

**Ilmastonmuutoksen vaikutukset trooppisiin hirmumyrskyihin
Pohjois-Atlantilla ja läntisellä Tyynellämerellä**

Anne-Mari Riikonen

LuK-tutkielma
Oulun yliopisto
Maantieteen tutkimusyksikkö
26.4.2018

Tiivistelmä

Tässä tutkielmassa tutustutaan trooppisten hirmumyrskyjen syntymekanismeihin sekä sääilmiöihin, jotka vaikuttavat myrskyjen esiintymiseen Pohjois-Atlantilla ja läntisellä osalla Tyynätä valtamerä. Taustalla on ajatus ilmastonmuutoksen vaikutuksista hirmumyrskyjen esiintymiseen, sillä useat tutkijat ovat raportoineet lämpenevän ilmaston suotuisista vaikutuksista trooppisten myrskyjen kehittymisen suhteen. Lämpenevässä ilmastossa odotetaan muutoksia merien pintalämpötiloissa, tuuliolosuhteissa, ilmakehässä sekä sääilmiöissä. Längtisellä Tyynellämerellä ENSO:n voimistuminen ja heikkenevä Walkerin kiertokulku voivat edesauttaa entistä useampien ja voimakkaampien taifuunien esiintymistä alueella. Vastaavasti Pohjois-Atlantilla voimistuva ENSO ja kasvavat vertikaaliset tuulet haittaavat hirmumyrskyjen kehittymistä ja siellä on odotettavissa vähemmän hirmumyrskyaktiivisuutta.

Sisällysluettelo

Tiivistelmä	1
Sisällysluettelo	2
1. Johdanto	3
2. Trooppisen hirmumyrskyn kehittyminen	5
2.1. Hirmumyrskyjen luokittelu	7
2.2. Pohjois-Atlantin hurrikaanien erityispiirteet	9
2.3. Läntisen Tyynenmeren taifuunien erityispiirteet	10
3. El Niño-Southern Oscillation (ENSO)	11
4. Madden-Julian Oscillation (MJO)	13
5. Ilmastonmuutoksen vaikutukset trooppisten hirmumyrskyjen muodostumiseen	15
6. Hurrikaani - ja taifuunitilastoja	16
7. Pohdinta ja hirmumyrskyennusteet Pohjois-Atlantille ja läntiselle Tyynellemerelle	18
Lähteet:	21

1. Johdanto

Ilmaston lämpeneminen on tutkijoiden keskuudessa jo yleisesti todettu ilmiö. Keskustelua käydäänkin lähinnä siitä, mikä osuus lämpenemisestä on antropologista, eli ihmisen aiheuttamaa ja mikä voisi olla luonnollista vaihtelua (Hughes, 2000: 56). Joka tapauksessa ilmiö on erittäin ajankohtainen ja sitä on tutkittu viime vuosina runsaasti. Luonnonmaantieteilijöitä on kiinnostanut erityisesti sen vaikutukset elinympäristöihin sekä maapallon ilmastoihin ja sääilmiöihin. IPCC:n (2007) tekemän selvityksen mukaan ilmaston lämpeneminen voisi aiheuttaa muun muassa yleistymistä erilaisissa sään ääri-ilmiöissä.

Yksi esimerkki merkittävästä sään ääri-ilmiöstä ovat trooppiset hirmumyrskyt. Ne ovat suuria trooppisilla alueilla muodostuvia pyörteisiä myrskyjä, joihin liittyvät voimakkaat vähintään 33 m/s puhaltavat tuulet ja sateet sekä tulva-aallot (Montgomery & Farrell, 1993: 285). Syntypaikasta riippuen hirmumyrskyille on keksitty erilaisia nimityksiä. Pohjois-Atlantilla ja koillisella Tyynellämerellä myrskyjä kutsutaan hurrikaaneiksi, läntisellä Tyynellämerellä taifuuneiksi ja Intian valtamerellä sekä eteläisellä Tyynellämerellä kehittyviä trooppisiksi sykloneiksi. Myös tieteessä puhutaan yleisesti trooppisista sykloneista.

Etenkin rannikkoseuduille hirmumyrskyt voivat olla erittäin suuri kiusaus. Pelkästään yksi voimakas hirmumyrsky voi tehdä alueilla valtavaa tuhoa, josta kuuluisin esimerkki on hirmumyrsky Katrinan aiheuttama hävitys New Orleansissa vuonna 2005. Tällöin hurrikaanin tuoma tulva-aalto hukutti suuren osan kaupungista veden alle ja aiheutti 1833:n ihmisen menehtymisen (Knabb et. al. 2005) sekä historiallisen suuret 125 miljardin taloudelliset vahingot (NOAA, 2018). Ihmishenkien ja taloudellisten vahinkojen säästämiseksi ilmastonmuutoksen vaikutuksista hirmumyrskyihin halutaan päästä selville, sillä odotettavissa voi olla entistä voimakkaampia myrskyjä.

Tehdyt havainnot hirmumyrskyjen esiintymisestä ja voimakkuudesta ovat tukeneet teorioita ilmastonmuutoksen niitä kasvattavasta vaikutuksesta. The International Emergency Database:n tietojen mukaan (Krishnamurthy, 2013: 79) Pohjois-Atlantilla on vuosien 1990 ja 2012 välillä kehittynyt 626 trooppista myrskyä ja kasvava trendi myrskyjen lukumäärässä on selvästi havaittavissa. Vastaavasti läntisellä Tyynellämerellä on todettu myrskyjen voimakkuuden nousseen 12-15 % sekä kategorian 4 tai 5 taifuunien määrän kaksinkertaistuneen tai jopa kolminkertaistuneen (Mei & Xie, 2016).

Tässä tutkielmassa perehdyn trooppisten hirmumyrskyjen syntyprosesseihin, niihin vaikuttaviin ilmiöihin ja siihen millainen vaikutus ilmaston lämpenemisellä voisi olla tämänhetkisen tutkimustiedon perusteella. Tutustun aiheeseen lähinnä Pohjois-Atlantilla ja läntisellä Tyynellämerellä, sillä peräti 38 prosenttia trooppisista myrskyistä ja suurista hirmumyrskyistä syntyy näillä alueilla (Henderson-Sellers et al. 1998: 23). Kyseisten alueiden rannikot ovat myös erityisen riskialttiita hirmumyrskyjen aiheuttamille taloudellisille vahingoille, sillä niillä sijaitsee paljon asutusta ja rakennettua ympäristöä (Blake et. al. 2011: 6).

2. Trooppisen hirmumyrskyn kehittyminen

Trooppiset hirmumyrskyt ovat voimakkaita lämpimillä merialueilla muodostuvia pyörremyrskyjä. Ne kehittyvät vaihe vaiheelta pienestä häiriöstä merenpinnan ja ilmakehän välillä ensin trooppiseksi matalapaineeksi, trooppiseksi myrskyksi ja lopulta pyörremyrskyksi. Jotta matalapaine voisi kehittyä pyörremyrskyksi, vaaditaan siihen juuri sopivat olosuhteet (Chan & Kepert, 2010: 3, 55).

Gray (1998: 38) on määritellyt klimatologiset parametrit, jotka vaaditaan trooppisen hirmumyrskyn kehittymiseksi. Hänen luokitteli parametrit termisiin (1-3) ja dynaamisiin (4-6), joiden vuorovaikutuksella on yhdessä merkitys orastavien syklonien kehityskulkuun. Parametrit ovat,

1. vähintään 26 °C merivesi noin 60 metrin syvyydeltä
2. lämpötilaero maanpinnan ja ilmakehän (500 mb) välillä
3. verrattain korkea suhteellinen kosteus troposfäärissä
4. hieman pyörteilevä ilmamassa
5. coriolisvoima
6. heikko vertikaalinen tuuli troposfäärissä

Termiset parametrit liittyvät matalapaineiden konvektioon, eli matalapaineessa nouseviin ilmavirtauksiin ja sen ylläpitoon, sillä se toimii kehittyvän myrskyn moottorina. Dynaamiset tekijät sen sijaan liittyvät itse syklonin muodostumiseen ja pyörteisen liikkeen synnyttämiseen.

Ensimmäinen vaihe hirmumyrskyn kehittymisessä on syntynyt häiriö merenpinnan ja ilmakehän välillä. Montgomery ja Farrell (1993: 285) totesivat hirmumyrskyjen kehittyvän yleensä alueilla, joilla olosuhteet ovat laajalti epävakaita ja joilla esiintyy yleisesti pasaatituulten tai trooppisten pilvimuodostumien tapaisia häiriöitä. Oikeanlaisissa olosuhteissa näistä häiriöistä kehittyvät heikosti pyörteileviä ja konvektiota kehittäviä järjestelmiä, jotka kasvaessaan järjestäytyvät ja voimistuvat.

