

Tendències de precipitació a la Península Ibèrica. Escalfament global o variabilitat natural?

Didac Fortuny Almiñana

Tutelat per la Dra. Ileana Bladé

- setembre 2008 -

Màster Oficial en Meteorologia
Departament d'Astronomia i Meteorologia
Universitat de Barcelona

Resum.....	1
1. Introducció	3
1.1. La precipitació a la Terra	3
1.2. Canvis globals en la precipitació	5
1.3. Canvis en precipitació a la Península Ibèrica	11
1.3.1. L'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord	12
1.3.2. Tendències de precipitació a la Península Ibèrica	18
2. Objectius	23
3. Metodologia	23
3.1. Dades utilitzades.....	24
3.2. Models climàtics estudiats	24
3.3. Càlculs estadístics	24
3.4. Testos de significància emprats	25
4 Resultats	29
4.1. Reconstrucció de tendències de precipitació.....	29
4.2. Robustesa de les tendències trobades.....	32
4.3. Comparació amb simulacions de models climàtics	35
4.4. Relació amb la NAO	36
4.5. La NAO simulada amb el model WACAM	38
5. Conclusions	42
Agraïments	44
Referències	45

Resum

La temperatura a tot el planeta ha augmentat de forma significativa en el darrer segle i especialment en la darrera dècada a causa, principalment, d'un augment en la concentració de gasos d'efecte hivernacle a l'atmosfera. Una conseqüència previsible d'aquest augment de temperatura és un canvi en la distribució espacial de la precipitació. En aquest treball s'estudien alguns aspectes de la relació entre l'augment de temperatura i els canvis en la precipitació.

Les alteracions del cicle hidrològic com a conseqüència de l'augment de temperatura són degudes principalment a l'augment de la concentració de vapor d'aigua segons preveu l'equació de Clausius-Clapeyron. Tanmateix, la precipitació és menys sensible als canvis de la temperatura que la concentració de vapor d'aigua; és aquest un dels motius pels quals durant el segle XX encara no s'han detectat canvis significatius en la quantitat de precipitació anual globalment (juntament amb la manca de dades fiables durant la primera meitat del segle).

Les característiques de la precipitació i dels canvis en aquesta varien molt d'una regió a una altra del planeta. Això es deu al fet que la precipitació depèn no solsament de la concentració d'humitat a l'atmosfera, sinó també de la circulació atmosfèrica. Com a exemple concret, al continent europeu i, en particular, a la Península Ibèrica, la variabilitat de la precipitació està fortament influenciada pel patró de circulació atmosfèrica conegut com a Oscil·lació de l'Atlàntic Nord (NAO), el qual varia en escales de temps des de subestacionals fins a multidecadals.

A la Península Ibèrica no sembla haver-se produït encara cap variació important de la precipitació anual o estacional, malgrat el fet que la majoria de simulacions climàtiques futures en projecten una important disminució. L'únic senyal destacable és una marcada reducció de la precipitació del mes de març a les regions centrals i occidentals de la Península Ibèrica en els últims 40 anys del segle XX. Alguns autors han atribuït aquest senyal a l'estancament de la NAO en la seva fase positiva a les últimes dècades del segle XX i han especulat que podria tractar-se d'una resposta dinàmica al forçament radiatiu antropogènic.

En aquest treball s'ha revisat l'anàlisi d'aquesta tendència de precipitació per tal de comprovar-ne la robustesa i la significància, amb la finalitat de valorar si l'evidència observacional és consistent amb la hipòtesi de que es tracta d'un senyal associat al canvi climàtic. S'ha estudiat també si aquesta tendència està realment confinada al mes de

març o si s'estén a altres mesos de l'any. La conclusió principal és que la tendència negativa en la precipitació del mes de març a la Península Ibèrica observada fins al 1996 no ha persistit durant la dècada següent. En canvi, hem detectat una disminució comparable de la precipitació durant el mes de febrer que persisteix fins al 2006.

Per tal de veure si aquesta disminució de precipitació pot interpretar-se com una resposta al forçament antròpic de l'atmosfera s'han analitzat simulacions realitzades amb un model climàtic. Aquestes, però, no han reproduït la tendència decreixent observada, de manera que no han recolzat la hipòtesi de partida.

Finalment s'ha estudiat la forta relació entre la precipitació a la Península Ibèrica i la NAO, en particular durant el mes de març. Concloem que les tendències observades en la precipitació i la NAO són consistents amb la variabilitat interna de l'atmosfera.

1. Introducció

1.1. La precipitació a la Terra

Des de la revolució industrial la composició de l'atmosfera terrestre ha estat canviant a causa de les activitats desenvolupades per l'espècie humana. La concentració dels anomenats gasos d'efecte hivernacle, com el diòxid de carboni i el metà, ha augmentat i segueix augmentant a un ritme cada vegada més gran. Aquesta modificació de la composició atmosfèrica ha alterat el balanç radiatiu del planeta i provocat un augment en la temperatura mitjana de la superfície de tot el planeta, tal i com preveu la teoria física de l'efecte hivernacle i en concordança amb els resultats de simulacions dutes a terme amb models climàtics. A Europa, concretament, la temperatura superficial ha augmentat entre 1°C i 6°C a gairebé tot el territori (figura 1).

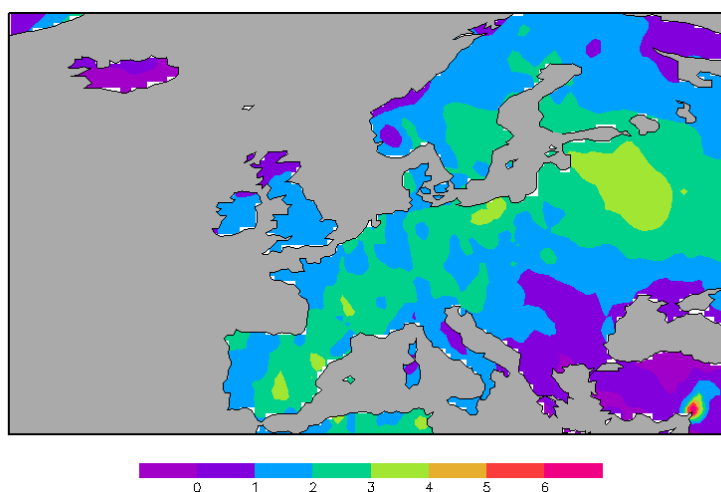


Figura 1. Tendències de temperatura a Europa calculades des de l'any 1950 fins l'actualitat. Les unitats són °C segle⁻¹. Figura realitzada a partir de dades de la base de dades CRUTEM extretes del Climate Explorer.

Però l'augment de la temperatura superficial no ha estat l'únic efecte d'aquest forçament antròpic de l'atmosfera. Està demostrat que els canvis en el balanç radiatiu han afectat moltes altres variables atmosfèriques com la temperatura a l'atmosfera lliure, el patró de pressió a nivell del mar i l'altura de la tropopausa entre d'altres [19]. En aquest treball s'estudiarà de quina manera la precipitació també ha estat afectada per aquest augment de temperatura.

Per poder entendre en quina mesura són importants els canvis en la precipitació, primer començarem per analitzar a grans trets com es comporta aquesta en el nostre planeta. La distribució d'evaporació i precipitació està molt lligada a la circulació general atmosfèrica i és aquest el motiu pel qual presenta una estructura molt més important meridionalment que no pas zonalment.

La distribució meridional de precipitació (figura 2) presenta un màxim absolut a la zona de convergència intertropical, associat a les grans torres convectives situades a la branca ascendent de la cèl·lula de Hadley. A latituds més altes la quantitat de precipitació disminueix, assolint un mínim relatiu situat a les zones subtropicals associat a la subsidència de la branca descendent de la cèl·lula de Hadley. En latituds mitjanes, al voltant dels 50° de latitud, s'observen uns màxims relatius associats als remolins baroclínics i a les tempestes esqueixades del jet polar. Finalment, a latituds properes als pols la precipitació decreix degut a l'absència de vapor d'aigua a l'atmosfera a baixes temperatures.

