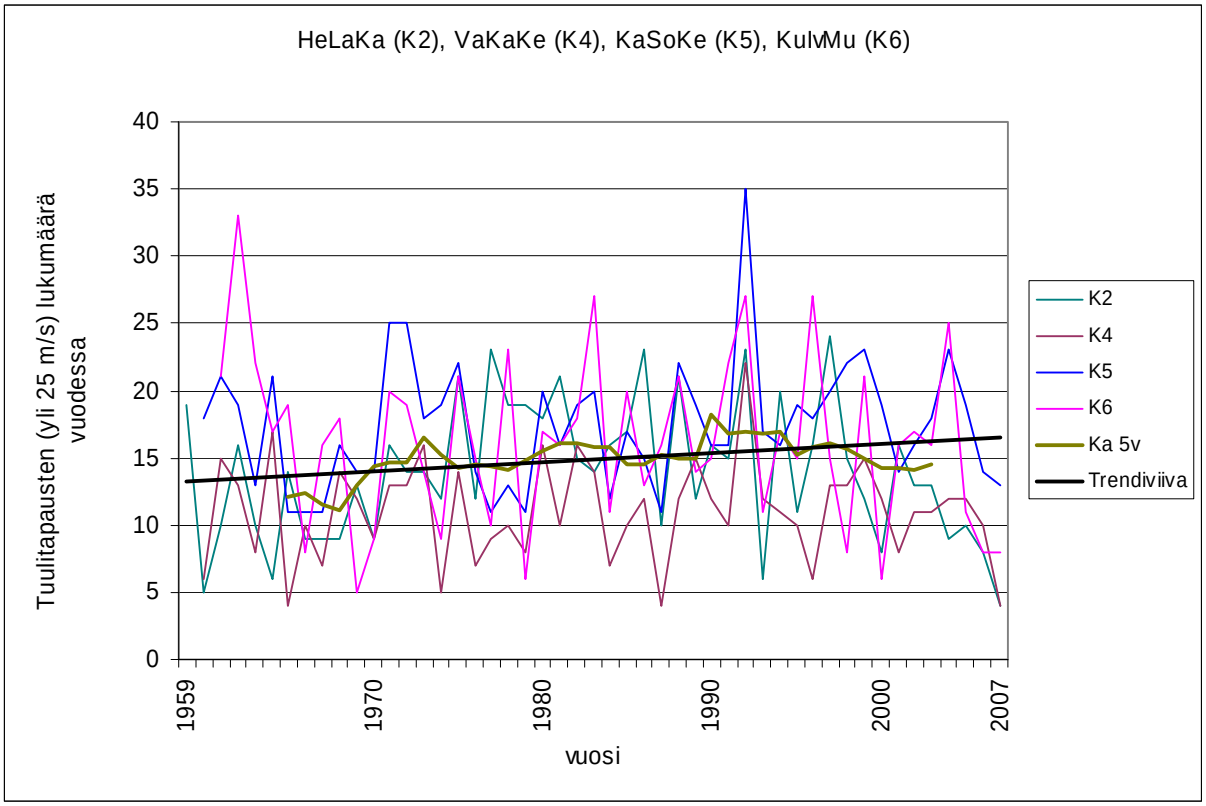
Kuva 11c.



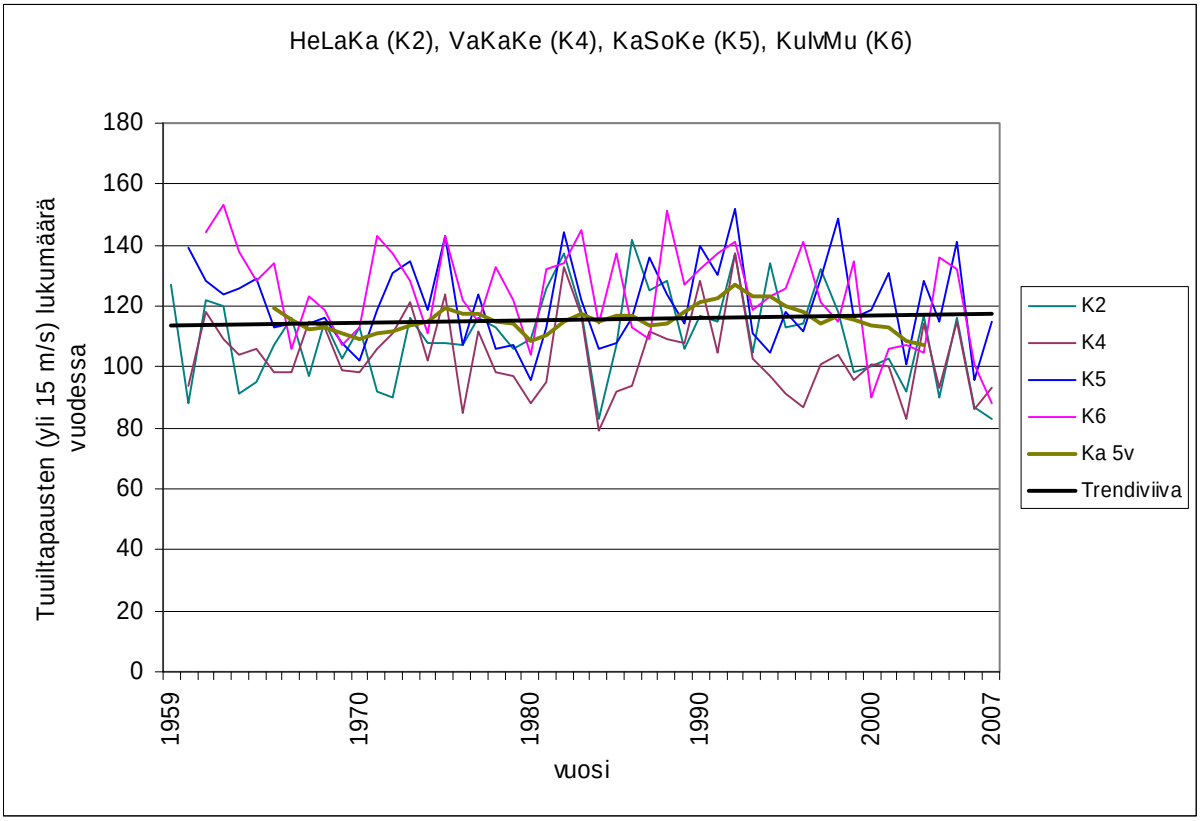
Kuva 11d.

Kuva 11. Geostrofisten tuulitapausten (yli 25 m/s ja 15 m/s) lukumäärän vaihtelu kolmioissa 2, 4, 5 ja 6.
a. Jakso 1959–2007.
b-c. Jakso 1960–2007.
d. Jakso 1961–2007.

Kuten tuulten voimakkuuden myös tuulisuuden kehitykseen kuuluu olennaisena osana vaihtelut. Kolmioissa 1–3 on havaittavissa tuulisuuden lisääntyminen 1960-luvun jälkeen ja edelleen tuulisuuden väheneminen 1990-luvulta 2000-luvulle saakka, varsinkin yli 25 m/s -luokassa. Muissa kolmioissa tuulisuuden vaihteluissa ei juuri ole yhtenäisiä piirteitä. Pitkän ajan keskiarvojen mukaan tuulisuus on vähentynyt yli sadan vuoden aikana (kuva 10), mutta merkitseviä trendejä ei ole tapahtunut viimeisten vajaan 50 vuoden aikana (kuvat 12). Poikkeuksena on pohjoisin kolmio, jossa tuulisuus on vähentynyt (kuva 11d).



Kuva 12a. Geostrofisten tuulitapausten (yli 25 m/s) lukumäärän vaihtelu kolmioissa 2, 4, 5 ja 6 jaksolla 1959–2007. Ka 5v = viiden vuoden liukuva keskiarvo.



Kuva 12b. Geostrofisten tuulitapausten (yli 15 m/s) lukumäärän vaihtelu kolmioissa 2, 4, 5 ja 6 jaksolla 1959–2007. Ka 5v = viiden vuoden liukuva keskiarvo.

Kaikkien kolmioiden tuulisimmat vuodet yli 15 m/s- ja yli 25 m/s -tuulisuusluokissa on listattu taulukkoon 6. Kolmiosta 2, 4, 5 ja 6 on valittu kolme ja kolmioista 1 ja 3 viisi voimakastuulisinta vuotta molemmista tuulisuusluokista. Jos tuulisuustapauksia on ollut sama määrä useamman vuoden kohdalla, on kaikki nämä vuodet otettu taulukkoon mukaan. Taulukkoon on lisäksi koottu alimmalle riville molemmista tuulisuusluokista ne vuodet, jotka esiintyvät vähintään kahdessa kolmiossa. Huippuvuodet sijoittuvat pääasiassa 1800- ja 1900-lukujen sekä 1980- ja 1990-lukujen vaihteeseen sekä 1940- ja 1980-luvuille.

Taulukko 6. Kolmioiden tuulisimmat vuodet yli 15 m/s ja yli 25 m/s luokissa.

	Yli 15 m/s	***Yli 25 m/s***
Kolmio 1	1899, 1903, 1916, 1943, 1992	1890, 1902, 1943, 1949, 1981
Kolmio 2	1982, 1986, 1992	1977, 1986, 1992, 1997
Kolmio 3	1893, 1899, 1916, 1942, 1948	1890, 1891, 1893, 1942, 1980
Kolmio 4	1982, 1990, 1992	1964, 1973, 1980, 1982, 1992
Kolmio 5	1982, 1992, 1998	1971, 1972, 1992
Kolmio 6	1962, 1983, 1988	1962, 1983, 1992, 1996
Vuodet, jotka vähintään kahdessa kolmiossa	1899, 1916, 1982, 1992	1890, 1980, 1992

5.1.3 Tuuliaineiston arvojen tarkastelu kolmioittain ja alueiden välillä

Korrelaatiovertailussa vertailtiin keskenään kunkin kolmion 99 %, 95 % ja 90 % sarjoja, tuulennopeuden keski- ja maksimiarvoja sekä tuulitapausten lukumäärää yli 25 m/s- ja yli 15 m/s -luokissa. Näin pystyttiin tutkimaan tuuliaineistoa sekä yhden kolmion eli alueen sisällä (taulukko 7) että suhteessa toisiin alueisiin (taulukko 8). Esimerkiksi taulukoiden 5 ja 6 sisältöä pystyttiin testaamaan laskemalla, miten hyvin saman kolmion sisällä olevat prosenttipisteiden sarjat tai tuulitapausten luokat korreloivat keskenään. Lisäksi testattiin tulosten järkevyyttä ja luotettavuutta sekä eri arvojen soveltuvuutta tulosten esittämiseen. Loput taulukot on esitetty liitteessä 1.

Pääpiirteissään kaikki kolmiot antoivat hyvin samanlaiset tulokset (taulukko 7 ja liite 1). Prosenttipisteistä 95 % ja 90 % sarjat korreloivat parhaiten keskenään ja seuraavaksi eniten 95 % ja 99 % sarjat. Vähiten keskenään korreloivat 99 % ja 90 % sarjat, mutta niidenkin välinen korrelaatiokerroin oli aina yli 0,50. Yli 25 m/s -tuulisuus korreloi parhaiten voimakkaimpien tuulten kanssa ja vastaavasti yli 15 m/s -tuulisuus heikompien tuulten kanssa. Molemmat

frekvenssiluokat korreloivat keskenään kaikissa kolmioissa yhden prosentin riskitasolla korrelaatiokertoimen vaihdellessa 0,46 ja 0,77 välillä.

Taulukko 7. Korrelaatiokertoimet kolmiossa 1. Prosenttipisteet on merkitty luvuin 99, 95 ja 90. (**) merkitsevä yhden prosentin riskitasolla

K1	***99***	***95***	***90***	***keskiarvo***	***maksimiarvo***	***> 25***	***> 15***
99	1	0,659(**)	0,557(**)	0,608(**)	0,373(**)	0,588(**)	0,343(**)
95		1	0,907(**)	0,856(**)	0,157	0,502(**)	0,500(**)
90			1	0,894(**)	0,126	0,432(**)	0,587(**)
keskiarvo				1	0,159	0,442(**)	0,622(**)
maksimiarvo					1	0,298(**)	0,137
> 25						1	0,569(**)
> 15							1

Tuulen nopeuden maksimiarvot eivät juuri korreloineet muiden kuin 99 % tuulten kanssa, ja parhaimmillaankin korrelaatiokerroin oli alle 0,50. 95 % ja 90 % tuulten kanssa korrelaatiokertoimet olivat vain 0,10 tasoa ja aina matalammat 90 % sarjassa. Maksimiarvot korreloivat hyvin vähän tuulisuusluokkien frekvenssien kanssa, mutta niistä paremmin yli 25 m/s kanssa. Tuulen nopeuden keskiarvot korreloivat hyvin 90 prosenttipisteen tuulten kanssa korrelaatiokertoimen vaihdellessa välillä 0,80–0,90. Mitä voimakkaampi tuuli sitä huonommin se korreloi keskiarvojen kanssa. Korrelaatiotulokset olivat melkein aina merkitseviä vähintään 5 % riskitasolla ja usein myös 1 % riskitasolla. Poikkeuksena olivat maksimiarvot, jotka korreloivat huonosti lähes kaikkein luokkien kanssa.

Kolmioiden välistä korrelaatiota tutkittiin kolmiopareittain vertailemalla niiden prosenttipisteitä ja tuulifrekvenssejä (taulukko 8). Mitä heikompi tuuli oli sitä enemmän korrelaatiota alueiden välillä esiintyi. Esimerkiksi 90 % sarjassa korrelaatiokertoimet vaihtelivat välillä 0,59–0,86 ja 95 % sarjassa välillä 0,48–0,85. Voimakkaimmat tuulet korreloivat välillä 0,20–0,71. Yli 15 m/s -tuulisuustapaukset korreloivat lähes kaikissa kolmiopareissa paremmin kuin yli 25 m/s -tapaukset. Frekvenssien korrelaatiot eri alueiden välillä vaihtelivat 0,20:sta 0,70:ään.

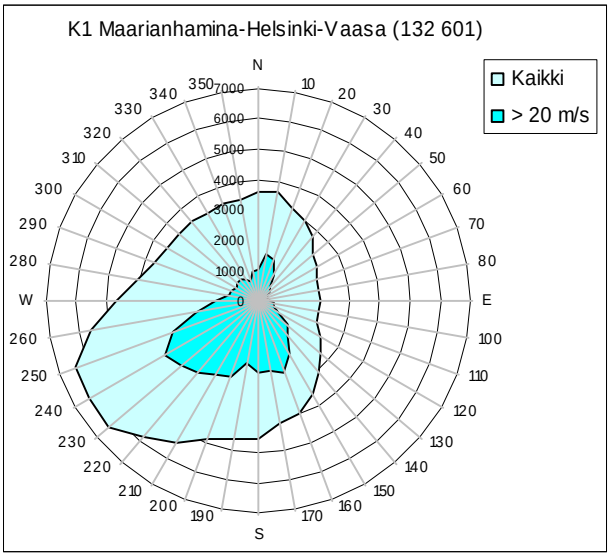
Vierekkäiset kolmiot korreloivat prosenttipisteissä pääsääntöisesti hyvin keskenään. Eniten korrelaatiota esiintyi alueella lounaisesta Suomesta sisämaahan päin sekä Pohjanlahden rannikolta pohjoiseen. Kahden pohjoisimman kolmion välillä korrelaatiot olivat jo heikot. Lähes kaikki korrelaatiot olivat merkitseviä 1 % riskitasolla tai vähintään 5 % riskitasolla.

Taulukko 8. Kolmioparien välinen korrelaatiovertailu.
(**) merkitsevä yhden prosentin riskitasolla
(*) merkitsevä viiden prosentin riskitasolla

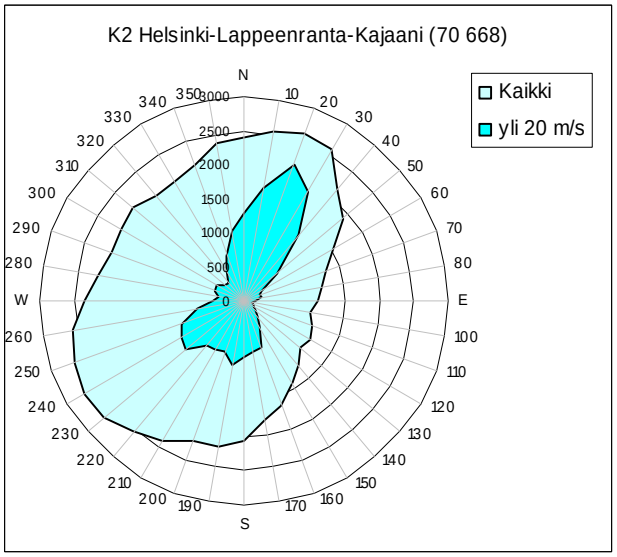
	99	***95***	***90***	***> 25***	***> 15***
K1 ja K3	0,651(**)	0,847(**)	0,862(**)	0,432(**)	0,458(**)
K1 ja K2	0,478(**)	0,661(**)	0,684(**)	0,382(**)	0,675(**)
K1 ja K4	0,403(**)	0,669(**)	0,732(**)	0,298(*)	0,661(**)
K2 ja K3	0,404(**)	0,581(**)	0,672(**)	0,366(**)	0,349(*)
K2 ja K4	0,196	0,558(**)	0,655(**)	0,245	0,449(**)
K3 ja K4	0,713(**)	0,705(**)	0,818(**)	0,173	0,376(**)
K4 ja K5	0,469(**)	0,721(**)	0,775(**)	0,727(**)	0,752(**)
K5 ja K6	0,313(*)	0,479(**)	0,585(**)	0,444(**)	0,332(*)

5.1.4 Geostrofisten tuulten suuntien ja nopeuksien jakaumat

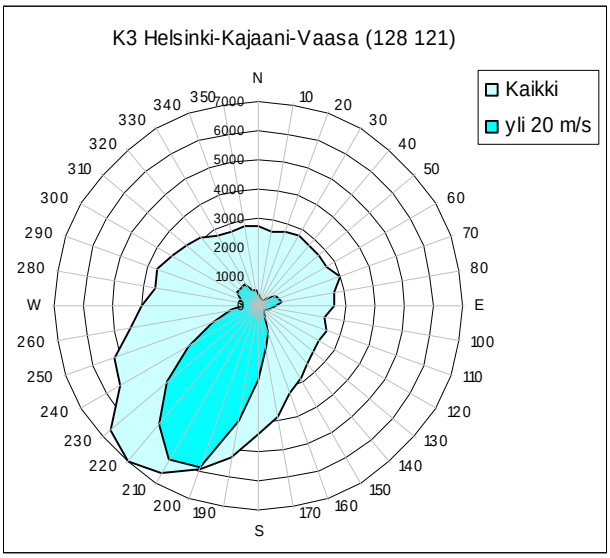
Jokaisesta kolmiosta tarkasteltiin geostrofisen tuulen suuntien ja nopeuksien jakaumaa, johon on laskettu havaintojen määrän perusteella kaikki tuulitapaukset sekä yli 20 m/s -tuulitapaukset (kuva 13). Jakaumien perusteella voidaan sanoa, että Suomessa tuulet puhaltavat yleensä etelän ja lännen väliltä suunnasta 190–270°. Yli 20 m/s -tuulet ovat keskittyneet yleisimpiin tuulen suuntiin, tosin kolmioiden välillä on alueellisia eroja. Rannikkokolmiossa 1 ja 4 (kuvat 13a, 13d) tuulet puhaltavat myös lännestä mereltä. Tuulten suunnissa on siis enemmän hajontaa kuin esimerkiksi kolmiossa 3, jossa voimakkaimmat tuulet puhaltavat pääasiassa suunnasta 200–210° (kuva 13c). Kolmiossa 5 tuulet puhaltavat melko laajalta rintamalta etelästä ja lounaasta, ja yli 20 m/s -tuulet ovat pääasiassa etelätuulia (kuva 13e). Pohjoisimmassa kolmiossa 6 tuulijakauma on läntinen kaikkien tuulien osalta (kuva 13f).



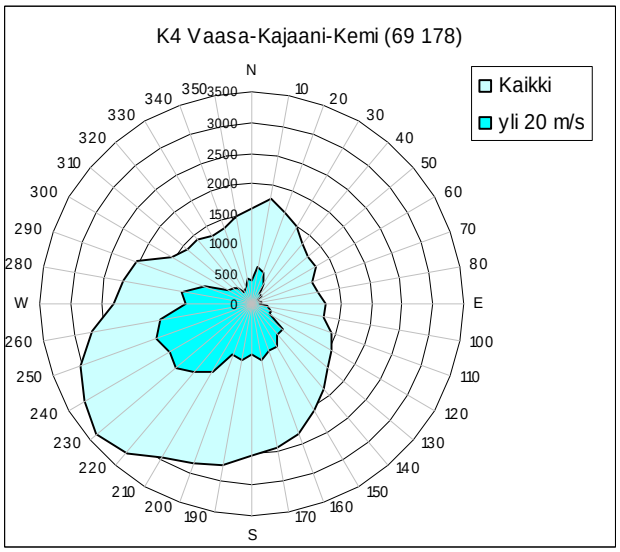
Kuva 13a.



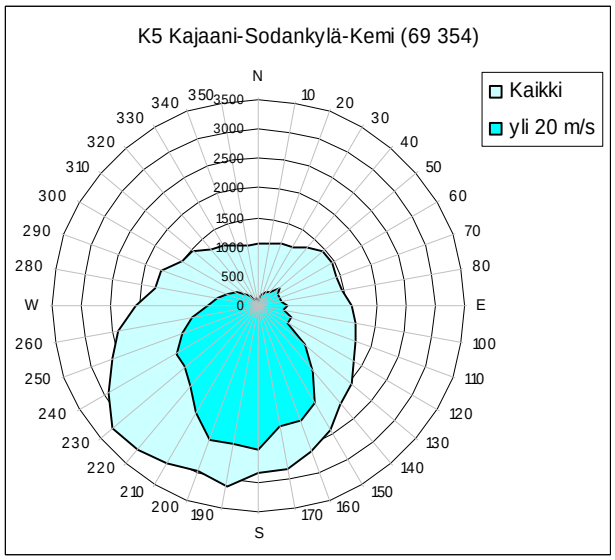
Kuva 13b.



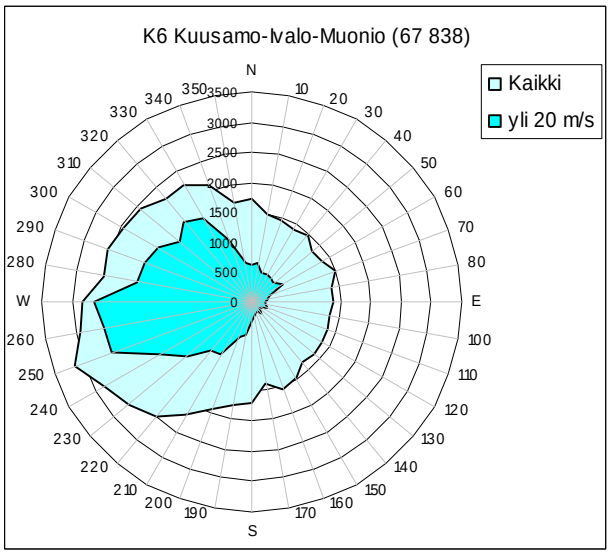
Kuva 13c.



Kuva 13d.



Kuva 13e.



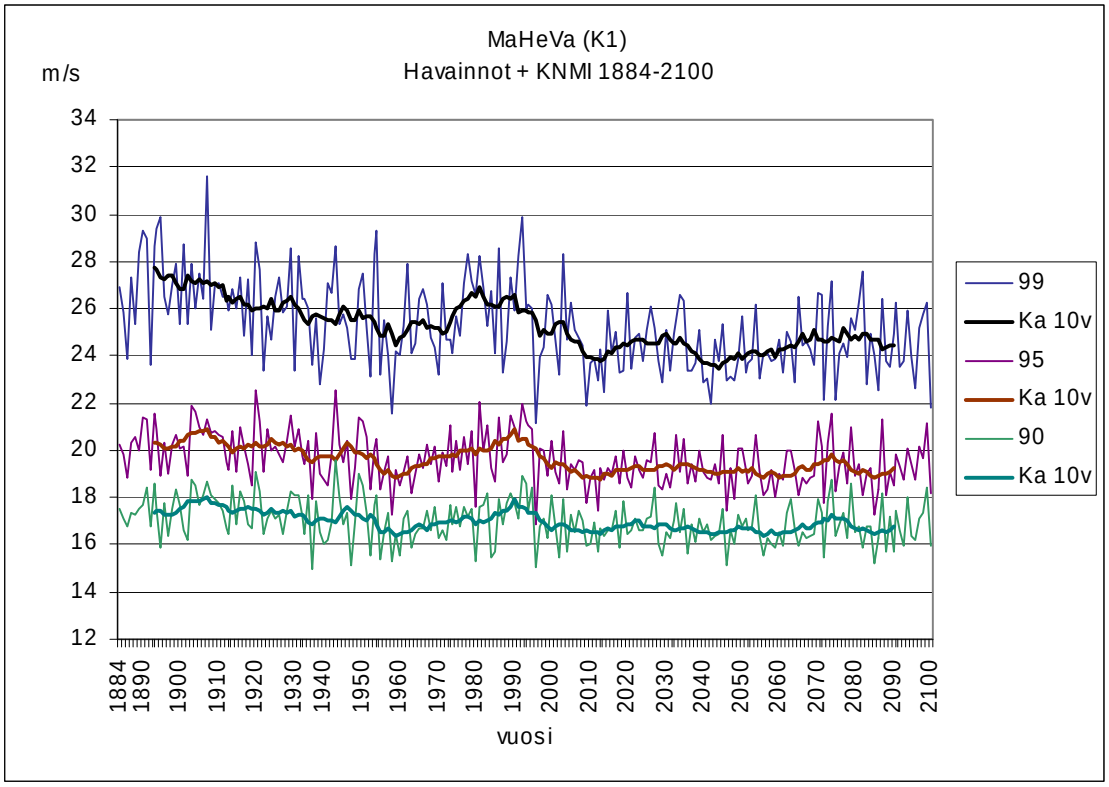
Kuva 13f.

Kuvat 13a-f. Geostrofisen tuulen jakaumat. Yli 20 m/s havaintojen lukumäärät on kerrottu kymmenellä. Havaintojen lukumäärä on kolmion nimen perässä ja kuvaajassa arvoakselilla.

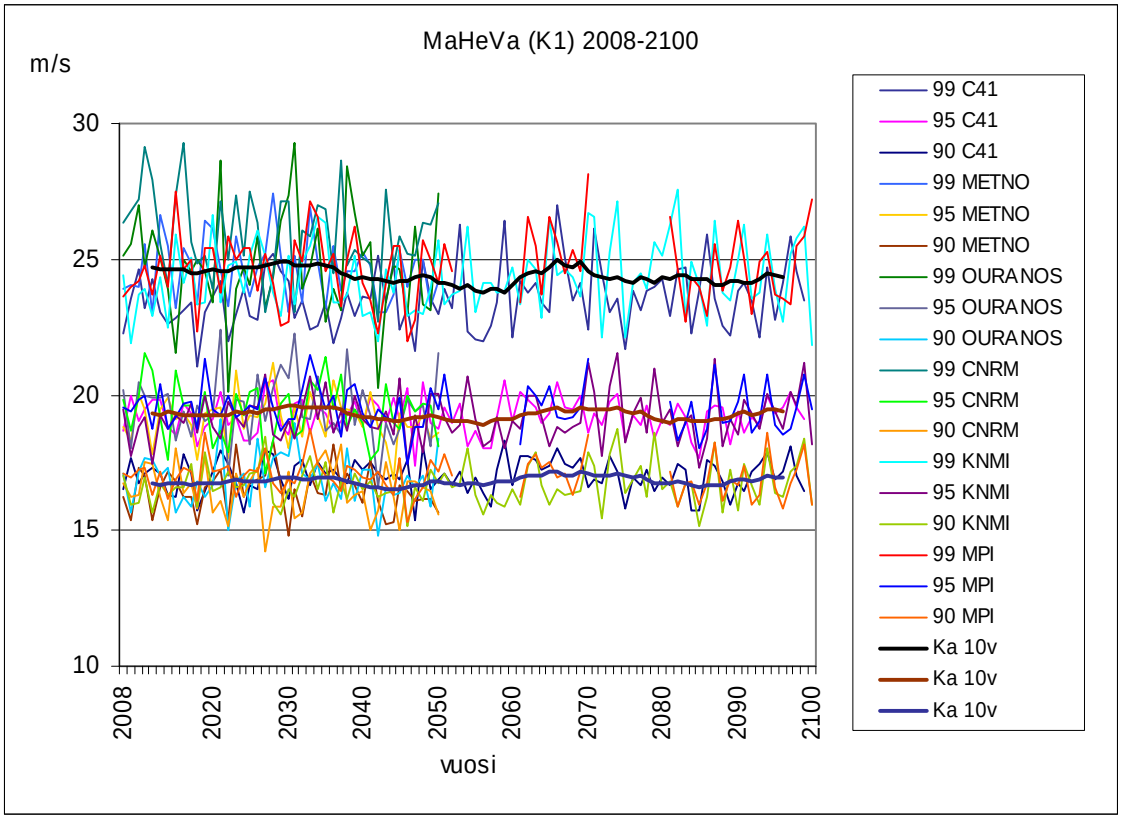
5.2 Muutokset tulevaisuudessa

5.2.1 Geostrofisen tuulen nopeuden ajallinen ja alueellinen vaihtelu

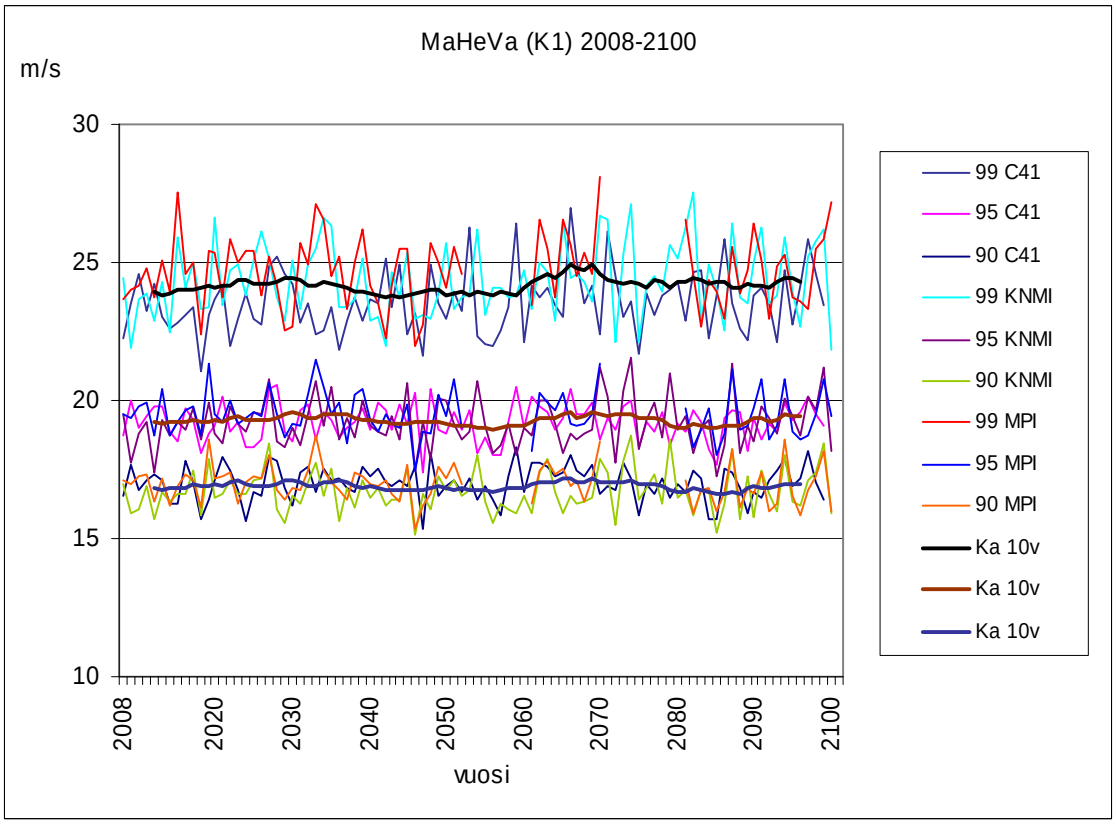
Ilmastomallien perusteella geostrofisen tuulen nopeuksissa ei tule tapahtumaan merkitseviä muutoksia Etelä-Suomessa seuraavan sadan vuoden aikana. Sen sijaan vaihtelua tulee esiintymään erityisesti voimakkaimman prosentin tuulissa (kuva 14). Kaikista kuudesta ilmastomallista laskettujen koosteiden mukaan keskimääräiset tuulen nopeudet tulevat pysymään tasaisina seuraavat 50 vuotta, tosin 2040-luvulla 99 prosenttipisteen tuulet näyttäisivät hieman heikkenevän (kuva 15). Vuodesta 2050 eteenpäin malleja on mukana enää kolme, joten vaihtelukin luonnollisesti lisääntyy. Eroja kolmen ja kuuden mallin kehityskuluissa vuosina 2008–2050 ei kuitenkaan juuri ole (kuvat 15 ja 16). On sinänsä huomattavaa, että voimakkaimman prosentin tuulet ovat alueesta riippuen noin 0,3–0,5 m/s heikompia kolmen kuin kuuden mallin keskiarvoissa. Tuulen nopeuden absoluuttiset arvot voivat siis vaihdella sen mukaan, montako mallia keskiarvoihin lasketaan.