Trooppisesta häiriöstä seuraava kehitysvaihe on trooppinen matalapaine. Bengtssonin (2001) mukaan trooppisissa matalapaineissa muodostuu konvektiota, jolloin merenpinnalta haihtuva kosteus ja lämmin ilma kohoavat troposfääriin. Kohotessaan ilman suhteellinen kosteus kasvaa ja lopulta sen sisältämä kosteus kondensoituu ja muodostaa kumpupilviä. Hirmumyrskyjen synnyn kannalta tarpeeksi voimakas matalapaine voi syntyä vain alueella, jolla merivesi on vähintään 26 °C noin 60 metrin syvyydeltä (Gray, 1998: 38). Merivesi sisältää tällöin runsaasti lämpöenergiaa, joka siirtyy veden haihtumisen ja konvektion myötä ala-troposfääriin ja vapautuu ilmakehässä kosteuden tiivistyessä pisaroiksi. Lämpöenergian jälleen vapautuessa matalapaine alueella voimistuu

entisestään ja sen myötä myös ilmavirtaukset matalapaineen keskukseen. Tällöin muodostuneet kumpupilvet kasvavat ja prosessin edetessä kehittyvät myrskypilviksi (Bengtsson, 2001).

Konvektion synty on trooppisen matalapaineen kehityksessä kriittinen vaihe. Riittävän lämpimän meriveden lisäksi vaaditaan suotuisat olosuhteet troposfäärissä, jotta kosteuden tiivistyminen mahdollistuu. On luonnollista, että merenpinnalta haihtuva runsaasti kosteutta sisältävä ilma nousee keveänä troposfääriin, mutta korkeammalle mentäessä lämpötilan täytyy laskea, jotta ilman suhteellinen kosteus kasvaa ja voi muodostaa kumpupilviä. Kosteuden tiivistymisen vapauttama lämpöenergia edesauttaa konvektiota, joka on välttämätön myrskyn kehittymisen kannalta (Landsea, 2018). Toiseksi Grayn mukaan keski-troposfäärissä tulee olla kosteutta jo ennestään myrskyn kehittymiseksi. Kuten mainittu, kosteuden tiivistyessä vapauttama lämpöenergia toimii myrskyn ylläpitävänä voimana. Mikäli ilma troposfäärissä on liian kuivaa, sinne kohoava kosteus haihtuu ja tällöin kuluttaa ilmakehässä olevaa lämpöenergiaa. Tämä aiheuttaa alueelle muodostuneen konvektion hiipumisen ja laskevia ilmavirtauksia, kun troposfäärin viilennyt ilma laskee kohti merenpintaa (Wallace & Hobbs, 2006: 351). Tosiasiassa trooppisella vyöhykkeellä troposfäärissä oleva ilmankosteus on kuitenkin melko pieni eikä konvektiovirtausten muodostumisen alueella pitäisi olla siinä mielessä todennäköistä (Gray, 1998: 39).

Jotta syntynyt konvektiovirtaus saadaan ylläpidettyä, täytyy muiden tuuliolosuhteiden olla hyvin heikot. Etenkin konvektiovirtausta suoraan vertikaalisesti leikkaavat tuulet haittaavat myrskyn kehittymistä, sillä voimakas tuuli voi pahimmassa tapauksessa tyhjentää virtauksen ja hajottaa muodostuneet kumpupilvet (Arpe & Leroy, 2009: 7).

Mikäli muodostunut trooppinen matalapaine on järjestäytynyt ja voimistunut myrskyksi, on seuraava vaihe hirmumyrskyn muodostuminen. Hirmumyrskylle ominaisen pyörteen kehittymiseksi vaaditaan coriolisvoimaa. Coriolis-ilmiö johtuu siitä, että maapallon pyörähtäessä akselinsa ympäri päiväntasaajalla liikenopeus on suurempi kuin suuremmilla leveysasteilla. Tämä aikaansaa ilmavirtausten suunnanvaihteluita siten, että pohjoisella pallonpuoliskolla virtaukset pyrkivät kääntymään oikealle ja eteläisellä pallonpuoliskolla vasemmalle. Coriolisvoiman vuoksi matalapainetta kohti kulkevat ilmavirtaukset kääntyvät ja aiheuttavat hirmumyrskyille niiden pyörteisen luonteen. Käytännössä coriolisvoima on tarpeeksi suuri alueilla, jotka ovat vähintään 5 astetta päiväntasaajalta, joskin paikalliset olosuhteet voivat vaikuttaa siten, että pyörteitä syntyy myös alhaisemmilla leveysasteilla, joilla coriolisvoima on heikko (Chau, 2013). Grayn (1968) mukaan suurin osa trooppisista myrskyistä syntyy kuitenkin alueella, joka on alle 20 astetta päiväntasaajalta.

Coriolisvoiman lisäksi tuulen ja merenpinnan välille syntynyt kitka ohjaa matalapaineen keskustaan puhaltavia tuulia. Kitkan voimasta tuulet muodostuvat pyörteiksi ja edesauttavat

kehittyneessä matalapaineessa spiraalimaisen muodostelman syntyä (Bengtsson, 2001). Pyörteiden nopeus lähellä matalapaineen keskusta on nopeampi muuhun ympäristöön verrattuna, jolloin keskuksen ympärille muodostuu pilviseinämä ja keskelle jää myrskyn silmä. Myrskyn silmässä troposfääriin kohonnut ja siellä jäähtynyt ilma laskeutuu hitaasti ja siellä taivas on kirkas ja sää tyyni (Landsea, 2011).

Vaikka kaikki edellä mainitut olosuhteet olisivatkin läsnä alueella, jolla trooppisia häiriöitä esiintyy, kaikista ei kuitenkaan kehity lopulta hirmumyrskyjä. Grayn (1998: 38) sanoin, etenkin troposfäärin olosuhteiden vaikutus trooppisten häiriöiden syntyyn on melko heikosti tunnettu ja vaatii lisätutkimusta.

2.1. Hirmumyrskyjen luokittelu

Trooppinen matalapaine on kehittynyt myrskyksi, kun sen sisältämät tuulet ovat vähintään 17 m/s ja hirmumyrskyksi kun sen sisältämät tuulet ovat vähintään 33 m/s. Hirmumyrskyjen intensiteettiä on lisäksi pyritty luokittelemaan niiden sisältämän tuulen voimakkuuden mukaan Saffir-Simpsonin tuuliasteikolla (katso taulukko 1.). Tässä luokittelussa yleisesti yhden kategorian nousu asteikolla vastaa tuulen tuhovoiman nelinkertaistumista. Korostettakoon, että tällä asteikolla kuvataan vain tuulen synnyttämät vahingot, eikä se sisällä esimerkiksi hirmumyrskyihin liittyvien tulva-aaltojen tai rankkasateiden aiheuttamia vahinkoja. Materiaalisen vahingon määrä riippuu myös rakennuskannasta, sillä uudemmat rakennukset on suunniteltu kestävämmän tuulen aiheuttamia vahinkoja.

Kategorian 1 hirmumyrsky aiheuttaa pääasiassa lieviä materiaalisia vahinkoja. Voimakas 33-42 metriä sekunnissa puhaltava tuuli kuljettaa mukanaan irtonaiset esineet, jotka voivat olla kohtalokkaita ulkona liikkuville sekä lemmikeille. Tuuli voi hajottaa huonosti perustetut vanhat rakennukset tai repiä kattopeltoja uudemmissa teollisuusrakennuksista. Uudemmat asuinrakennukset säästyvät suurimmilta vahingoilta, mutta tuulenpuoleiset kattopäreet, ulkovuoraukset, rännit sekä suojaamattomat ikkunat voivat rikkoutua tuulen voimasta tai irtonaisten esineiden törmätessä niihin.

Kategorian 2 hirmumyrskyn tuulet puhaltavat 43-49 m/s aiheuttaen huomattavia vahinkoja. Tällöin tuulen kuljettama materiaali lentää ilmassa hengenvaarallisen nopeasti ja voi aiheuttaa kuolemia karjalle ja muille ulkona liikkuville. Voimakas tuuli hajottaa asuntovaunu-asumukset ja huonosti perustetut vanhemmat rakennukset sekä aiheuttaa uudemmassa rakennuskannassa yleisesti kattopeltien ja muiden vastaavien rakenteiden vahinkoja. Huonosti juurtuneet puut voivat irrota tai

katketa ja kaatuneet puut katkaisevat useita maanteitä. Samoin sähkön- ja vedensiirrossa voi olla muutaman päivän tai viikon häiriöitä.

Kategorian 3 hirmumyrsky aiheuttaa jo suuria materiaalivahinkoja rakennuksille. 50-58 metriä sekunnissa puhaltava tuuli tuhoaa täysin asuntovaunu-asumukset ja repii katot vanhoista ja huonosti perustetuista rakennuksista. Uudemmat rakennukset voivat kokea pintavahinkoja kattojen katteiden sekä päätykolmioiden osalta ja vahvistamattomat tiilimuurit voivat kaatua tuulen voimasta. Kategorian 3 myrskyn jäljiltä maantiet ovat usein poikki teille kaatuneiden puiden vuoksi ja sähkön- ja vedensiirto on poikki useiden päivien ajan.