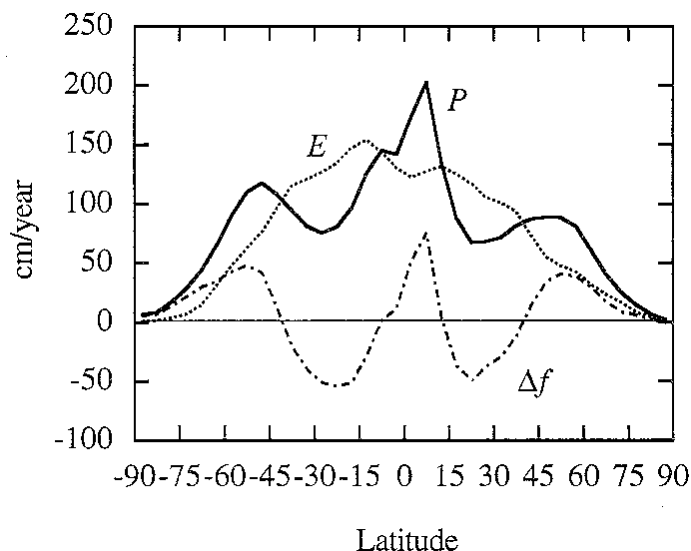


Figura 2. Distribució meridional del balanç hidrològic superficial. Es mostra la distribució de precipitació P , evaporació E i aigües d'escorrentia Δf . Figura extreta de [3].

Encara que a grans trets la precipitació segueix aquesta distribució planetària, és una variable meteorològica que presenta una forta variabilitat, tant espacial com estacional i interanual. A escala continental aquesta variabilitat interanual està íntimament lligada als grans patrons de circulació atmosfèrica com l'ENSO o la NAO. Al llarg del segle XX i en el que portem de segle XXI s'han detectat canvis a llarg termini referents a la seva quantitat, intensitat, freqüència i tipus en determinades regions [16].

1.2. Canvis globals en la precipitació

Els canvis a llarg termini detectats en la precipitació anual tenen un caràcter regional molt marcat. En la figura 3 es veu com s'han detectat tant tendències positives com negatives de pluja la distribució geogràfica de les quals és molt complexa.

Per al període 1901-2005 s'observen majoritàriament tendències de precipitació positives a latituds superiors als 30° mentre que als tròpics es troben tant tendències negatives (a Àfrica) com tendències positives (a Amèrica del Sud i Austràlia). Per al període més recent (1979-2005), en canvi, es veu com dominen més les tendències tropicals positives. Globalment predominen les tendències positives, però la majoria de regions no exhibeixen tendències de cap mena.

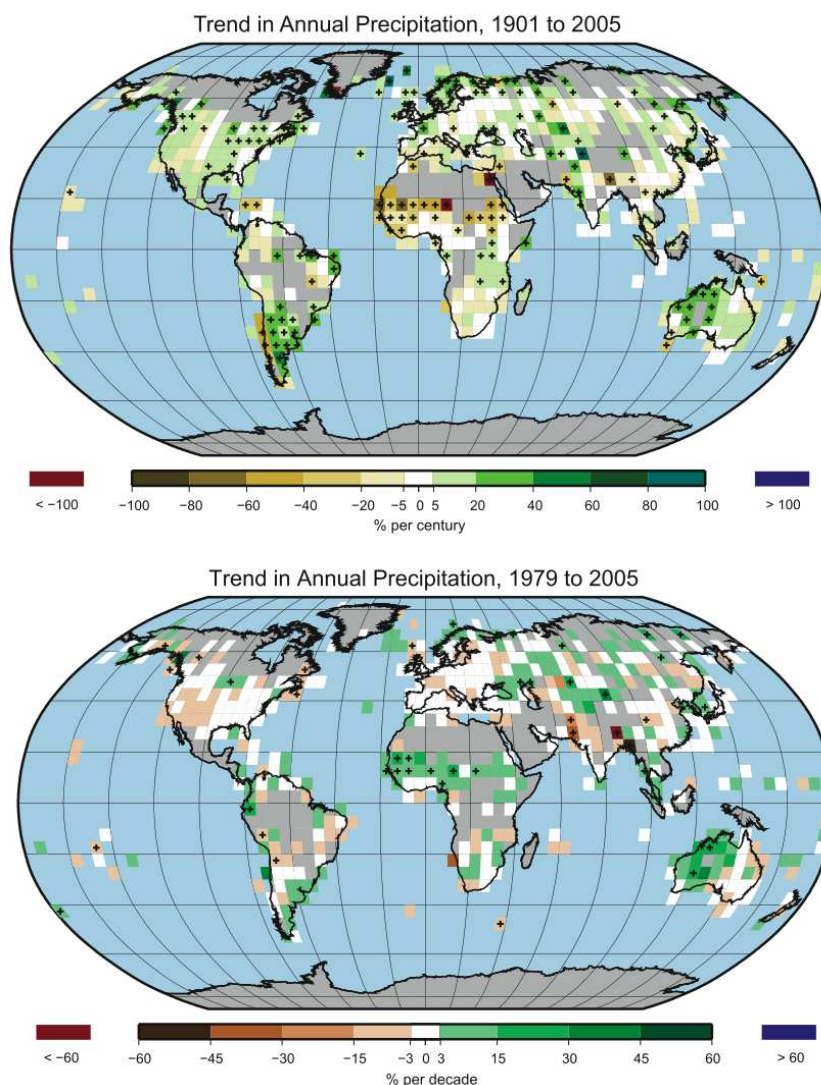


Figura 3. Tendència de precipitació anual pels períodes 1901-2005 i 1979-2005. El percentatge està calculat en relació a la mitjana del període 1961-1990. Les àrees grises indiquen zones on no s'ha trobat cap tendència destacable. Les tendències significants al 5% estan marcades amb un punt negre. Figura extreta de [16].

Una altra manera de detectar canvis en la precipitació és mitjançant l'estudi de sequeres. L'Índex de Severitat de Sequera de Palmer (figura 4) dóna una altra idea dels canvis en la precipitació al llarg del segle XX. En la figura s'observen moltes zones amb tendència positiva, és a dir, que s'estan tornant més humides, com l'est d'Amèrica del Nord i del Sud, i el nord d'Europa i d'Àsia. També s'observen moltes regions amb tendència negativa com el Sahel, el sud d'Àfrica i d'Àsia i la Mediterrània on la sequera està anat en augment [16].

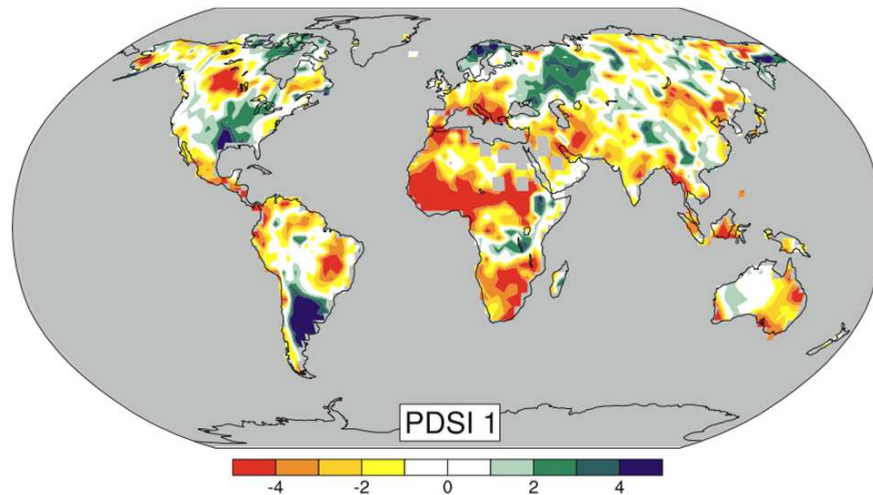


Figura 4. Patró espacial de l'índex de sequera PDSI mensual des de 1900 a 2002. Figura extreta de [16].

Associats a aquests canvis en les tendències de precipitació, s'han observat canvis en les trajectòries de les tempestes, els corrents en jet, la distribució de zones propenses a situacions de bloqueig i els monsons. També s'han observat canvis en la fase de la precipitació a latituds altes; una disminució en la quantitat de neu ha donat lloc a un augment de la pluja en fase líquida [16].

Malgrat les tendències locals detectades, la quantitat de precipitació global mitjana encara no s'ha vist afectada, degut a que augments en determinats llocs s'han vist compensats per disminucions en altres regions i a que moltes regions no han experimentat canvis (figura 3) [16]. Es preveu, però, un augment de la precipitació global al llarg del segle XXI, encara que a un ritme no tant ràpid com la temperatura [1].

La relació entre aquests canvis en la precipitació i l'escalfament global recau en l'augment de la quantitat de vapor d'aigua present a l'atmosfera [16]. De l'equació de Clausius-Clapeyron (expressió 1) s'extreu que un augment de la temperatura atmosfèrica té com a conseqüència un augment de la pressió de saturació del vapor d'aigua e_s . En l'expressió 1, L és la calor latent de condensació de l'aigua i R la constant dels gasos ideals.