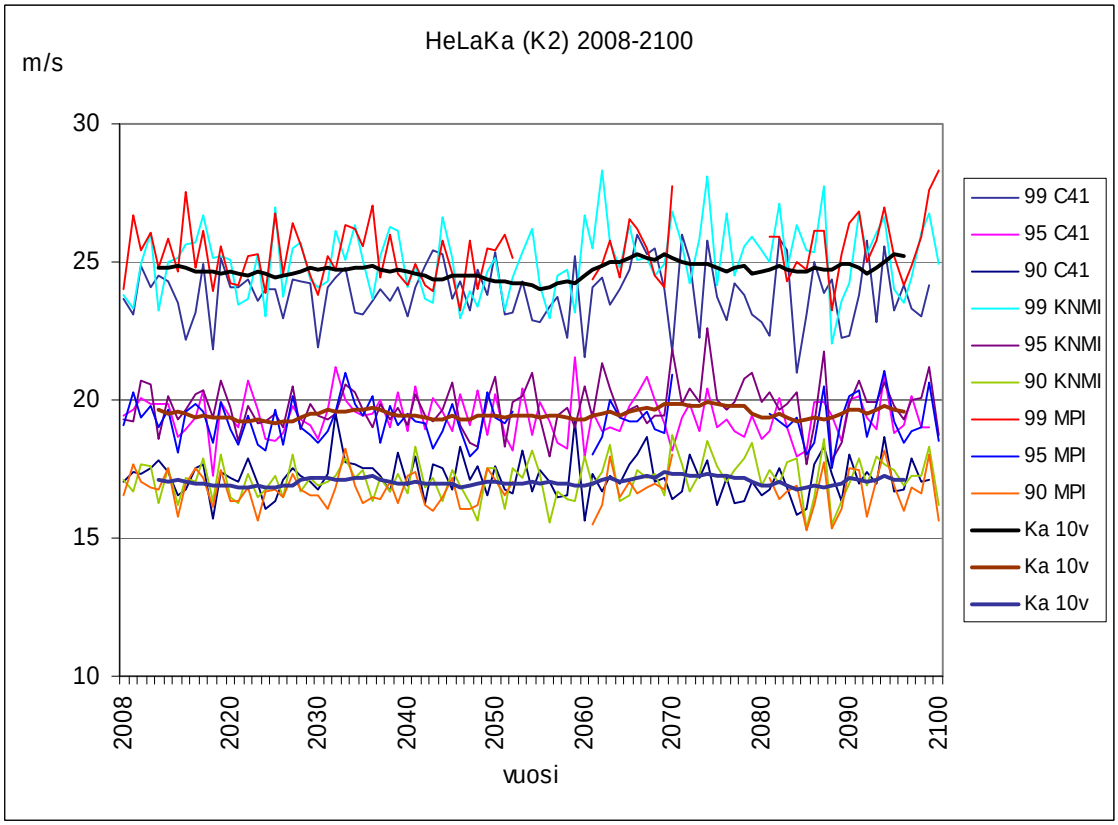
Kuva 14. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu. Esimerkki havaintoaineiston (1884–2007) ja yhden ilmastomallin (KNMI) aineiston (2008–2100) yhdistämisestä. Prosenttipisteet on merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.



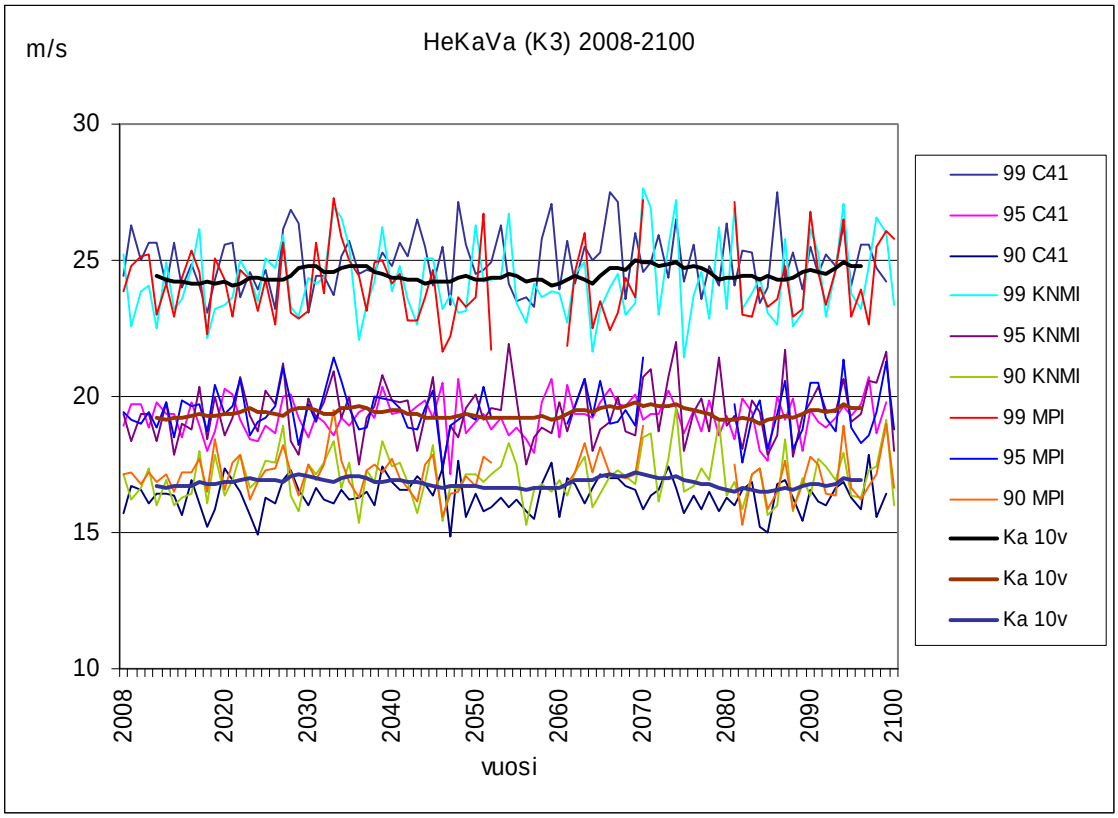
Kuva 15. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 1. Esimerkki kaikista kuudesta ilmastomallista lasketusta koosteesta. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.



Kuva 16. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 1. Kolmesta ilmastomallista laskettu kooste. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo



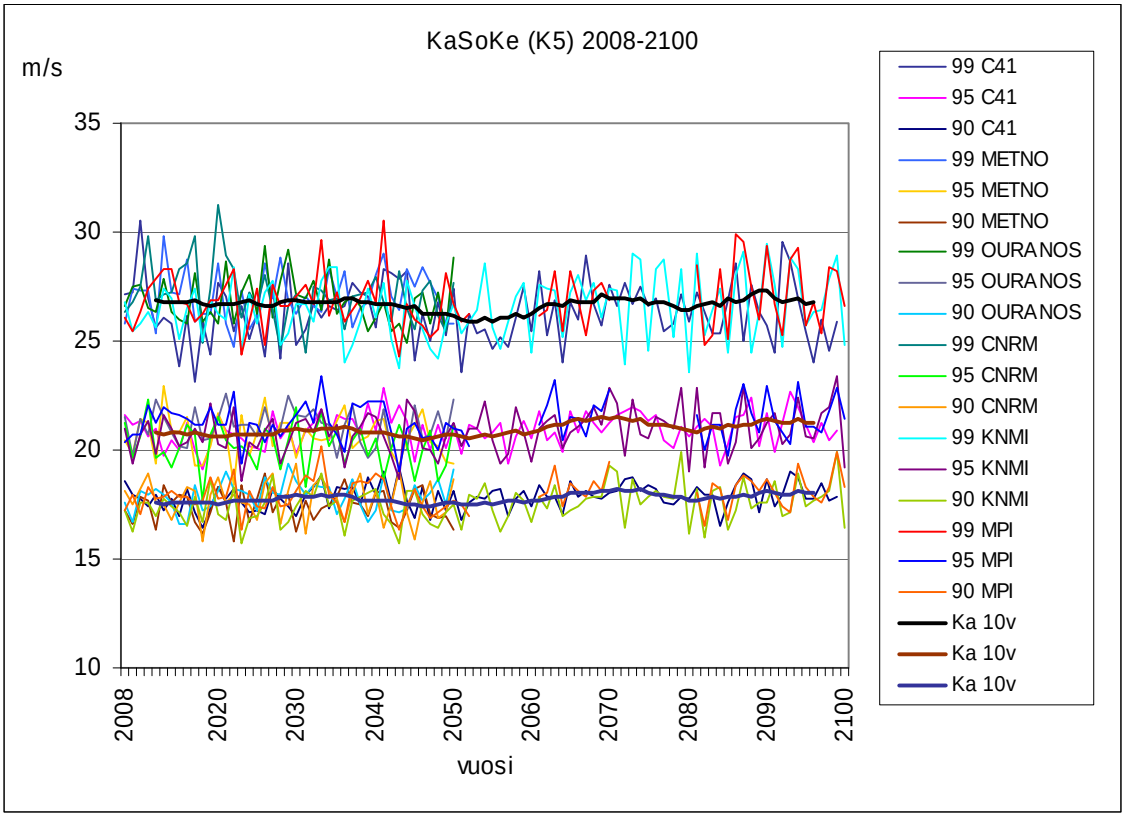
Kuva 17. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 2. Kolmesta ilmastomallista laskettu kooste. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo



Kuva 18. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 3. Kolmesta ilmastomallista laskettu kooste. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo

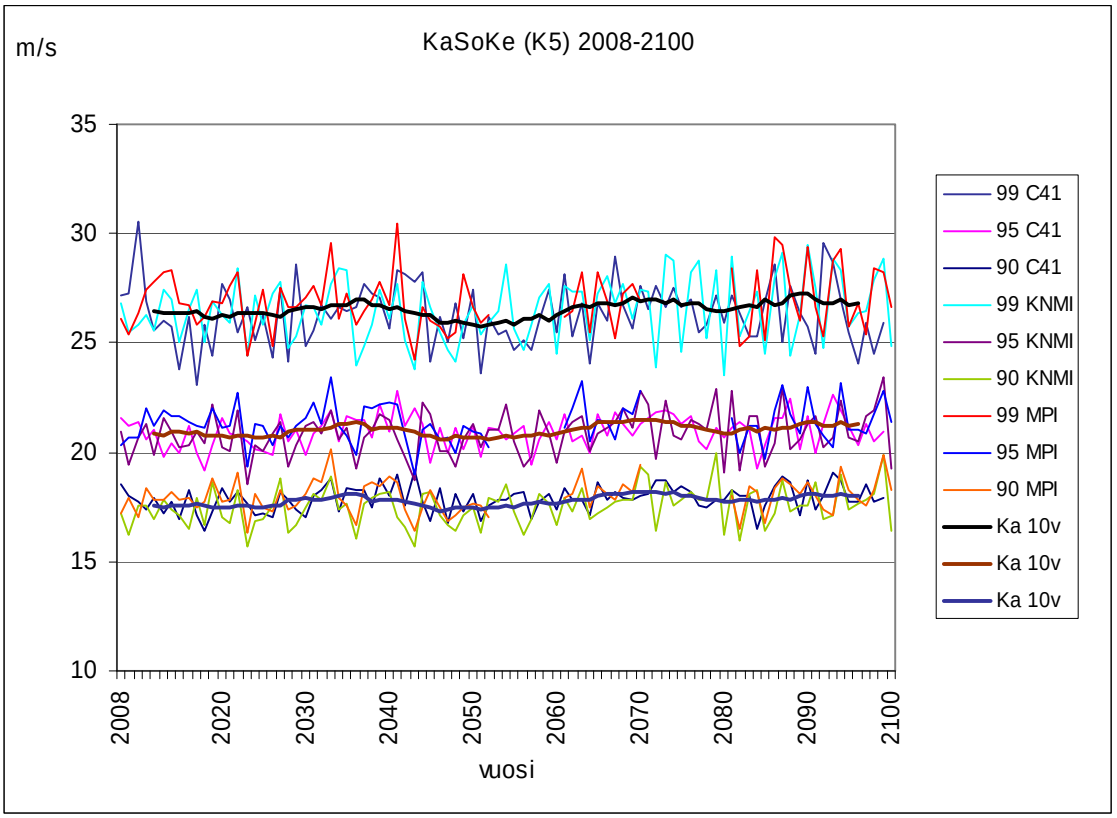
Kolmesta mallista laskettujen keskiarvojen mukaan tuulen nopeuden vaihtelut ovat Etelä-Suomessa hyvin samankaltaisia keskenään (kuvat 16–18). Noin 2060-luvun alusta erityisesti 99 % tuulet näyttävät voimistuvan mutta heikkenevät kuitenkin taas vähitellen. Kaikissa Etelä-Suomen kolmioissa 99 % tuulten pitkän ajan trendit voimistuvat vuodesta 2008 vuoteen 2100, mutta eivät merkitsevästi.

Pohjois-Suomessa tuulten nopeuksissa ei myöskään tule tapahtumaan merkitseviä muutoksia. Vaihtelut ovat yhdenmukaisia eteläisen Suomen kolmioiden kanssa. Vuoteen 2050 asti kuuden mallin keskiarvot ovat hyvin tasaisia eikä suuria heilahteluja puoleen tai toiseen tapahdu (kuva 19). Vuosina 2050–2100 vähittäistä vaihtelua ilmenee. Esimerkiksi vuosien 2046 ja 2060 välillä sekä 2070- ja 2080-lukujen vaihteessa tuulen nopeus näyttää heikkenevän.

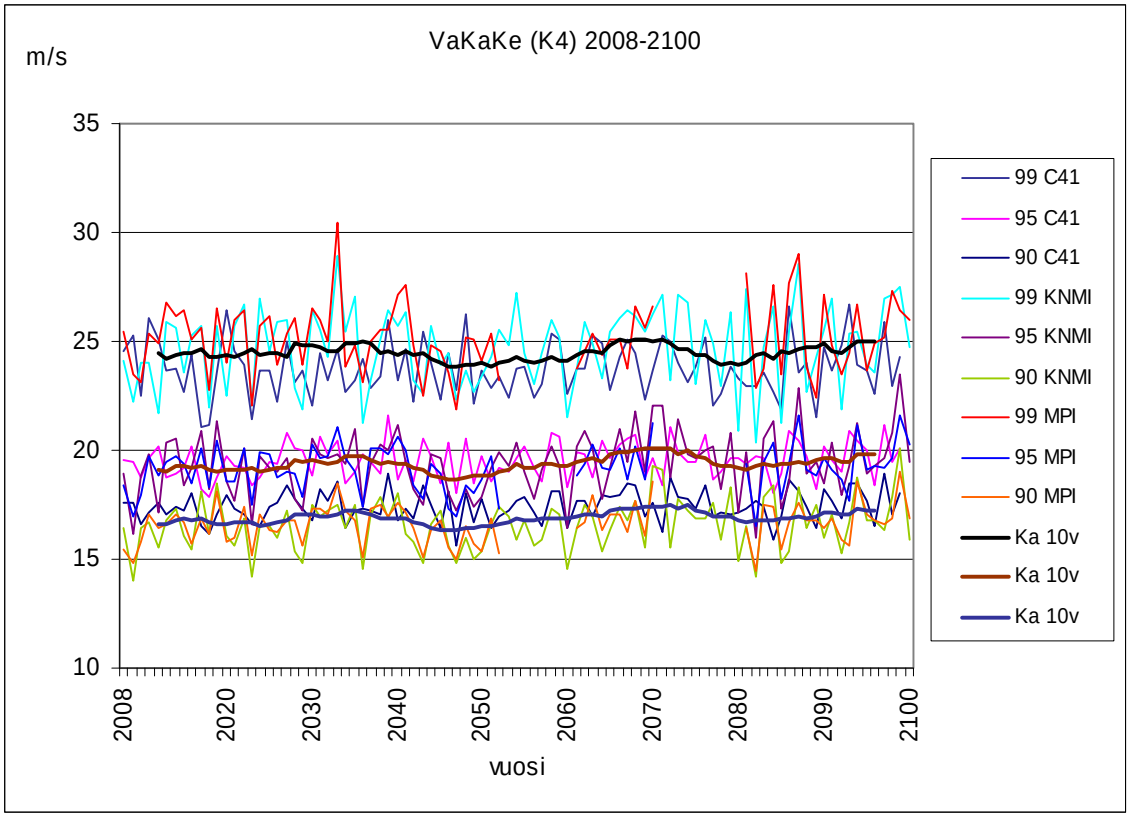


Kuva 19. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 5. Esimerkki kaikista kuudesta ilmastomallista lasketusta koosteesta. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90.
Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.

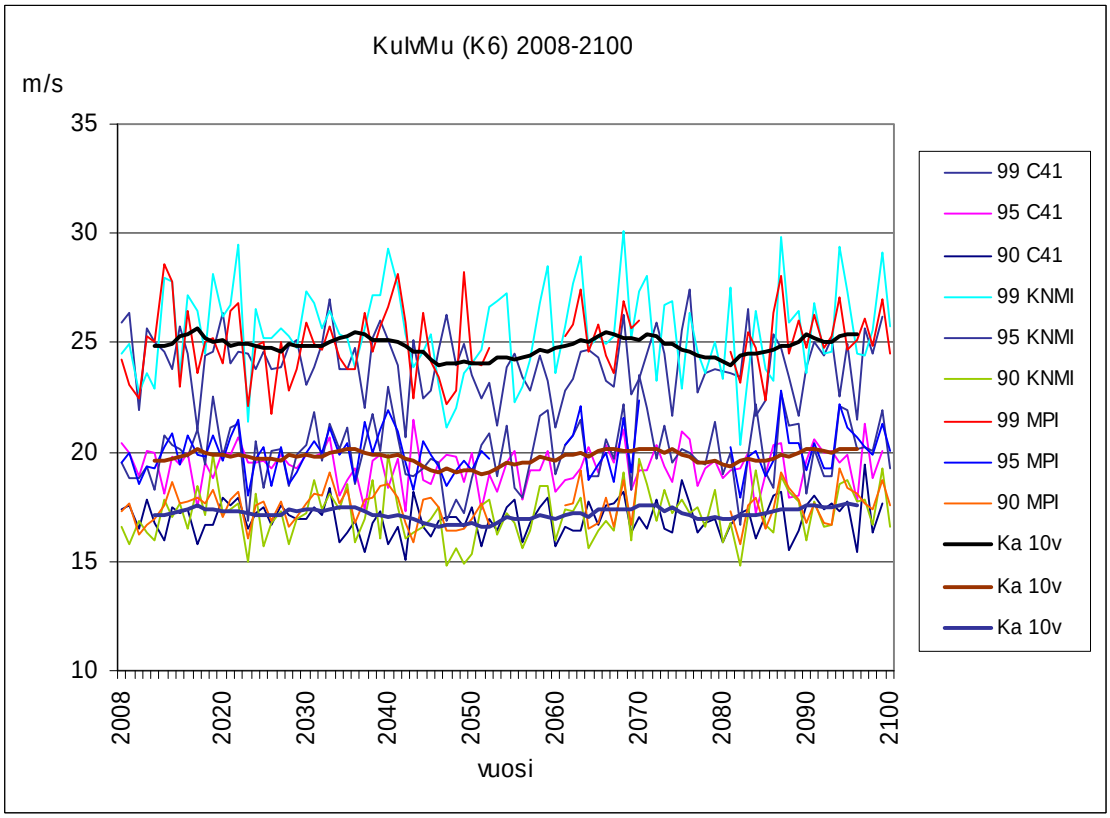
Kolmiossa 5 tuulen nopeudet voimistuvat kaikissa prosenttipisteiden luokissa vuosien 2008 ja 2100 välillä (kuva 20). Kolmiossa 4 tuulennopeuksissa ei tapahdu merkitseviä muutoksia (kuva 21). Pohjoisimmassa kolmiossa 99 % tuulet heikkenevät hieman (kuva 22). Mitään tilastollisesti merkitseviä trendejä ei ollut.



Kuva 20. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 5. Kolmesta ilmastomallista laskettu kokooma. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.

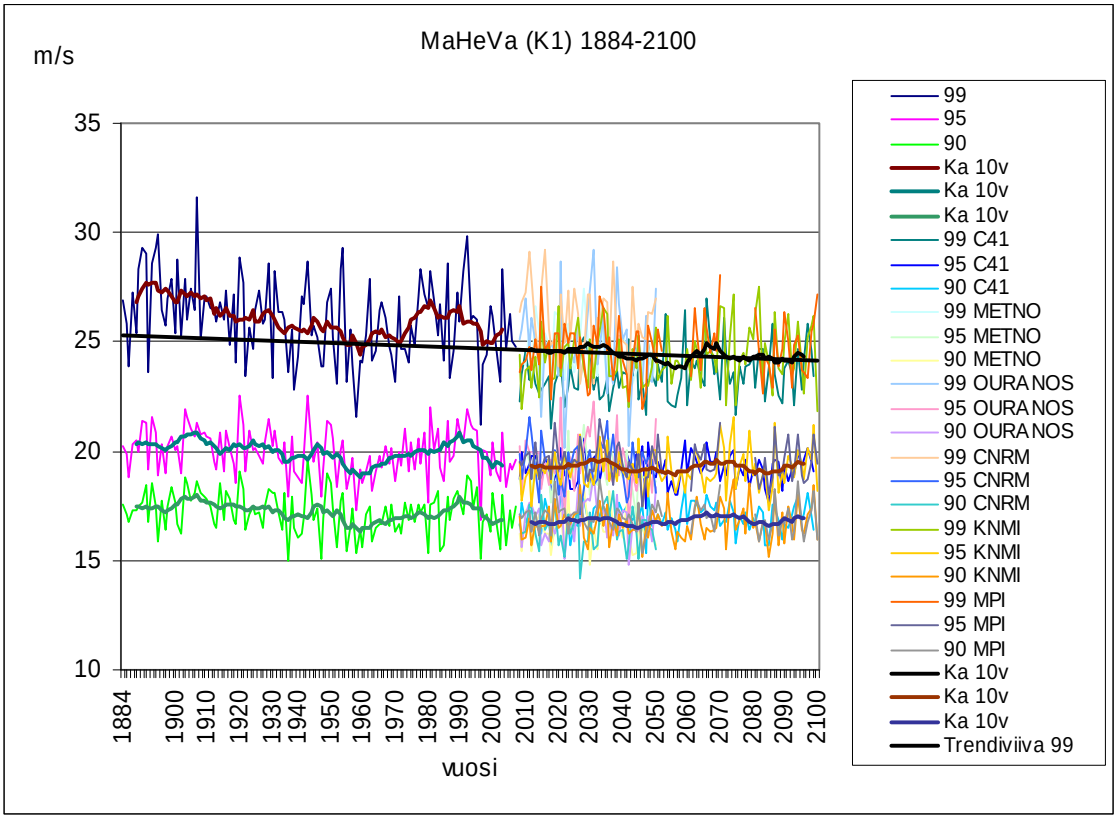


Kuva 21. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 4. Kolmesta ilmastomallista laskettu kooste. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.

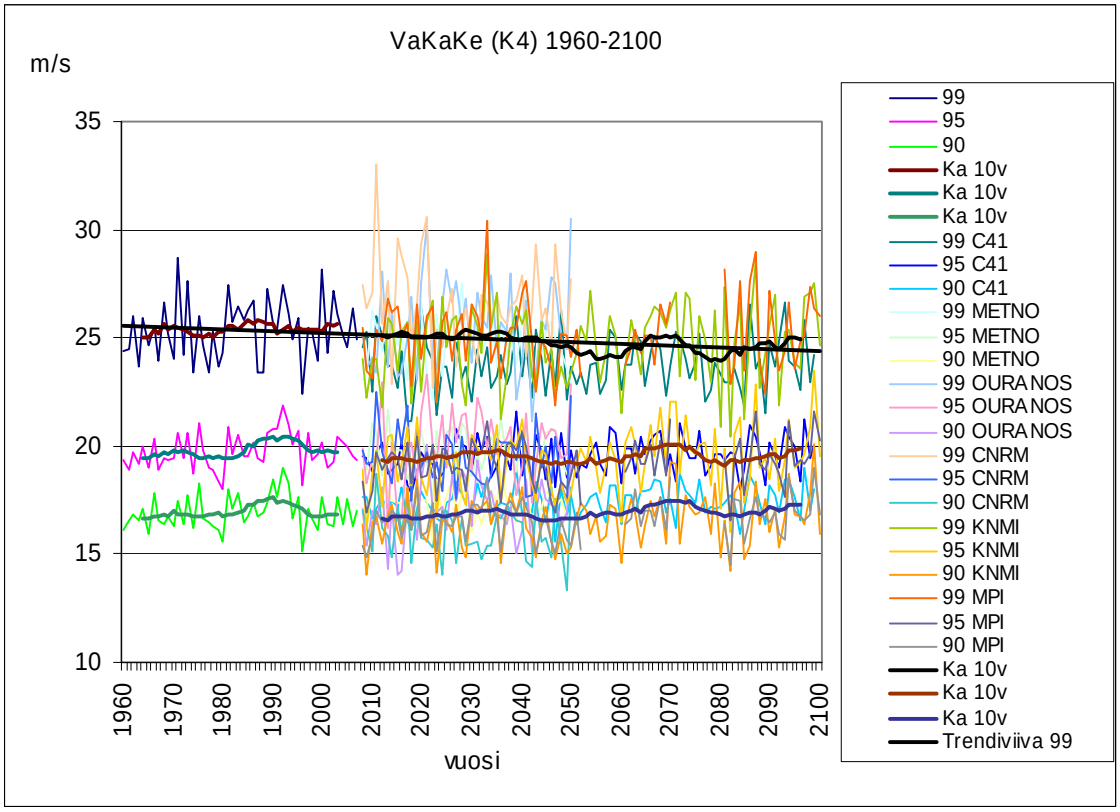


Kuva 22. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 6. Kolmesta ilmastomallista laskettu kooste. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo.

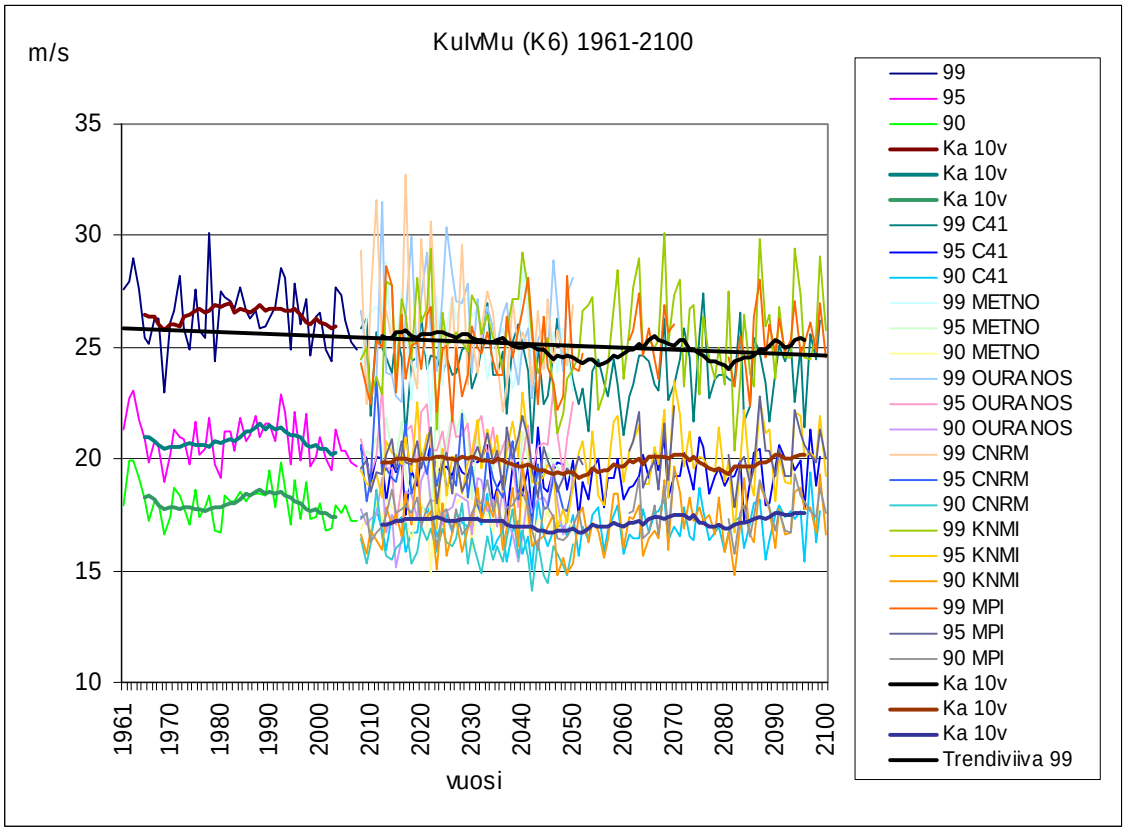
Mallien tuloksia tarkasteltiin myös suhteessa havainnoista laskettuihin tuulen nopeuksiin. Jos kaikki mallit lasketaan mukaan, lounaisessa Suomessa vuosina 1884–2100 voimakkaimman prosentin tuulen nopeuksissa on laskeva lineaarinen trendi (kuva 23). Havaintoaineiston ja malliaineiston pohjalta laskettujen keskiarvojen mukaan kolmioissa 4 ja 6 havaitaan 140 vuoden ajalta vastaavanlainen laskeva trendi 99 % tuulissa (kuvat 24–25). Nopeuden lasku 10 vuoden keskiarvossa on noin 1 m/s. Muissa kolmioissa vastaavia laskevia trendejä ei havaittu. Sen sijaan 95 % ja 90 % tuulet voimistuivat kolmiossa 5 (kuva 26). Huomioitavaa on, että ilmastomalleissa liukuvat keskiarvot vaihtelevat vähemmän kuin havaintoaineistossa, koska ilmastomalleissa on mukana enemmän aineistoa, joka tasaa vaihtelua.



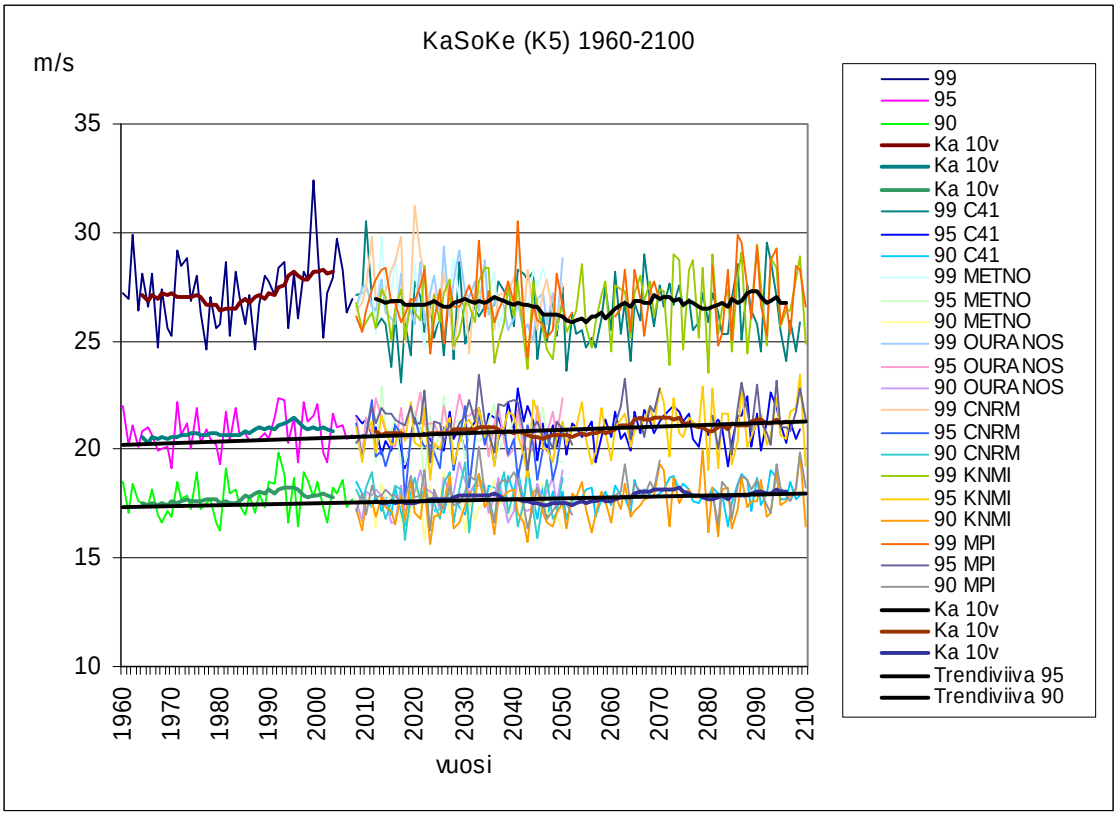
Kuva 23. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 1. Esimerkki havaintoaineiston (1884–2007) ja ilmastomallinaineiston (2008–2100) yhdistämisestä. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. Trendiviiva piirretty 99 % tuulille.



Kuva 24. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 4. Esimerkki havaintoaineiston (1960–2007) ja ilmastomallinaineiston (2008–2100) yhdistämisestä. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. Trendiviiva piirretty 99 % tuulille.



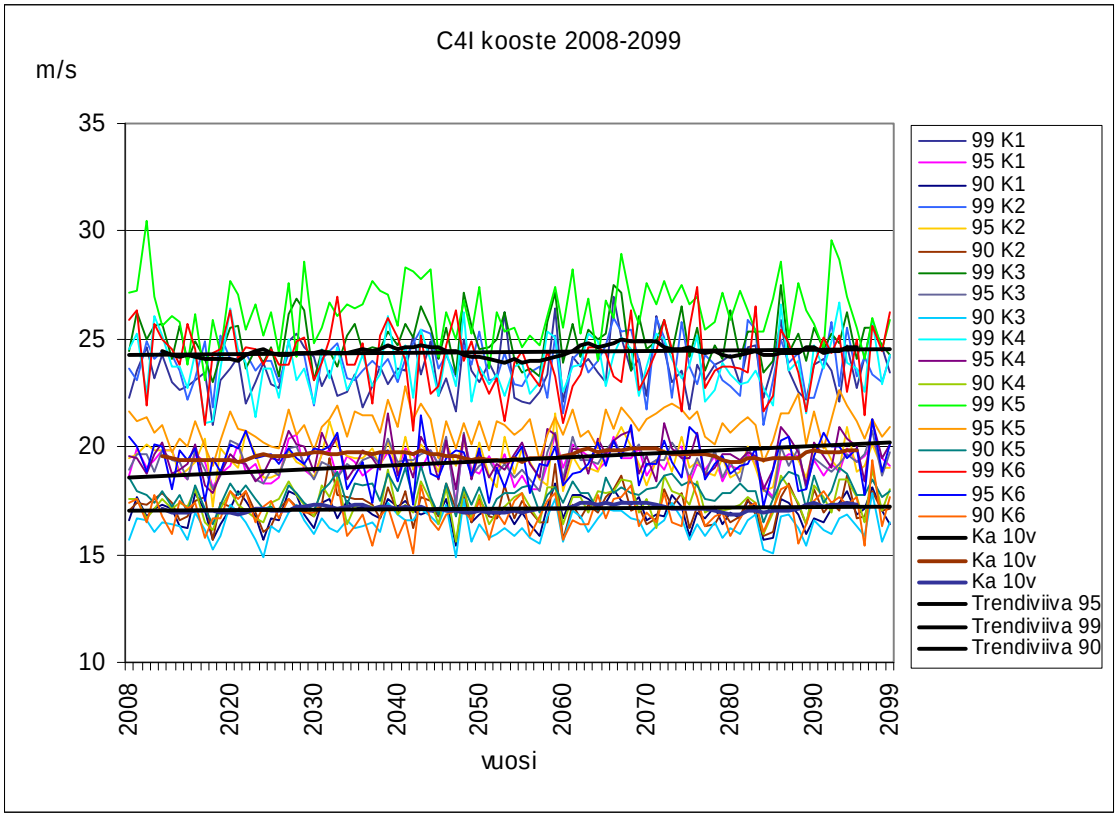
Kuva 25. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 6. Esimerkki havaintoaineiston (1961–2007) ja ilmastomallinaineiston (2008–2100) yhdistämisestä. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. Trendiviiva piirretty 99 % tuulille.