Neloskategorian myrsky aiheuttaa katastrofaaliset tuhot alueella, jonne se iskee. Tuulen voimakkuus on 59-69 metriä sekunnissa ja se saa suuren määrän materiaalia irti muun muassa rakennuksista. Lentävä materiaali ilmassa aiheuttaa kuolemia ja saa rakennusten suojatutkin ikkunat ja ovet rikkoutumaan. Jopa uudemmissa ja paremmin perustetuissa rakennuksissa kattorakenteet ja ulkovuoraus voivat rikkoutua kokonaan ja varsinkin rakennusten ylemmissä kerroksissa on mittavia vahinkoja. Suurin osa korkeiden rakennusten ikkunoista pirstoutuu, mikä on vaaraksi vielä kauan myrskyn jälkeen. Myös puista suurin osa katkeaa tai irtoaa juurineen katkoen maanteitä samoin kuin sähkön- ja vedensiirron viikoiksi tai kuukausiksi. Kategorian 4 myrskyn jälkeen elinolosuhteet sen iskemällä alueella ovat kelvottomat.

Kategorian 5 hirmumyrskyssä tuulet ovat voimakkuudeltaan vähintään 70 metriä sekunnissa. Tämä aiheuttaa myrskyn iskemälle alueelle katastrofaaliset tuhot ja on hengenvaarallinen jopa sisätiloissa oleville. Tuuli irrottaa valtavan määrän materiaalia mukaansa ja sen sinkoutuminen vasten rakennuksia aiheuttaa mittavat materiaaliset vahingot. Kokonaiset rakennukset voivat sortua kattojen ja seinien rikkoutuessa ja vahvistamattomat tiiliseinät kaatuvat yleisesti. Lähes kaikki ikkunat rakennuksista rikkoutuvat ja niiden sirpaleet ovat vaaraksi alueella jopa viikkoja myrskyn jälkeen. Kaatuneet puut katkovat teitä aiheuttaen syrjäisempien alueiden eristäytymisen ja ongelmat sähkön ja vedensiirrossa voivat kestää kuukausia. Myös kategorian 5 hirmumyrskyn jälkeen olosuhteet alueella muuttuvat asuinkelvottomiksi jopa kuukausien ajaksi (Schott et. al. 2012).

Taulukko 1. Saffir-Simpsonin tuuliasasteikko hirmumyrskyjen voimakkuuden mittaamiseen (Schott et. al. 2012).

Kategoria 1 (119-153 km/h tai 33-42 m/s)	Vaarallinen tuuli, joka aiheuttaa jonkin verran vahinkoa
Kategoria 2 (154-177 km/h tai 43-49 m/s)	Hyvin vaarallinen tuuli, joka aiheuttaa merkittävää vahinkoa
Kategoria 3 (178-208 km/h tai 50-58 m/s)	Hirmumyrsky aiheuttaa suurta tuhoa
Kategoria 4 (209-251 km/h tai 59-69 m/s)	Hirmumyrsky aiheuttaa katastrofaalisia tuhoja
Kategoria 5 (251- km/h tai 70- m/s)	Hirmumyrsky aiheuttaa katastrofaalisia tuhoja

2.2. Pohjois-Atlantin hurrikaanien erityispiirteet

Vaikka yleisesti hirmumyrskyjen syntymekanismi tunnetaankin melko hyvin, niin jokainen syntynyt sykloni on omanlaisensa. Paikallisesti syklonien syntyvät voivat vaihdella esimerkiksi siinä, minkälaisista häiriöistä ne kehittyvät, sillä tunnetaan useita erilaisia ilmakehän virtauksia ja pyörteitä, joista häiriöt saavat alkunsa ja voivat kehittyä hirmumyrskyiksi.

Pohjois-Atlantilla hurrikaanikausi alkaa kesäkuussa ja kestää marraskuuhun, vaikka tilastollisesti suurin osa alueella syntyneistä voimakkaista sykloneista syntyykin syyskuun aikana. Tällä ajanjaksolla trooppisen Atlantin merivesi on lämpimimmillään ja samanaikaisesti troposfäärissä on heikko vertikaalinen tuuli, mitkä selittävät hurrikaanien yleisyyden tällä ajanjaksolla (Gray 1979 Landsean 1993: 1705 mukaan). Atlantin hurrikaanit syntyvät yleensä Karibianmerellä ja Pohjois-Atlantilla alueella, joka on 10° N ja 20° N välissä. Ne iskevät yleensä Meksikonlahdelle tai Yhdysvaltojen itärannikolle, joskin on havaittu syyskuun lopussa ja lokakuussa syntyneiden hurrikaanien suuntaavan useimmin Yhdysvaltojen itärannikolle (Landsea 1993: 1706).

Pohjois-Atlantilla kehittyvät hurrikaanit muodostuvat suurimmaksi osaksi (85 %) Afrikasta peräisin olevista virtauksista (Goldenberg et. al. 2001: 475). Nämä virtaukset syntyvät, kun Saharan aavikolla olevat erittäin lämpimät ja kuivat ilmassat kulkeutuvat Afrikan länsirannikolle ja sekoittuvat siellä mereiseen viileämpään ja kosteaan ilmassaan. Tällöin muodostuva itäinen virtaus on erittäin kuiva eikä siinä voi kehittyä konvektiota. Sen sijaan virtauksen reuna-alueilla, joissa ilman kosteus on suurempi voi muodostua voimakkaita sateita ja pyörteitä. Yleensä virtauksen etelän puoliosalla reuna-alueella syntyvistä pyörteistä kehittyy trooppisia matalapaineita ja sykloneja, koska siellä syntyvät pyörteet ovat syklonien pyörteisyyden synnyn kannalta oikeasuuntaisia (Karyampudi & Carlson, 1988: 3103-3104).

Pohjois-Atlantin hurrikaanikausiin vaikuttavat monenlaiset klimatologiset ilmiöt, jotka aiheuttavat kausittaista vaihtelua hurrikaanien esiintymiseen alueella. Suurimmat näistä ovat El Niño-Southern oscillation ja Madden-Julian oscillation, jotka vaikuttavat sääilmiöihin maailmanlaajuisesti. Näiden lisäksi Pohjois-Atlantilla vaikuttaa Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) ja Quasi-Biennial Oscillation (QBO), jotka ovat molemmat syklisiä ilmiöitä, jotka eri vaiheissaan vaikuttavat ympäristöolosuhteisiin hurrikaanien muodostumisalueella. AMO käsittää Atlantin valtamerellä tapahtuvan vaihtelun meren pintalämpötiloissa. Kun Atlantilla vallitsee keskimääräistä korkeammat lämpötilat, on AMO lämpimässä vaiheessaan ja kun lämpötila on keskimääräistä alhaisempi, on AMO kylmässä vaiheessa. Knight, Folland ja Scaife (2006) totesivat AMO:n lämpimän vaiheen aiheuttavan yleisesti kasvua hurrikaanitoiminnassa Pohjois-Atlantilla sekä lisäävän sademäärää Sahelin alueella. Goldenberg tutkimusryhmineen (2001: 476) arvioi länsi-Sahelin sademäärän olevan yhteydessä Pohjois-Atlantin hurrikaanitoimintaan, sillä sen ajatellaan heikentävän vertikaalisen tuulen voimakkuutta troposfäärissä. QBO:lle ominaista on stratosfäärissä tuulen suunnan vaihtelu tietyissä sykleissä. Arpen ja Leroy'n (2009: 7) mukaan läntisen tuulen vaiheet ovat QBO:ssa suotuisia hurrikaanien muodostumiselle Pohjois-Atlantilla, sillä itätuulen vaiheessa virtaukset voimistuvat siinä määrin, että konvektion muodostuminen vaikeutuu.

2.3. Läntisen Tyynenmeren taifuunien erityispiirteet

Läntisellä Tyynellämerellä trooppisia sykloneja esiintyy ympäri vuoden, mutta eniten niitä kehittyy kesäkuukausina ja alkusyksyllä. Tällöin trooppiset syklonit muodostuvat alueella, joka on käytännössä 100 °E ja 180° W välissä (Landsea, 2018). Suurin vaikuttaja tällä alueella syklonien ja taifuunien muodostumiseen on täällä esiintyvä monsuuni ja siihen liittyvien virtausten ja pyörteiden kausittainen vaihtelu. Ritchie ja Holland (1999) tutkivat trooppisten syklonien kehittymistä monsuunialueella ja erittelivät muodostuneet syklonit niiden syntyvän perusteella seuraavasti:

1. monsuunivirtausten alueella syntyneet syklonit
2. monsuunivirtausten ja itäisen virtauksen kohtaamisalueella syntyneet syklonit
3. monsuunipyörteestä syntyneet syklonit

Fudeyasu ja Yoshida päivittivät vuonna 2018 tutkimusdatan, jonka keräämisen Ritchie ja Holland aloittivat vuonna 1999 trooppisten syklonien syntymekanismeista. Saamansa datan perusteella he totesivat suurimman osan sykloneista muodostuneen monsuunivirtauksen alueella (44 %),

monsuunivirtauksen ja itäisen virtauksen kohtaamisalueella (19 %) tai monsuunipyörteestä (9 %). Tässä tutustun pelkästään varsinaisen monsuunialueen vaikutuspiirissä syntyviin myrskyihin, sillä ne muodostavat suurimman osan alueella olevasta myrskyaktiivisuudesta.