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L}{RT^2} \equiv \alpha(T) \quad (1)$$

A temperatures típiques de la baixa troposfera, on s'acumula la major part del vapor d'aigua atmosfèric, aquest augment de e_s és d'un 7% per cada grau d'escalfament [4]. Aquesta dada se utilitzar per raonar que un augment de la temperatura atmosfèrica farà que hi hagi més evaporació i que, per tant, augmenti la quantitat de vapor d'aigua.

Aquest raonament no és del tot correcte ja que, com argumenten Pierrehumbert et al. (2007), hi ha dues fal·làcies implícites en ell que cal tenir en compte [13]. Per una banda, l'evaporació ve governada per la velocitat del vent, per la humitat específica a la capa límit atmosfèrica i per la pressió de vapor saturant (que augmenta en augmentar la temperatura). Degut a que l'evaporació depèn de més factors a part de la pressió de vapor saturant (l'única que depèn de la temperatura), un augment de la temperatura no implica directament un augment de l'evaporació. És més, el que governa la quantitat de vapor d'aigua a l'atmosfera és el balanç entre l'evaporació i la precipitació, no només l'evaporació. Si ens imaginem l'atmosfera com un cubell i el vapor d'aigua com una certa quantitat d'aigua que entra al cubell per una aixeta i surt per un forat, la quantitat d'aigua del cubell no només dependrà de com d'oberta estigui l'aixeta, sinó també de la mida del forat per on l'aigua s'escapa. L'altre error que no hem de cometre és el de pensar que un augment de la pressió de vapor de saturació del vapor d'aigua farà augmentar la quantitat de vapor a l'atmosfera. En el símil del cubell, el fet d'augmentar o disminuir la pressió de vapor de saturació només fa engrandir o encongir la mida de la galleda, no dóna cap tipus d'informació de com de plena està aquesta.

Podem construir un argument més defensable raonant de la següent manera, considerant les trajectòries de les partícules atmosfèriques. Una massa d'aire pot tenir una pressió de vapor com a màxim igual a la pressió de vapor de saturació a la temperatura a la que es troba [13]. La pressió de vapor de saturació augmenta amb la temperatura (expressió 1). Per tant, tal com argumenten Pierrehumbert et al. (2007), una massa d'aire conservarà la pressió de vapor igual a la pressió de vapor de saturació corresponent al punt més fred pel qual hagi passat durant la seva trajectòria, sempre i quan s'hagi produït saturació en aquell moment i no s'hagi trobat amb cap altra font important d'humitat pel camí. És per això que podem argumentar que l'augment global de la temperatura troposfèrica farà que les pressions de vapor de saturació mínimes augmentin i la pressió de vapor d'una massa d'aire troposfèrica qualsevol també ho faci. Com que la major part del vapor d'aigua de l'atmosfera es troba a les capes baixes, és d'esperar que la quantitat de vapor d'aigua varii amb la temperatura segons el pendent α (del 7%) deduït de l'equació de Clausius-Clapeyron.

Pel que fa a l'augment de precipitació atribuït a l'augment de vapor d'aigua a l'atmosfera, Held et al. (2006) han emprat els models utilitzats en el quart informe de l'IPCC per simular al llarg dels segles XX i XXI la resposta del vapor d'aigua (en forma de proporció de mescla q) i de la precipitació P a l'escalfament (figura 5) [4].

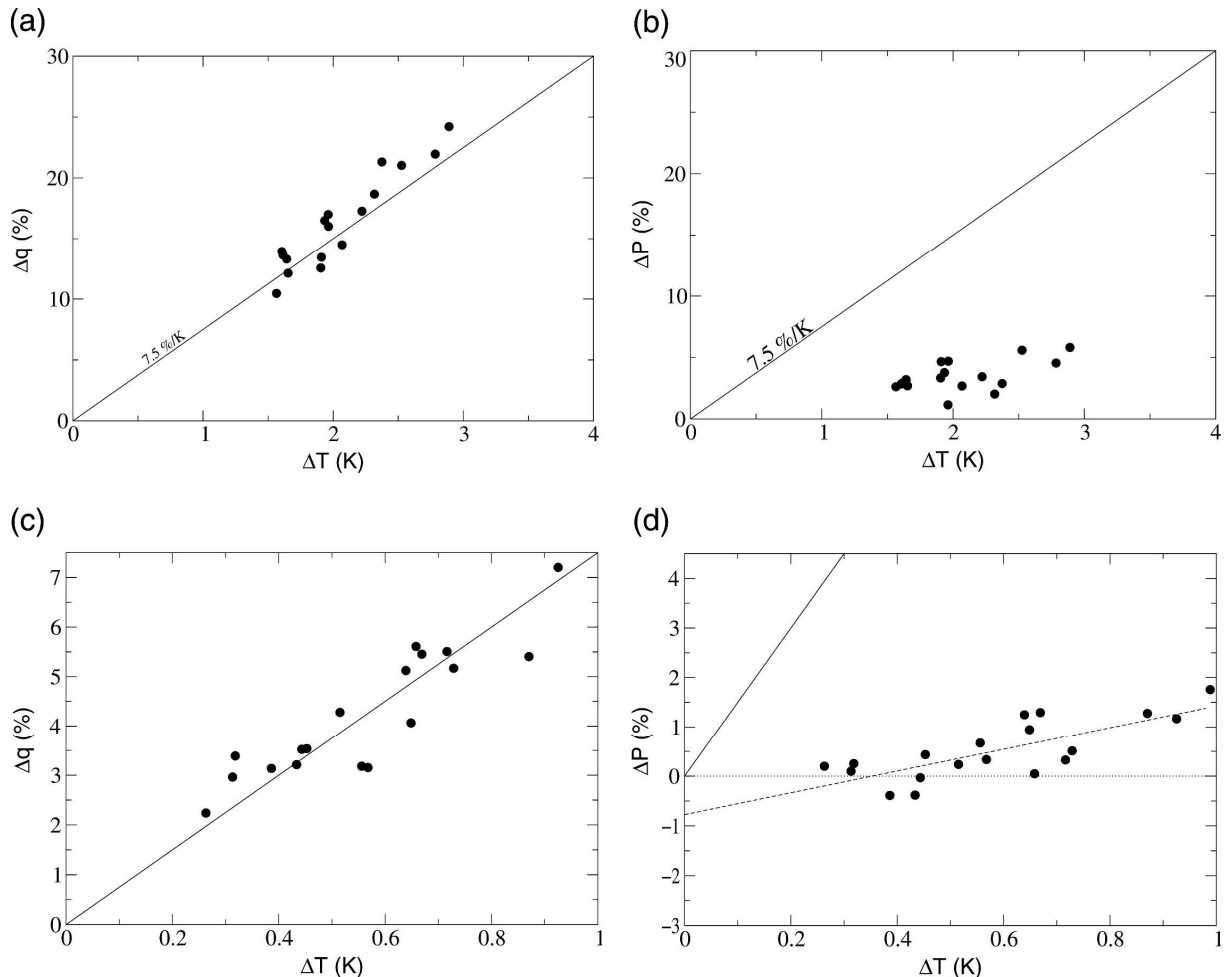


Figura 5. Canvi en percentatge de la quantitat de vapor d'aigua en una columna atmosfèrica Δq (a) i (c), i de la precipitació ΔP (b) i (d) respecte a l'augment global mitjà de la temperatura de l'aire superficial ΔT . (a) i (b) corresponen a simulacions per al segle XXI, mentre que (c) i (d) corresponen a simulacions per al segle XX. En cada cas, estan representades les diferències entre les dues últimes i les dues primeres dècades del segle en qüestió. Les línies sòlides representen el ritme de canvi del vapor d'aigua (7.5% per grau d'escalfament), mentre que la línia discontinua de (d) correspon al ritme de canvi de la precipitació (2.2% per grau d'escalfament). Figura extreta de [4].

En la figura 5 es veu com la quantitat de vapor d'aigua a l'atmosfera i la precipitació no augmenten al mateix ritme amb la temperatura. Mentre l'augment de la proporció de mescla al llarg del segle XX és clar i té un ritme del 7.5%, l'augment de la precipitació és molt petit (consistentment amb les observacions) i fins i tot alguns dels models en pronostiquen una disminució. Per tant, sembla ser que el fet

que el cubell s'hagi fet més gran, i fins i tot el fet que tingui més aigua que abans, no ha fet augmentar (si més no proporcionalment) la quantitat d'aigua que s'escapa pel forat de sortida.