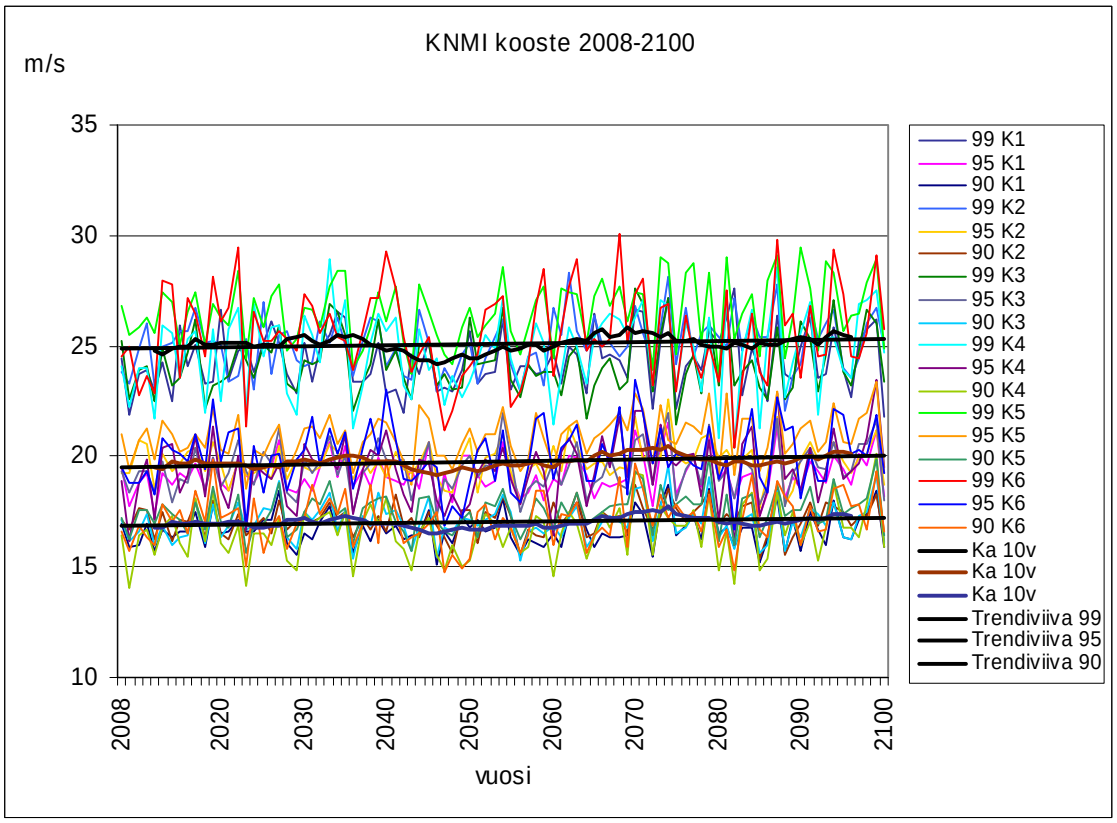
Kuva 26. Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu kolmiossa 5. Esimerkki havaintoaineiston (1960–2007) ja ilmastomallinaineiston (2008–2100) yhdistämisestä. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. Trendiviiva piirretty 95 % ja 90 % tuulille.

Ilmastomalleittain tarkasteltuna kolmioiden välillä oli suuriakin eroja. Kaikissa malleissa tuulen nopeudet olivat lähes järjestelmällisesti voimakkaimmat kahdessa pohjoisimmassa kolmiossa kaikissa prosenttipisteiden sarjoissa (kuvat 27–32).

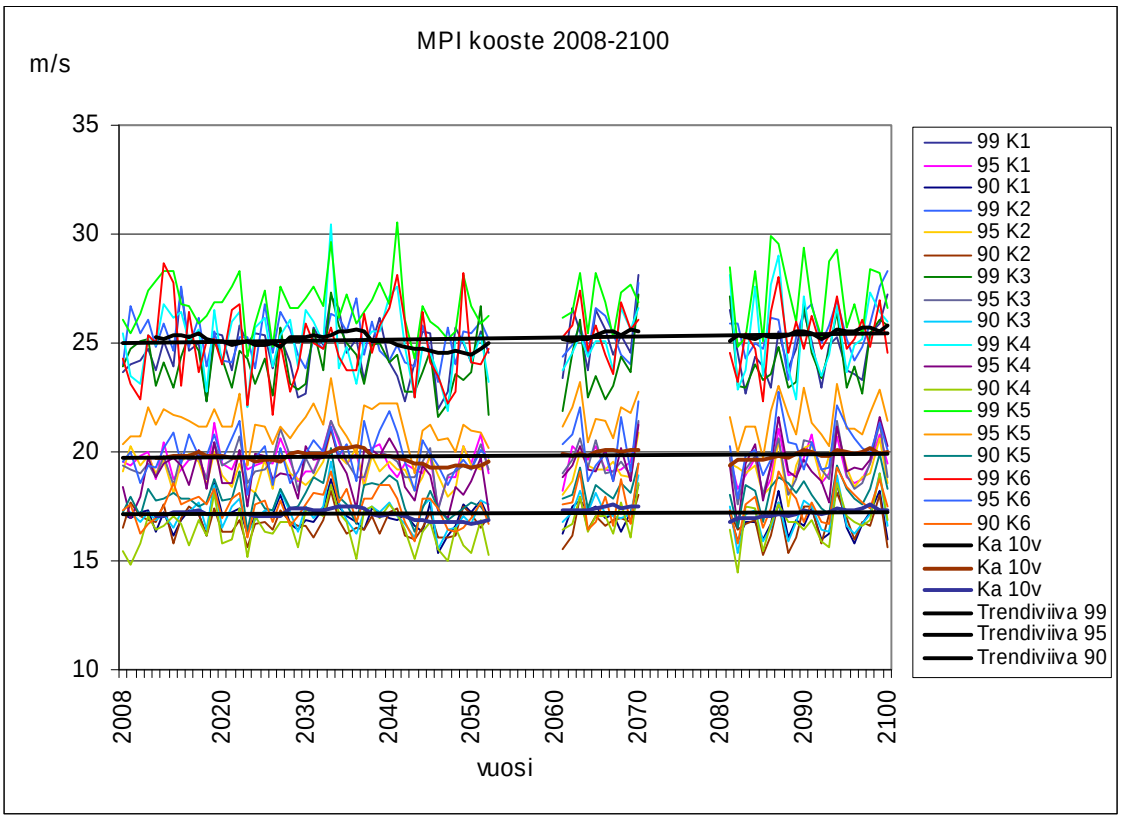
Tuulen nopeuden muutokset eri ilmastomallien kesken olivat toisistaan poikkeavia. Malleissa, jotka oli ajettu vuoteen 2050 asti, tuulen nopeuksissa ei tapahtunut merkitseviä muutoksia tai nopeudet laskivat (kuvat 30–32). Vuoteen 2100 asti ajettujen mallien mukaan tuulen nopeudet sitä vastoin tulisivat nousemaan tai pysymään ennallaan (kuvat 27–29). Mitkään muutoksista eivät olleet merkitseviä, mutta ne kohdistuvat ennen kaikkea 99 % tuuliin. Poikkeuksena oli C4I-mallin 95 % tuulet, jotka kasvoivat vuodesta 2008 vuoteen 2100 reilun 1 m/s (kuva 27).



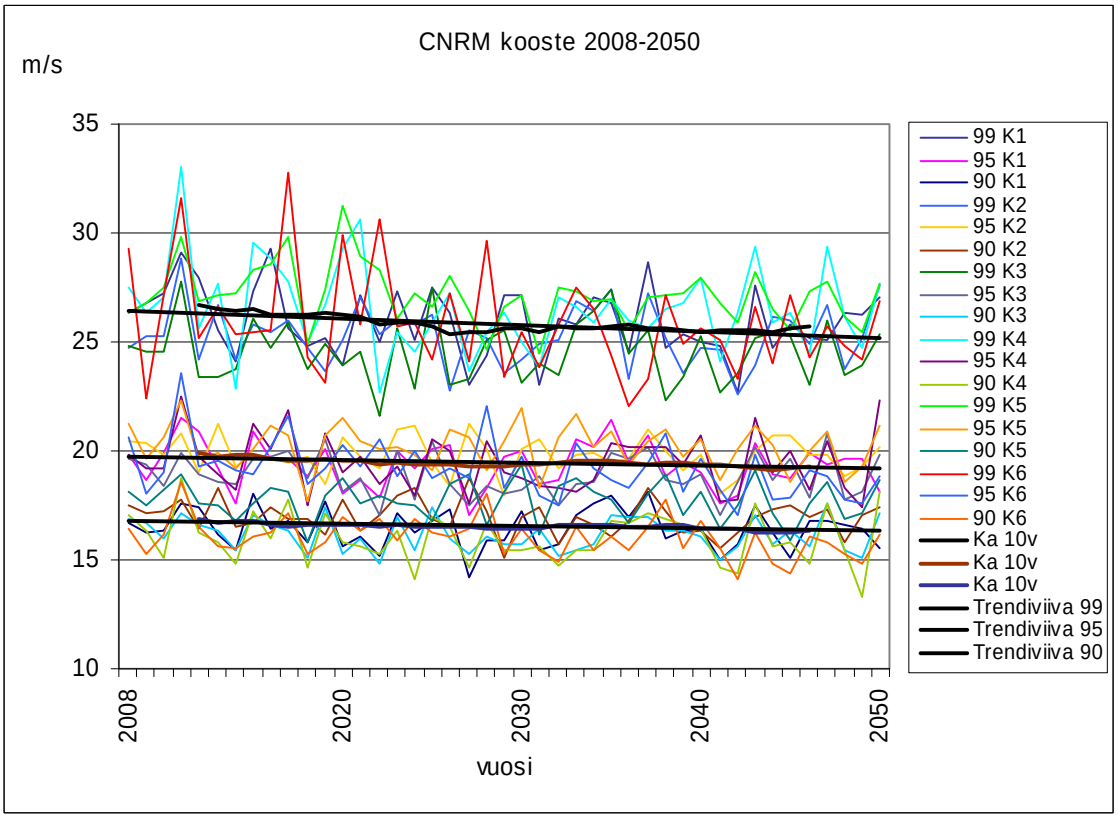
Kuva 27. Ilmastomallin C4I kooste kolmioittain. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.



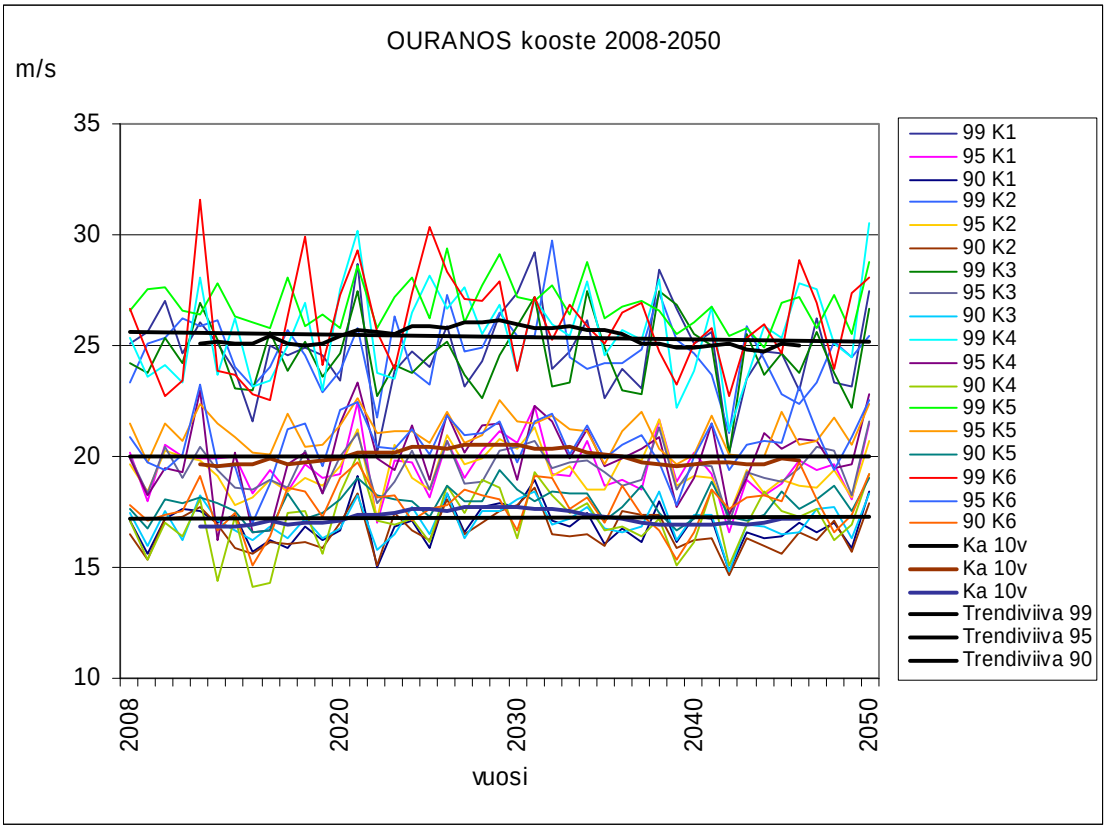
Kuva 28. Ilmastomallin KNMI kokooma kolmioittain. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.



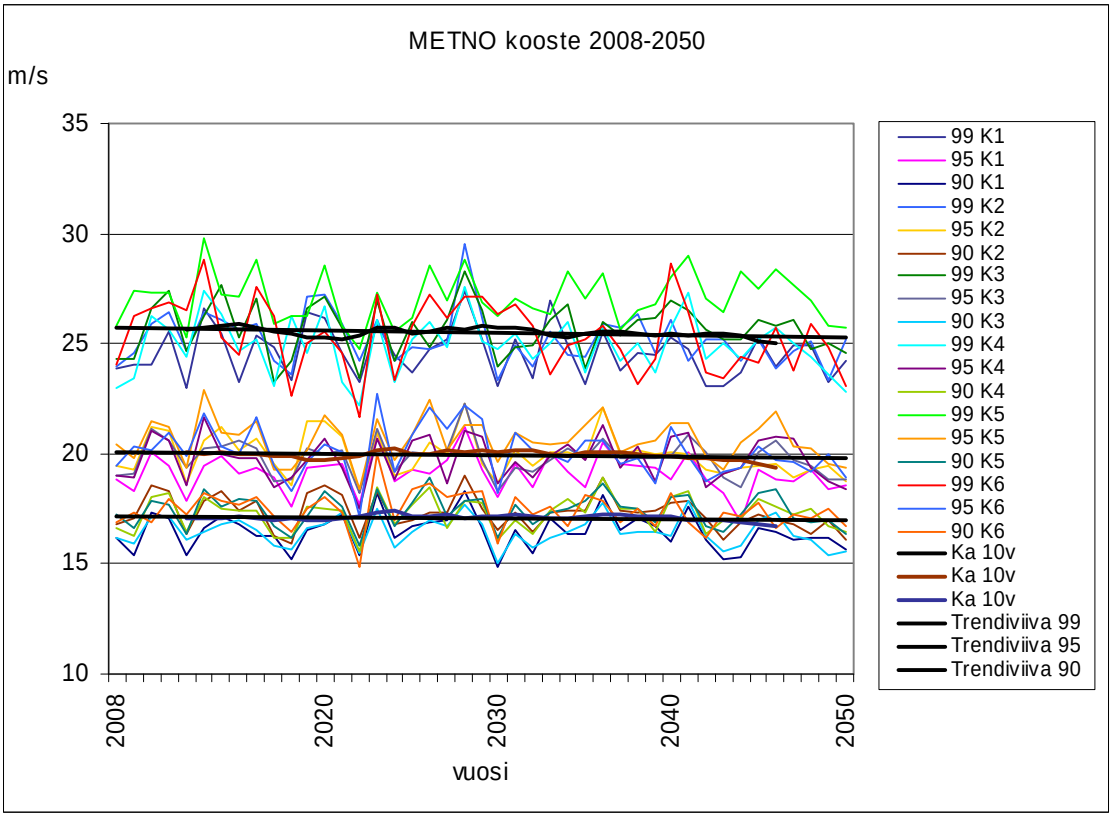
Kuva 29. Ilmastomallin MPI kokooma kolmioittain. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.



Kuva 30. Ilmastomallin CNRM kokooma kolmioittain. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.



Kuva 31. Ilmastomallin OURANOS kokooma kolmioittain. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.



Kuva 32. Ilmastomallin METNO kokooma kolmioittain. Prosenttipisteet merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.

5.3 Geostrofisten tuulten alueelliset erot Suomessa

Geostrofisia tuulia tarkasteltiin alueittain tuulten nopeuksien ja tuulitapausten lukumäärän osalta viiden vuoden keskiarvolla jaksolla 1960–2007 (liitteet 2 ja 4). Kolmiossa 6 tarkasteltavana jaksona oli vuodet 1961–2007. Tuulten nopeuksia verrattiin ilmastomalleista saatuihin tuloksiin, jotka on esitetty alueittain kaikista kuudesta ilmastomallista laskettujen tuulten avulla (liite 3). Vertailtavuuden helpottamiseksi kaikki kuvaajat on esitetty liitteissä.

99 prosenttipisteen tuulet olivat voimakkaimmat kolmiossa 5 ja 6, joissa tuulen nopeus vaihteli välillä 26–28 m/s (liite 2). Muillakin alueilla päästiin hetkittäin yli 26 m/s. Kolmiossa 2 tuulen nopeuden keskiarvot olivat suurempia kuin esimerkiksi rannikolla. Myös 95 ja 90 prosenttipisteen sarjoissa voimakkaimmat tuulet olivat pohjoisimmissa kolmioissa 5 ja 6, joissa nopeudet olivat noin 21 m/s ja 18 m/s. Muualla Suomessa tuulen nopeudet olivat 95 prosenttipisteen sarjassa pääsääntöisesti alle 20 m/s ja 90 prosenttipisteen sarjassa noin 16–18 m/s.

Ilmastomalleista lasketut tuulten nopeudet vaihtelivat paljon mallien välillä (liite 3). Kymmenen vuoden keskiarvot olivat melko samansuuntaisia havaintoaineiston kanssa, tosin 1–3 m/s heikompia. 99 prosenttipisteen tuulet vaihtelevat 25 m/s -rajan molemmin puolin. Poikkeuksena on kolmio 5, jossa vastaavat tuulen nopeudet olivat noin 1 m/s voimakkaammat kuin muilla alueilla. 95 prosenttipisteen tuulen nopeudet olivat mallien mukaan Suomessa keskimäärin noin 19 m/s ja 90 prosenttipisteen tuulet vajaat 17 m/s. Kolmiossa 5 vastaavat nopeudet ovat 21 m/s ja reilut 17 m/s.

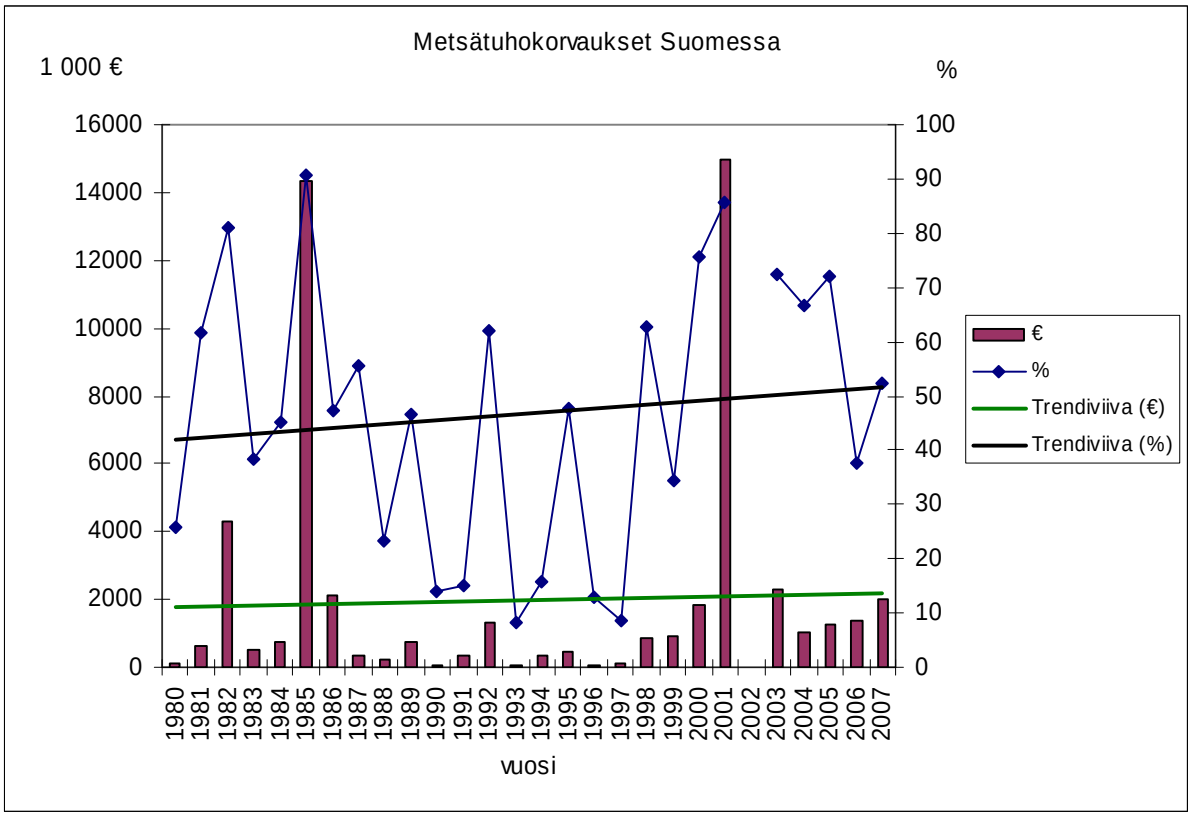
Yli 15 m/s -tuulitapaukset olivat hyvin samankaltaisesti jakautuneet kuin tuulen nopeudet (liite 4). Pohjoisimmassa kolmiossa 6 tuulitapausten lukumäärä on vähentynyt, mutta siellä tuulitapauksia on lähtökohtaisesti enemmän kuin muualla Suomessa. Frekvenssit vaihtelevat pohjoisen noin 120 tapauksesta etelän noin reiluun 80 tapaukseen vuodessa. Yli 25 m/s -tuulifrekvenssien osalta keskiarvot pysyttelevät alle 20 tapauksessa vuodessa. Suurimmat frekvenssit ovat pohjoisen kolmioissa 5 ja 6.

Tulosten perusteella Pohjois-Suomessa on siis enemmän voimakkaita tuulitapauksia vuodessa kuin Etelä-Suomessa ja lisäksi tuulen nopeudet ovat voimakkaimmat pohjoisessa. Frekvenssit ja

nopeudet eivät vähene tai heikkene tasaisesti pohjoisesta etelään. Esimerkiksi 99 prosenttipisteen tuulet olivat kolmiossa 2 voimakkaammat kuin Pohjanlahden rannikolla kolmiossa 4.

5.4 Geostrofisten tuulten ja tuulituhojen välinen yhteys

Havaintoasemilla mitattujen tuulten aiheuttamia metsätuhokorvauksia on taulukoitu vuodesta 1980 eteenpäin (kuva 33). Kaikista vakuutusyhtiöiden ja -yhdistysten maksamista korvauksista tuulituhojen osuus vaihtelee vuosittain vajaasta 30 %:sta reiluun 60 %:iin. Tuulen aiheuttamien tuhojen takia maksettujen metsäkorvausten määrä ei ole juuri lisääntynyt 27 vuodessa, mutta tuulen suhteellinen osuus muista tuhojen aiheuttajista on kasvanut. Korvauksia on maksettu myös lumen, tulen, tulvien, hirvieläinten, jyrsijöiden, hyönteisten ja sienien aiheuttamista tuhoista. Vuodelta 2002 tuhokorvauksia ei ollut saatavilla.



Kuva 33. Tuulen aiheuttamat metsätuhokorvaukset (€) sekä niiden osuus (%) kaikista metsätuhoista 1980–2007. Lähde: Metla (2007, 2008).

Metsätuhokorvausvuosia verrattiin geostrofiseen tuuliaineistoon (taulukko 9). Jokaisesta kolmiosta valittiin vuosilta 1980–2007 viisi voimakastuulisinta vuotta sarjasta 99 %. Lisäksi valittiin viisi tuulisinta vuotta sekä yli 25 m/s- että yli 15 m/s -luokasta. Jos vuosi tuli valituksi vähintään kahdessa kolmiossa, se merkattiin taulukkoon. Metsätuhokorvausten tilasto on laadittu vuodesta 2002 lähtien korvausvuoden perusteella, joten esimerkiksi vuoden 2003 joulumyrskyistä on voitu maksaa korvaukset vasta vuonna 2004 (Koivisto 2009). Vuoteen 2001 asti korvausten perusteena on ollut tapahtumavuosi, eli tilastoituina ovat noina vuosina sattuneista vahingoista maksetut korvaukset.

Taulukon 9 perusteella tuulituhojen ja geostrofisen tuuliaineiston välinen yhteys ei ole täysin selvä. Yli miljoonan euron korvaukset on maksettu 11 vuotena, ja näistä vuosista seitsemän (reilu 60 %) on raksitettu sen merkiksi, että kyseiset vuodet ovat olleet hyvin tuulisia tai tuulisuus on ollut voimakasta. Hyvä esimerkki on vuosi 1992, joka havaintoaineiston perusteella on useasti todettu voimakastuuliseksi vuodeksi. Toisaalta vuodet 1985 ja 2001 eivät ole geostrofisen tuuliaineiston perusteella olleet erityisen tuulisia, mutta silti tuulituhokorvauksia on maksettu kyseisinä vuosina yli miljoona euroa. Tuulen suhteellinen osuus muista metsätuhojen aiheuttajista on ollut kyseisinä vuosina suuri, jopa yli 90 %. Vuonna 2001 Suomeen saapuivat Pyry- ja Janika-myrskyt, joiden aikana puuskat nousivat hyvin voimakkaiksi (Ihalainen ja Ahola 2003). Merialueilla Pyryn ja Janikan suurimmat mitatut keskituulen nopeudet olivat 29 m/s ja 30 m/s. Myrskytuhoja todettiin 1,2 miljoonan hehtaarin alueella, ja myrskyjen vaurioittamaa puustoa oli 7,3 miljoonaa kuutiometriä.

Geostrofinen tuuliaineisto ei pysty aukottomasti selittämään maksettuja metsätuhokorvauksia. Toisaalta metsätuhot on tilastoitu havaintoasemilla mitattujen tuulten aiheuttamiksi, jotka hieman eroavat geostrofisista tuulista. Sinänsä huomioitavaa on, että vain noin viidesosa metsätalousmaasta on vakuutettu. Vaikka pitkän ajan trendin mukaan tuulen aiheuttamien metsätuhojen takia maksettujen korvausten määrä ei juuri ole noussut (kuva 33), 2000-luvulla korvaussummat ovat selvästi suurempia kuin aiempina vuosina (taulukko 9). Lisäksi taulukosta näkee, että 1980-luvulla ja 1990-luvun vaihteessa on ollut keskimääräistä tuulisempaa, minkä jälkeen tuulisuus on vähentynyt. Tämä on monesti todettu havaintoaineiston perusteella.

Taulukko 9. Vuosittain maksetut metsätuhokorvaukset tuulen aiheuttamista tuhoista (1 000 €) sekä näiden osuus kaikista tuhojen aiheuttajista (%). Geostrofisen tuuliaineiston ne vuodet, jolloin tuulet ovat olleet voimakkaimmat (99 %) ja tuulitapauksia on ollut eniten (yli 25 m/s ja yli 15 m/s) koko Suomessa ajalla 1980–2007.

	1 000 €	***%***	***99 %***	***Yli 25 m/s***	***Yli 15 m/s***
1980	142	25,63		X	
1981	613	61,79	X	X	
1982	4302	81,15			X
1983	499	38,24			X
1984	721	45,29	X		
1985	14333	90,54			
1986	2095	47,48	X		X
1987	353	55,42			
1988	216	23,35		X	X
1989	765	46,56	X		
1990	67	14,11			X
1991	323	15,04	X	X	X
1992	1317	61,89	X	X	X
1993	81	8,28	X		
1994	325	15,93			X
1995	435	47,54			
1996	70	12,80			
1997	130	8,70			
1998	854	62,89			
1999	912	34,48		X	
2000	1822	75,54	X		
2001	14984	85,59			
2002					
2003	2299	72,25	X		
2004	1016	66,62		X	
2005	1235	71,93			X
2006	1400	37,55			
2007	2018	52,19			

6 Tulosten tarkastelu

6.1 Geostrofisten tuulten alueellisuus

Ympäristön alueelliset piirteet eivät vaikuta yhtä paljon ilmakehän rajapinnan yläpuolisiin tuuliin kuin maanpinnan tuuliin. Alueellisia piirteitä ovat muun muassa maaston topografia, kasvillisuus, etäisyys vesistöistä kuten meristä ja järvistä, maan käyttömuodot sekä rakennettu ympäristö. Suomessa tuulisimpia alueita ovat rannikot, sisävesistöt sekä tuntureiden huiput, mutta tämän työn geostrofisten tuulten perusteella tuulisinta on pohjoisessa. Erot pohjoisen ja etelän välillä ovat selviä mutta eivät suuria.

Koska maanpinnan kitka ja pienen mittakaavan sääilmiöt eivät vaikuta geostrofisiin tuuliin, niitä voi olla vaikea vertailla maanpinnan tuulen absoluuttisiin arvoihin. Kuitenkin on osoitettu, että geostrofisten tuulten aikasarjoissa tapahtuneet muutokset ovat vertailukelpoisia ilmakehän alaosan tuulten muutoksille (WASA Group 1998). Esimerkiksi tässä tutkimuksessa on osoitettu, että vuosina 1960–2007 geostrofisista tuulista laskettu tuulisuus on vähentynyt Pohjois-Suomessa, mutta sitä vastoin Etelä-Suomessa ei ole tapahtunut merkitseviä muutoksia. Gregow ym. (2008) ovat päätyneet samaan tulokseen havaintoasemilla mitattujen tuulten osalta. Heidän mukaan pohjoisessa tuulisuus olisi vähentynyt ja etelässä pysynyt lähes ennallaan vuosina 1961–2000.

Havaintoaineistosta lasketut alueiden väliset korrelaatiot olivat samansuuntaisia kuin Alexanderssonin ym. (1998) tutkimuksessa. Korrelaatiot olivat yllättävän samanlaisia jopa absoluuttisilta arvoiltaan, vaikka tutkittavat alueet olivat eri paikoista ja erikokoisia. Tämä tutkimus tukee samaisessa artikkelissa esitettyä havaintoa, jonka mukaan lähekkäiset tai vierekkäiset alueet korreloivat pääsääntöisesti hyvin keskenään. Mitä heikompi tuuli, sitä enemmän korrelaatiota esiintyi. Alexanderssonin ym. (1998) työssä vierekkäiset alueet Skandinaviassa ja Itämeren alueella korreloivat pääsääntöisesti välillä 0,60–0,80 ja Ilmatieteen laitoksen selvityksessä välillä 0,60–0,70 (Drebs ja Tuomenvirta 1997).

Ilmatieteen laitoksen selvityksen mukaan kolmioiden välinen korrelaatio laskee pohjois–etelä-suunnassa nopeasti, mikä saattaa johtua voimakkaiden matalapaineiden liikkumisesta lännestä

itään (Drebs ja Tuomenvirta 1997). Tämän työn mukaan eniten korrelaatiota esiintyi alueella lounaisesta Suomesta koilliseen tai rannikkoa pitkin pohjoiseen päin sekä Pohjanlahden rannikolta koilliseen päin. Kahden pohjoisimman kolmion välillä korrelaatiot olivat heikot. Korrelaatiot eivät siis profiloidu voimakkaasti länsi–itä-suuntaisiksi vaan pikemminkin rannikolta sisämaahan ja koilliseen päin eteneviksi. Tämä heijastelee matalapaineiden saapumista Suomeen.

Korrelaatiotietojen avulla voidaan paitsi vertailla alueita myös arvioida aineiston ja tulosten johdonmukaisuutta (liite 1). Saatujen tulosten perusteella yhteisvaihtelut vaikuttavat järkeviltä. Kaikilla alueilla tulokset olivat samansuuntaisia keskenään ja pääsääntöisesti merkitseviä joko 1 % tai 5 % riskitasolla. Maksimiarvot soveltuivat melko huonosti kuvaamaan aineistoa, erityisesti pohjoisessa. Tämä kertoo ääriarvojen suuresta vaihtelevuudesta, mikä on tullut esille aineiston kuvaajissakin, joissa eniten vaihtelua esiintyy juuri voimakkaimman prosentin tuulissa. Keskiarvot sitä vastoin korreloivat hyvin muiden tarkasteltavien sarjojen kanssa, mikä antaa melko luotettavan kuvan aineistosta.