Monsuunivaiheen vaihteluun liittyy oleellisesti muutos ilmakehän virtauksissa. Kun talvimonsuuni vaihtuu kesämonsuuniin, itäiset pасаativirtaukset heikentyvät ja monsuunivirtaukset voimistuvat. Tämä johtuu siitä, että planetaarinen matalapaineen alue siirtyy kesällä pohjoisemmaksi ja itä-Aasiassa jää Tyynenmeren päälle. Syyskuussa talvimonsuuniin siirryttäessä planetaarinen matalapaine siirtyy jälleen etelään, jolloin itäiset pасаativirtaukset muuttuvat jälleen Tyynenmeren alueella vallitseviksi. Läntisellä Tyynellämerellä monsuunivirtaukset ovat lännestä itään virtaavia. Näiden monsuunivirtausten alue työntyy kesäisin kauas Tyynellemerelle ja pitää sisällään hyvät olosuhteet trooppisten syklonien ja taifuunien synnylle.

Monsuunivirtauksessa trooppisten syklonien muodostuminen on siis kaikkein yleisintä. Tällä alueella vaikuttaa kesämonsuuniin liittyvä matalapaine, jossa merestä haihtuu runsaasti kosteutta ja jossa kehittyy konvektiovirtauksia. Samaan aikaan lännestä tulevat virtaukset muodostavat vyöhykkeitä, joissa virtaus on heikompaa tai voimakkaampaa. Näissä vyöhykkeissä ilmassan pyörteisyys on voimakasta ja niissä muodostuu usein monsuunivirtauksen sykloneita. Toisinaan alueella, jolla läntiset monsuunivirtaukset kohtaavat itäisen pасаativirtauksen muodostuu myös pyörteisyyttä. Virtausten törmäysalueella ilmanpaine kasvaa muuta ympäristöä suuremmaksi, mutta häiriön syntyessä se äkillisesti laskee. Tällöin monsuunivirtauksen tuulet kasvattavat pyörteen häiriön ympärille, joka voi kehittyä taifuuniksi asti. Voi myös olla, että monsuunivirtauksesta kehittyy yksi suuri pyörre virtausten törmäysalueella. Tämä on harvinainen noin joka toinen vuosi tapahtuva ilmiö, mutta esiintyessään suuresta monsuunipyörteestä voi kehittyä useampia trooppisia sykloneita tai pyörteestä itsestään voi kehittyä yksi suuri sykloni (Ritchie & Holland 1999: 2034-2037).

3. El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

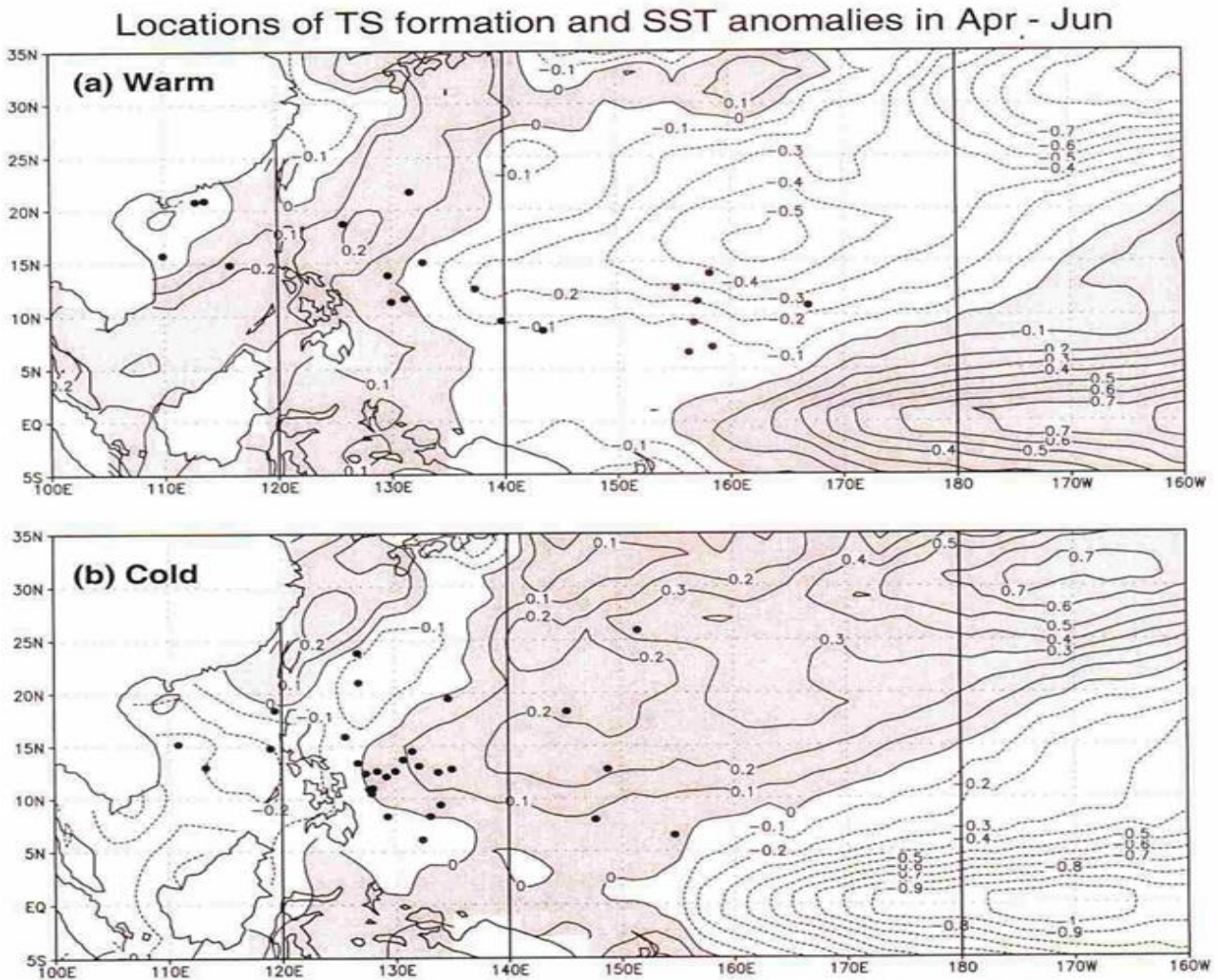
ENSO on Tyynenmeren alueella muutaman vuoden sykleissä esiintyvä ilmiö, jolla on vaikuttaessaan suuri merkitys koko maapallon ilmastoon (El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Technical Discussion 2018). El Niñon vaikuttaessa normaalisti läntisellä Tyynellämerellä oleva lämmin pintavesi kulkeutuu itään, mikä johtuu itäisten pасаатituulien heikentymisestä ja muuttumisesta länsituuliksi. Tällöin läntisellä puolella Tyynä valtamerä koetaan normaalia alhaisempia lämpötiloja ja sademäärän pientymistä, kun lämpimän meriveden synnyttämät konvektiosateet jäävät pois.

Vastaavasti valtameren itäpuolella, jossa normaalit olosuhteet ovat hyvin kuivat koetaan runsaita sateita ja korkeampia lämpötiloja (Cai et al., 2014).

El Niño on vain yksi osa ENSO:a. Siinä missä El Niño aiheuttaa lämpötilojen nousua Tyynellämerellä niin La Niña toimii päinvastaisesti. Sen aikana itäiset pasaatituulet ovat normaalia voimakkaammat ja kuljettavat idästä viileää pintavettä ja kosteutta kohti länttä aiheuttaen normaalia suurempia sateita läntisellä Tyynellämerellä. Valtameren keskiosissa sademäärät sen sijaan jäävät tavanomaista pienemmiksi konvektion heikentymisen myötä (L'Heureux 2014).

Tutkimukset osoittavat ENSO:lla olevan suuri vaikutus hirmumyrskyjen syntyyn sekä Tyynenmeren alueella, että Pohjois-Atlantilla. Tutkittuaan läntisen Tyynenmeren alueella viimeisen kolmenkymmenenviiden vuoden aikana esiintyneitä myrskyjä Wang ja Chan (2002) totesivat El Niñon ja La Niñan vaikuttaneen selvästi myrskyjen syntypaikkaan, elinikään ja kulkureitteihin. Lämpimän meriveden ja itä-Aasian matalapainealueen siirtyessä itään, myös syklonien muodostumisalueet levittäytyvät itään ja korkeammille leveyspiireille (kuva 1). Tällöin alueella syntyneet syklonit ovat olleet tavallista pitkäikäisempiä, sillä ne ovat saaneet kehittyä voimakkaammaksi. El Niñon aikaan syntyneillä sykloneilla kulkureitit ovat myös kaartuneet 2,5 kertaa useammin jyrkästi pohjoiseen verrattuna La Niñan aikaisiin sykloneihin, mikä Wangin ja Chanin mukaan johtuu juuri lämpimän ilmamassan siirtymisestä pohjoiseen.