Held et al. (2006) raonen les conseqüències d'aquesta diferència de pendent entre la quantitat de vapor d'aigua i la precipitació respecte a la temperatura [4]. Els fenòmens convectius que provoquen la precipitació a gran escala es poden entendre de manera senzilla considerant que la precipitació P es produeix quan una certa massa d'aire M amb una proporció de mescla q abandona la capa límit atmosfèrica. En aquest moment, el vapor d'aigua present a la massa d'aire condensa i precipita. Aquest model senzill s'escriu com mostra l'expressió 2.

$$P = qM \quad (2)$$

Degut a que q augmenta segons α (un 7% per cada grau d'escalfament) però P augmenta a un ritme molt inferior (un 2% per cada grau d'escalfament), es dedueix que el flux vertical de massa i humitat disminueix. La conseqüència de tot això és, doncs, un afebliment de la circulació vertical atmosfèrica. Aquesta disminució serà més notable als tròpics (cèl·lules de Hadley i de Walker), ja que és allà on els fenòmens convectius són més importants a gran escala.

Knutson i Manabe (1995) presenten una altra explicació d'aquesta disminució de la circulació vertical atmosfèrica als tròpics. A partir de l'expressió del vent geostrofic (expressió 3) es dedueix que als tròpics un petit gradient de geopotencial ϕ provoca un augment molt gran del mòdul del vent geostrofic v_g (ja que allà el paràmetre de Coriolis f és molt petit). Aquesta és l'explicació de que als tròpics en condicions normals (sense forts vents) no s'observin pràcticament gradients horitzontals de geopotencial.

$$|\vec{v}_g| = \left| \frac{1}{f} \vec{\nabla} \phi \right| \quad (3)$$

De l'equació hipsomètrica s'extreu una relació de directa proporcionalitat entre el gruix de geopotencial i la temperatura. És per això que als tròpics tampoc no s'observen gradients horitzontals de temperatura. La conseqüència d'això és que el perfil vertical de temperatura és el mateix a les grans zones convectives que a les zones de subsidència.

El perfil vertical de temperatura potencial θ a les zones convectives on les parcel·les estan saturades és proporcional a la calor latent de condensació de l'aigua L i a la proporció de mescla saturant q_s (expressió 4).

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial p} \right|_{conv} \propto Lq_s \quad (4)$$

Degut a que als tròpics el perfil vertical de temperatura no varia d'una zona a una altra, a les zones de subsidència el perfil observat també serà el descrit per l'expressió 4. Donat que en aquestes zones l'aire no està saturat, però, aquest mateix perfil descriurà una situació d'estabilitat. En aquestes regions el balanç energètic local es dóna entre el refredament radiatiu Q de l'atmosfera i l'escalfament adiabàtic de l'aire en baixar (expressió 5).

$$Q \approx \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (5)$$

A gran escala, en canvi, el balanç energètic als tròpics es dóna entre el refredament radiatiu a les zones de subsidència i l'escalfament degut a l'alliberament de calor latent a les zones convectives. D'aquesta manera podem aproximar $Q \approx P$ (expressió 6).

$$P \approx \omega L q_s \quad (6)$$

Com que q_s augmenta un 7% per cada grau d'escalfament, l'estabilitat estàtica (el perfil vertical de temperatura potencial a les zones seques) també augmenta un 7% per cada grau d'escalfament. No obstant, com que P augmenta a un ritme menor (figura 4), la velocitat vertical ω ha de disminuir. D'aquesta manera disminueixen els fluxos verticals de massa i d'humitat a l'atmosfera.

Un altre canvi en la precipitació associat a l'escalfament global està relacionat amb l'augment del transport horitzontal d'humitat a l'atmosfera [4]. El balanç d'humitat atmosfèric es dóna entre el desequilibri entre l'evaporació i la precipitació en un determinat indret i la divergència o la convergència de transport de vapor d'aigua en el mateix lloc. D'aquesta manera, estudiant com varia la divergència de transport de vapor d'aigua es podran treure conclusions sobre les variacions en el balanç entre l'evaporació i la precipitació.

Si considerem que el transport de vapor d'aigua F ve determinat en primera instància per la quantitat de vapor d'aigua present a l'atmosfera més que pel camp de vents, amb l'ajuda de l'expressió 1 es dedueix l'expressió 7, de la que s'extreu que el transport d'humitat augmenta també al ritme α deduït de l'equació de Clausius-Clapeyron.

$$\frac{\delta F}{F} \approx \frac{\delta e_s}{e_s} \approx \alpha \delta T \quad (7)$$

En la figura 6 s'observa una mitjana zonal del transport meridional d'humitat previst pels models pel segle XXI. Als tròpics, on la precipitació supera l'evaporació (figura 2) i, per tant, hi ha un transport cap a l'equador d'humitat, aquest transport es veurà reforçat per l'augment de temperatura. A la resta de latituds, en canvi, els canvis en el transport faran augmentar el flux d'humitat en direcció als pols.

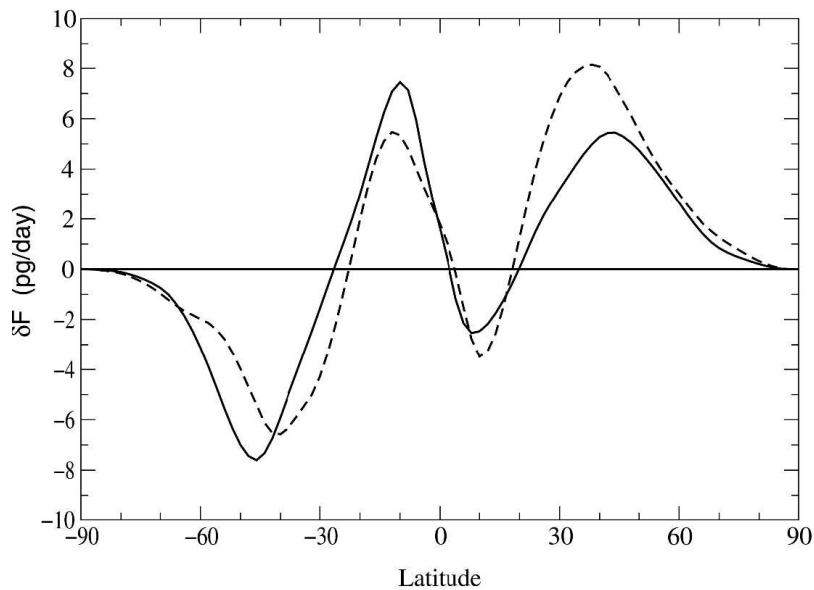


Figura 6. Canvi en el transport d'humitat cap al nord amitjanat zonalment previst pel segle XXI simulat pels models utilitzats en el quart informe de l'IPCC (línia contínua) i calculat mitjançant l'expressió 7 (línia discontinua). Figura extreta de [4].

A partir de l'equilibri entre el balanç de precipitació i evaporació i la divergència de transport d'humitat, utilitzant l'expressió 7 i considerant que $P-E$ té més estructura meridional que δT , s'arriba a la conclusió que la diferència entre precipitació i evaporació també té un pendent α (expressió 8).

$$\frac{\delta(P - E)}{(P - E)} = \alpha \delta T \quad (8)$$

La conseqüència directa d'això és que allà on plou molt encara plourà més i allà on plou poc encara plourà menys. D'aquest fet se'n deriva una intensificació de les zones de subsidència seques subtropicals.

1.3. Canvis en la precipitació a la Península Ibèrica

L'objectiu d'aquest treball és estudiar el comportament de la precipitació a la Península Ibèrica. Per aquest motiu a partir d'ara deixarem de banda els canvis globals i ens centrarem en els fenòmens més regionals que afecten aquesta zona concreta. A la Península Ibèrica i, més en general, a tot el marge oest del continent europeu, la variabilitat interanual de la precipitació està molt influenciada per l'anomenada Oscil·lació de l'Atlàntic Nord (NAO, de l'anglès *North Atlantic Oscillation*) [11].

1.3.1. L'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord

S'anomena NAO al balanceig meridional de massa atmosfèrica que es dona a l'Atlàntic Nord i que té com a principals centres d'acció l'anticicló de les Açores i la baixa d'Islàndia. Aquesta redistribució de massa porta associats canvis en la direcció i la intensitat dels vents, en el flux d'humitat i en el balanç hídric a la seva zona d'influència.