Alueiden välisiä korrelaatioita voi tutkia myös tuuliruusujen kautta. Esimerkiksi kolmioissa 1 ja 3 tuulet puhaltavat suunnista 220–250° ja 210–230° eli hyvin samoista suunnista. Näiden alueiden väliset korrelaatiot ovatkin yli 0,8. Voimakkaimpien tuulten suunnissa on kuitenkin hieman eroja. Kolmiossa 1 yli 20 m/s tuulet ovat enemmän hajallaan kuin kolmiossa 3, jossa ne ovat keskittyneet suuntaan 200–210°. Voimakkaimmissa tuulissa alueiden väliset korrelaatiot ovatkin heikommat kuin muissa prosenttipisteiden sarjoissa, tosin edelleen yli 0,6. Vastaavanlainen tilanne on kolmioiden 4 ja 5 välillä, eli tuulet puhaltavat samoista suunnista (korrelaatio 0,7–0,8) paitsi voimakkaimpien tuulten osalta, minkä voi havaita sekä kuvaajista että korrelaatiokertoimista (korrelaatio 0,5). Aiemmin jo todettiinkin, että korrelaatiot ovat suuret edettäessä lounaisesta Suomesta sisämaahan päin (kolmiot 1 ja 3) sekä Pohjanlahden rannikolta koilliseen päin (kolmiot 4 ja 5). Yli 20 m/s puhaltavat tuulet ovat keskittyneet melko samoille suunnille kuin metsien myrskytuhot (kuva 4).

6.2 Geostrofisten tuulten muutokset

6.2.1 Muutokset menneisyydessä

Geostrofisen tuulen nopeuden ajallinen vaihtelu viimeisen reilun sadan vuoden aikana on pääpiirteissään samanlaista kuin Alexanderssonin ym. (1998, 2000) ja Matullan ym. (2008) tutkimuksissa. 1960-luvulta alkanut tuulten voimistuminen taittui 1990-luvulla, eikä 2000-luvulla ole tapahtunut merkitseviä muutoksia. Purasen (2006) mukaan tuulisuus ei olisi lisääntynyt vuosina 1961–2000, vaan esimerkiksi 1980- ja 1990-lukujen vaihteessa voimakkaiden tuulten määrä on ollut suurempi kuin 1990-luvun lopussa. Myös tässä työssä geostrofisen tuulen frekvenssien ja intensiteetin huippuvuodet sijoittuvat usein 1990-luvun alkuun noin vuosille 1990–1992, jos tarkasteltava ajanjakso käsittää reilut 40 vuotta.

Tutkimusten mukaan voimakkaat geostrofiset tuulet eivät ole lisääntyneet Pohjois-Euroopassa tai Pohjois- ja Koillis-Atlantilla reilun sadan vuoden aikana, mutta 1960- ja 1990-lukujen välillä myrskyisyys on hieman lisääntynyt (Schmidt ja von Storch 1993, WASA Group 1998, McCabe ym. 2001, BACC 2008, Matulla ym. 2008). Tutkimuksissa esiintyy kuitenkin alueellista vaihtelua. Esimerkiksi Alexanderin ym. (2005) mukaan Isossa-Britanniassa myrskyt ovat lisääntyneet ja Islannissa vähentyneet, ja Smits ym. (2005) eivät löytäneet mitään merkitseviä trendejä geostrofisille tuulille Alankomaissa vuosina 1962–2002. Hannan ym. (2008) mukaan merkitseviä pitkän ajan muutoksia Pohjois-Euroopassa ei voitu havaita ilmanpainelukujen vaihteluindeksissä 1830-luvulta lähtien, eikä myrskyisyydessä ole heidän mukaansa tapahtunut voimistumista, joka viittaisi ilmastonmuutokseen. Niin ikään Bärringin ja Fortuniakin (2009) mukaan Pohjois-Atlantilla ja Euroopassa sykloniaktiivisuudessa ei ole tapahtunut merkitseviä pitkän ajan muutoksia. 1960- ja 1990-lukujen välinen nousukausi sykloniaktiivisuudessa oli enemmänkin osoitus 1960-luvun heikosta aktiivisuudesta kuin 1990-luvun loppupuolen äärimmäisen voimakkaista arvoista.

Tämä työ tukee aiempia tutkimuksia sikäli, että tuulen intensiteetti ja frekvenssit eivät ole lisääntyneet sadassa vuodessa, vaan ne ovat päinvastoin vähentyneet. Tuulten voimistuminen 1960-luvulta eteenpäin ei ollut tilastollisesti merkitsevää, vaikka kuvaajissa kasvua näyttää tapahtuneen. Keskustelua voidaan tietenkin käydä siitä, mikä merkitys on tällaisilla kuvaajilla, ja

kuinka mielekästä on vetää johtopäätöksiä näin lyhyistä aikasarjoista. Bärringin ja Fortuniakin (2009) mukaan 1960-luvun minimiarvot ja 1990-luvun maksimiarvot ovat vain osa pitkän aikavälin luonnollista vaihtelua.

Muutosten lisäksi oltiin kiinnostuneita aineistossa esiintyvästä vaihtelusta. Niissä tapauksissa, joissa tuulen nopeuksille tai frekvensseille ei voitu määritellä tilastollisesti merkitsevää trendiä, esiintynyt vaihtelu oli satunnaista. Tämä koski siis lähes kaikkia niitä tapauksia, joissa tarkasteltavaa aineistoa oli vain vajaat 50 vuotta. Jos tuloksia peilaa Bärringin ja Fortuniakin (2009) tutkimukseen, myös tässä työssä esiintyvät merkitsevät muutokset kuuluvat pitkän aikavälin vaihteluun. Näin ollen tuulisuuden vaihtelu on tämän työn hallitseva piirre, ja tarkasteltavan aikajakson pituus määrittää muutosten todellisuuden.

6.2.2 Muutokset tulevaisuudessa

Suomen ympäristökeskuksen raportissa ei-geostrofista tuulisuutta oli tarkasteltu SRES A2- ja B1-skenaarioiden avulla, eikä nopeuksissa ollut havaittu tilastollisesti merkitseviä muutoksia (Ruosteenoja ym. 2005). Tulosten perusteella ei voitu edes varmuudella sanoa, tulevatko tuulet tulevaisuudessa voimistumaan vai heikkenemään. Tämän työn tulokset eivät kumoa kyseisen raportin päätelmiä, sillä merkitseviä trendejä ei havaittu ja mallien tulokset erosivat toisistaan. Eniten vaihtelua esiintyi voimakkaimman prosentin tuulissa, jotka ovat muutenkin herkkiä muutoksille ja aineistossa esiintyvälle satunnaisvaihtelulle. Vaikka muutokset eivät olleet merkitseviä, voidaan malleista saatuja kuvaajia pitää silti suuntaa-antavina. Työn perusteella todetaan, että geostrofisten tuulten nopeuksissa ei tule tapahtumaan merkitseviä muutoksia Suomessa seuraavan sadan vuoden aikana, mutta vaihtelua tulee esiintymään vuosien ja vuosikymmenten välillä.

Tutkittaessa tuulen nopeuksia ja niiden muutoksia on enemmänkin sääntö kuin poikkeus, että alueelliset ilmastomallit tuottavat toisistaan poikkeavia tuloksia. Esimerkiksi Räisäsen ym. (2004) mukaan yksi syy poikkeavuuksiin mallien välillä on niiden erilainen tapa simuloida muutoksia suuren mittakaavan ilmakehän kiertoliikkeessä, tarkemmin sanottuna ilmanpainekentän jakaumassa. Erilaisilla maailmanlaajuisten ilmastomallien reunaehdoilla on suuri vaikutus alueellisten ilmastomallien simuloimiin tuulen nopeuksiin ja erittäin voimakkaisiin ääriarvoihin

(Räisänen ym. 2004, Pryor ym. 2005). Esimerkiksi mukaan otettavat sääparametrit ja niiden lähtöarvot voivat muuttaa mallien välisiä tuloksia (Rockel ja Woth 2007). Myös Beninstonin ym. (2007) mukaan myrskytuulien lisääntyminen Euroopassa on mallikohtaista. Lähtökohtaisesti on siis hyvä, että alueellisia ilmastomalleja on tarkastelussa mukana useita (Rockel ja Woth 2007, Leckebusch ym. 2008).

Ilmastomallit antoivat kuitenkin alueellisesti samoja tuloksia siten, että tuulen nopeudet olivat voimakkaimmat aina kahdessa pohjoisimmassa kolmiossa ja useimmiten juuri kolmiossa 6. Kaikissa sadan vuoden malliajoissa tuulet näyttivät voimistuvan ja 50 vuoden malliajoissa heikkenevän, mikä antaa aiheen pohtia ilmastomalliajon pituutta ja sen suhdetta saatuun tulokseen. Aivan kuten havaintoaineistossa lyhyen aikavälin merkitsevätkin muutokset näyttävät hukkuvan pitkän aikavälin vaihteluun, voidaan lyhyitä malliajoja tarkastella suhteessa pitkiin ajoihin. Yhdessä havaintoaineisto ja malliaineisto antavat jo melko pitkän tarkasteluvälin, mutta nämäkään tulokset eivät olleet yksiselitteisiä. Tuulten nopeudet sekä hidastuivat että kasvoivat.

Vaikka ilmastomallien mukaan geostrofisen tuulen nopeuden voimistuminen ei tule olemaan merkitsevää sadan vuoden aikana, on mahdollisuus pieneenkin voimistumiseen silti todellinen. Koska tuulen voimakkuus on tuulen nopeuden kuutio, lisääntyy tuulen aiheuttamien tuhojen määrä eksponentiaalisesti tuulen nopeuden muutoksen myötä (Dorland ym. 1999). Rockel ja Woth (2007) painottivat pientenkin muutosten merkitystä. Heidän mukaansa tuulen nopeus Euroopassa tulee voimistumaan talvisin ja heikkenemään syksyisin, ja vaikka suurin osa muutoksista oli vain 1–5 % luokkaa, pitää kaikkiin muutoksiin suhtautua riittävän vakavasti. Heidänkään tutkimuksessaan muutokset eivät aina olleet tilastollisesti merkitseviä, mutta ainakin tuloksia voi pitää suuntaa-antavina (Rockel ja Woth 2007).

Tulevaisuudessa mahdollisia muutoksia tuulten määrässä ja intensiteetissä voi aiheuttaa myrskyjen reittien siirtyminen (Ulbrich ym. 2008). Bengtsson ym. (2006) tutkivat IPCC:n A1B-skenaarion mukaisia myrskyjen reittien muutoksia ja niiden mahdollista yhteyttä ilmastonmuutokseen ECHAM5-mallilla. Heidän tutkimuksensa perusteella mitään suuria muutoksia myrskyjen intensiteetissä ja määrässä ei ole odotettavissa. Myrskyjen reittien ennustettiin kuitenkin siirtyvän Pohjois-Atlantilla nykyistä pohjoisemmaksi aina Yhdysvaltojen itärannikolta Britteinsaarille ja eteläiseen Skandinaviaan asti ulottuvalla vyöhykkeellä. Tällä saattaisi olla vaikutuksia muun muassa tuhoa aiheuttaviin tuuliin esimerkiksi Luoteis-Euroopassa

(Bengtsson ym. 2006). Myös Suomeen saapuvien matalapaineiden määrä voisi lisääntyä. Laajojen matalapaineiden aiheuttamien myrskyjen määrä onkin kasvanut Suomessa 1960-luvulta lähtien (Gregow ym. 2008).

6.3 Tuulituhot ja tuulienergia

Geostrofisilla tuulilla ja tuulituhoilla on alustavien selvitysten mukaan selvä yhteys (Drebs ja Tuomenvirta 1997). Tämän tutkimuksen yhteydessä ei kuitenkaan voida esittää varmoja todisteita siitä, että metsien tuulituhot osuisivat merkittävässä määrin niille vuosille, jolloin esiintyy eniten voimakkaita geostrofisia tuulia. Parinkymmenen vuoden mittainen aikasarja on kovin lyhyt tarkastelua varten. On sinänsä huomattavaa, että tuulen aiheuttamien metsätuhojen osuus kaikista tuhojen aiheuttajista on hieman noussut vuosina 1980–2007. Tilastojen mukaan tuulisuus onkin suurin yksittäinen korvausvaatimuksia aiheuttava tekijä Suomen metsissä. Myös muissa Euroopan maissa voimakkaat tuulet ovat aiheuttaneet vakavia taloudellisia tappioita metsätuhojen takia (Nilsson ym. 2004). Voimakkaat tuulet ja myrskyt aiheuttivat 53 % kaikista metsätuhoista Euroopassa vuosina 1950–2000 (Schelhaas ym. 2003).

Tuulienergiaa käsittelevä osuus on koottu työn loppuun, sillä tästä aiheesta ei saatu varsinaisia omia tuloksia. Koska katsaus on lyhyt, sitä ei ole sisällytetty teoreettiseen viitekehykseen, vaan se on haluttu tarkastella kokonaan samassa yhteydessä tuulituhojen kanssa.

Geostrofisia tuulia voidaan käyttää apuna tuulienergiatutkimuksissa (Bakker ym. 2007). Pitkistä aikasarjoista on hyötyä, kun tutkitaan esimerkiksi tuulienergialaitosten sijoituspaikkoja ja halutaan laskea tuulisuuden vaihteluita alueella useita vuosikymmeniä tai jopa yli sata vuotta taaksepäin. Tapahtuneen vaihtelun ja mahdollisten muutosten perusteella voidaan arvioida tuulisuuden muutoksia tulevaisuudessa sekä alueen soveltuvuutta tuulienergian tuotantoon. Bakker ym. (2007) käyttivät NAO-indeksiä ja geostrofisia tuulia pidentämään tuulen aikasarjaa, jota he vertasivat Windex-indeksiin. Windex-indeksi kertoo kuukausittaisen tuulienergian potentiaalin suhteessa pitkän ajan keskiarvoon. Koska NAO- ja Windex-indeksit korreloivat keskenään huonosti (korrelaatio 0,246), tutkimuksessa keskityttiin geostrofiseen tuuleen, joka mahdollisti myös aineiston alueellisen tarkastelun. Windex-indeksin ja kuukausittaisen geostrofisen tuulen keskiarvojen välillä oli vahva korrelaatio (0,877). Toisin sanoen geostrofinen

tuuli siis korreloi hyvin tuuliturbiinikenttien tuulienergiapotentiaalin kanssa. Vastaavanlaisia tuloksia ovat saaneet esimerkiksi Tammelin ym. (2002), joiden mukaan tuntureiden tuulivoimatuotanto korreloi paremmin geostrofisen tuulen kuin maanpinnan tuulen kanssa.

Pohjoisin kolmio 6 on sikäli kiinnostava alue, että Suomen tuulivoimalat ovat sijoittuneet Ahvenanmaan ja länsirannikon lisäksi enimmäkseen Lapin tuntureille (Tammelin ym. 2002). Pohjoisessa on havaintoaineiston perusteella pääsääntöisesti tuulisinta ja voimakkaammat tuulet muihin tutkittuihin alueisiin verrattuna, ja ilmastomallien paineista lasketut tuulet olivat kaikissa malleissa voimakkaimmat juuri pohjoisessa. Kuitenkin pohjoiskolmio oli ainoa alue, jossa havaintoaineiston perusteella sekä tuulen nopeus on heikentynyt että tuulitapausten lukumäärä vähentynyt vuosina 1961–2007. Suomen Tuuliatlaksessa (Tammelin 1991b) ei ollut mukana tuulimittauksia tuntureilta lainkaan, mutta uuteen numeeriseen Tuuliatlakseen havaintopisteiden määrää on huomattavasti lisätty, ja mukana tulee olemaan myös tunturialueita (Tammelin 2009). On sinänsä huomattavaa, että pohjoisessa voimakkaimmat tuulet ovat jopa 27–28 m/s (liite 2), eli tuulivoimaa menetetään liian suurten tuultennopeuksien takia. Nykyisillä voimaloilla yli 25 m/s on raja, jossa tuulivoimala pysäytetään teknisen turvallisuuden takaamiseksi (Tammelin ym. 2002).

7 Johtopäätökset

Ilmastonmuutoksen myötä sään ääri-ilmiöiden tutkimiselle on muodostunut tarve, jotta tulevaisuudessa osattaisiin varautua näiden ilmiöiden aiheuttamiin tuhoihin. Tämän työn tarkoituksena oli antaa luotettavaa tietoa voimakkaiden tuulten alueellisesta esiintymisestä Suomessa. Työ toteutettiin tutkimalla geostrofisia tuulia, jotka laskettiin pitkistä ja yhtenäisistä ilmanpaineen aikasarjoista. Tutkimuksen tavoitteisiin vastattiin seuraavasti:

1. Alueellisesti tarkasteltuna pohjoisessa on tuulisempaa kuin muualla Suomessa. Erot alueiden välillä olivat selviä mutta eivät isoja.

2. Sekä havaintoaineistosta että ilmastomalliaineistosta merkitseviä muutoksia todettiin vähän. Ilmastonmuutoksen vaikutus tuulten voimistumiseen tai heikkenemiseen ei varmistunut tämän tutkimuksen myötä mutta antoi aiheesta suuntaa-antavia tuloksia. Vaihtelun osuus aikasarjoissa todettiin suureksi.

3. Geostrofisten tuulten ja tuulituhojen välinen yhteys oli heikko. Tuulten osuus muista metsätuhojen aiheuttajista on noussut reilun 20 vuoden aikana, ja 2000-luvulla euromääräiset korvaussummat ovat nousseet. Tuulienergiatutkimukseen geostrofiset tuulet soveltuvat hyvin.

Mahdollisissa jatkotutkimuksissa olisi hyödyllistä selvittää geostrofisten tuulten kuukausittaista ja vuodenajoittaista jakautumista. Lisäksi ilmastonmuutoksen vaikutuksia Suomen geostrofisiin tuuliin tulisi tarkastella aiempaa tarkemmilla alueellisilla ilmastomalleilla.

Kiitokset

Kiitän työni ohjaajia professori Jukka Käyhköä ja tutkija Heikki Tuomenvirtaa sekä Ilmatieteen laitoksen tutkijoita Achim Drebsiä ja Ari Venäläistä. Lisäksi kiitän Väinö Takalan rahastoa työni tukemisesta.

The ENSEMBLES data used in this work was funded by the EU FP6 Integrated Project ENSEMBLES (Contract number 505539) whose support is gratefully acknowledged.

Lähdeluettelo

Alexander, L.V. & Tett, S.F.B. (2005) Recent observed changes in severe storms over the United Kingdom and Iceland. *Geophysical Research Letters* 32.

Alexandersson, H., T. Schmith, K. Iden & H. Tuomenvirta (1998) Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *The Global Atmosphere and Ocean System* 6, 97–120.

Alexandersson, H., H. Tuomenvirta, T. Schmith & K. Iden (2000) Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research* 14, 71–73.

Angervo, J.M. (1984) *Sääopin perusteet*. Werner Söderström Osakeyhtiö, Porvoo.

Bakker, A., H. van den Brink, J. Coelingh & J. Bessembinder (2007) *Wind Energy in North-Western Europe in a Changing Climate.* Proceedings of the Europe`s premier wind energy event 2007 in Milan.

BACC Author Team (2008) *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Regional Climate Studies.* Springer, Berlin.

Bengtsson, L., K. I. Hodges & E. Roeckner (2006) Storm Track and Climate Change. *Journal of Climate* 19(15), 3518–3543.

Beniston, M., D. B. Stephenson, O. B. Christensen, C. A. T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmler & K. Woth (2007) Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic change* 81, 71–95.

Bärring, L. & H. von Storch (2004) Scandinavian storminess since about 1800. *Geophysical Research Letters* 31.

Bärring, L. & K. Fortuniak (2009) Multi-indices analysis of southern Scandinavian storminess 1780-2005 and links to interdecadal variations in the NW Europe-North Sea region. *International Journal of Climatology* 29, 373–384.

Carleton, A. M. (1988) Meridional Transport of Eddy Sensible Heat in Winters Marked by Extremes of the North Atlantic Oscillation, 1948/49-1979/80. *Journal of Climate* 1(2), 212–223.

Conrad, V. & C. Pollack (1962) *Methods in Climatology*. Harward University Press, Cambridge, MA.

Dorland, C., R. S. J. Tol & J. P. Palutikof (1999) Vulnerability of the Netherlands and Northwest Europe to storm damage under climate change. *Climatic change* 43, 513–535.

Drebs, A. & H. Tuomenvirta (1997) Geostrofinen tuuli Suomessa 1887–1997. Teoksessa Kultima, J. & J. Manninen (toim.) *XIX Geofysiikan päivät*. Geofysiikan seura, Oulu.

ENSEMBLES (2008) RT2B – Production of regional climate scenarios for impact assessments. 10.1.2009. <*http://www.ensembles-eu.org/*>.

Gregow, H., A. Venäläinen, M. Laine, N. Niinimäki, T. Seitola, H. Tuomenvirta, K. Jylhä, T. Tuomi & A. Mäkelä (2008) *Vaaraa aiheuttavista sääilmiöistä Suomen muuttuvassa ilmastossa*. Raportteja, 2008:3. Ilmatieteen laitos, Helsinki.

Gustafsson, J. (2005, toim.) *Maailmanlaajuiset ympäristöongelmat. Uhkakuvista yhteistyöhön.* Turun yliopiston täydennyskoulutuskeskus, Turku.

Hanna, E., J. Cappelen, R. Allan, T. Jónsson, F. le Blanco, T. Lillington & K. Hickey (2008) New Insights into North European and North Atlantic Surface Pressure Variability, Storminess, and Related Climatic Change since 1830. *Journal of Climate* 21(24), 6739–6766.

Heino, R. (1994) *Climate in Finland during the period of meteorological observations*. Finnish Meteorological Institute Contributions 12. Finnish Meteorological Institute, Helsinki.

Holton, J. R. (1992) *An introduction to dynamic meteorology*. 3rd ed. International Geophysics Series 48. Academic Press, Lontoo.

Houghton, J. T., G. J. Jenkins & J. J. Ephraums (1990, toim.) *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment.* Cambridge University Press, Cambridge.

Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (1996, toim.) *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Ihalainen, A. & Ahola, A. (2003) Pyry- ja Janika-myrskyjen aiheuttamat puuston tuhot. *Metsätieteen aikakauskirja* 3/2003, 385–401. Metsäntutkimuslaitos, Suomen Metsätieteellinen Seura ry, Helsinki.

IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Kaas, E., T. - S. Li & T. Schmith (1996) Statistical hindcast of wind climatology in the North Atlantic and northwestern European region. *Climate research* 7, 97–110.

Karl, T. R., R. G. Quayle & P. Y. Groisman (1993) Detecting climate variations and change: New challenges for observing and data management systems. *Journal of Climate* 6(8), 1481–1494.

Karttunen, H., J. Koistinen, E. Saltikoff & O. Manner (2008) *Ilmakehä, sää ja ilmasto*. Otava, Helsinki.

Koivisto, K. <kimmo.koivisto@fkl.fi> (2009) VS: Metsätuhokorvaukset. *Henkilökohtainen sähköpostiviesti*. 16.2.2009.

Laitakari, E. (1952) *Myrskyistä ja myrskyn tuhoista Suomessa vv. 1911–1950*. Metsätieteellisen tutkimuslaitoksen julkaisuja 40.30. Suomalaisen Kirjallisuuden Seuran Kirjapaino Oy, Helsinki.

Leckebusch, G. C., M. Donat, U. Ulbrich & J. G. Pinto (2008) Mid-latitude Cyclones and Storms in an Ensemble of European AOGCMs under ACC. *Clivar Exchanges* 13(3), 3-15.

Matulla, C., W. Schöner, H. Alexandersson, H. von Storch & X. L. Wang (2008) European storminess: late nineteenth century to present. *Climate Dynamics* 31(2-3), 125–130.

McCabe, G. J., M. P. Clark & M. C. Serreze (2001) Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. *Journal of Climate* 14(12), 2763–2768.

Metla (2007) Metsätilastollinen vuosikirja. Metsäntutkimuslaitos, Vantaa.

Metla (2008) Metsätilastollinen vuosikirja. Metsäntutkimuslaitos, Vantaa.

Nakicenovic, N. & R. Swart (2000, toim.) *Emission scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.

Nevanlinna, H. (2008, toim.*) Muutamme ilmastoa. Ilmatieteen laitoksen tutkijoiden katsaus ilmastonmuutokseen*. Karttakeskus, Porvoo.

Nilsson, C., I. Stjernquist, L. Bärring, P. Schlyter, A.M. Jönsson & H. Samuelsson (2004) Recorded storm damage in Swedish forests 1901-2000. *Forest Ecology and Management* 199, 165-173.

Peterson, E. W. & L. Hasse (1987) Did the Beaufort Scale or the Wind Climate Change? *Journal of Physical Oceanography* 17(7), 1071–1074.

Pimenoff, N., A. Venäläinen, K. Pilli-Sihvola, H. Tuomenvirta, H. Järvinen, K. Ruosteenoja, J. Haapala, J. Räisänen (2008) *Epälineaariset ja äärimmäiset ilmaston muutokset. Ilmasto- ja energiapoliittisen turvallisuusselonteon taustajulkaisu.* Valtioneuvoston kanslian julkaisusarja 14/2008, Helsinki.

Pryor, S.C., R. J. Barthelmie & E. Kjellström (2005) Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe: analyses using a regional climate model. *Climate Dynamics* 25(7-8), 815–835.

Puranen, U. (2006) *Säähavaintoihin perustuva arvio metsien lumi- ja tuulituhojen esiintymisriskistä Suomessa vuosina 1961–2000*. Pro gradu -tutkielma, meteorologia, fysikaalisten tieteiden laitos, Helsingin yliopisto, Helsinki.

Rockel, B. & K. Woth (2007) Extremes of near-surface wind speed over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations. *Climatic Change* 81, 267–280.

Ruosteenoja, K., K. Jylhä & H. Tuomenvirta (2005) *Climate scenarios for FINADAPT studies of climate change adaptation.* FINADAPT Working Paper 15. Finnish Environment Institute Mimeographs 345, Helsinki.

Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. P. Graham, C. Jones, H. E. M. Meier, P. Samuelsson & U. Willén (2004) European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics* 22, 13–31.

Saukkonen, L. (2008) *Suomalainen sää. Ilmastonmuutos ja ääri-ilmiöt.* Minerva Kustannus Oy, Helsinki.

Schelhaas, J.-M., G.-J. Nabuurs & A. Schuck (2003) Natural disturbances in the European forests in the 19th and 20th centuries. *Global Change Biology* 9, 1620–1633.

Schmidt, H. & H. von Storch (1993) German Bight storms analysed. *Nature* 365, 791.

Schmith, T., H. Alexandersson, K. Iden & H. Tuomenvirta (1997) *North Atlantic-European pressure observations 1868–1995 (WASA dataset version 1.0).* Danish Meteorological Institute, Technical Report, 97–3, Copenhagen.

Schmith, T. (1995) *Occurrence of severe winds in Denmark during the past 100 years.* Proceedings of the 6th International Meeting on Statistical Climatology, Galway, Ireland; 19–23 June 1995, 83–86. University College, Galway. Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark.

Smits, A., A. M. G. Klein Tank & G. P. Können (2005) Trends in storminess over the Netherlands 1962-2002. *International Journal of Climatology* 25, 1331–1344.

Solantie, R. (1983) Aarnon ja Maurin antia. Metsän myrskytuhojen ja tuulennopeuden vastaavuus alueittain Suomessa. *Metsä ja Puu* 2, 9-11.

Stull, R.B. (2000) *Meteorology for scientists and engineers*. 2nd ed. Brooks/Cole, USA.

Tammelin, B. (1991a) *Meteorologista taustatietoa tuulienergiakartoitukselle*. Ilmatieteen laitos, Helsinki.

Tammelin, B. (1991b) *Suomen tuuliatlas*. Valtion painatuskeskus, Helsinki.

Tammelin, B., J. Forsius, K. Jylhä, P. Järvinen, J. Koskela, H. Tuomenvirta, M. A. Turunen, B. Vehviläinen & A. Venäläinen (2002) *Ilmastonmuutoksen vaikutuksia energiantuotantoon ja lämmitysenergian tarpeeseen.* Raportteja 2002:2. Ilmatieteen laitos, Helsinki.

Tammelin, B. (2009) Suomen Tuuliatlas -info. 10.2.2009. <*www.motiva.fi/midcom-serveattachmentguid-95068d8d29b21b57bbe4b192a5a6957a/bt-info--ii-10.2.09.pdf*>

Tuomenvirta, H. <heikki.tuomenvirta@fmi.fi> (2009) Re: Vielä gradukysymyksiä. *Henkilökohtainen sähköpostiviesti.* 26.8.2009.

Ulbrich, U., J.G. Pinto, H. Kupfer, G. C. Leckebusch, T. Spangehl & M. Reyers (2008) Changing Northern Hemisphere Storm Tracks in an Ensemble of IPCC Climate Change Simulations. *Journal of Climate* 21(8), 1669-1679.

WASA Group (1998) Changing Waves and Storms in the Northeast Altantic? *Bulletin of the American Meteorological Society* 79(5), 741–760.

Yli-Kojola, H. (2004) Tuulituhojen esiintyminen Suomen metsissä 1986–94. *Metsätieteen aikakauskirja* 1/2004, 53–67. Metsäntutkimuslaitos, Suomen Metsätieteellinen Seura ry, Helsinki.

Önöz, B. & Bayazit, M. (2003) The Power of Statistical Test for Trend Detection. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences* 27, 247–251.

LIITTEET

LIITE 1. Korrelaatiokertoimet eri kolmioissa. Prosenttipisteet on merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Tuulitapausten lukumäärät yli 25 m/s- ja 15 m/s -luokissa on merkitty > 25 ja > 15.
K2-K6 = Kolmiot 2-6.
(**) merkitsevä yhden prosentin riskitasolla
(*) merkitsevä viiden prosentin riskitasolla

Taulukko 1a. Korrelaatiokertoimet kolmiossa 2.

K2	***99***	***95***	***90***	***keskiarvo***	***maksimiarvo***	***> 25***	***> 15***
99	1	0,647(**)	0,512(**)	0,632(**)	0,351(*)	0,673(**)	0,427(**)
95		1	0,888(**)	0,829(**)	0,070	0,484(**)	0,573(**)
90			1	0,912(**)	0,036	0,305(*)	0,619(**)
keskiarvo				1	0,217	0,443(**)	0,667(**)
maksimiarvo					1	0,300(*)	0,131
> 25						1	0,615(**)
> 15							1

Taulukko 1b. Korrelaatiokertoimet kolmiossa 3.

K3	***99***	***95***	***90***	***keskiarvo***	***maksimiarvo***	***> 25***	***> 15***
99	1	0,715(**)	0,572(**)	0,584(**)	0,394(**)	0,490(**)	0,325(**)
95		1	0,913(**)	0,847(**)	0,164	0,371(**)	0,339(**)
90			1	0,914(**)	0,164	0,332(**)	0,360(**)
keskiarvo				1	0,214(*)	0,371(**)	0,413(**)
maksimiarvo					1	0,181	0,129
> 25						1	0,764(**)
> 15							1

Taulukko 1c. Korrelaatiokertoimet kolmiossa 4.

K4	***99***	***95***	***90***	***keskiarvo***	***maksimiarvo***	***> 25***	***> 15***
99	1	0,675(**)	0,619(**)	0,575(**)	0,482(**)	0,503(**)	0,140
95		1	0,899(**)	0,766(**)	0,467(**)	0,463(**)	0,384(**)
90			1	0,872(**)	0,415(**)	0,441(**)	0,552(**)
keskiarvo				1	0,382(**)	0,467(**)	0,673(**)
maksimiarvo					1	0,171	0,037
> 25						1	0,514(**)
> 15							1

Taulukko 1d. Korrelaatiokertoimet kolmiossa 5.

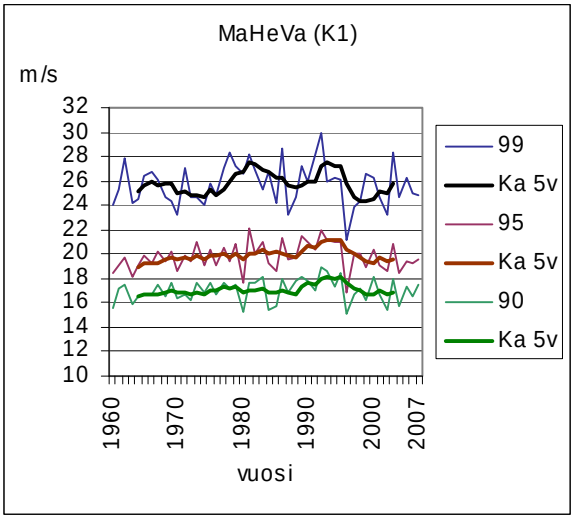
K5	***99***	***95***	***90***	***keskiarvo***	***maksimiarvo***	***> 25***	***> 15***
99	1	0,630(**)	0,573(**)	0,429(**)	0,447(**)	0,565(**)	0,188
95		1	0,846(**)	0,692(**)	0,250	0,460(**)	0,444(**)
90			1	0,864(**)	0,199	0,479(**)	0,606(**)
keskiarvo				1	0,191	0,493(**)	0,717(**)
maksimiarvo					1	0,140	– 0,017
> 25						1	0,462(**)
> 15							1

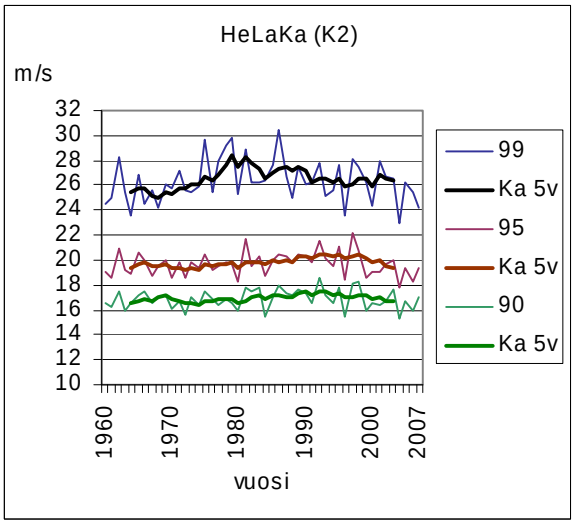
Taulukko 1e. Korrelaatiokertoimet kolmiossa 6.