Pohjois-Atlantilla esiintyy El Niñon aikaan tilastollisesti huomattavasti vähemmän hurrikaaneja kuin muutoin. Tällöin pasaatituulen muuttuminen läntiseksi tuuleksi troposfäärissä vaikuttaa myös Atlantilla. El Niñon vaikutuksesta Atlantin itäiset pasaatituulet kääntyvät läntisiksi samaan aikaan kun maanpinnan tasolla itätuulet kasvavat, josta seuraa virtausten sekoittuminen ja leikkaaminen hurrikaanien muodostumisalueella. Konvektion kannalta tämä on huono asia, sillä se voi hajottaa konvektiopilvet kokonaan (Arpe & Leroy 2009: 7).



Kuva 1. Trooppisten syklonien syntypaikat ja meren pintaveden lämpötilojen vaihtelu läntisellä Tyynellämerellä Huhti-Kesäkuussa El Niñon (ylempi kuva) ja La Niñan (alempi kuva) vaikuttaessa. Lämpötilakäyrät celsiusasteissa (Wang & Chan, 2002).

4. Madden-Julian Oscillation (MJO)

MJO käsittää eri vaiheita, joissa Intian valtameren ja läntisen Tyynenmeren voimakkaat haihtumista ja konvektiota kehittävät alueet siirtyvät itään päin. Lähtötilanteessa laaja planetaarinen matalapainealue sijaitsee Intian valtamerellä, jossa merivesi on hyvin lämmintä ja haihtuminen voimakasta. Tällä alueella lämmin ilma kohoaa troposfääriin aiheuttaen laajan matalapaineen muodostumisen ja sateita. Toistaiseksi tuntemattomasta syystä tämä alue kuitenkin siirtyy toistuvasti itään noin 5 m/s nopeudella ja aiheuttaa ilmiön, jota kutsutaan Madden-Julian Oscillationiksi (Zhang, 2005: 2-3). Kun laaja matalapaineen alue siirtyy itään, se muuttaa samalla ilmavirtauksia koko troposfäärissä. Noustessaan troposfääriin ja jäähtyessään ilma virtaa kauemmas matalapaineen keskuksesta ja alkaa laskeutua. Alueella, jolla ilma laskeutuu, on ilmankosteus pieni ja sateet

epätodennäköisiä. Madden-Julian Oscillationiin liittyykin käytännössä kaksi eri vaihetta; voimakkaan konvektion vaihe (sateinen vaihe) ja heikon konvektion vaihe (vähäsateinen vaihe). Toinen vaihe seuraa toista noin 30-60 vuorokauden sykleissä, kun planetaarinen matalapainealue on siirtynyt itäiselle Tyynellemerelle ja heikentynyt siellä (Gottschalck, 2014).

Madden-Julian Oscillation vaikuttaa säätilaan ja ilmastoon maailmanlaajuisesti. Ilmiön on todettu aiheuttavan muutoksia paitsi sademääriin niin myös monsuuniin Aasiassa ja trooppisten syklonien muodostumiseen (Zhang, 2005: 1). Klotzbach (2010) totesi tuuliolosuhteiden ja merenpinnan lämpötilan muuttuvan suhteessa MJO:hon ja selittävän muutoksia trooppisten syklonien muodostumisessa. Pohjois-Atlantilla ja Karibianmerellä MJO:n voimakkaan konvektion vaiheessa tuulet puhaltavat yleisesti lännestä, kun yläilmakehässä ne ovat itäiset. Tätä vaihetta kutsutaan MJO:n läntisen tuulen vaiheeksi, jolloin hurrikaanien muodostuminen alueella on neljä kertaa todennäköisempää kuin heikon konvektion vaiheessa, jolloin tuulet puhaltavat idästä (Maloney & Hartmann, 2000). Läntinen tuulen suunta vaikuttaa pyörteiden ja nousevien ilmapvirtausten muodostumiseen ja matalapaineessa suhteellinen kosteus on korkea, jolloin olosuhteet trooppisten syklonien kehittymiselle ovat otolliset.

Kun Madden-Julian Oscillation on itäisellä Tyynellämerellä voimakkaan konvektion vaiheessaan, on se toisella puolella valtamerä heikon konvektion vaiheessa. Tämän perusteella voitaisiin väittää, että kun olosuhteet Pohjois-Atlantilla ovat MJO:n kannalta otolliset trooppisten syklonien muodostumiselle, ovat ne läntisellä Tyynellämerellä päinvastaiset. Maloney ja Hartmann (2001) huomasivat, että läntisen tuulen vaihe MJO:ssa on suotuisa trooppisten syklonien muodostumiselle myös läntisellä Tyynellämerellä. Tällöin trooppisia sykloneja on esiintynyt kaksi kertaa enemmän verrattuna vaiheeseen, jossa tuulet ovat itäiset (Liebmann et. al. 1994 Maloneyn ja Hartmannin 2001: 2555 mukaan).

Ventrice, Thorncroft ja Roundy (2011) totesivat MJO:n vaikuttavan myös Afrikasta lähteviin virtauksiin, joista useimmat Pohjois-Atlantilla kehittyvät hurrikaanit saavat alkunsa. Kun laaja matalapainealue on trooppisen Afrikan yllä ja läntiset virtaukset ovat alueella läsnä, on havaittu kasvua Afrikasta lähtevissä itäisissä virtauksissa. Tämä lisää ilmakehän epävakautta ja edesauttaa syklonien kehittymistä.

5. Ilmastonmuutoksen vaikutukset trooppisten hirmumyrskyjen muodostumiseen

Ilmastonmuutoksen vaikutuksia hirmumyrskyihin on loppujen lopuksi hankala ennustaa. Usein tutkimusjulkaisuissa painotetaan meriveden lämpötilan nousun vaikutuksia hirmumyrskyjen muodostumiseen, mutta myös muiden ympäristömuuttujien vaikutus olosuhteisiin pitäisi ottaa huomioon. Esimerkiksi ilmakehän olosuhteiden odotetaan muuttuvan ilmaston lämmetessä ja siellä olevalla tuulitoiminnalla on suuri merkitys syklonien ja konvektioiden muodostumisessa, kuten huomattu. Samoin ENSO:n ja MJO:n merkitys maailman sääilmiöissä on niin merkittävä, että ilmastonmuutoksen aiheuttamat mahdolliset muutokset niiden kiertokuluissa vaikuttavat koko maailman sääilmiöihin.

Ilmaston lämmetessä valtamerialtaiden pintalämpötilat tulevat nousemaan, mikä ennustaa voimakkaampaa haihtumista. Lisääntyvä haihtuminen saa ilmankosteuden troposfäärissä kasvamaan, jolloin kosteuden tiivistyminen pisaroiksi mahdollistuu. Tämän myötä voidaan olettaa myös syntyvien trooppisten syklonien voimistuvan ja yleistyvän. Toisaalta on viitteitä siitä, että ilmakehä voisi lämmetä liikaa maapallon lämmetessä ja haitata siten kosteuden tiivistymistä ja syntyvää konvektiota (Arpe & Leroy, 2009: 10). Kun trooppiset merivedet lämpenevät, laajenevat samalla alueet, joilla merivesi on vähintään 26 °C. Tällä on merkitys paitsi alueella syntyviin myrskyihin ja niiden reitteihin niin myös ENSO:n ja MJO:n kiertokulkuihin.

Muiden muassa Cai tutkimusryhmineen (2014) on todennut, että ilmastonmuutoksen myötä on odotettavissa nykyistä useammin voimakkaita El Niño kausia. Odotetaan, että ilmaston lämmetessä meren pintalämpötilat nousevat etenkin päiväntasaajalla sekä itäisellä Tyynellämerellä, jolloin lämpötilaerot koko Tyynenmeren alueella pienenevät. Cain ennusteen mukaan voimakkaat El Niño-kaudet voisivat yleistyä kerran kahdessakymmenessä vuodessa tapahtuvasta kerran kymmenessä vuodessa tapahtuviksi ilmiöiksi. Lämpenevässä ilmastossa myös Madden-Julian Oscillationin odotetaan muuttuvan. Entisestään lämpenevät Intian valtameren ja Tyynenmeren merialtaat vaikuttavat syntyvän matalapainealueen voimakkuuteen ja kiertokulun vaiheisiin. Kaudet, jolloin Madden-Julian Oscillation on poikkeuksellisen aktiivinen tulevat tulevaisuudessa yleistymään (Jones & Carvalho, 2011).