Existeixen diferents índexs que quantifiquen aquesta oscil·lació, basats en diferents tècniques estadístiques, les quals comparen la pressió atmosfèrica a nivell del mar als dos centres d'acció. Qualsevol d'ells està calculat de manera que un valor positiu del mateix indica una acumulació (disminució) de massa atmosfèrica al centre d'acció sud (nord) i la conseqüent intensificació de l'anticicló de les Açores i de la baixa d'Islàndia (figura 7). Aquest augment del gradient de pressió meridional entre tots dos centres d'acció durant les fases positives de la NAO comporta que, degut a la geostrofia, els vents de l'oest que arriben a Europa s'enforteixin. Aquest enfortiment dels vents de l'oest és màxim al voltant dels 60°N de latitud, on es troben les Illes Britàniques i la península Escandinava [7].

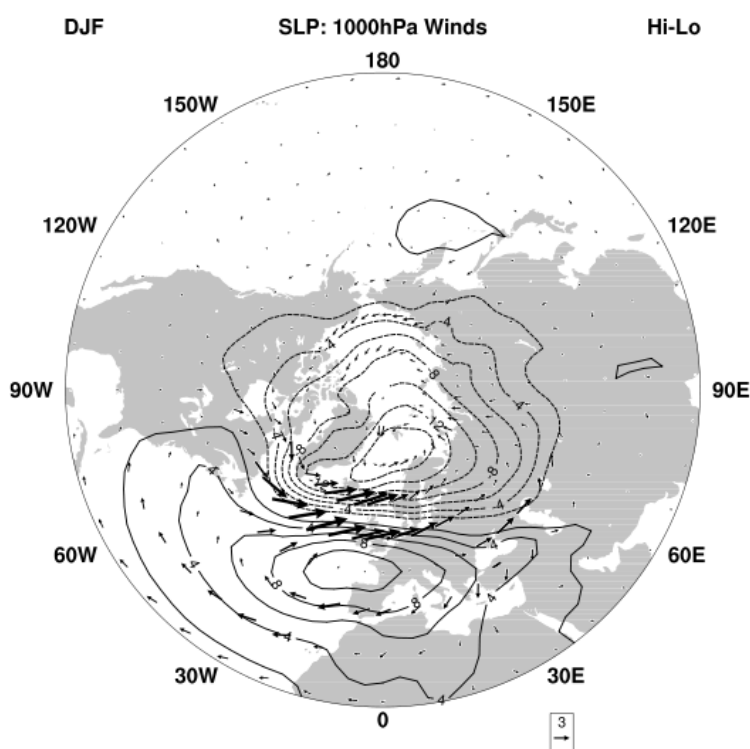


Figura 7. Diferència hivernal (de desembre a febrer) de la pressió atmosfèrica a nivell del mar mitjana i vectors vent a 1.000 hPa entre fases positives i fases negatives de l'índex NAO. Figura extreta de [7].

Si es realitza un anàlisi de components principals de la pressió a nivell del mar a l'Atlàntic Nord, s'obté que la NAO n'és el primer

component principal (figura 8) [7], explicant-ne el 39.6% de la variància hivernal (de desembre a març).

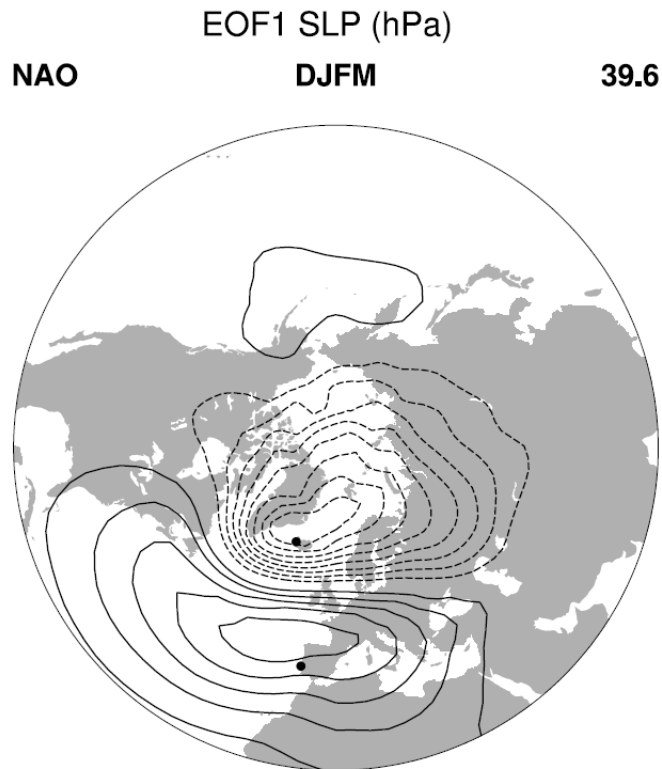


Figura 8. Primer component principal hivernal (de desembre a març) del camp d'anomalies de pressió a nivell del mar a l'Atlàntic Nord. N'explica el 39.6% de la variància. L'interval entre contorns és de 0.5 hPa i el contorn de 0 hPa ha estat exclòs. S'ha utilitzat el període 1899-2001. Figura extreta de [7].

A part d'influir en la intensitat i en la distribució dels vents de l'oest, les variacions en la NAO també influeixen en el transport d'humitat de l'oceà cap al continent (figura 9).

Quan la NAO es troba en fase positiva la zona de màxim transport d'humitat es trasllada cap al nord-est. El transport d'humitat adquireix un component sud-sud-est. La convergència d'humitat es dona, doncs, més a l'Europa septentrional que no pas a la Mediterrània. Quan la NAO es troba en fase negativa, en canvi, el transport és més zonal i té una influència més forta sobre la Mediterrània [6].

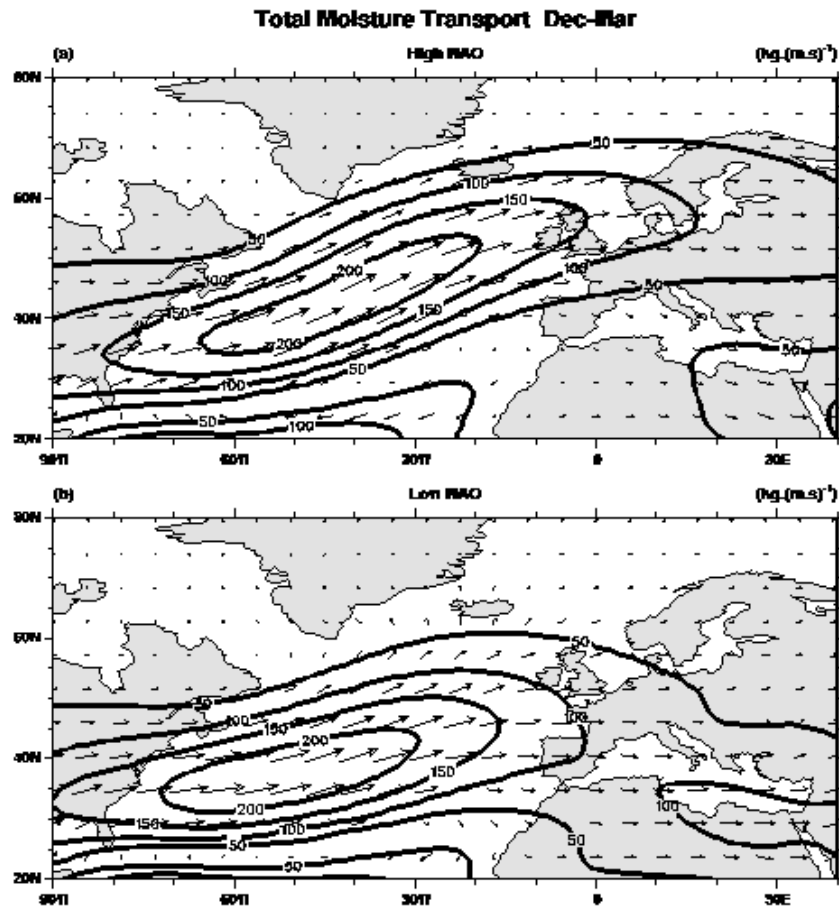


Figura 9. Vectors de transport d'humitat integrat verticalment. (a) correspon a hiverns de NAO en fase positiva i (b) a hiverns de NAO en fase negativa. Figura extreta de [6].

Una altra conseqüència del desplaçament cap al nord del flux d'humitat en èpoques de NAO intensa és que apareixen canvis en el balanç entre l'evaporació E i la precipitació P a la seva zona d'influència (figura 10). En comparació amb la fase negativa, la fase positiva de l'índex NAO porta associats balanços negatius de $E-P$ (més precipitació que evaporació) a la Península Escandinava i a les Illes Britàniques. A l'Europa més meridional, en canvi, els balanços observats són positius, indicant una disminució en la precipitació respecte l'evaporació.