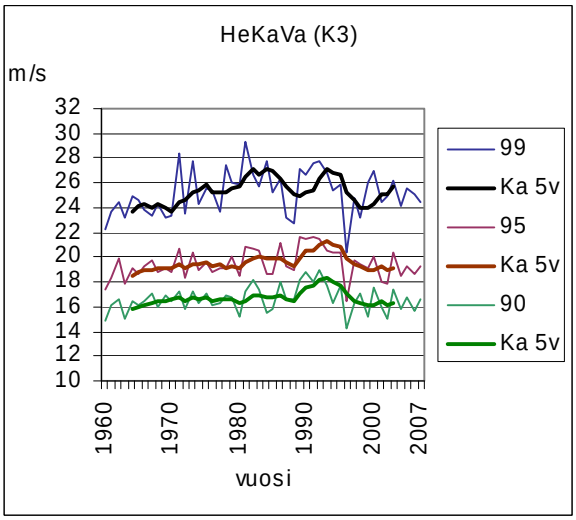
K6	***99***	***95***	***90***	***keskiarvo***	***maksimiarvo***	***> 25***	***> 15***
99	1	0,777(**)	0,701(**)	0,692(**)	0,192	0,559(**)	0,443(**)
95		1	0,942(**)	0,803(**)	– 0,096	0,440(**)	0,461(**)
90			1	0,843(**)	– 0,082	0,463(**)	0,530(**)
keskiarvo				1	0,081	0,481(**)	0,524(**)
maksimiarvo					1	0,033	0,021
> 25						1	0,776(**)
> 15							1

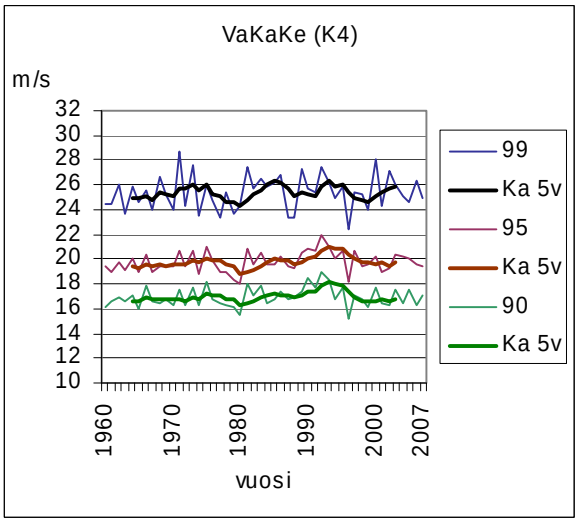
LIITE 2.

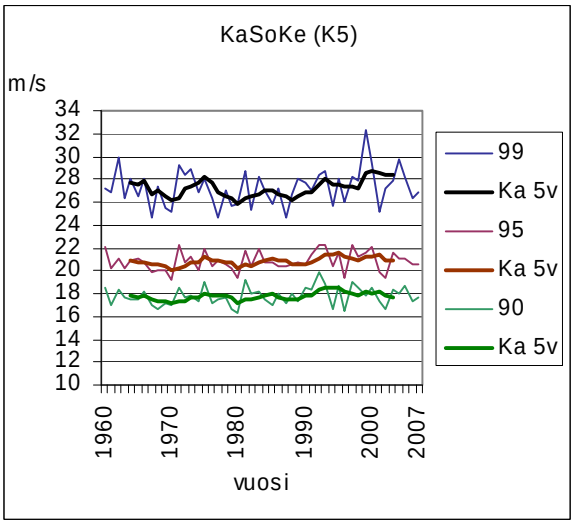
Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu eri kolmioissa vuosina 1960–2007. Prosenttipisteet on merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 5v = viiden vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.

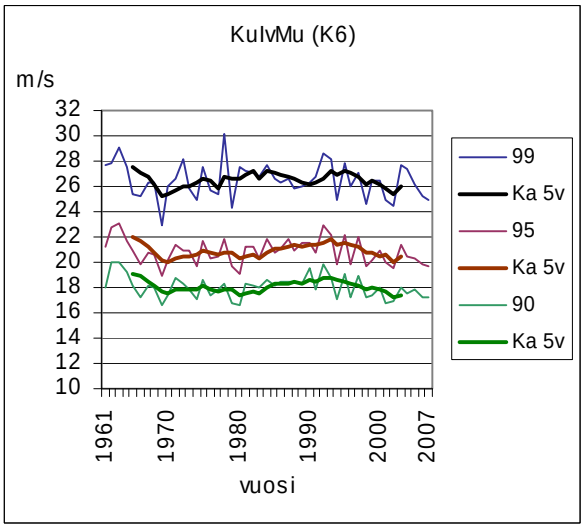






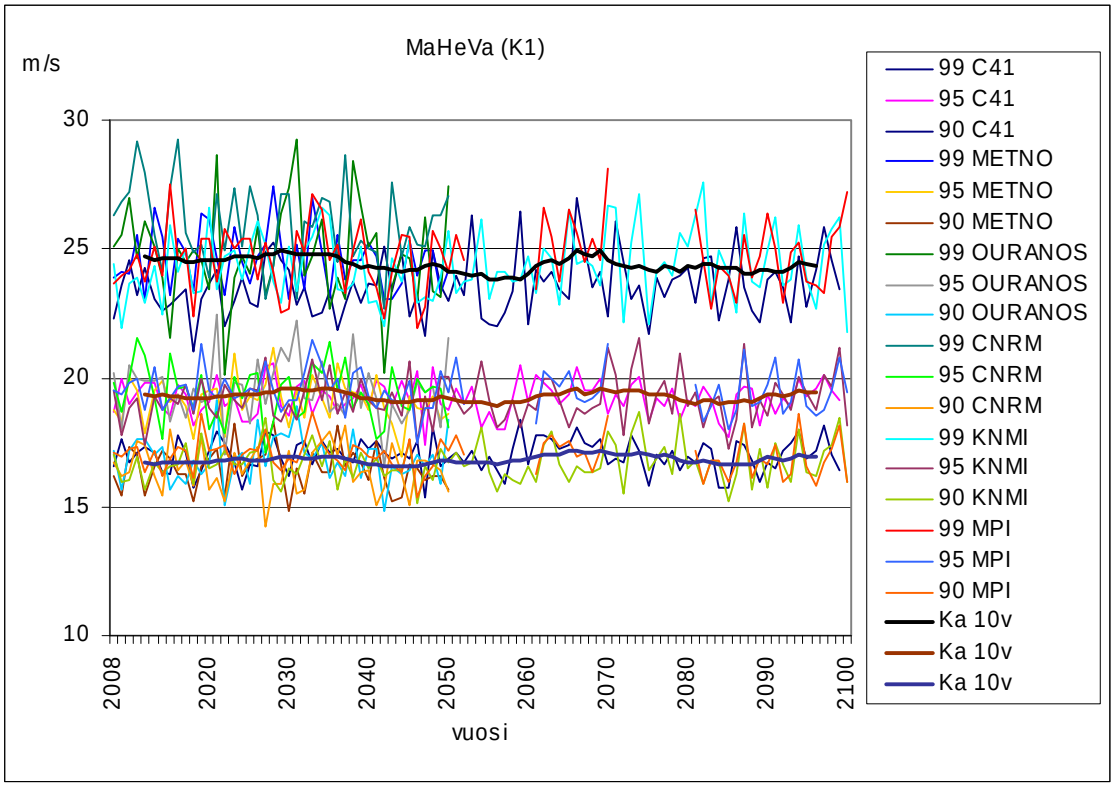


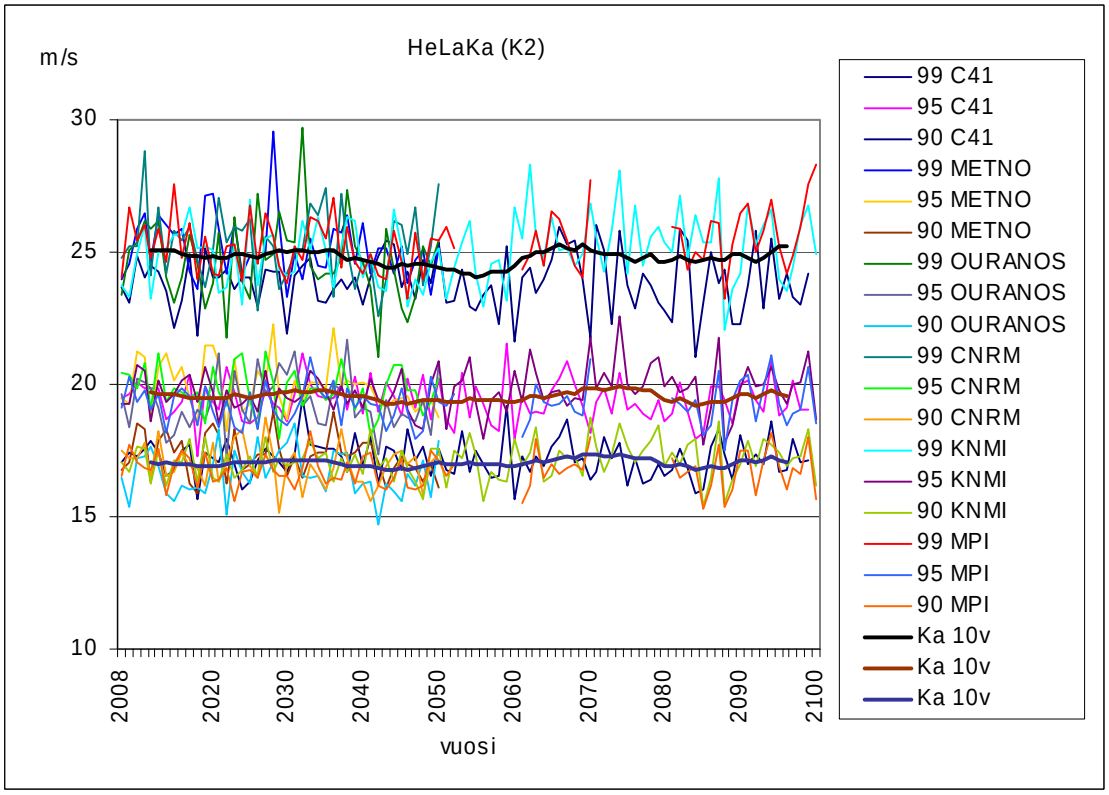


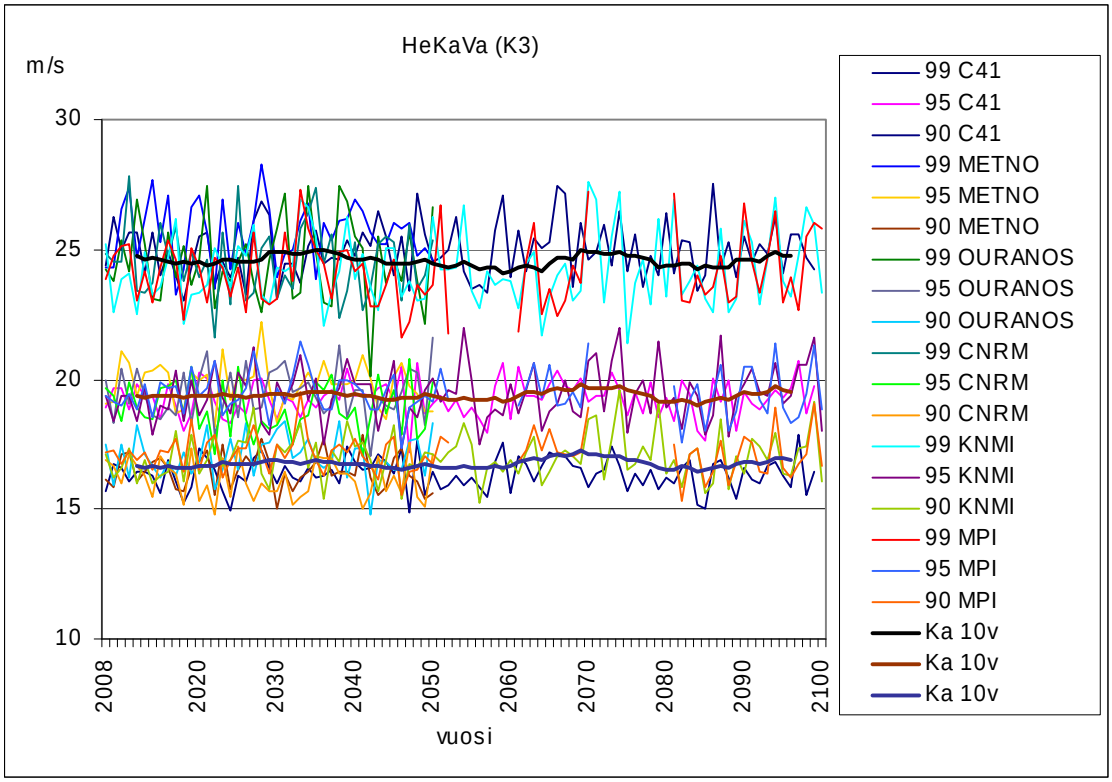


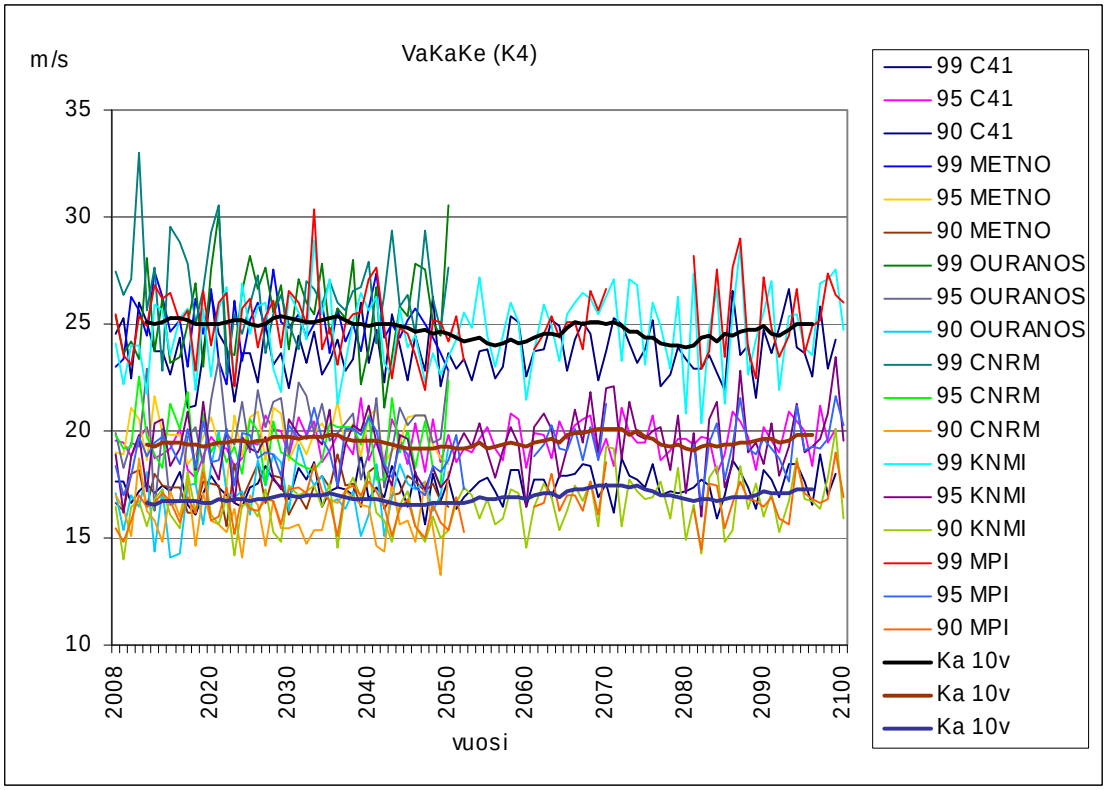
LIITE 3.

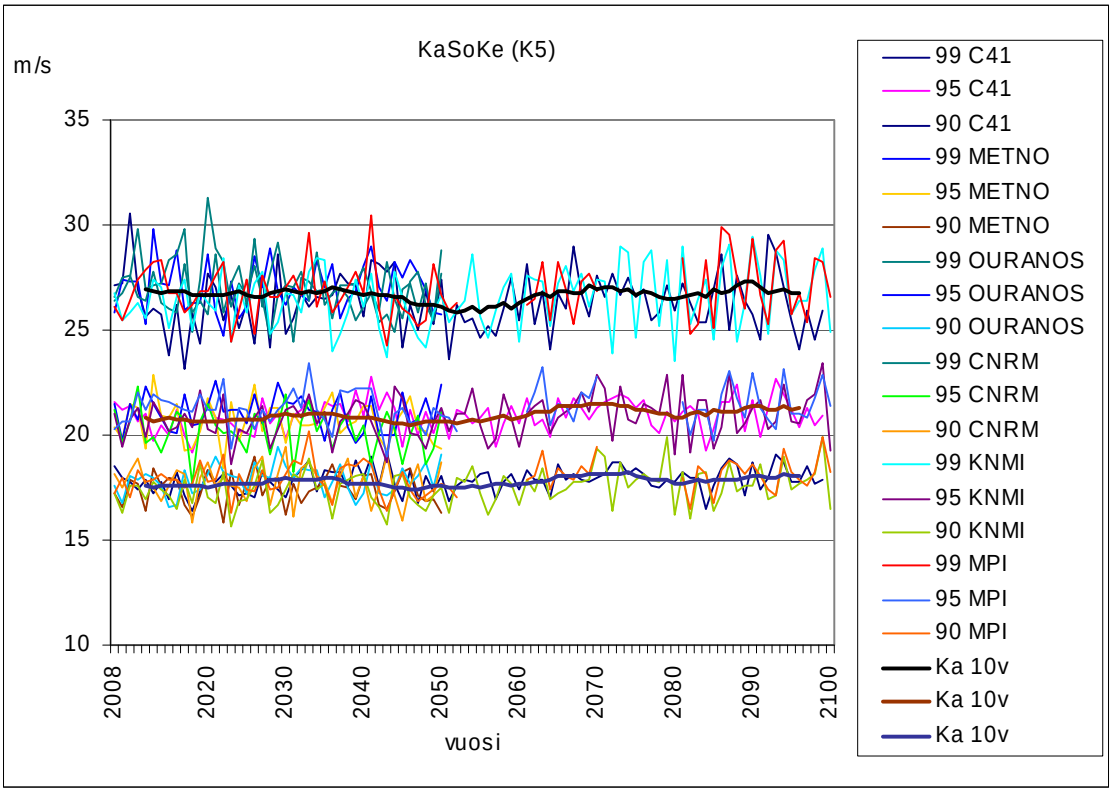
Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu ilmastomalleista laskettujen nopeuksien mukaan eri kolmioissa vuosina 2008–2100. Prosenttipisteet on merkitty luvuin 99, 95 ja 90.
Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.

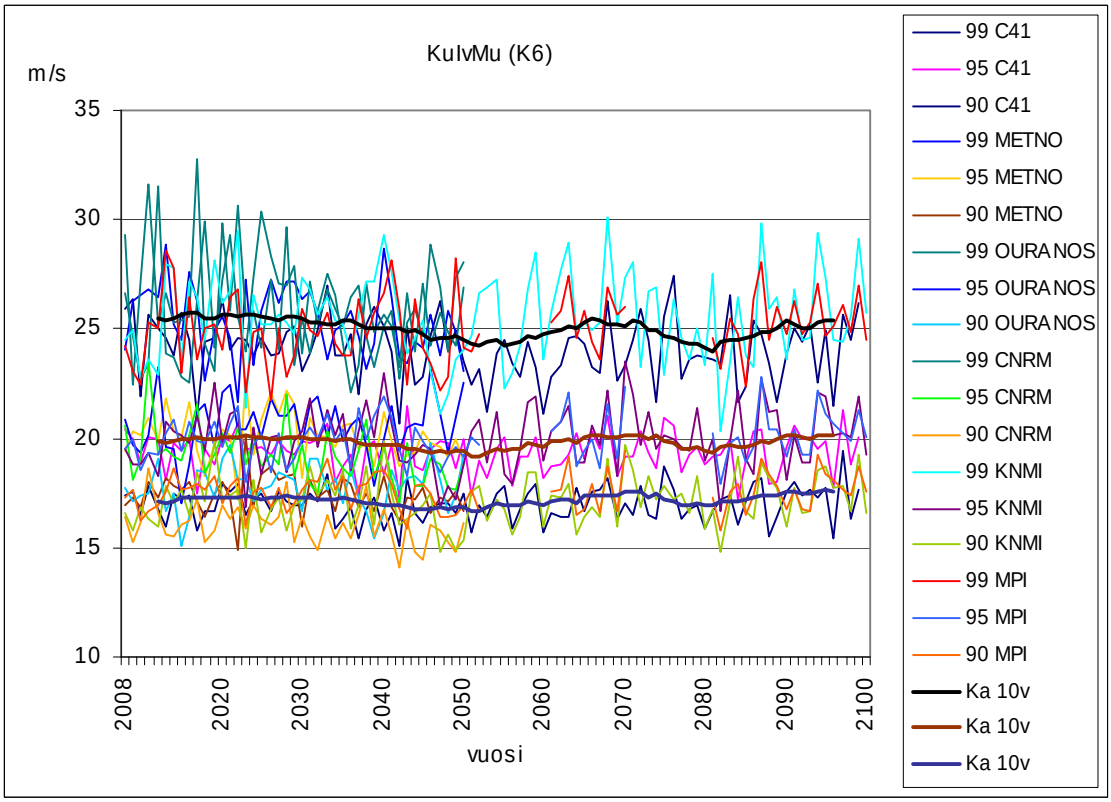





HeKaVa (K3)
m/s
30
25
20
15
10
2008
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99 C41
95 C41
90 C41
99 METNO
95 METNO
90 METNO
99 OURANOS
95 OURANOS
90 OURANOS
99 CNRM
95 CNRM
90 CNRM
99 KNMI
95 KNMI
90 KNMI
99 MPI
95 MPI
90 MPI
Ka 10v
Ka 10v
Ka 10v

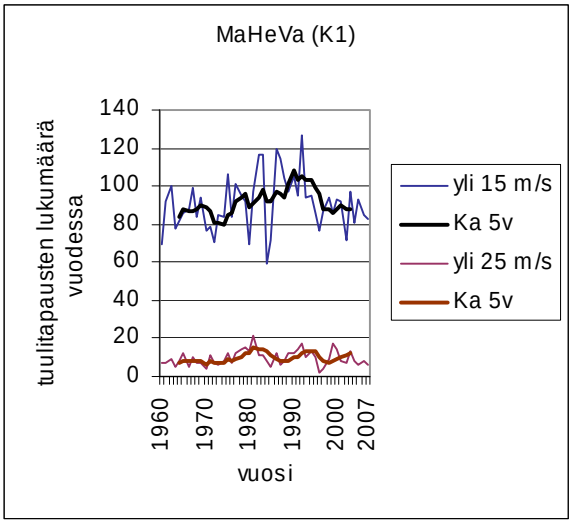

VaKaKe (K4)
m/s
35
30
25
20
15
10
2008
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99 C41
95 C41
90 C41
99 METNO
95 METNO
90 METNO
99 OURANOS
95 OURANOS
90 OURANOS
99 CNRM
95 CNRM
90 CNRM
99 KNMI
95 KNMI
90 KNMI
99 MPI
95 MPI
90 MPI
Ka 10v
Ka 10v
Ka 10v

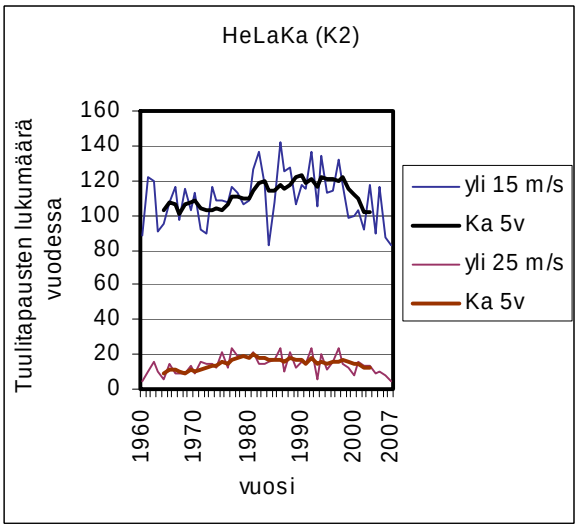

KaSoKe (K5)
m/s
35
30
25
20
15
10
2008
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99 C41
95 C41
90 C41
99 METNO
95 METNO
90 METNO
99 OURANOS
95 OURANOS
90 OURANOS
99 CNRM
95 CNRM
90 CNRM
99 KNMI
95 KNMI
90 KNMI
99 MPI
95 MPI
90 MPI
Ka 10v
Ka 10v
Ka 10v

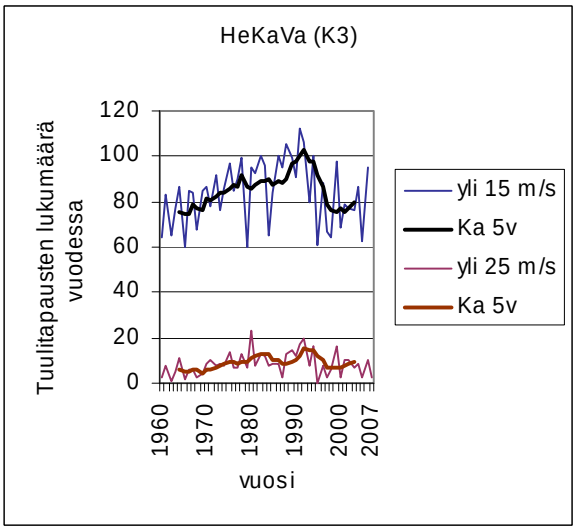

KulvMu (K6)
m/s
35
30
25
20
15
10
2008
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99 C41
95 C41
90 C41
99 METNO
95 METNO
90 METNO
99 OURANOS
95 OURANOS
90 OURANOS
99 CNRM
95 CNRM
90 CNRM
99 KNMI
95 KNMI
90 KNMI
99 MPI
95 MPI
90 MPI
Ka 10v
Ka 10v
Ka 10v

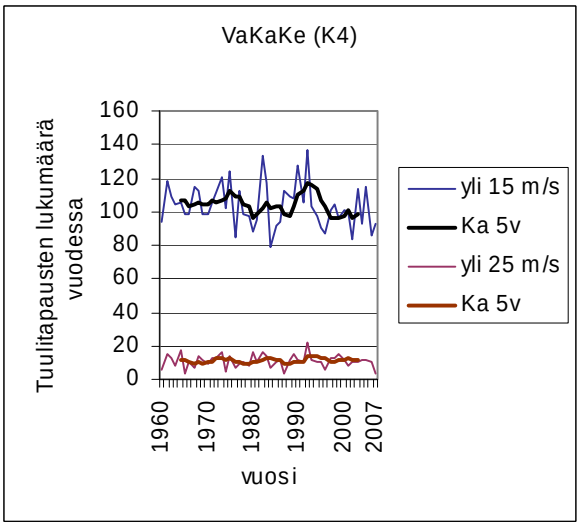
LIITE 4.

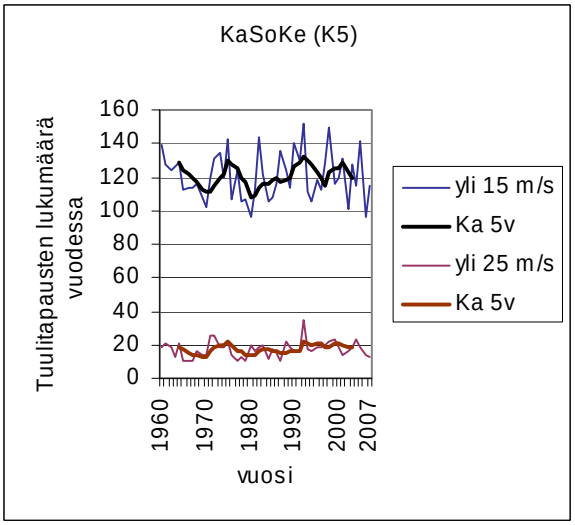
Geostrofisten tuulitapausten lukumäärän vaihtelu eri kolmioissa vuosina 1960–2007.
Ka 5v = viiden vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.