Ilmastonmuutos tulee vaikuttamaan lisäksi ilmakehän virtausten suuntaan ja voimakkuuteen maailmanlaajuisesti. Tyynenmeren läntisen ja itäisen osan välisten lämpötilaerojen tasaannuttua tapahtuu oletettavasti muutoksia myös ilmakehän virtauksissa. Kun lämpötilaerot alueiden välillä tasaantuvat, heikentyy alueen virtausten tavanomainen kiertokulku, jossa lännestä nousevat ilmamassat virtaavat stratosfäärissä itään, jossa laskeutuvat ja virtaavat takaisin merenpinnan tasolla

itäisenä pasaativirtauksena (Walkerin kiertokulku). Kiertokulun heikentyessä merenpinnan tasolla läntisten virtausten läsnäolo tulee yleistymään ja aikaansaa Tyynellämerellä ja Pohjois-Atlantilla käytännössä vastaavat olosuhteet kuin El Niño-Southern Oscillation lämpimässä El Niño-vaiheessa (Arpe & Leroy 2009: 10).

6. Hurrikaani - ja taifuunitilastoja

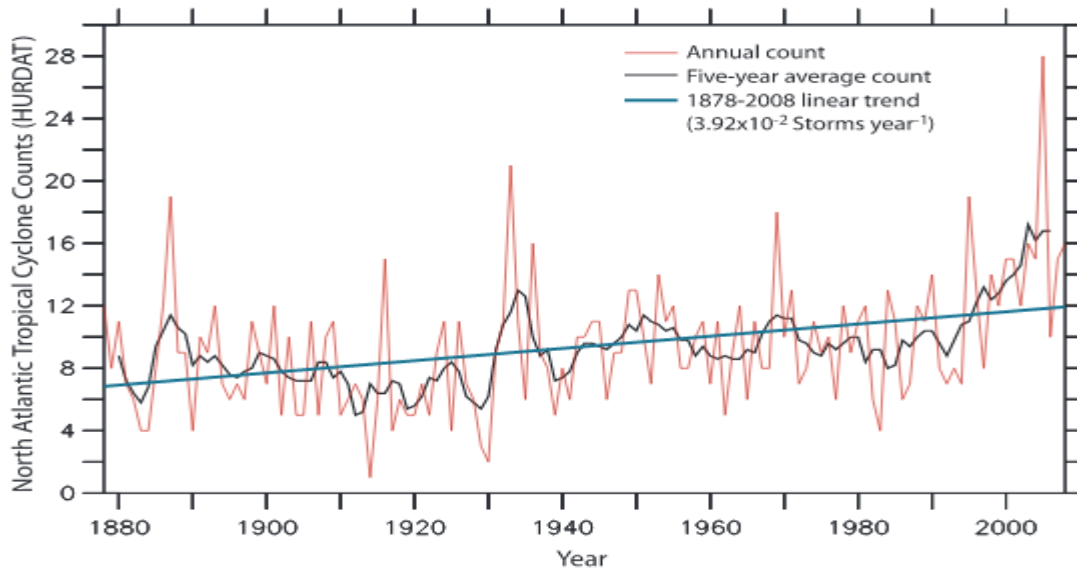
Tutkijoilla on hieman eri näkemyksiä siitä, mitä asioita pitäisi mitata, kun pyritään ottamaan selvää hirmumyrskyjen aktiivisuudesta tietyillä alueilla. Yleisintä on tilastoida havaittuja myrskyjä niiden lukumäärän perusteella, mutta se yksistään ei ole välttämättä tarkoituksenmukaista. Aktiivisuutta mitatessa täytyy ottaa huomioon myös muut sitä kuvaavat faktorit, kuten niiden voimakkuus, kesto, koko ja niiden sisältämä energiamäärä (accumulated cyclone energy = ACE). Uusimmissa tilastoissa on huomioitu myös nämä seikat (Krishnamurthy 2013: 81).

Pohjois-Atlantilla esiintyvistä trooppisista myrskyistä ja hurrikaaneista tietoa kerää National Hurricane Center (NHC). Tämä organisaatio on kerännyt tietoa Pohjois-Atlantilta jo vuodesta 1851 tähän päivään ja lisännyt keräämänsä datan HURDAT-tietokantaan (Landsea, 2018). Tästä tietokannasta saatujen tietojen mukaan hurrikaanien lukumäärässä Pohjois-Atlantilla on havaittavissa nouseva trendi, vaikka vuosittainen vaihtelu onkin hyvin suurta (kuva 2.). Tilastosta näkee selkeästi yksittäiset huippuvuodet hurrikaanien lukumäärässä. Esimerkiksi vuonna 2005 oli poikkeuksellisen aktiivinen hurrikaanikausi, sillä olosuhteet etenkin meriveden pintalämpötilojen suhteen olivat suotuisat. Tällöin mitattiin tilastollisesti kesän korkeimmat keskilämpötilat, eli 0.9 °C keskiarvoa korkeammat. Tämän ajatellaan johtuvan suotuisasta vaiheesta ENSO:n ja AMO:n suhteen, sillä vuosina 2004-2005 El Niño-vaihe oli heikentymässä samaan aikaan kuin AMO:ssa oli lämmin vaihe (Trenberth & Shea 2006). Vuoden 2007 IPCC-raportissa todettiin viimeisen yhdenkymmenen vuoden aikana olleen peräti yhdeksän keskiarvot ylittävää hurrikaanikautta Pohjois-Atlantilla.

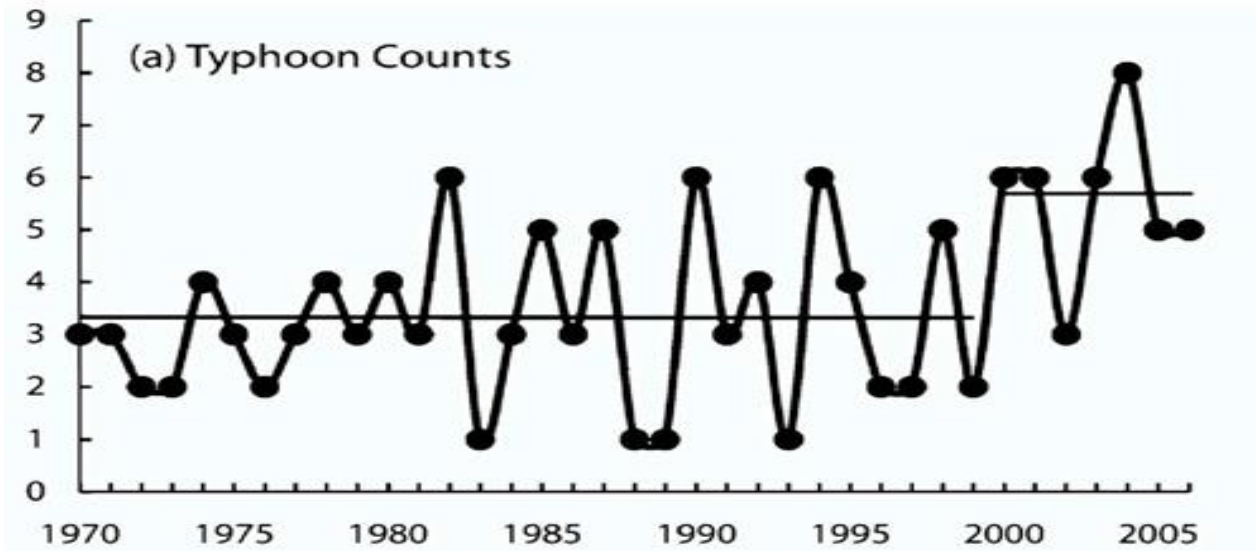
Läntisellä Tyynellämerellä trooppisten syklonien kehittymistä on seurattu vasta 1970-luvulta lähtien. Tu tutkimusryhmineen (2009) kokosi kerätyn syntyneistä taifuuneista saadun datan taulukoksi, joka näkyy kuvassa 3. Siinä osoitetaan syntyneiden taifuunien lukumääräinen vuosittainen vaihtelu ja nähdään nouseva trendi etenkin 2000-luvun alusta lähtien. Ennen vuotta 2000 keskimäärin 3.3 taifuunin on havaittu kulkevan Taiwanin saaren lähetyviltä, kun taas sen jälkeen on havaittu keskimäärin 5.7. Läntisellä Tyynellämerellä taifuunien esiintymisen vaihteluun vaikuttaa ennen kaikkea ENSO. Vuosi 2004 oli tilastoissa voimakkain taifuunivuosi hetkeen, sillä silloin havaittiin tilastomediaanit ylittävä lukumääräinen kasvu trooppisissa myrskyissä ja etenkin

taifuuneissa (Levinson 2005 IPCC 2007: 306 mukaan). Samoin laitettiin merkille se, että yhä useammat taifuunit muuttavat kulkusuuntaansa pohjoiseen kohti Japania sen sijaan että iskisivät Kiinan rannikolle.