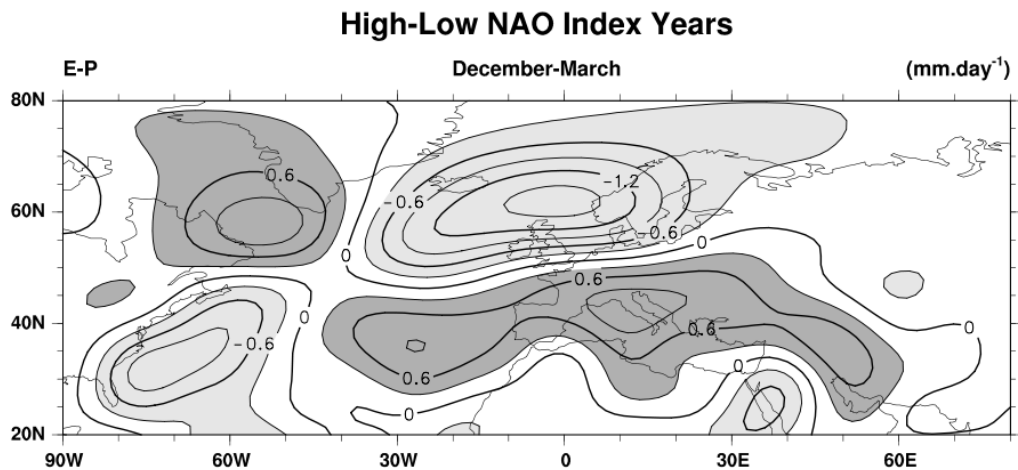


Figura 10. Diferència mitjana hivernal (de desembre a febrer) del balanç entre l'evaporació i la precipitació entre fases positives i negatives de la NAO. Figura extreta de [7].

Resumint (figura 11), en èpoques en que predomina la fase positiva de la NAO, les zones més septentrionals del continent europeu es veuen afectades per vents de l'oest forts i humits i la precipitació és més forta que la habitual. A la part més meridional del continent, en canvi, els vents provinents de l'Atlàntic són més dèbils i secs i la precipitació disminueix respecte la mitjana climatològica. En èpoques de predomini de la fase negativa, els vents forts i humits actuen sobre la Mediterrània fent-hi augmentar la precipitació.

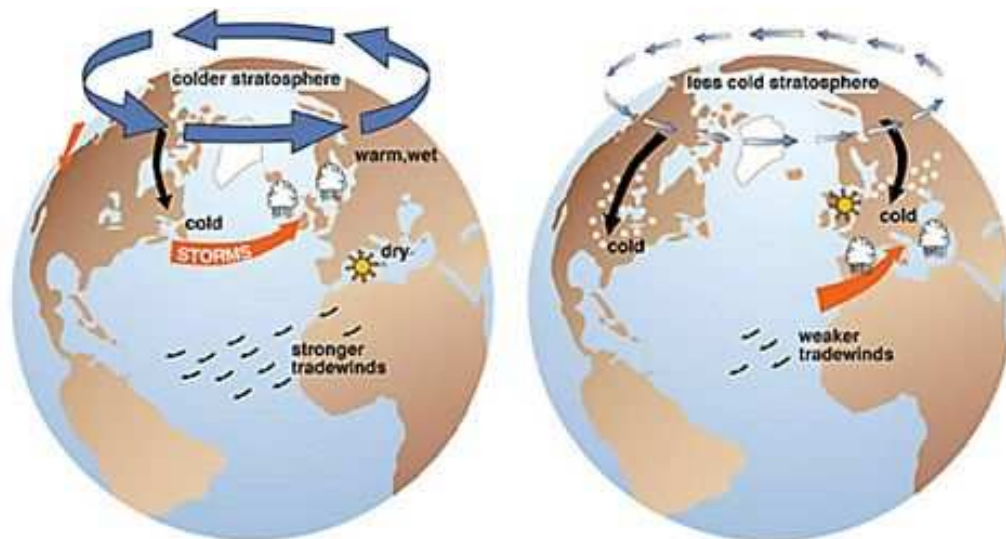


Figura 11. Esquema de les diferències climàtiques associades a fases positives (esquerra) i negatives (dreta) de la NAO. Figura extreta de la pàgina web del National Snow and Ice Data Center.

Hurrell et al. (1997) han estudiat quantitativament la relació entre la precipitació i l'índex NAO (figura 12) i han conclòs que el desplaçament del patró de tempestes cap al nord durant les fases

positives de la NAO fa augmentar la precipitació al nord de les Illes Britàniques i de la Península Escandinava, principalment a la seva part occidental, entre 1 i 6 mm dia⁻¹ per desviació estàndard de l'índex NAO degut als vents de l'oest que advectionen humitat de l'oceà. A tot el sud del continent, en canvi, la precipitació es veu disminuïda entre 1 i 6 mm dia⁻¹. Aquest efecte és més important a la part oest, és a dir, a la Península Ibèrica i, més concretament, a Portugal i la part centre-occidental d'Espanya [8].

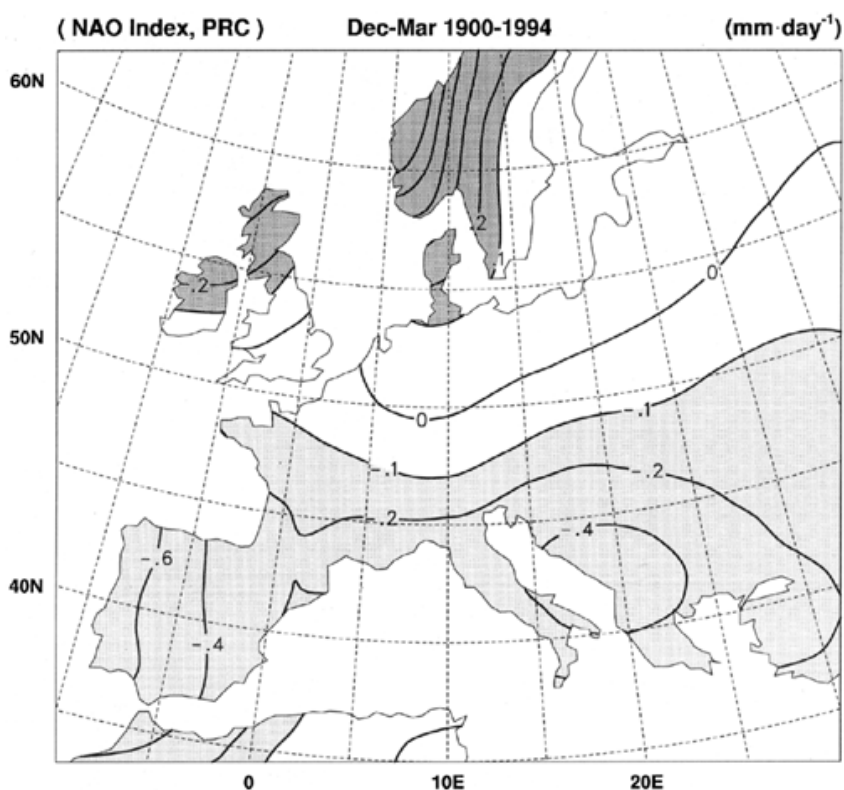


Figura 12. Canvis de precipitació corresponents a una unitat estandaritzada d'índex NAO hivernal (de desembre a març). Càlculs realitzats a partir de dades del 1900 al 1994. Figura extreta de [8].

La figura 13 mostra la variabilitat interanual de la NAO la qual influeix en la variabilitat interanual de la precipitació a la Península Ibèrica. La figura mostra l'índex calculat a partir de la diferència de pressió atmosfèrica a nivell del mar entre Lisboa (Portugal) i Stykkishólmur (Islàndia) i calculat com a primer component principal de la pressió a nivell del mar; es pot comprovar que els dos es comporten d'una manera molt similar. El fet que es representi només el valor hivernal d'aquest índex no vol dir que l'oscil·lació només sigui important en aquesta estació. És a l'hivern, però, quan l'atmosfera està més activa dinàmicament i quan les fluctuacions de la NAO assoleixen la màxima amplitud [7].