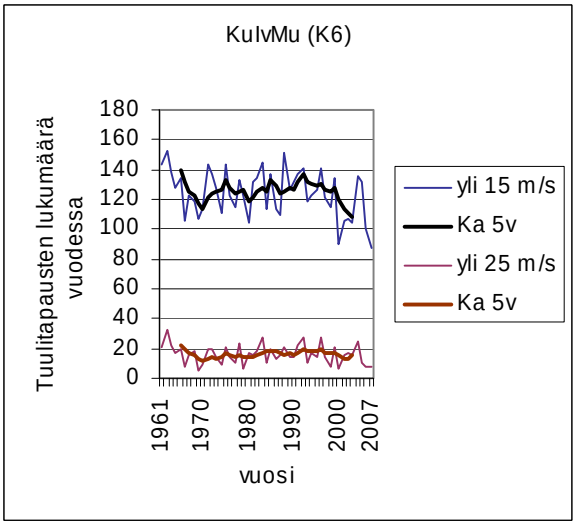






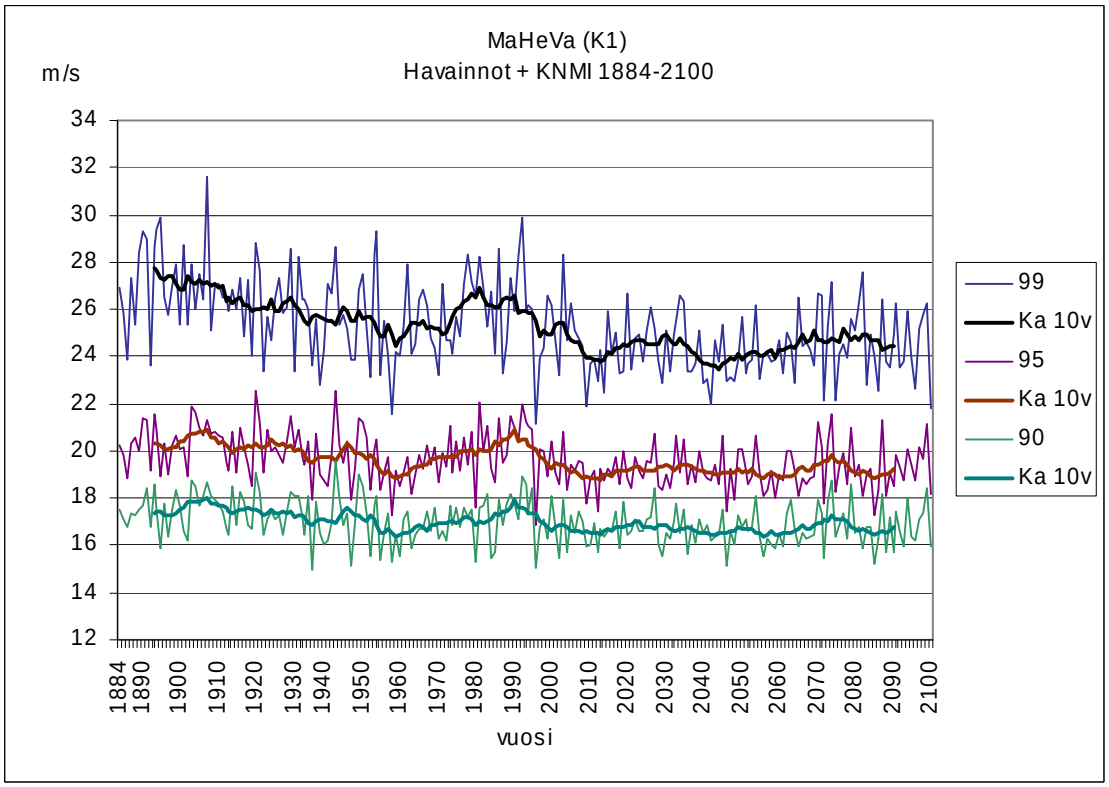


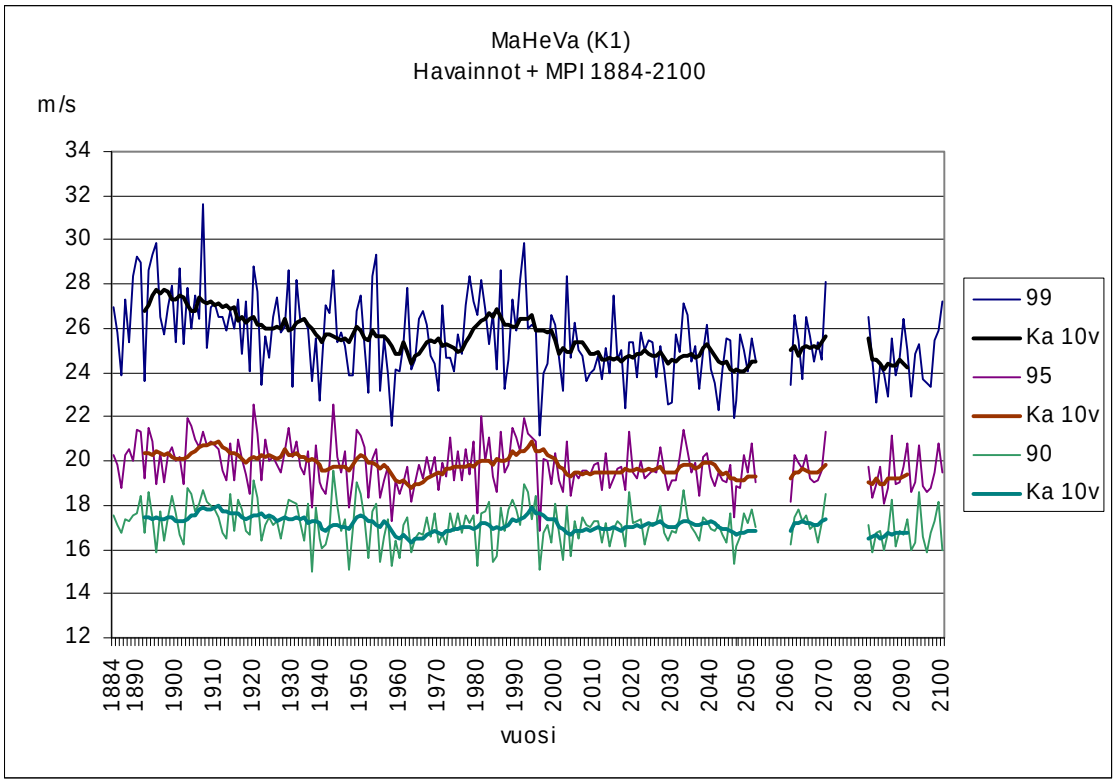


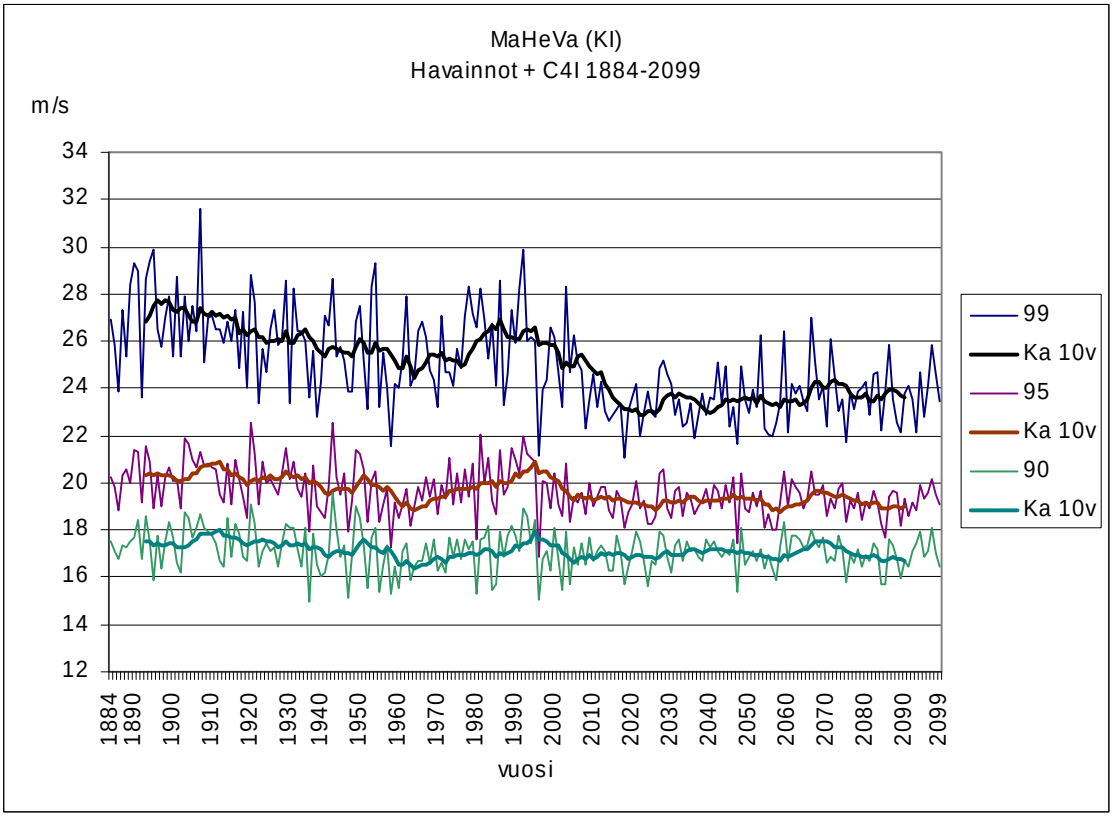


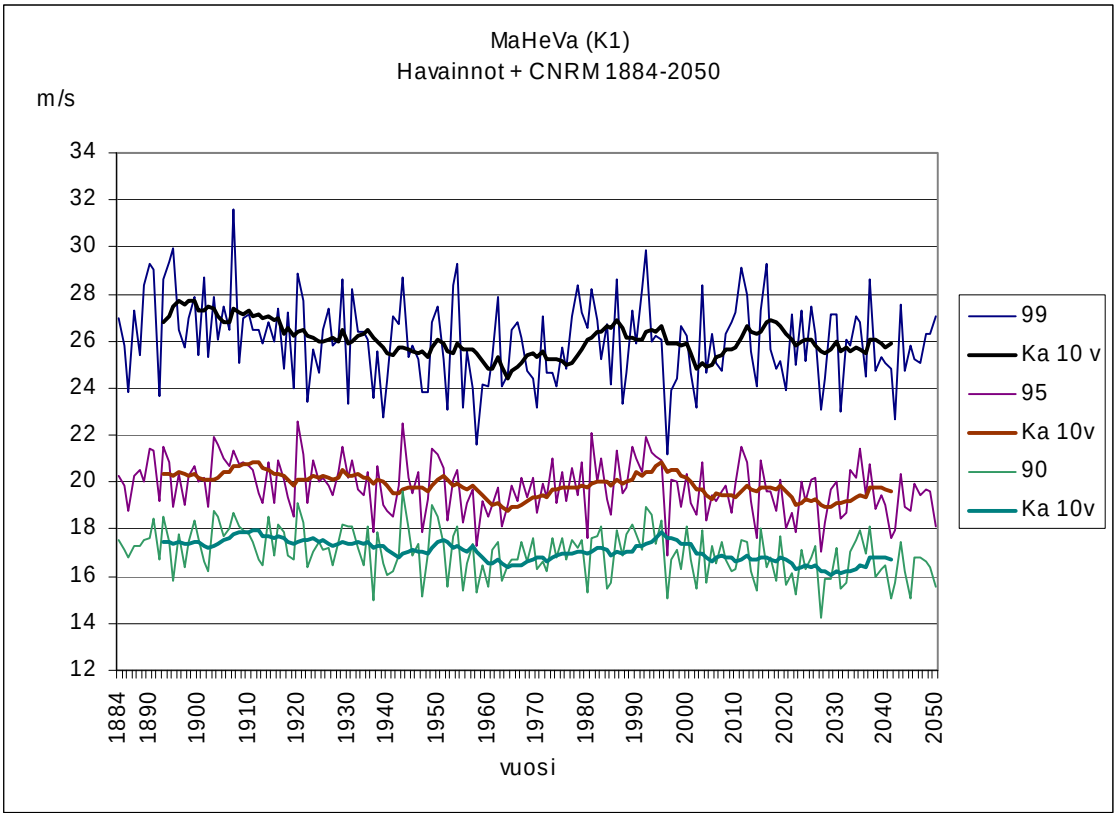
LIITE 5

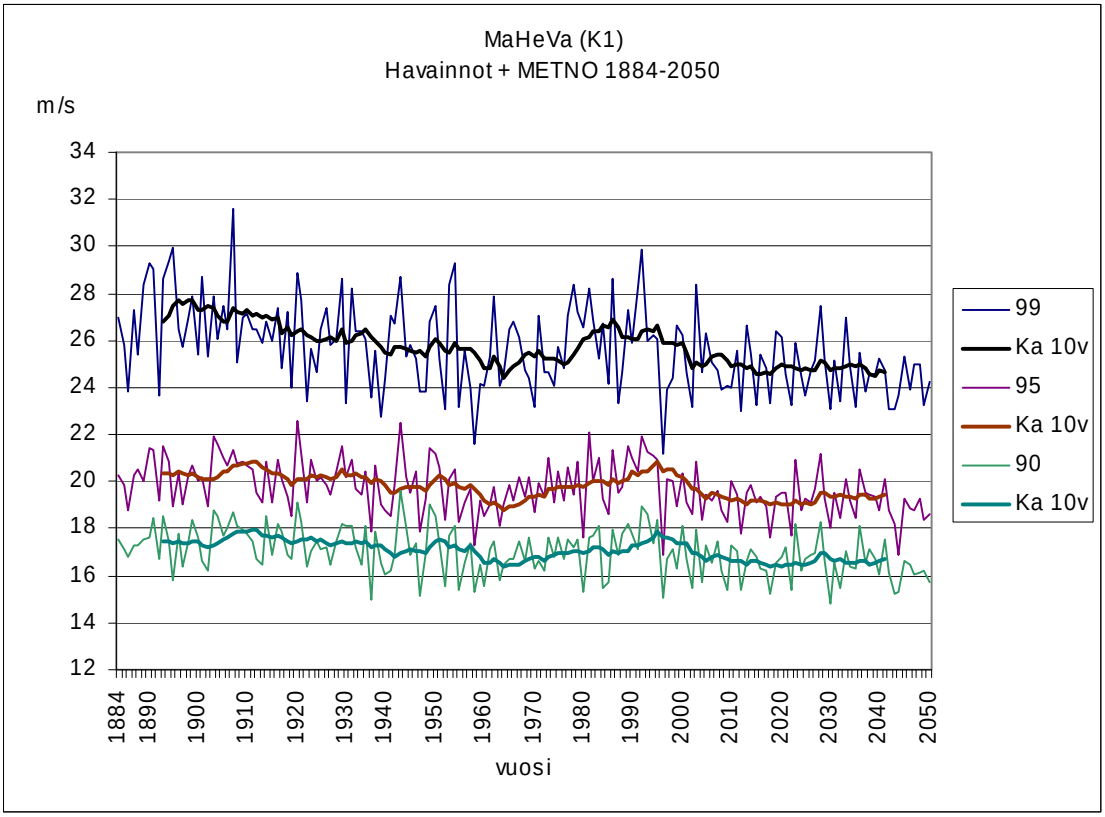
Geostrofisen tuulen nopeuden vaihtelu. Yhteen kuvaajaan on yhdistetty sekä havaintoaineisto että yhden ilmastomallin aineisto. Tulokset on esitetty kolmioittain ja ilmastomalleittain. Prosenttipisteet on merkitty luvuin 99, 95 ja 90. Ka 10v = kymmenen vuoden liukuva keskiarvo. K1-K6 = kolmiot 1-6.

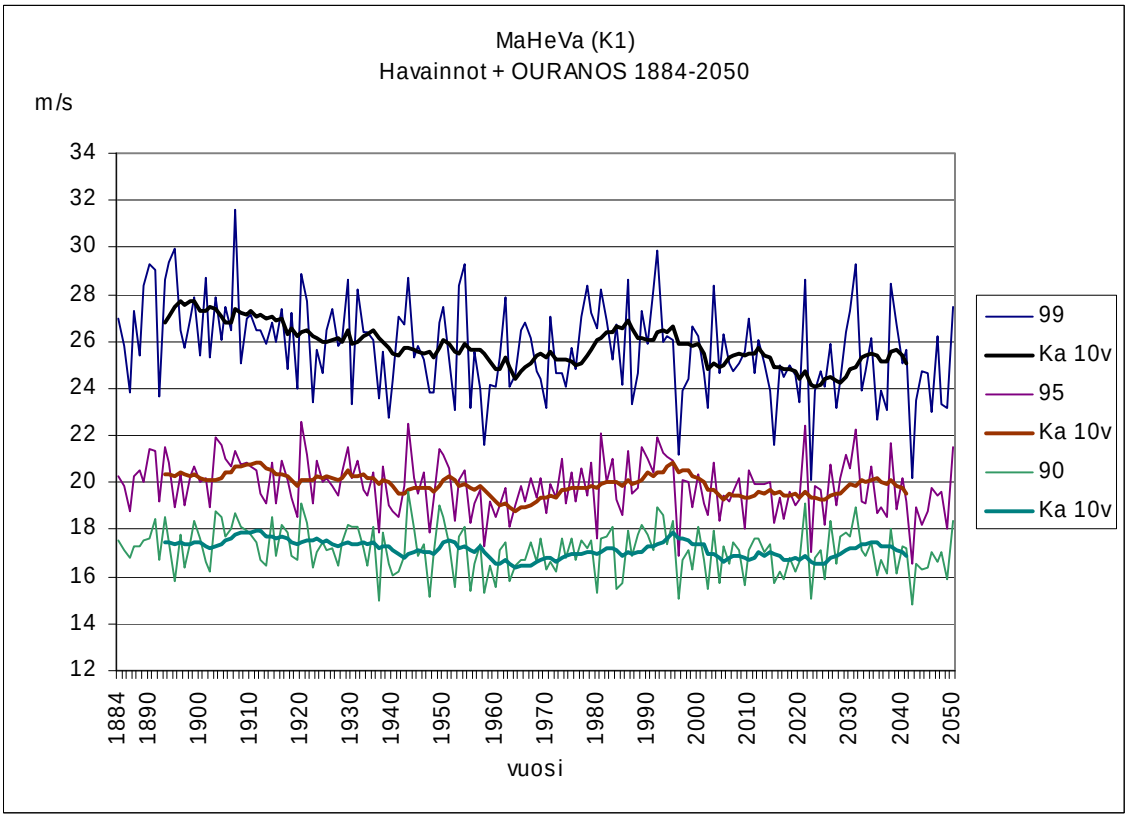


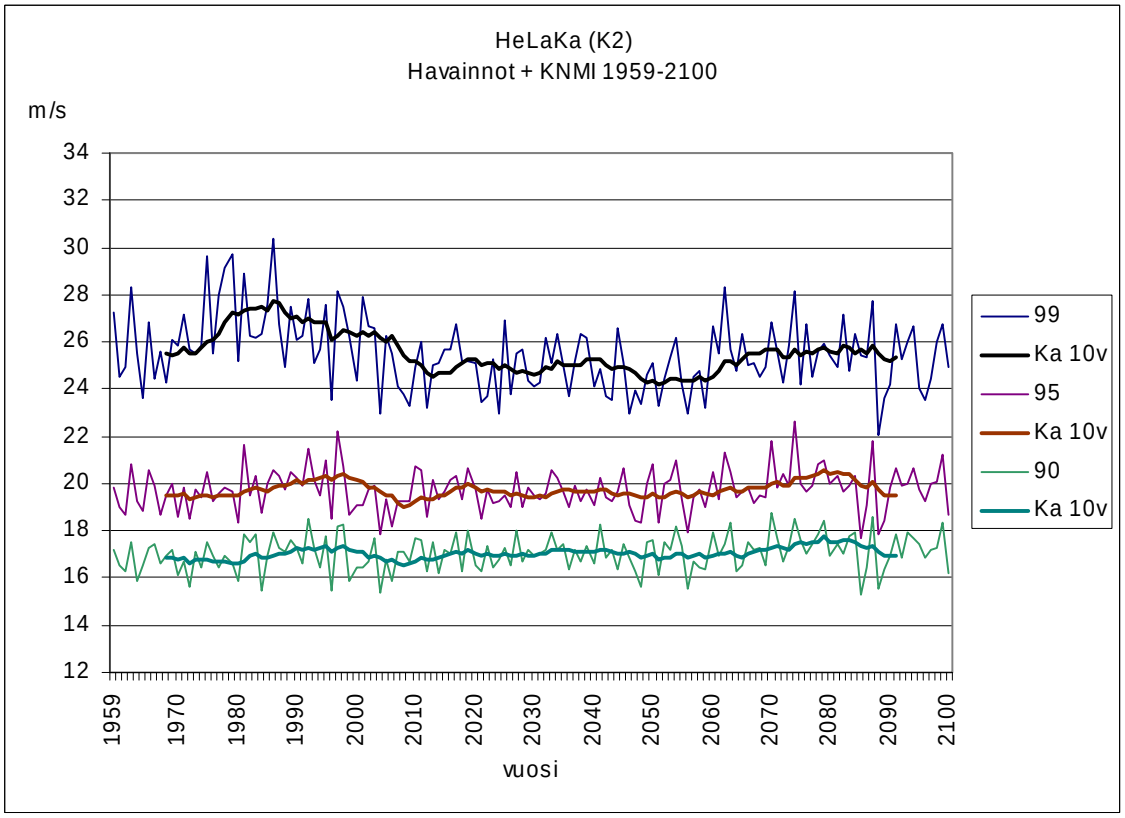


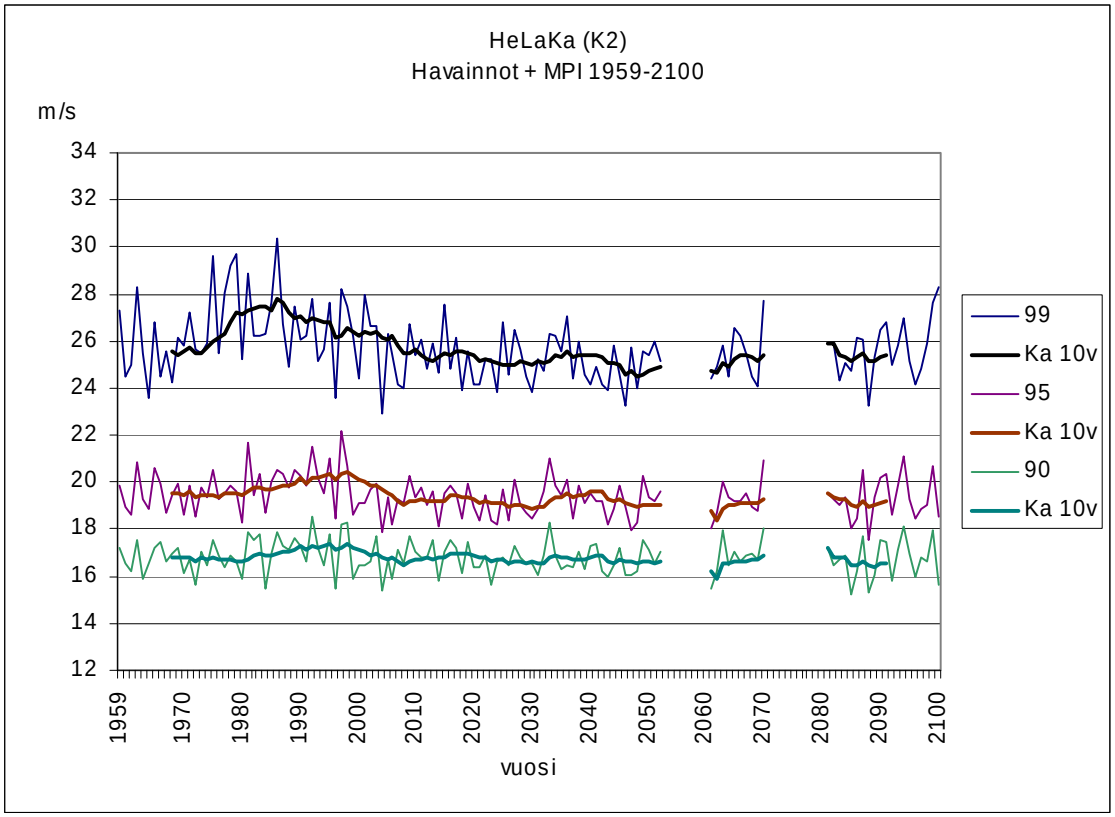

MaHeVa (KI)
Havainnot + C4I 1884-2099
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1884
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2099
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

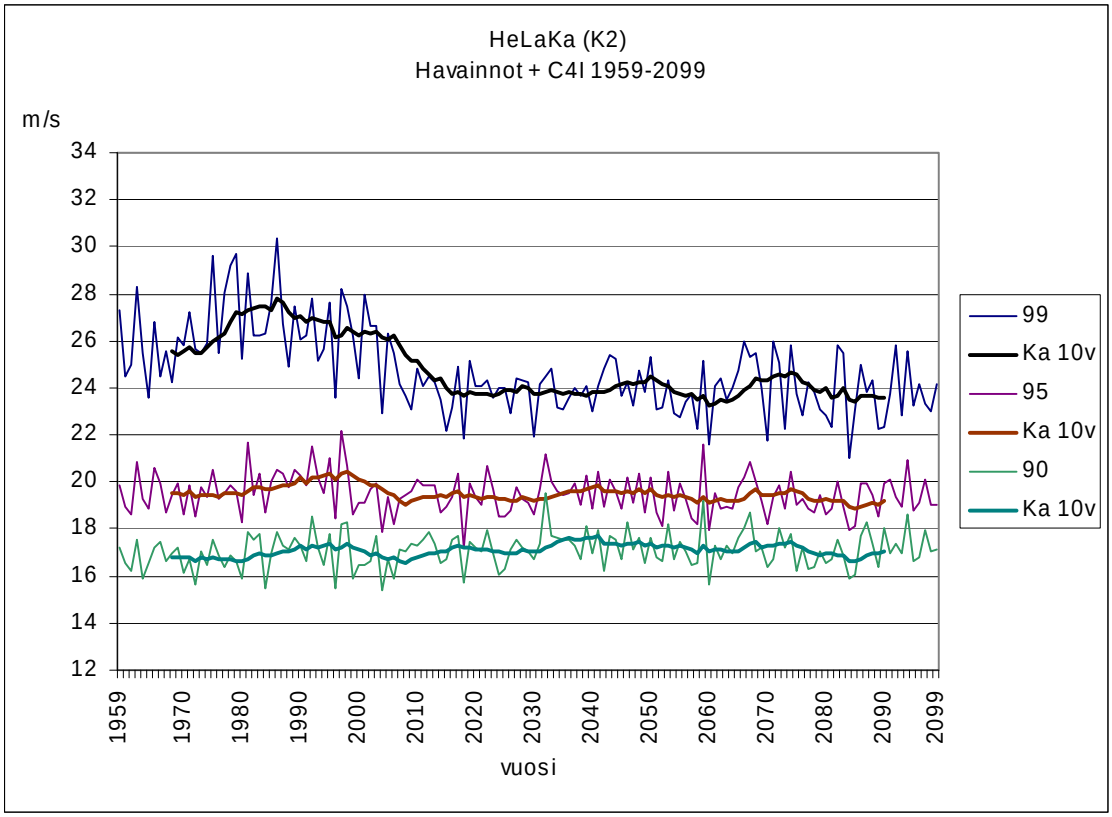

MaHeVa (K1)
Havainnot + CNRM 1884-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1884
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10 v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

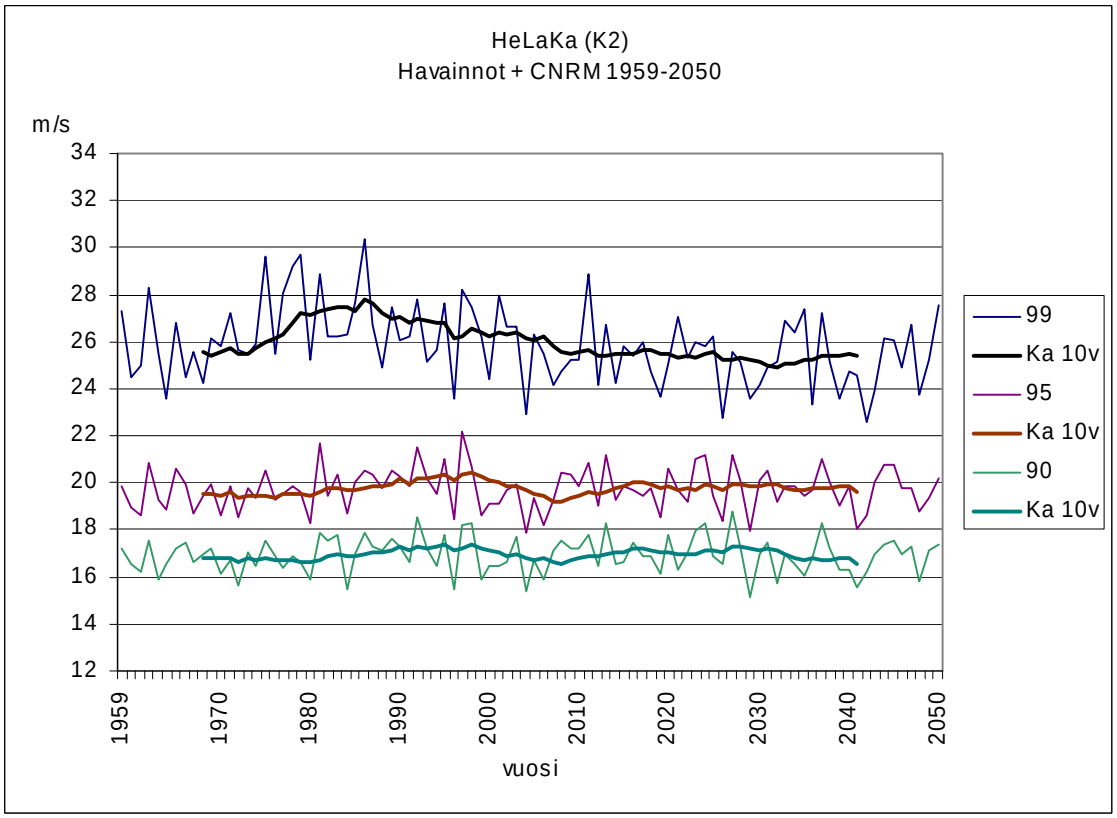

MaHeVa (K1)
Havainnot + METNO 1884-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1884
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

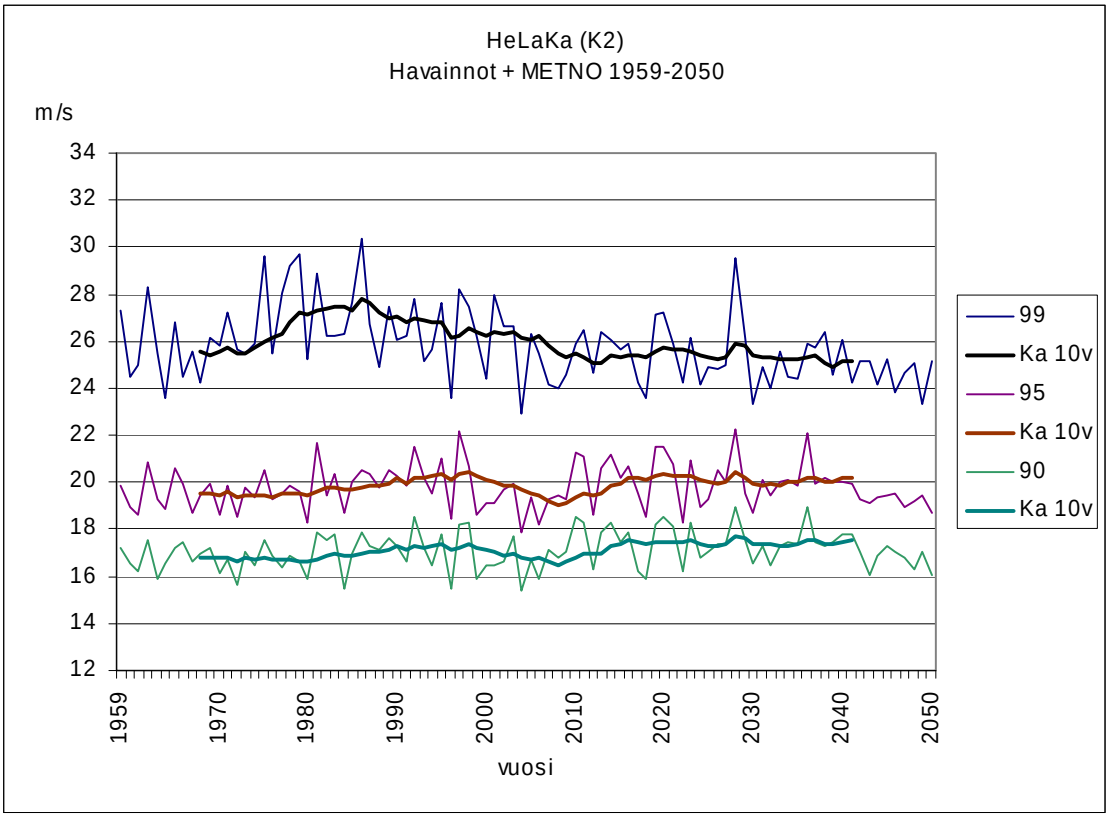

MaHeVa (K1)
Havainnot + OURANOS 1884-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1884
1890
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

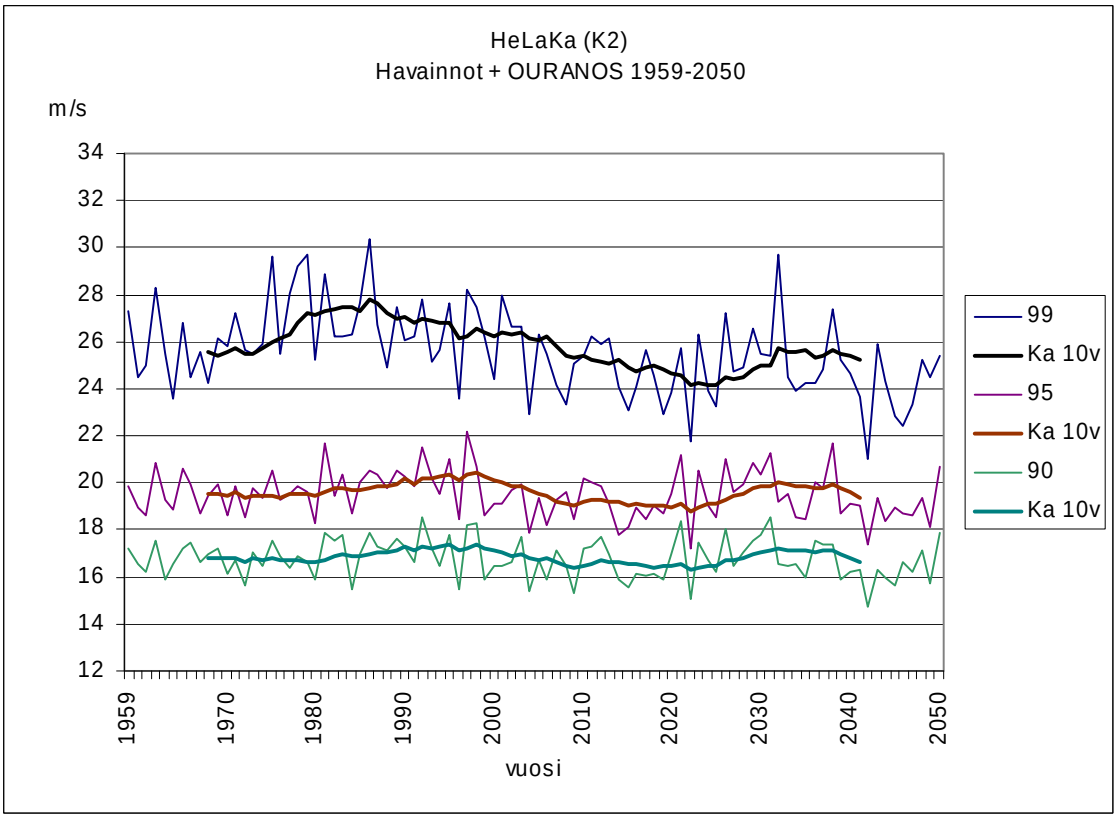

HeLaKa (K2)
Havainnot + KNMI 1959-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1959
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

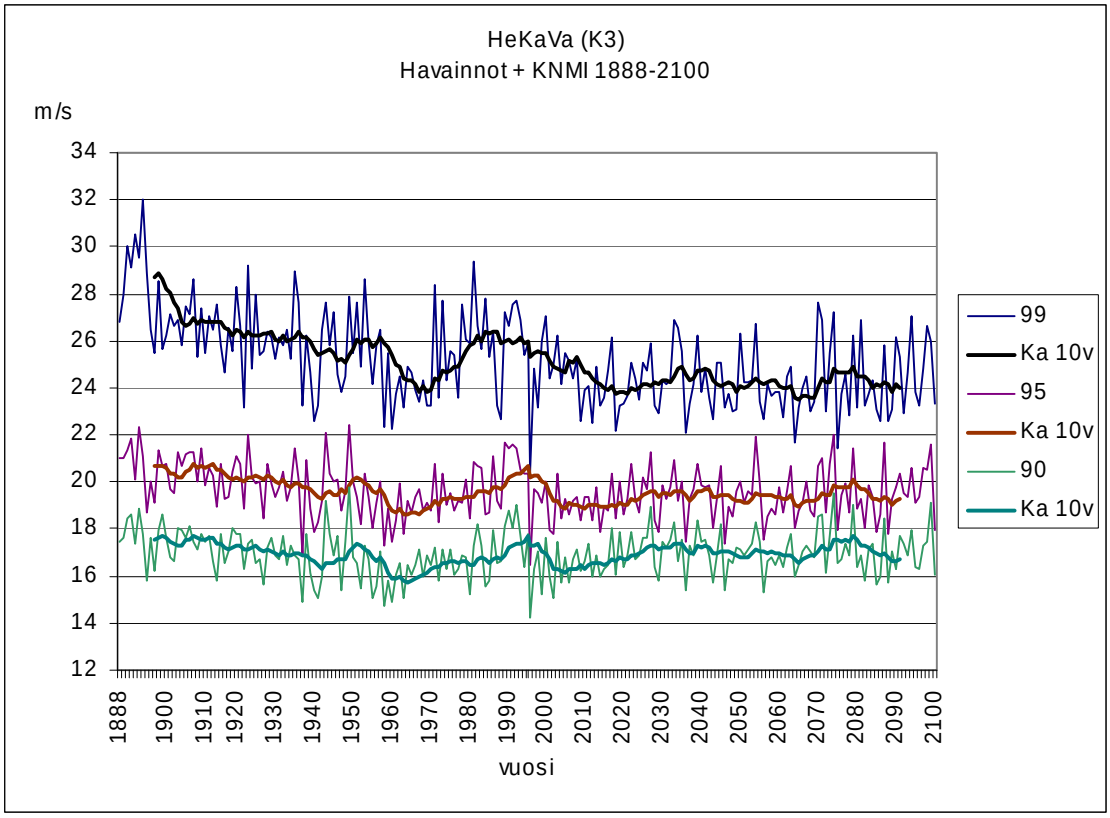

HeLaKa (K2)
Havainnot + MPI 1959-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1959
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