Webster kollegoineen (2005) raportoi 1970-luvun jälkeen yleisesti kasvaneesta hirmumyrskyaktiivisuudesta. Etenkin voimakkaiden 4 ja 5 kategorioiden hirmumyrskyjen määrän todettiin lisääntyneen jopa 75 prosenttia. Voidaankin yleisesti ottaen todeta hirmumyrskyjen voimakkuuden ja keston kasvaneen viime vuosikymmeninä. Suurinta kasvu on ollut pohjoisella Tyynellämerellä, Intian valtamerellä sekä Tyynenmeren lounaisosissa, mutta kaikkein pienintä Pohjois-Atlantilla. Sitä vastoin, 1990-luvulta alkaen Pohjois-Atlantilla on havaittu syntyneiden myrskyjen lukumäärän pysyneen kutakuinkin ennallaan, kun taas muilla alueilla lukumäärät ovat pudonneet.



Kuva 2. Trooppisten myrskyjen ja syklonien lukumäärät Pohjois-Atlantilla vuosina 1878-2008. Punainen viiva osoittaa vuosittaisen lukumäärän, musta viiva viiden vuoden keskiarvon ja sininen viiva trendin koko aikajaksolta (Landsea et. al. 2010).



Kuva 3. Taiwanin läheisyydestä kulkeneet taifuunit vuosina 1970-2006 (Tu et. al. 2009).

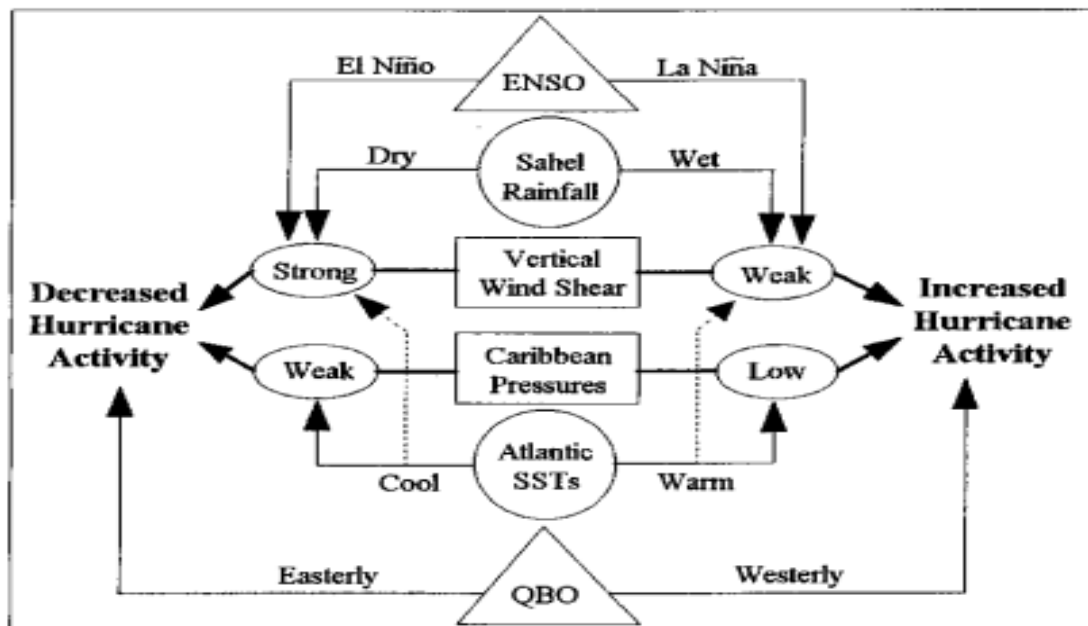
7. Pohdinta ja hirmumyrskyennusteet Pohjois-Atlantille ja läntiselle Tyynellemerelle

Ilmastonmuutoksen myötä muutoksia hirmumyrskyjen esiintymisessä voi hyvinkin olla odotettavissa. Tilastot ja havainnot antavat viitteitä kasvavasta trendistä sekä hurrikaanien että taifuunien esiintymisen suhteen etenkin viime vuosikymmeniltä. Toisaalta tutkijat ovat olleet skeptisiä sen suhteen, miten luotettavia tilastot ovat arvioimaan todellista hirmumyrskyaktiivisuutta. Landsea tutkimusryhmineen (2010) totesi tilastojen luotettavuuden parantuneen vasta viime vuosikymmeninä, kun havaintomenetelmät ja teknologia alkoivat kehittyä. Lisäksi tilastoja tehty vasta lyhyen aikaa (läntiseltä Tyyneltämereltä dataa vasta 1970-luvulta alkaen), jolloin ilmastonmuutoksen aiheuttaman vaihtelun erottaminen luonnollisesta vaihtelusta on vaikeaa. Valtamerien lämmitessä voidaan kuitenkin odottaa voimakkaampia hirmumyrskykausia, sillä kasvavan meren pintalämpötilan ja hirmumyrskyn sisältämän energian välillä on havaittu korrelaatio (Emanuel, 2007). Asialla on kuitenkin monta puolta, sillä valtamerien lämpenemisellä on hirmumyrskyjen synnyn kannalta suotuisia ja epäsuotuisia vaikutuksia. Tiedeyhteisössä ollaankin erimielisiä siitä, mitkä tekijät painavat vaakakupissa enemmän; myönteiset vai kielteiset vaikutukset?

Pohjois-Atlantin hurrikaaniaktiivisuuteen vaikuttavat monet tekijät ja ilmastonmuutoksen myötä alueella odotetaan tapahtuvan muutoksia näiden tekijöiden suhteen. Aktiivisuuden kannalta suotuisia muutoksia ovat Atlantin lämpenemisen myötä tapahtuva kasvu myrskyjen potentiaalisessa intensiteetissä, voimistuva MJO sekä QBO:ssa yleistyvät länsituulten vaiheet (Arpe & Leroy, 2009). Lisäksi länsi-Sahelin kuivuus ennustaa voimakkaampia hurrikaaneja, joskaan tällä asialla ei ole vielä todettu varmaa yhteyttä ilmastonmuutokseen (Landsea et. al. 1992). Toisaalta ENSO:n

voimistuminen ennustaa Pohjois-Atlantille heikompia hurrikaanikausia, johon liittyen kuva 4 osoittaa yhteenvetona Pohjois-Atlantin hurrikaaniaktiivisuuden vaikuttavat ympäristötekijät.

Vaikka tehdyt havainnot Pohjois-Atlantin hurrikaaniaktiivisuudesta osoittavatkin muuta, ennustetaan Pohjois-Atlantilla yleisesti hurrikaaniaktiivisuuden hiljentymistä seuraavien 30 vuoden aikana. Tähän vaikuttaa etenkin ENSO:n voimistuminen ja kasvavat vertikaaliset tuulet ilmakehässä, jotka ”voittavat” lämpenevän Pohjois-Atlantin tuomat suotuisat vaikutukset myrskyjen potentiaaliseen intensiteettiin (Choi et. al. 2017).



Kuva 4. Kaavio Atlantin hurrikaanien aktiivisuuden vaikuttavista tekijöistä (Landsea et. al. 1999).

Tyynellämerellä meriveden lämpenemiseen sisältyy paljon suotuisia tekijöitä syntyvien taifuunien kannalta. Lämpeneminen etenkin Tyynenmeren keskiosissa vaikuttaa alueelle tyypilliseen ilmavirtausten kiertokulkuun lisäten läntisten virtausten läsnäoloa alueella. Tällöin voidaan odottaa vertikaalisten tuulten heikkenevän samalla kun ilmassojen pyörteisyys merenpinnan tasolla kasvaa, jolloin olosuhteet muuttuvat taifuuneille otollisiksi (Murakami et. al. 2011: 1167). Lisäksi ENSO:n voimistumisen vaikutus on läntisen Tyynenmeren alueella merkittävä taifuunien esiintymisen kannalta. El Niño-vaiheiden yleistyessä ja voimistuessa voidaan jo tehtyjen havaintojen pohjalta ennustaa voimakkaampia taifuuneja kyseisellä alueella.

Murakami tutkimusryhmineen (2011) mallinsi läntisellä Tyynellämerellä taifuunien muodostumisalueen muuttuvan seuraavan vuosisadan aikana. He ennustivat muodostumisalueen siirtyvän läntisen Tyynenmeren läntisiltä osilta enemmän lounaisosiin, jolloin myös alueella

muodostuvien taifuunien reitit tulevat muuttumaan. Tulevaisuudessa voi olla hyvinkin mahdollista, etteivät kehittyneet taifuunit iskekään Kiinan rannikolle tai Korean niemimaalle vaan voivat kaartua reitillään niin, etteivät osu rannikolle ollenkaan.