SLP-based Indices (Dec-Mar)

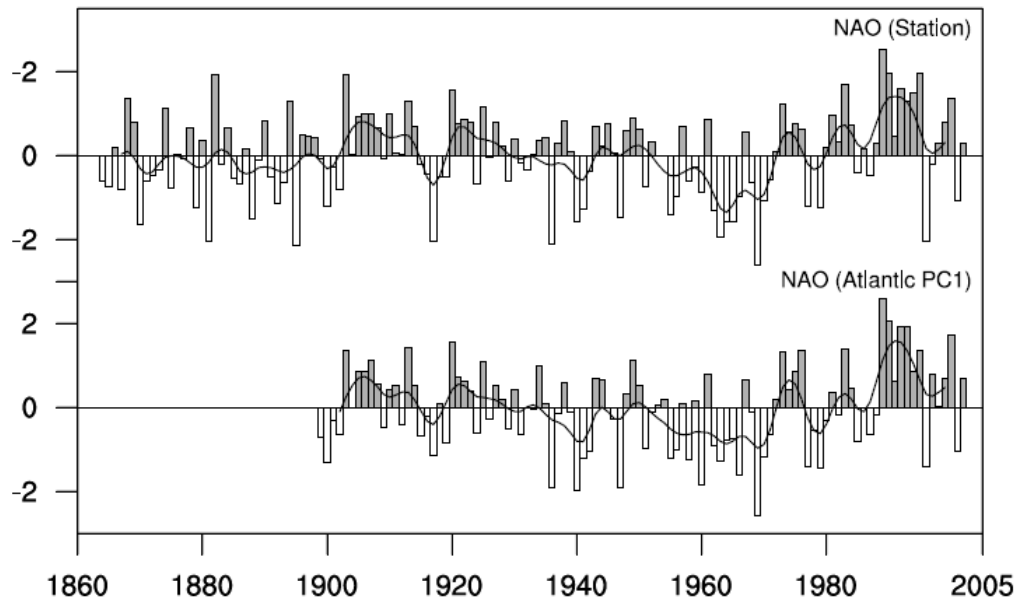


Figura 13. Índex normalitzats de la NAO hivernal (de desembre a març). En el panell superior l'índex ha estat calculat a partir de la diferència de pressió atmosfèrica a nivell del mar normalitzada entre Lisboa (Portugal) i Stykkishólmur (Islàndia). En el panell inferior, l'índex és la sèrie temporal de l'amplitud del primer component principal de la pressió atmosfèrica a nivell del mar a l'Atlàntic Nord (figura 8). S'han filtrat fluctuacions de període inferior als 4 anys. Figura extreta de [7].

A simple vista es detecta una tendència a l'alça de l'índex NAO en les últimes tres dècades del segle XX que s'acaba esmorteint en els primers anys del segle XXI. És interessant, doncs, estudiar si aquest període tant llarg de fase positiva de la NAO entra dins el rang de variabilitat natural del fenomen o si, per contra, sobresurt del rang de variabilitat interna i per tant s'hauria d'atribuir a un forçament extern, bé natural o antropogènic.

Gillett et al. (2003) han utilitzat sèries històriques, dades paleoclimàtiques i simulacions no forçades de models climàtics per estudiar la variabilitat interna de l'oscil·lació i han arribat a la conclusió que la tendència observada no és consistent amb la variabilitat natural interna [2]. Hi ha d'haver, doncs, algun forçament extern que l'hagi causat. Com a principals causes naturals destaquen les emissions volcàniques i possibles canvis en la irradiància solar. Com a causes antropogèniques destaquen l'augment de la concentració de gasos d'efecte hivernacle, l'augment de les emissions d'aerosols sulfat i la destrucció de l'ozó estratosfèric. En tots aquests casos, però, el fet que es detecti una relació entre aquests forçaments i la NAO és conclusiu fins que es trobi un mecanisme dinàmic que expliqui la relació.

Gillett et al. (2003) atribueixen la major part de la tendència observada a l'augment de la concentració de gasos d'efecte hivernacle a l'atmosfera i en donen una possible explicació. Per una banda,

especulen que l'alteració de l'atmosfera pot fer augmentar la variabilitat natural de la NAO fins al punt de poder explicar les tendències observades [2]. Una explicació més complexa, també desenvolupada per Gillett et al. (2003), és que la relació entre la tendència positiva observada de la NAO i l'augment de gasos d'efecte hivernacle es basa en el fet que aquests a la troposfera augmenten la temperatura mentre que a l'estratosfera la disminueixen. D'aquesta manera, a la tropopausa (límit de les dues capes) es produeix un fort gradient tèrmic meridional, ja que l'alta troposfera equatorial està a la mateixa altura que la baixa estratosfera polar. El gradient de gruix de geopotencial associat a aquest gradient de temperatura comporta un augment del vent tèrmic zonal al jet circumpolar estratosfèric (equació 2.1). Mitjançant algun mecanisme que encara no està clar, però que inclouria la propagació vertical d'ones de Rossby, aquest reforçament podria arribar als vents en superfície provocant la intensificació dels vents de l'oest característica de la fase positiva de la NAO.

Malgrat aquestes hipòtesis, el fet que en els darrers anys l'índex NAO hagi anat a la baixa mentre que la temperatura superficial mitjana del planeta i la concentració de gasos d'efecte hivernacle han continuat augmentant fa pensar que potser tots dos fenòmens no estan fortament correlacionats.

1.3.2. Tendències de precipitació a la Península Ibèrica

A grans trets, doncs, les fluctuacions de la precipitació a la Península Ibèrica estan molt influenciades per les variacions de la NAO. Més concretament, són els vents de l'oest que bufen de l'Atlàntic els que modulen més el règim de precipitació a la Península (amb excepció del litoral mediterrani). És aquest el motiu pel qual trobem el màxim de precipitació a la meitat hivernal de l'any, quan l'anticicló de les Açores es desplaça cap al sud i reforça els vents de l'oest associats a la baixa d'Islàndia. A aquesta dinàmica també se li afegixen les depressions esqueixades del jet polar, el qual es troba en la seva posició més meridional. Un debilitament dels vents de l'oest, o un desplaçament del seu patró cap al nord, afecta negativament la precipitació sobre la Península.

Els models climàtics utilitzats per dur a terme el quart informe de l'IPCC mostren tendències negatives de precipitació molt pronunciades a la Península Ibèrica pel segle XXI en resposta a l'escalfament global antropogènic (figura 14). Aquestes són especialment grans a l'estiu, encara que també són molt marcades en el promig anual. S'observa també que la resposta de la precipitació al forçament antropogènic de l'atmosfera segueix un patró molt semblant a l'associat a la fase positiva de la NAO.

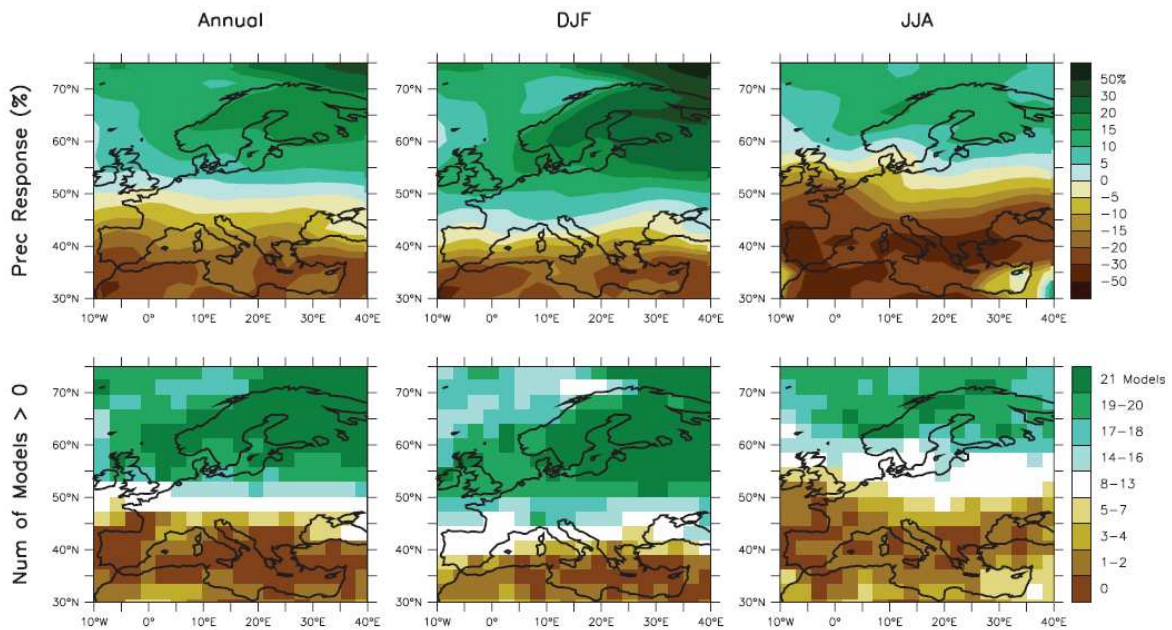


Figura 14. Canvis de precipitació sobre Europa dutes a terme amb els models emprats en el quart informe de l'IPCC. En el panell superior hi ha representat el canvi relatiu entre els últims 20 anys dels segles XX i XXI. En el panell inferior hi ha representada la quantitat de models que preveuen un augment en la precipitació. Figura extreta de [1].