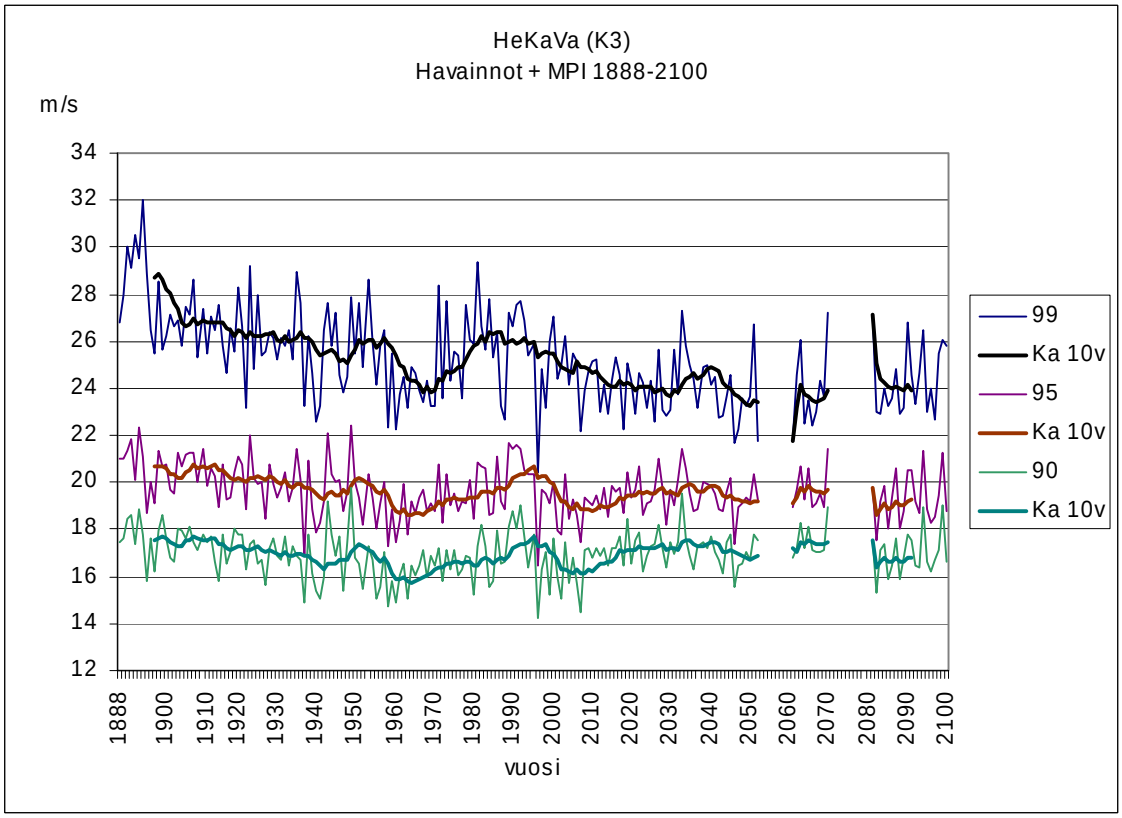

HeLaKa (K2)
Havainnot + C4I 1959-2099
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1959
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2099
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

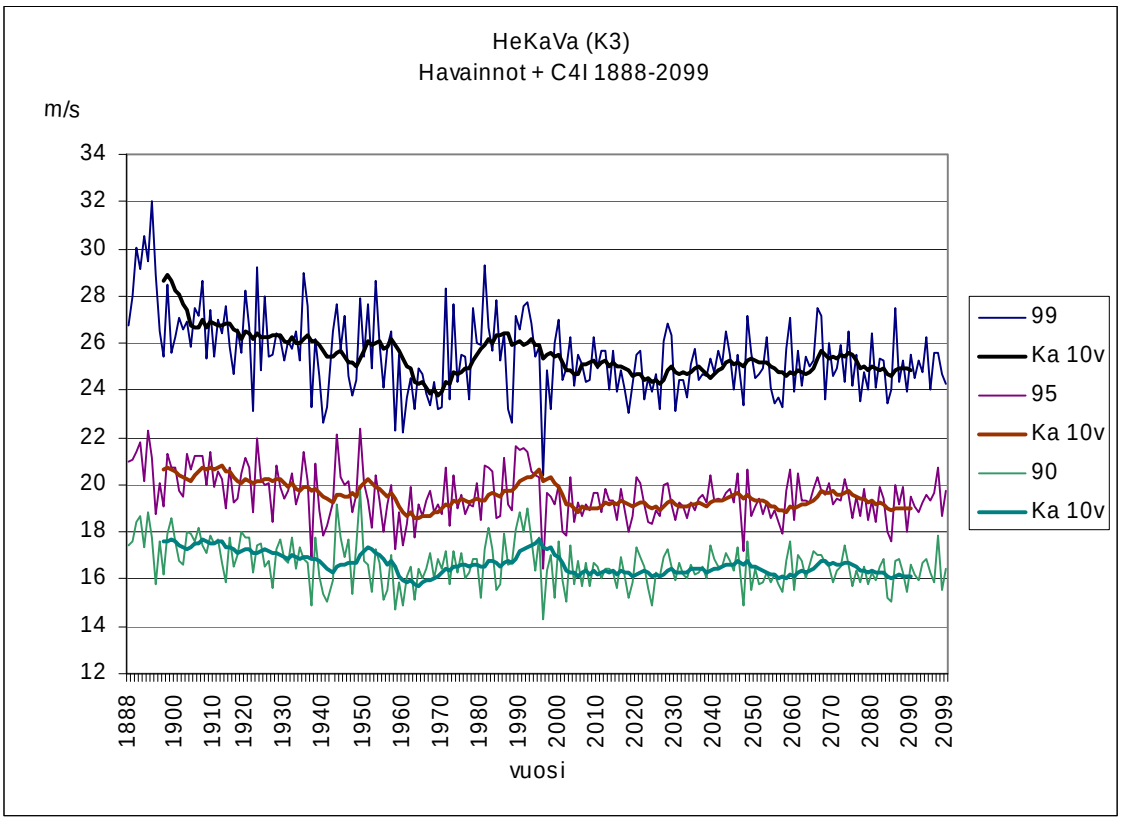

HeLaKa (K2)
Havainnot + CNRM 1959-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1959
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

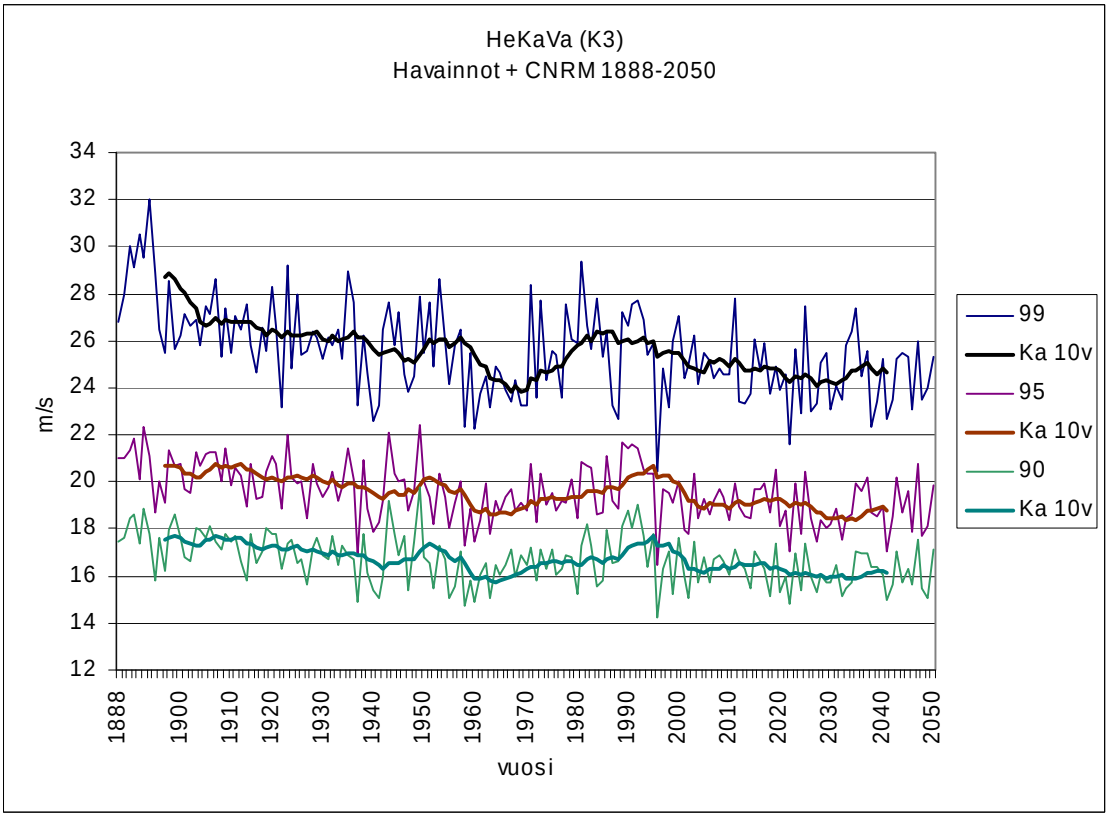

HeLaKa (K2)
Havainnot + METNO 1959-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1959
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

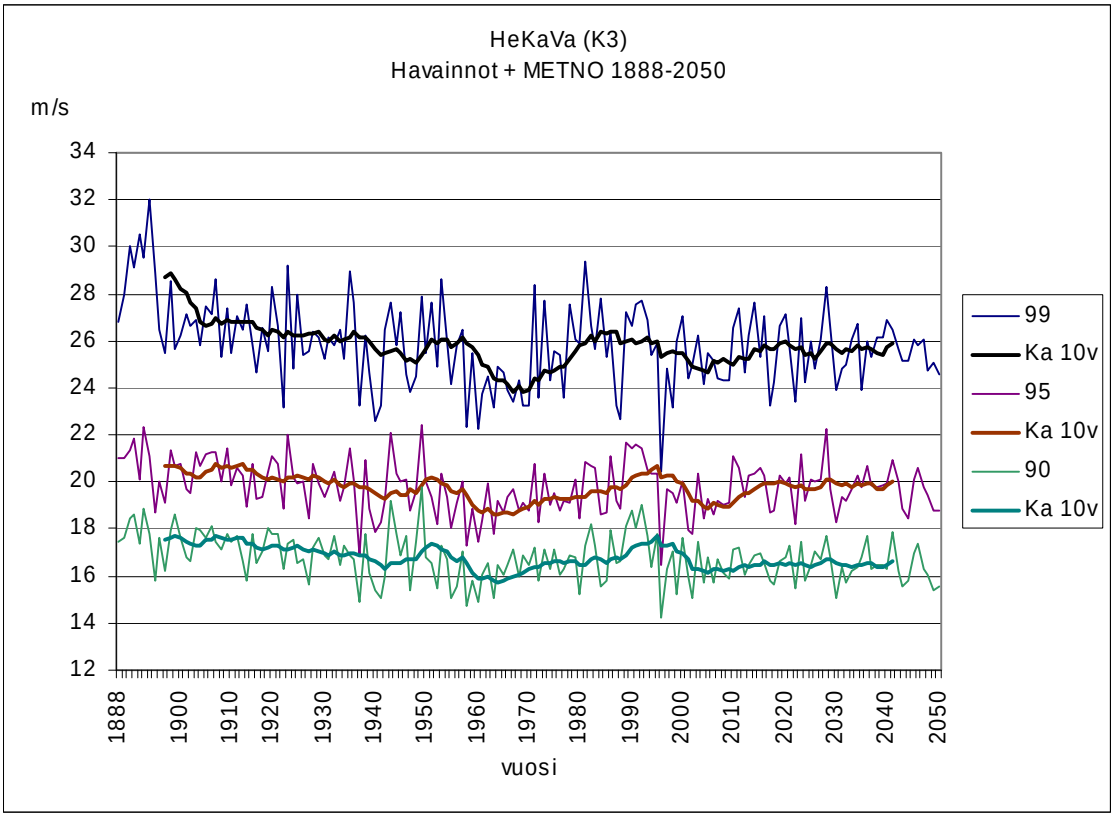

HeLaKa (K2)
Havainnot + OURANOS 1959-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1959
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

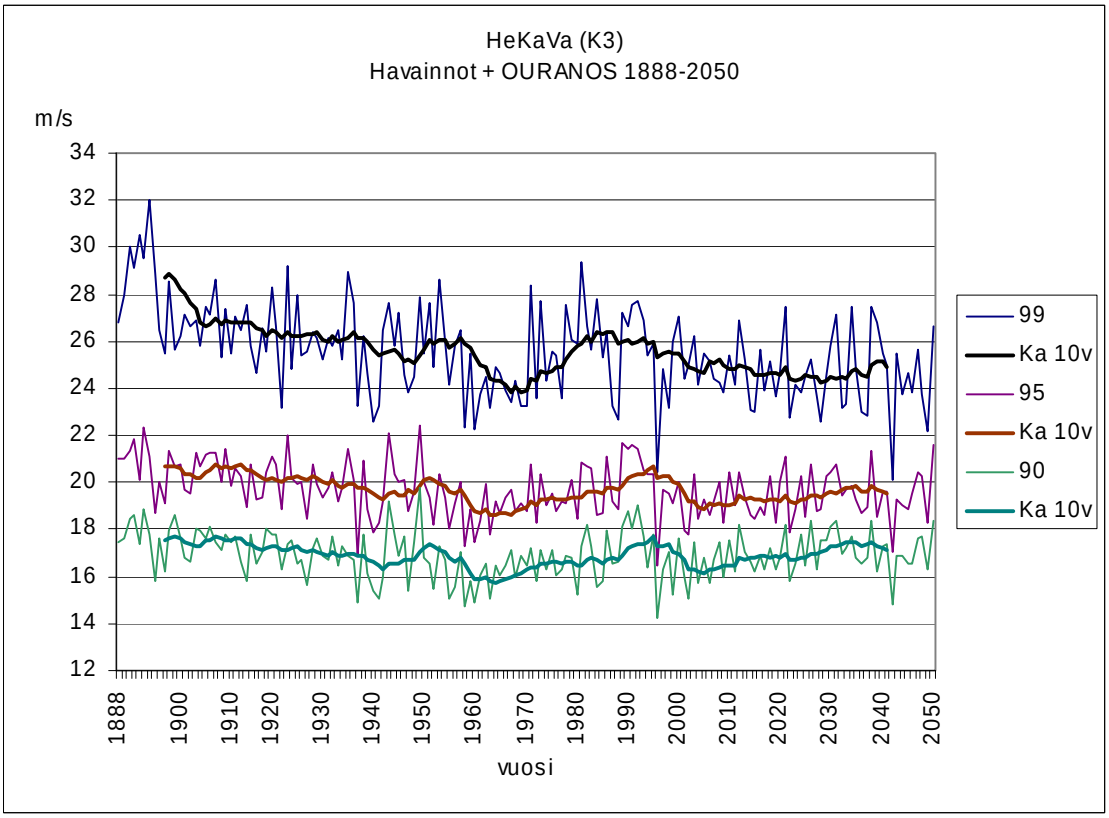

HeKaVa (K3)
Havainnot + KNMI 1888-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1888
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

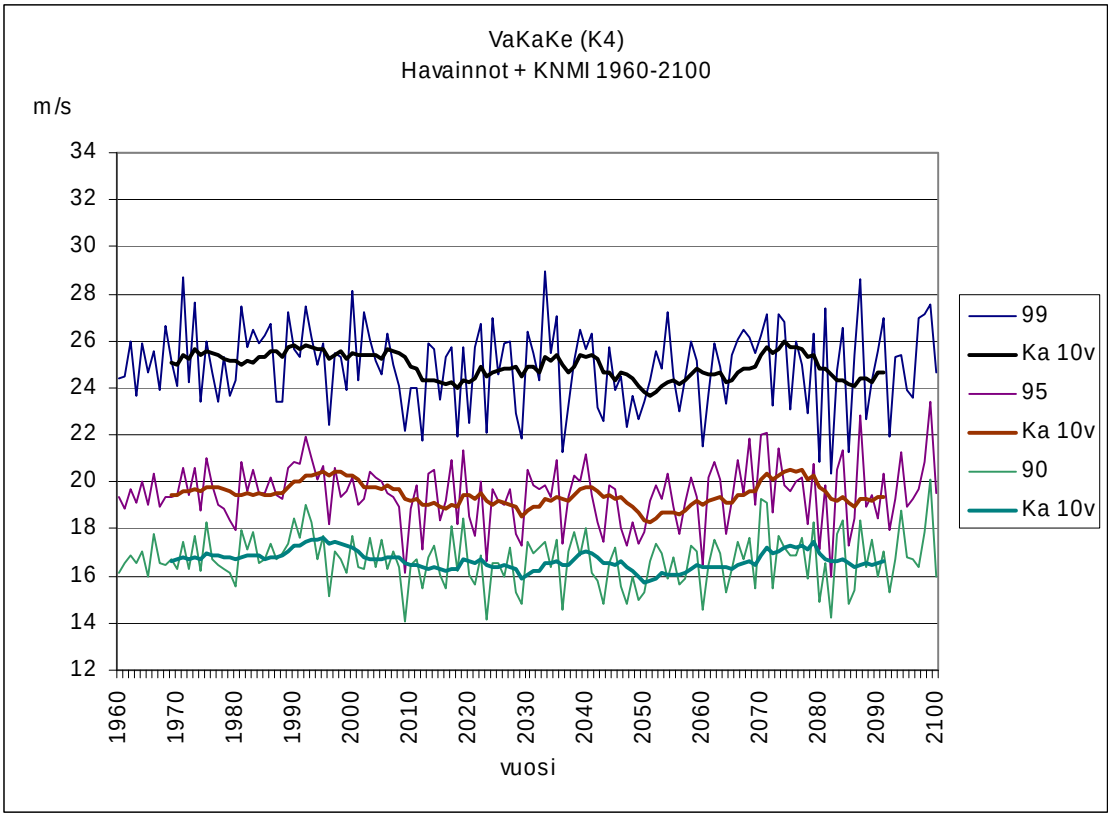

HeKaVa (K3)
Havainnot + MPI 1888-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1888
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

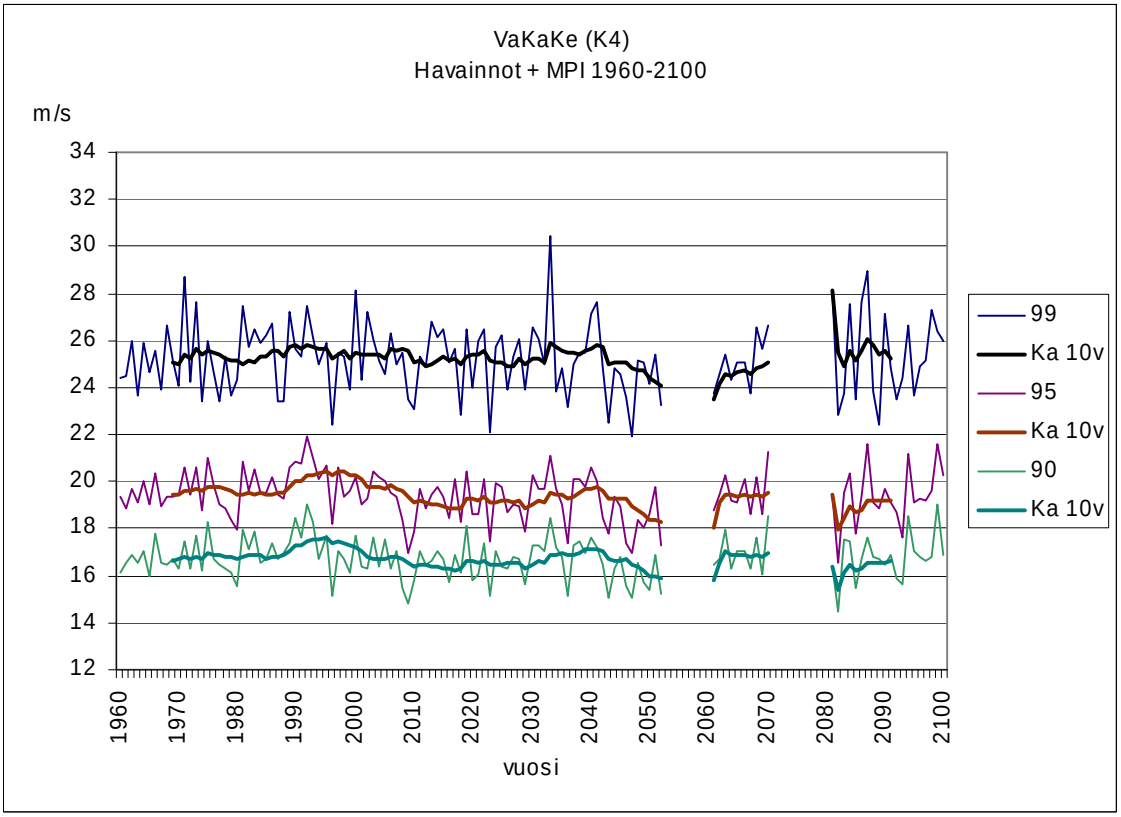

HeKaVa (K3)
Havainnot + C4I 1888-2099
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1888
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2099
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

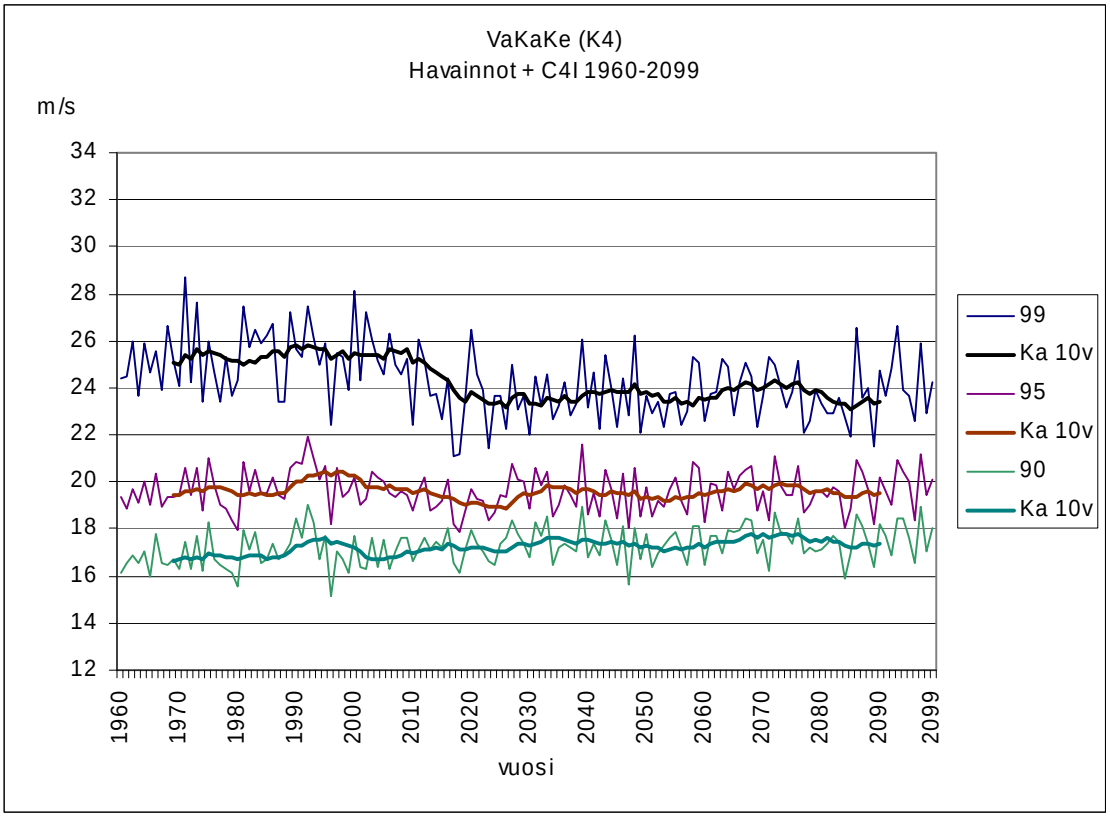

HeKaVa (K3)
Havainnot + CNRM 1888-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1888
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

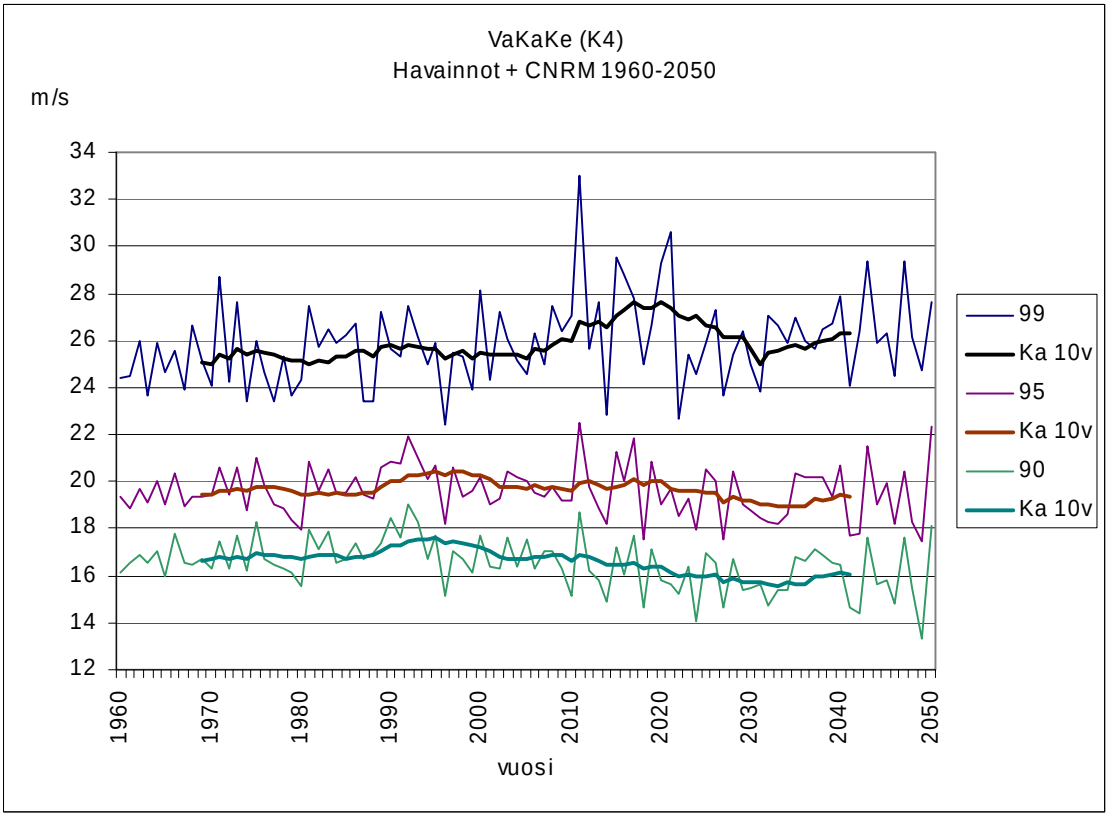

HeKaVa (K3)
Havainnot + METNO 1888-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1888
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

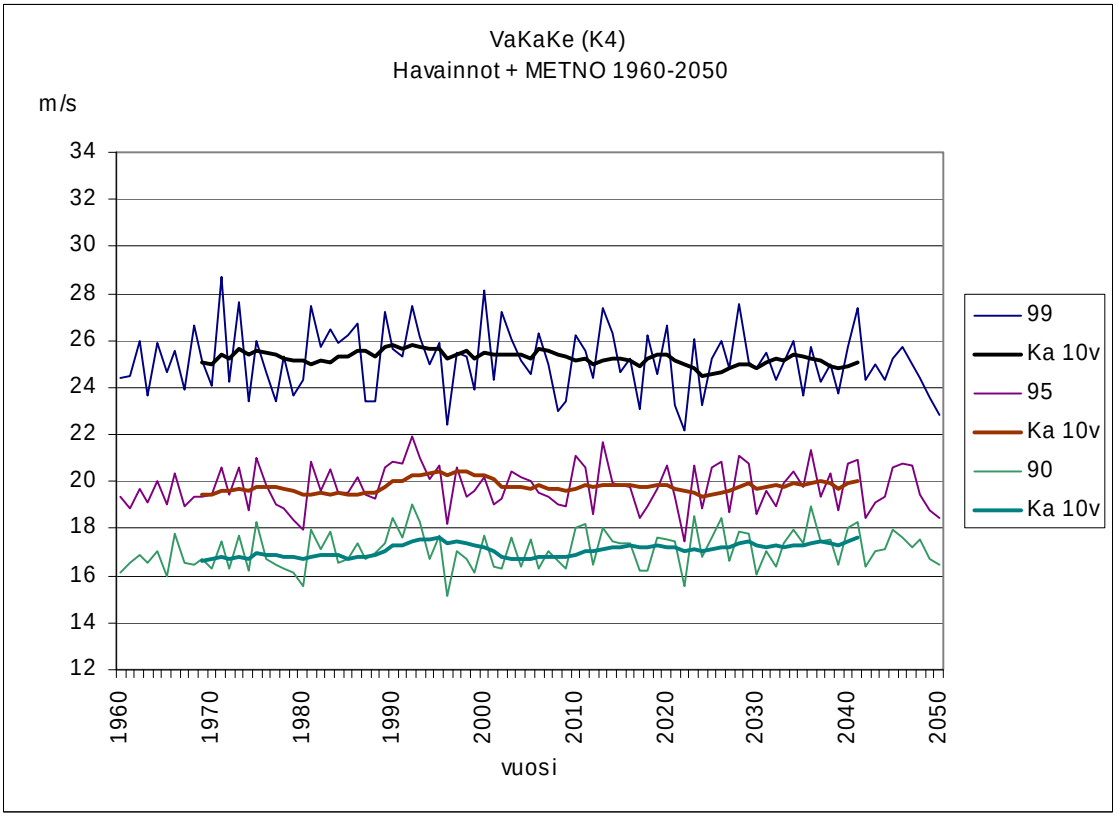

HeKaVa (K3)
Havainnot + OURANOS 1888-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1888
1900
1910
1920
1930
1940
1950
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

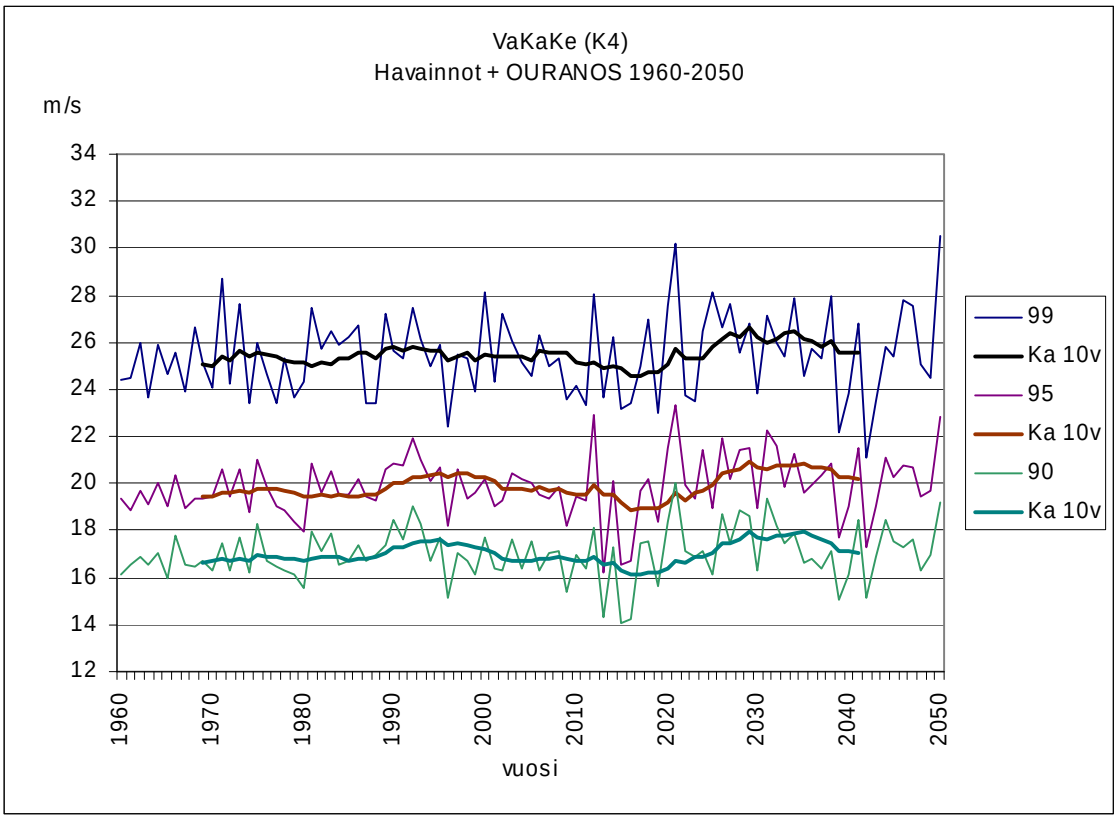

VaKaKe (K4)
Havainnot + KNMI 1960-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

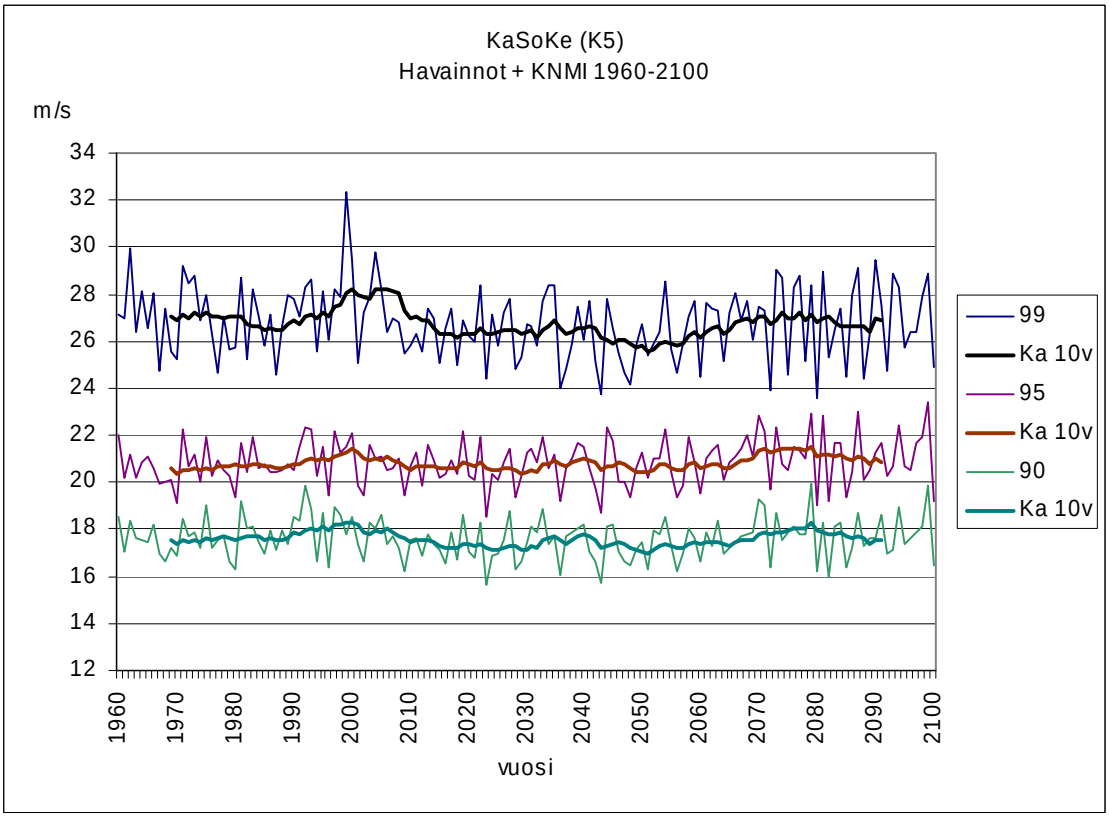

VaKaKe (K4)
Havainnot + MPI 1960-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