Lähteet:

- Arpe, K. & S. A. G. Leroy (2009). Atlantic hurricanes – Testing impacts of local SSTs, ENSO, stratospheric QBO – Implication for global warming. *Quaternary International*, 195(1-2), 4-14.
- Arpe, K & S. A. G. Leroy (2009). Time-series of hurricane frequency and energy during the last 150 years. Kuva. *Quaternary International*, 195(1-2), 6.
- Bengtsson, L. (2001). Hurricane Threats. *Science*, 293(5529), 440-441.
- Blake, E., C. Landsea & E. Gibney (2011). The Deadliest, Costliest, and Most Intense United States Tropical Cyclones from 1851 to 2010 (and Other Frequently Requested Hurricane Facts). National Weather Service, National Hurricane Center, Miami.
- Cai, W., S. Borlace, M. Lengaigne, P. Van Rensch, M. Collins, G. Vecchi, A. Timmermann, A. Santoso, M. J. McPhaden, L. Wu, M. England, E. Guilyardi & F. Jin (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4(2), 111-116.
- Chan J. C. L. & Kepert J. D. (2010). *Global perspectives on tropical cyclones: From science to mitigation*. Singapore: World Scientific.
- Chau, C. (2013). Why Do Tropical Cyclones Always Form More Than 5 Degrees of Latitude Away from the Equator? *Hong Kong Observatory*. http://www.hko.gov.hk/prtver/html/docs/education/articles/ele_131205_e.shtml 4.4.2018
- Choi, W., C-H. Ho, D-S. R. Park, J. Kim & J. C. L. Chan (2017). Near-future prediction of tropical cyclone activity over the North Atlantic. *Journal of Climate*, 30(21), 8795-8809.
- Emanuel, K. (2007). Environmental Factors Affecting Tropical Cyclone Power Dissipation. *Journal of Climate*, 20(22), 5497-5509.
- Fudeyasu, H. & R. Yoshida (2018). Western North Pacific Tropical Cyclone Characteristics Stratified by Genesis Environment. *Monthly Weather Review*, 146(2), 435-446.
- Goldenberg S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nuñez & W. M. Gray (2001). The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications. *Science*, 293(5529), 474-479.
- Gottschalck, J. (2014). What is the MJO, and why do we care? *National Oceanic and Atmospheric Administration*, Maryland. <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-mjo-and-why-do-we-care> 9.4.2018
- Gray, W. M. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Review*, 96(10), 669-700.
- Gray, W. M. (1998). The formation of tropical cyclones. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67(1-4), 37-69.
- Henderson-Sellers A., H. Zhang, G. Berz, K. Emanuel, W. Gray, C. Landsea, G. Holland, J. Lighthill, S-L. Shieh, P. Webster & K. McGuffie (1998). Tropical Cyclones and Global Climate Change: A Post-IPCC Assessment. *American Meteorological Society*, 79(1), 19-38.
- Hughes, L. (2000). Biological consequences of global warming: Is the signal already apparent? *Trends in Ecology & Evolution*, 15(2), 56-61.

- Jones C. & L. M. V. Carvalho (2011). Will global warming modify the activity of the Madden-Julian Oscillation? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(655), 544-552
- Karyampudi, V. M. & T. N. Carlson (1988). Analysis and Numerical Simulations of the Saharan Air Layer and Its Effect on Easterly Wave Disturbances. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(21), 3102-3136.
- Klotzbach, P. J. (2010). On the Madden-Julian Oscillation-Atlantic Hurricane Relationship. *Journal of Climate*, 23(2), 282-293.
- Knabb, R. D., J. R. Rhome & D. P. Brown (2005). Tropical Cyclone Report Hurricane Katrina 23-30 August 2005. *National Hurricane Center*, Miami.
- Knight, J. R., C. K. Folland & A. A. Scaife (2006). Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 33(17), 1-4
- Krishnamurthy, K. (2013). Hurricanes under climate change: trends, impacts and implications. *Teoksessa Tarasov, A., & M. Demidov (toim.): Oceanography and ocean engineering: Eddies and hurricanes: Formation, triggers and impact*, 77-89. Nova Science Publishers, Inc.
- Landsea C. W., W. M. Gray, P. W. Mielke Jr. & K. J. Berry (1992). Long-Term Variations of Western Sahelian Monsoon Rainfall and Intense U.S. Landfalling Hurricanes. *Journal of Climate*, 5(12), 1528-1534.
- Landsea, C. W. (1993). A Climatology of Intense (or Major) Atlantic Hurricanes. *Monthly Weather Review*, 121(6), 1703-1713.
- Landsea, C. W., R. A. Pielke Jr., A. M. Mestas-Nuñez & J. A. Knaff (1999). Atlantic Basin Hurricanes: Indices of Climatic Changes. *Climatic Change*, 42(1), 89-129.
- Landsea, C. W., R. A. Pielke Jr., A. M. Mestas-Nuñez & J. A. Knaff (1999). Atlantic basin hurricanes: indices of climatic change. *Kuva. Climatic Change*, 42(1), 123.
- Landsea, C. W., G. A. Vecchi, L. Bengtsson & T. R. Knutsson (2010). Impact of Duration Thresholds on Atlantic Tropical Cyclone Counts*. *Journal of Climate*, 23(10), 2508-2519.
- Landsea, C. W., G. A. Vecchi, L. Bengtsson & T. R. Knutsson (2010). Frequency of all unadjusted Atlantic tropical cyclones (tropical and subtropical storms) from 1878 to 2008. *Kuva. Journal of Climate*, 23(10), 2510.
- Landsea, C. W. (2011). Subject: A11) What is the "eye"? How is it formed and maintained? What is the "eyewall"? What are "spiral bands"? *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory*, Miami.
<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A11.html> 5.4.2018
- Landsea, C. W. (2018). Subject: A15) How do tropical cyclones form? *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory*, Miami.
<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A15.html> 3.4.2018
- Landsea, C. W. (2018). Subject: F1) What regions around the globe have tropical cyclones and who is responsible for forecasting there? *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory*, Miami.
<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/F1.html> 11.4.2018

- L'Heureux, M. (2014). What is the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) in a nutshell? <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-el-ni%C3%B1o%E2%80%93southern-oscillation-enso-nutshell> 7.3.2018
- Maloney, E. D. & D. L. Hartmann (2000). Modulation of Hurricane Activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, 287(5460), 2002-2004.
- Maloney, E. D. & D. L. Hartmann (2001). The Madden-Julian Oscillation, Barotropic Dynamics, and North Pacific Tropical Cyclone Formation. Part I: Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(17), 2545-2558.
- Mei, W. & S. Xie (2016). Intensification of landfalling typhoons over the northwest Pacific since the late 1970s. *Nature Geoscience* 9. 753–757.
- Montgomery M. T. & B. F. Farrell (1993). Tropical Cyclone Formation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(2), 285-310.
- Murakami H., B. Wang & A. Kitoh (2011). Future Change of Western North Pacific Typhoons: Projections by a 20-km-Mesh Global Atmospheric Model*. *Journal of Climate*, 24(4), 1154-1169.
- Ritchie, E. A. & G. J. Holland (1999). Large-Scale Patterns Associated with Tropical Cyclogenesis in the Western Pacific. *Monthly Weather Review*, 127(9), 2027-2043.
- Schott, T., C. W. Landsea, G. Hafele, J. Lorens, A. Taylor, H. Thurm, B. Ward, M. Willis & W. Zaleski (2012). The Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale. *National hurricane center*, Miami. <https://www.nhc.noaa.gov/pdf/sshws.pdf> 28.3.2018
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (toim.) (2007). *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. s. 315. Cambridge University Press, New York.
- Trenberth K. E. & D. J. Shea (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, 33(12),
- Tu, J., C. Chou & P. Chu (2009). The Abrupt Shift of Typhoon Activity in the Vicinity of Taiwan and Its Association with Western North Pacific–East Asian Climate Change. *Journal of Climate*, 22(13), 3617-3628.
- Tu, J., C. Chou & P. Chu (2009). Time series of seasonal (JJASO) typhoon numbers passing the vicinity of Taiwan from 1970 to 2006. *Piirros. Journal of Climate*, 22(13), 3621.
- Ventrice, M. J., C. D. Thorncroft & P. E. Roundy (2011). The Madden–Julian Oscillation's Influence on African Easterly Waves and Downstream Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 139(9), 2704-2722.
- Wallace, J. M. & P. V. Hobbs (2006). *Atmospheric Science: an Introductory survey*. 483 s. Elsevier Inc. Burlington, MA.
- Wang, B., & J. C. L. Chan (2002). How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western north pacific. *Journal of Climate*, 15(13), 1643-1658.
- Wang, B., & J. C. L. Chan (2002). Locations of TS formation and SST anomalies in Apr - Jun. Kartta. *Journal of Climate*, 15(13), 1648.

Webster P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, H. -R. Chang (2005). Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment. *Science*, 309(5742), 1844-1846.

Zhang, C. (2005). Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2), 1-36.

Costliest U.S. tropical cyclones tables updated (2018). *National oceanic and atmospheric administration*, Maryland. <https://www.nhc.noaa.gov/news/UpdatedCostliest.pdf> 26.4.2018

El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Technical Discussion (2018). *National oceanic and atmospheric administration*, Maryland. <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/enso-tech.php> 7.3.2018