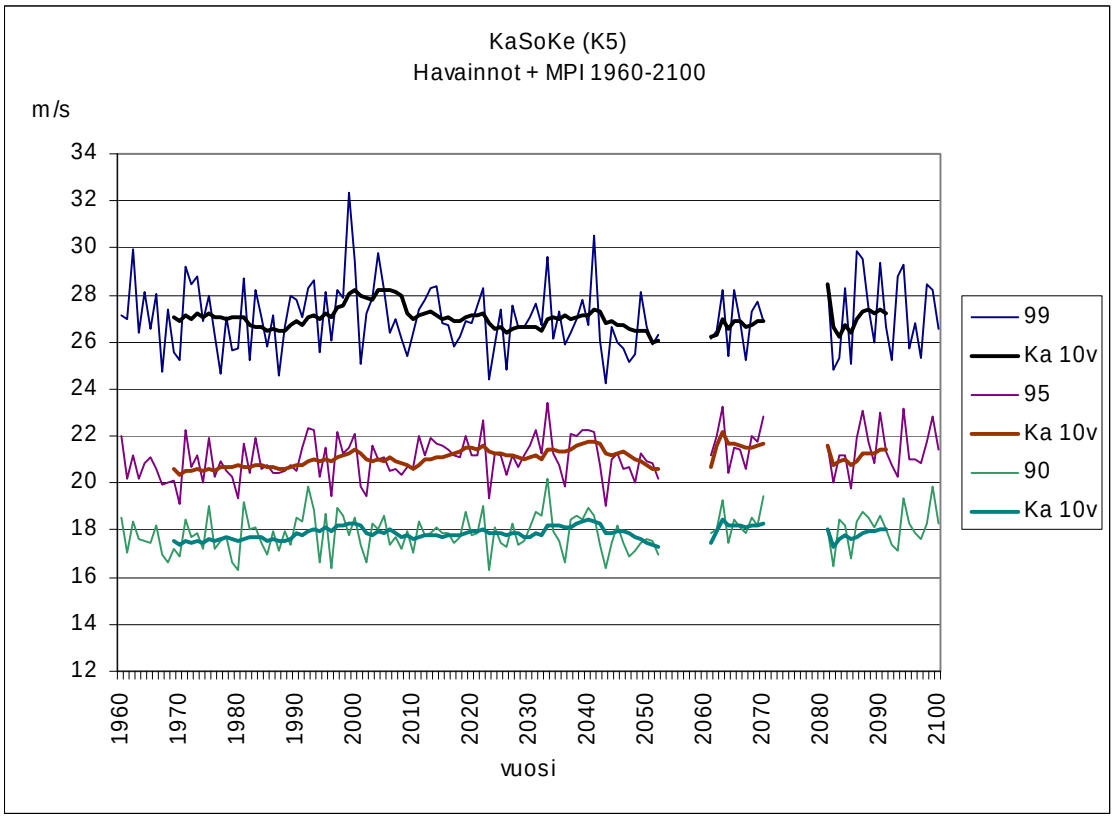

VaKaKe (K4)
Havainnot + C4I 1960-2099
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2099
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

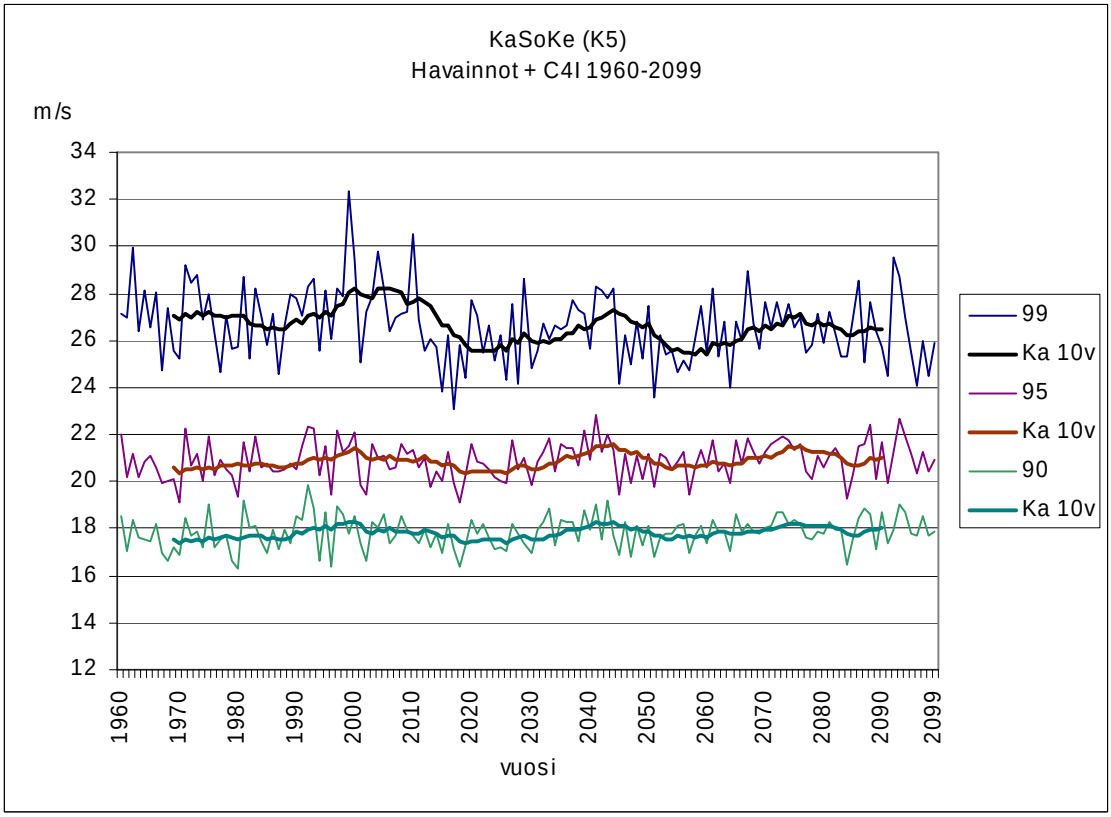

VaKaKe (K4)
Havainnot + CNRM 1960-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

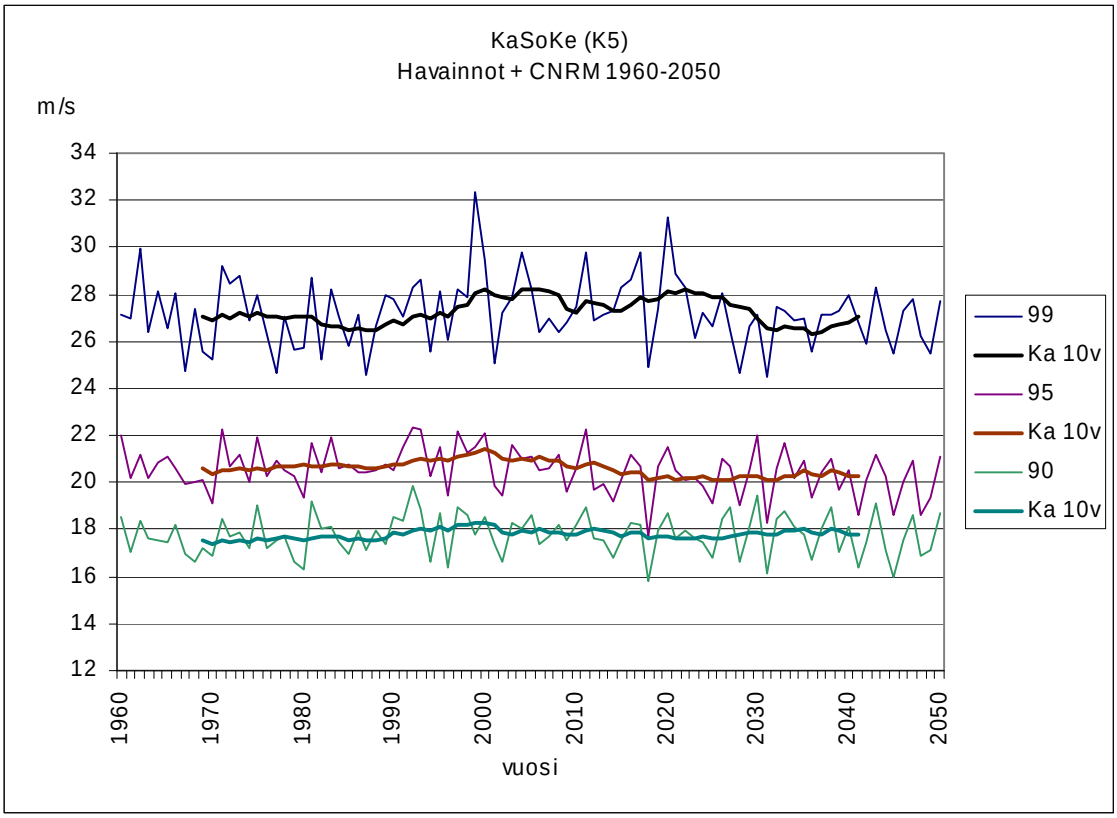

VaKaKe (K4)
Havainnot + METNO 1960-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

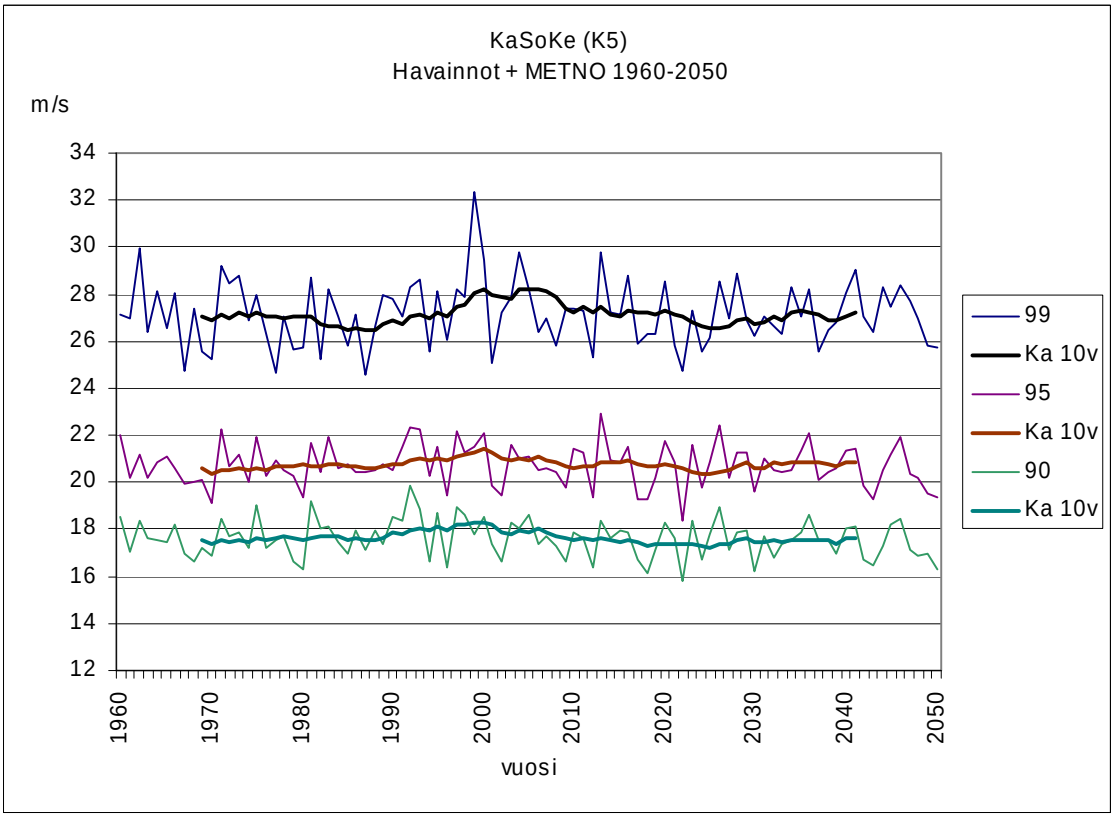

VaKaKe (K4)
Havainnot + OURANOS 1960-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

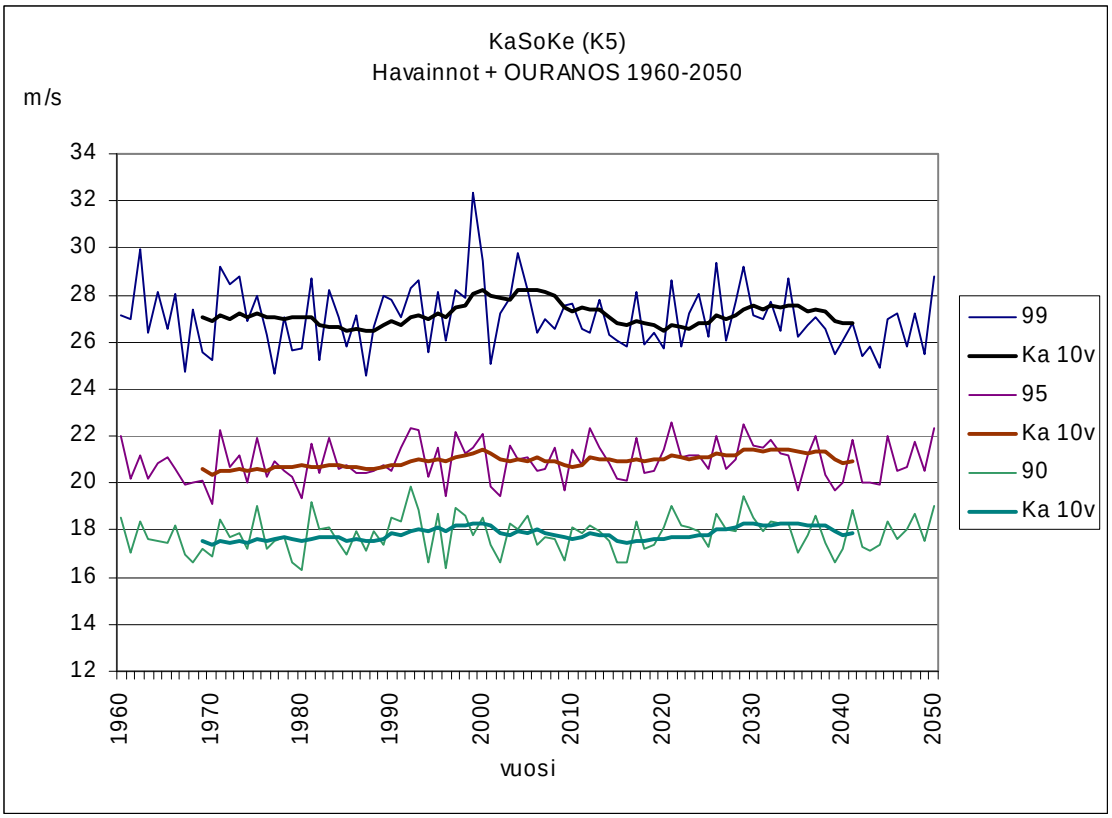

KaSoKe (K5)
Havainnot + KNMI 1960-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

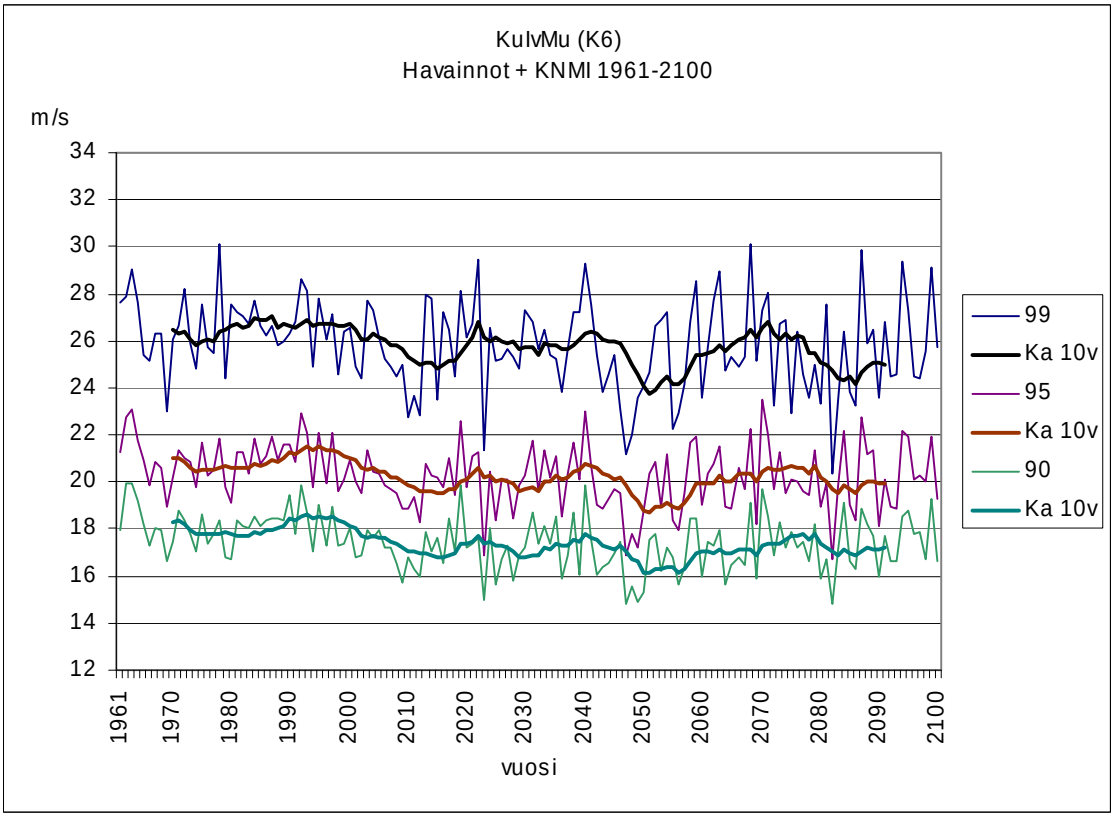

KaSoKe (K5)
Havainnot + MPI 1960-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

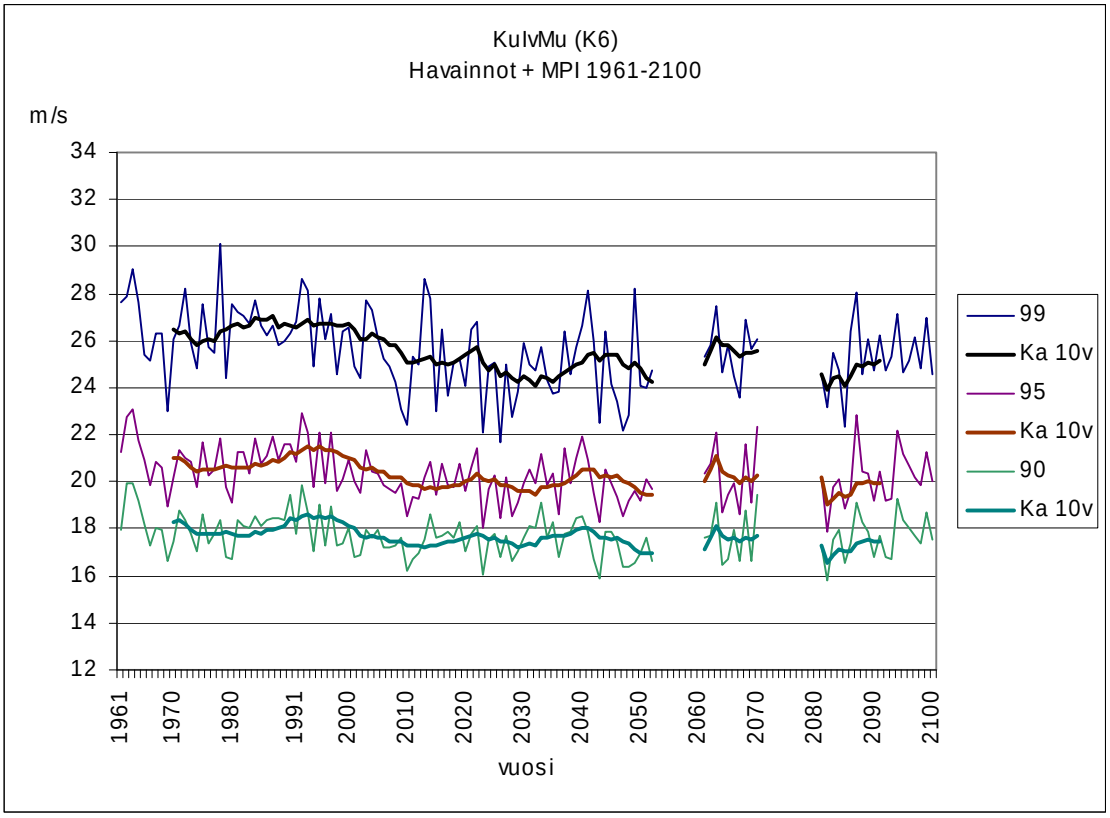

KaSoKe (K5)
Havainnot + C4I 1960-2099
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2099
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

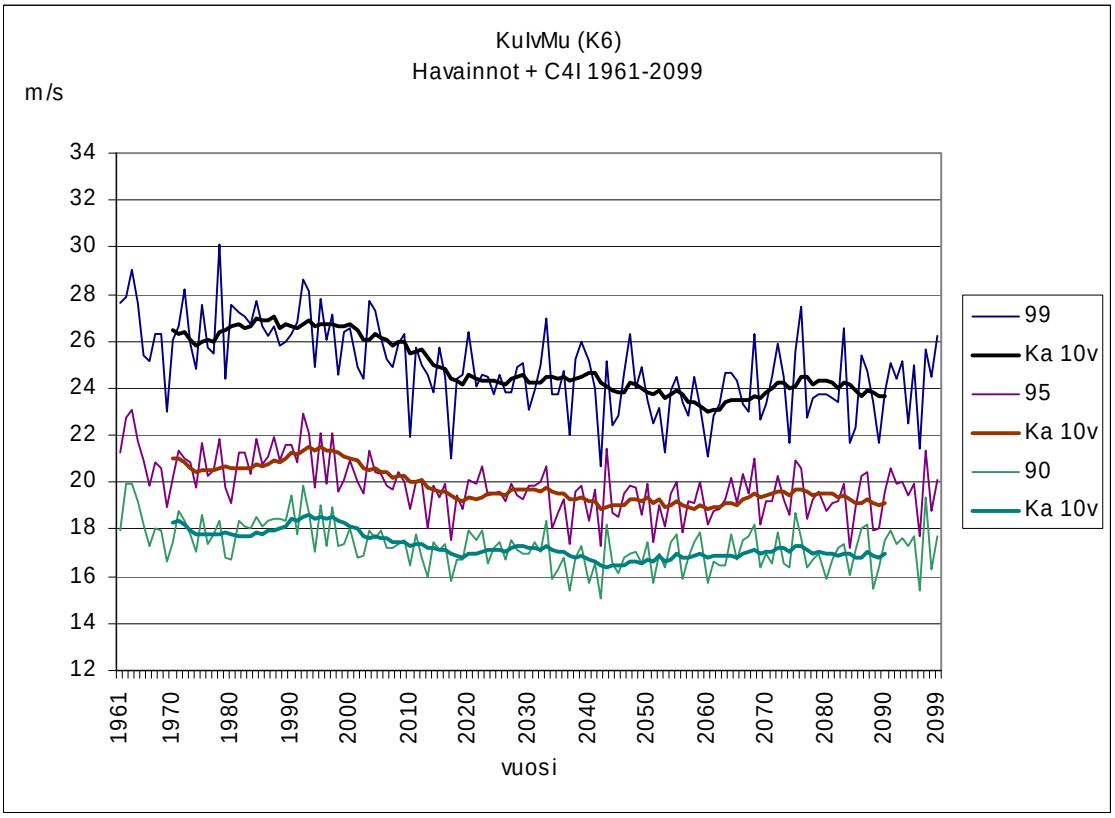

KaSoKe (K5)
Havainnot + CNRM 1960-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

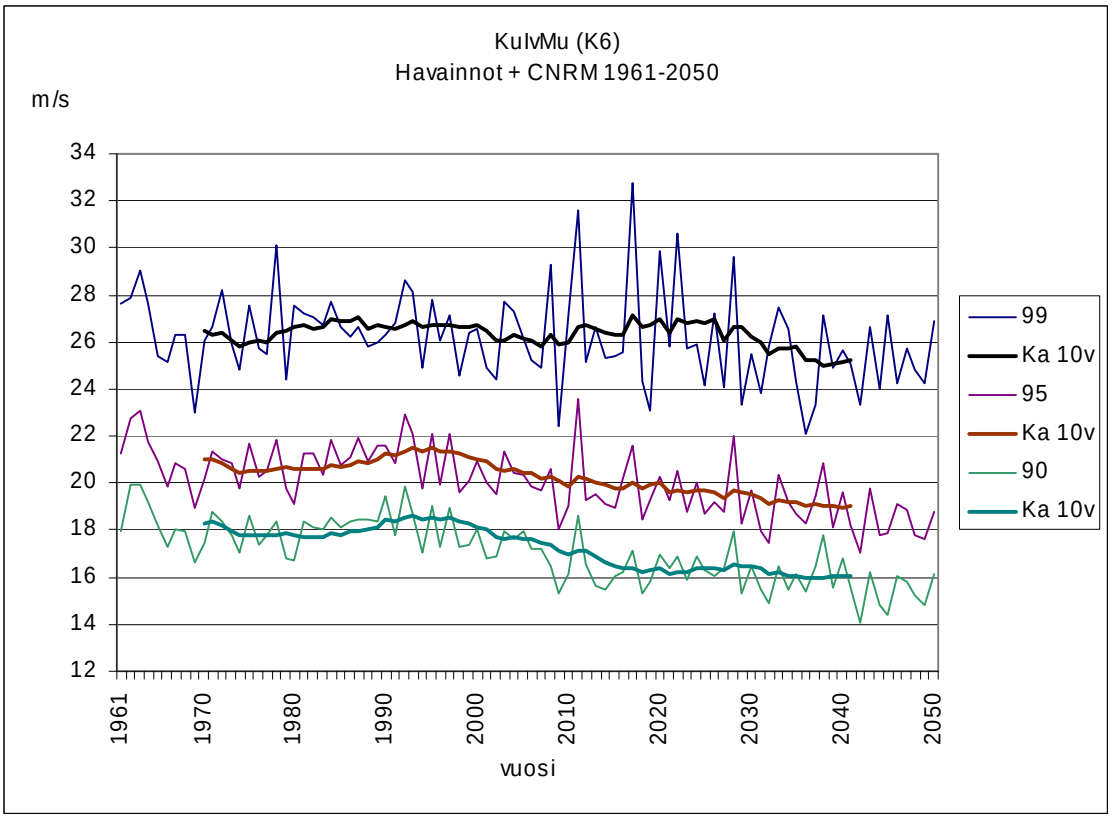

KaSoKe (K5)
Havainnot + METNO 1960-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

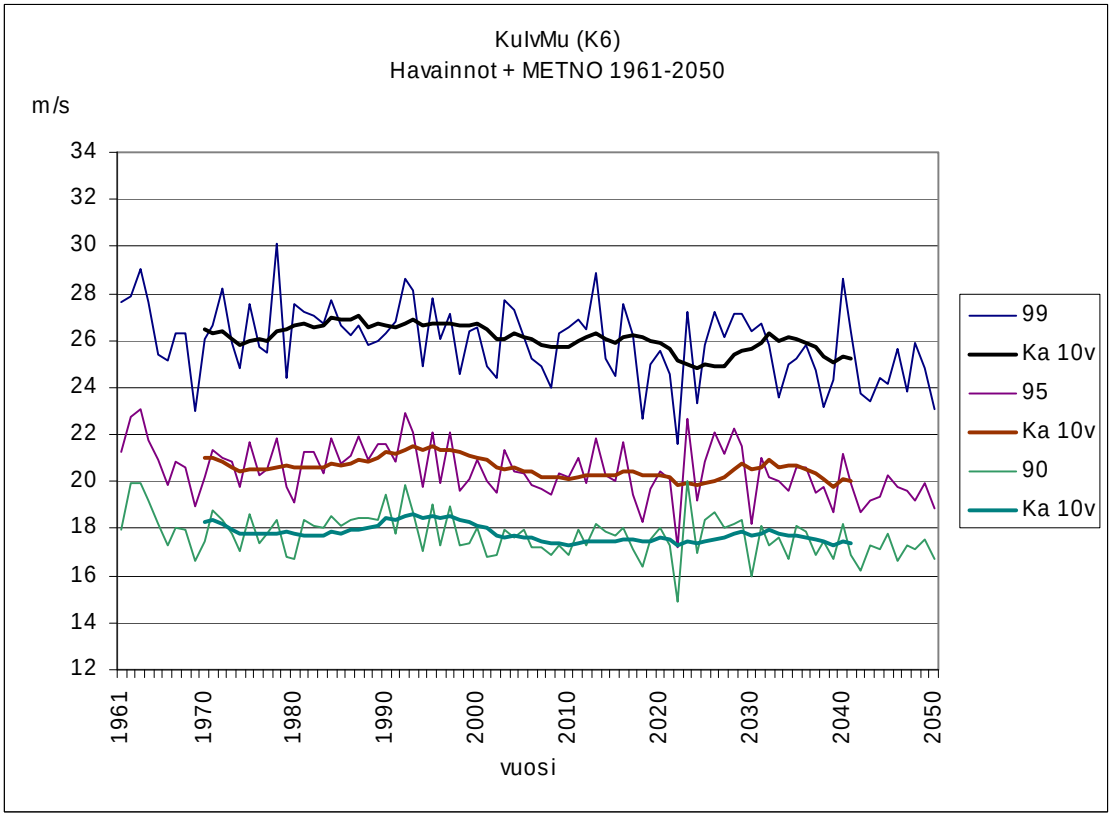

KaSoKe (K5)
Havainnot + OURANOS 1960-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1960
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

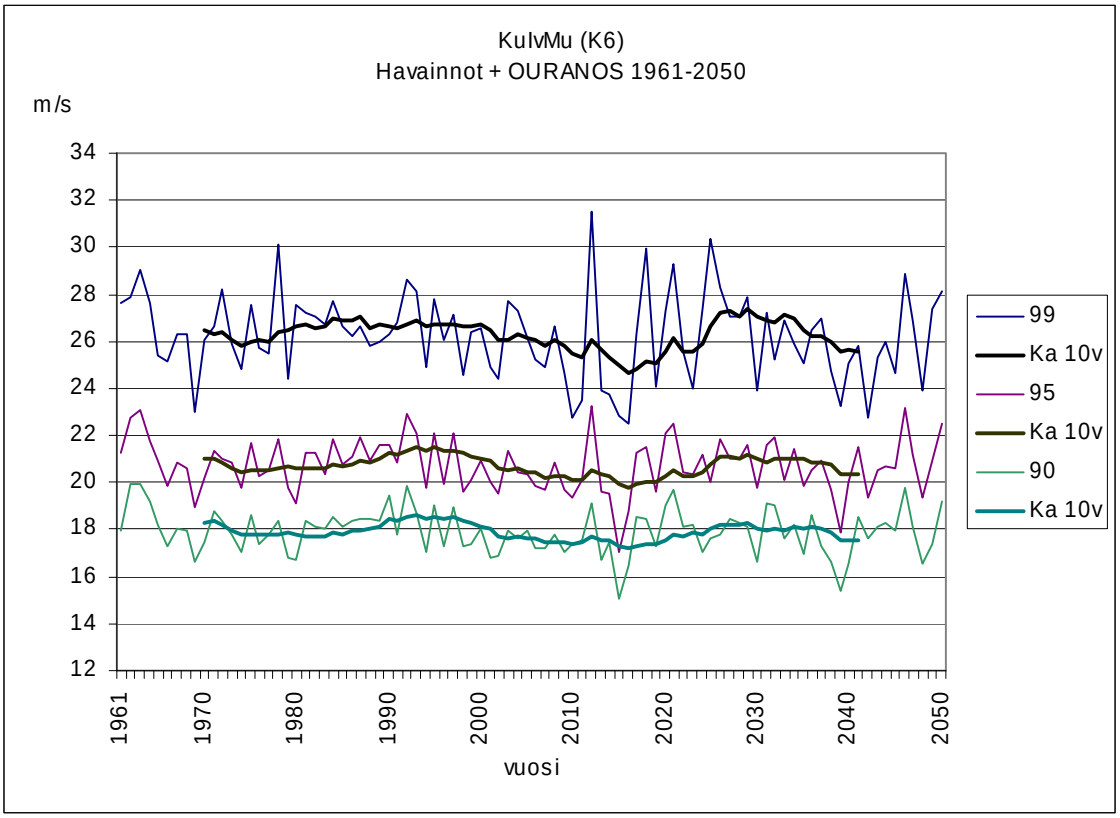

KulvMu (K6)
Havainnot + KNMI 1961-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1961
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v

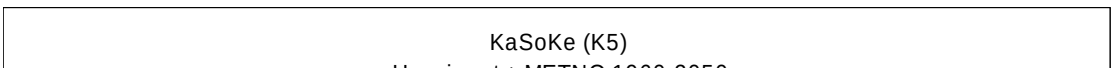

KulvMu (K6)
Havainnot + MPI 1961-2100
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1961
1970
1980
1991
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2100
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v


KulvMu (K6)
Havainnot + C4I 1961-2099
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1961
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
2060
2070
2080
2090
2099
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v


KulvMu (K6)
Havainnot + CNRM 1961-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1961
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v


KulvMu (K6)
Havainnot + METNO 1961-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1961
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v


KulvMu (K6)
Havainnot + OURANOS 1961-2050
m/s
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
1961
1970
1980
1990
2000
2010
2020
2030
2040
2050
vuosi
99
Ka 10v
95
Ka 10v
90
Ka 10v


KaSoKe (K5)