Fins al moment, però, la Península Ibèrica no sembla haver patit cap variació important de la precipitació mitjana anual o estacional. L'únic senyal destacable ha estat trobat per Paredes et al. (2006), els quals han investigat els canvis en la precipitació a la Península durant el segle XX i, duent a terme un anàlisi basat en dades diàries de diferents estacions repartides per la Península, han detectat una tendència negativa al mes de març en un gran nombre d'estacions de la part central i oest de la mateixa [11] (figura 15).

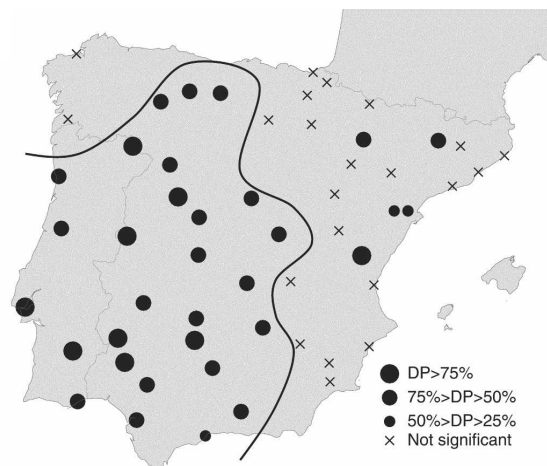


Figura 15. Tendències de decreixement de precipitació *DP* al mes de març pel període 1941-1997. Les creus corresponen a sèries significatives a un nivell inferior al 90% segons el test de Mann-Kendall. Figura extreta de [11].

La tendència detectada per Paredes et al. (2006) és molt més marcada al març que a la resta de mesos, tal com mostra la figura 16a on s'ha representat la diferència absoluta de precipitació mitjana a les estacions situades a l'oest de la Península amb tendències negatives (marcada a la figura 15) entre els períodes 1941-1970 i 1971-1997. S'observa que la disminució de precipitació entre aquests dos períodes és molt més important al març que a qualsevol altre mes.

En la figura 16b, en la que s'ha aplicat un filtre de mitjanes mòbils de 9 anys a la sèrie de precipitació del mes de març per a la mateixa zona, s'observa que aquesta tendència a la baixa comença a aparèixer a partir de la dècada dels 60 del segle XX.

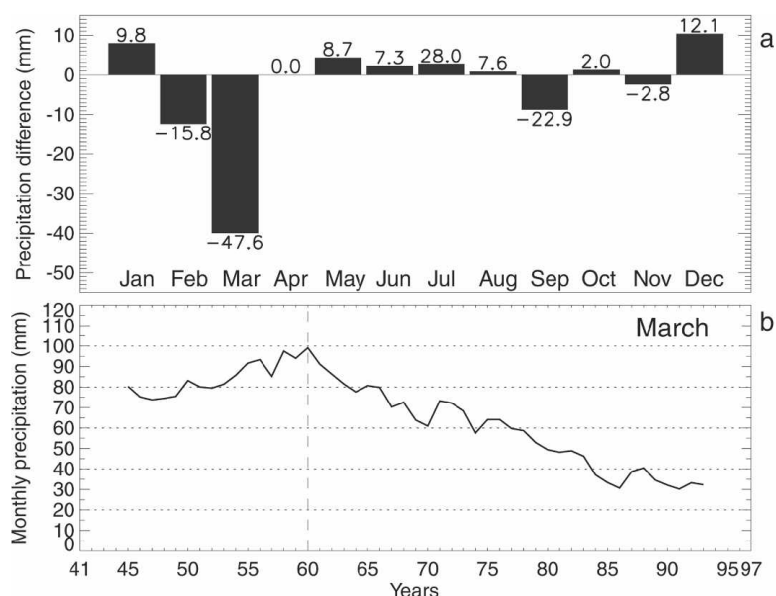


Figura 16. En (a) es mostra el canvi absolut en la precipitació mensual mitjana a la zona marcada en la figura 15 entre els períodes 1941-1970 i 1971-1997. El canvi relatiu també està indicat al costat de cada columna. En (b) es mostra la sèrie de precipitació amitjanada espacialment a les estacions que mostra la figura 12 amb un filtre de mitjanes mòbils de 9 anys. Figura extreta de [11].

Per tal d'acotar millor l'època de l'any amb tendència tant negativa, Paredes et al. (2006) també han calculat la mitjana diària de precipitació a la zona d'estudi per a cada dia de l'any durant cinc dècades consecutives (figura 17). En la figura es veu clarament com el període per al qual disminueix la precipitació comença just a principis de març i acaba a finals de mes.

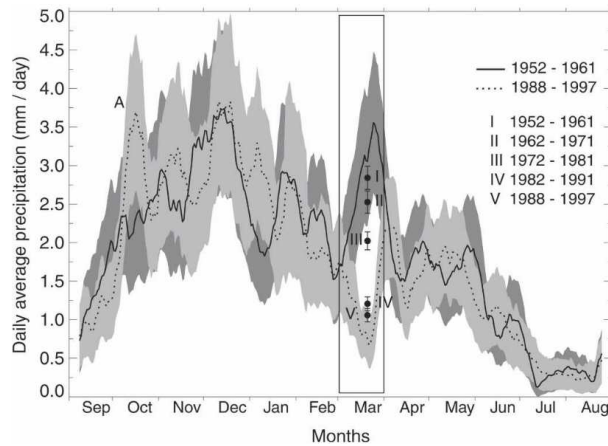


Figura 17. Precipitació mitjana diària amb les corresponents barres d'error durant cadascun dels dies julians pels períodes 1952-1961 i 1988-1997. S'ha aplicat un filtre de mitjana mòbil de 15 dies. També hi ha representats punts amb la precipitació mitjana al mes de març durant les 5 dècades situades entre els dos períodes. El rectangle delimita el mes de març. Figura extreta de [11].

Paredes et al. (2006) també han investigat les tendències de precipitació a la resta del continent i han detectat un patró continental de tendències amb tendències negatives al sud i positives al nord durant el mes de març (figura 18). Ells atribueixen aquests canvis a l'estancament de la NAO en la seva fase positiva observat en el mateix període i al desplaçament de la trajectòria de les tempestes cap al nord que l'acompanya. Per tal de verificar aquesta atribució, han estudiat la quantitat de tempestes detectades a cada latitud durant el mes de març (figura 19). Els resultats indiquen un augment del nombre de tempestes al nord i una disminució al sud entre els anys 1960 i 2000.

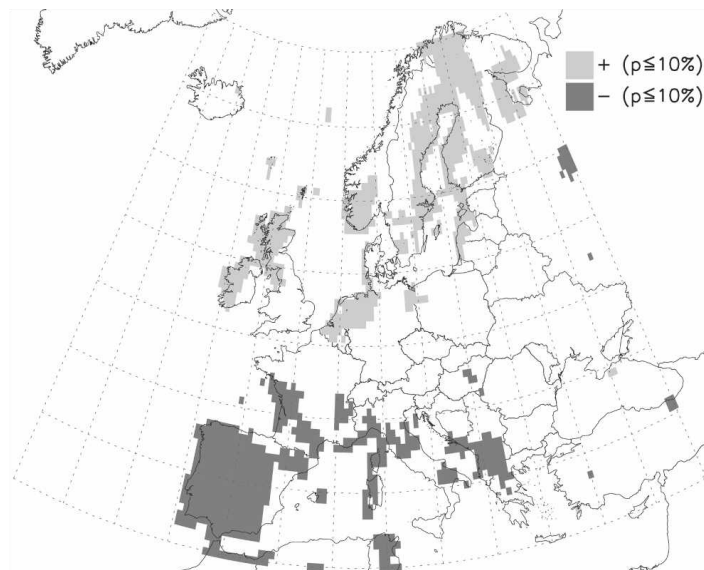


Figura 18. Significància de les tendències de precipitació al mes de març a Europa pel període 1960-2000, calculada a partir de les dades mensuals de la Climate Research Unit. La significància de les tendències ha estat calculada amb el test de Mann-Kendall. Figura extreta de [11].

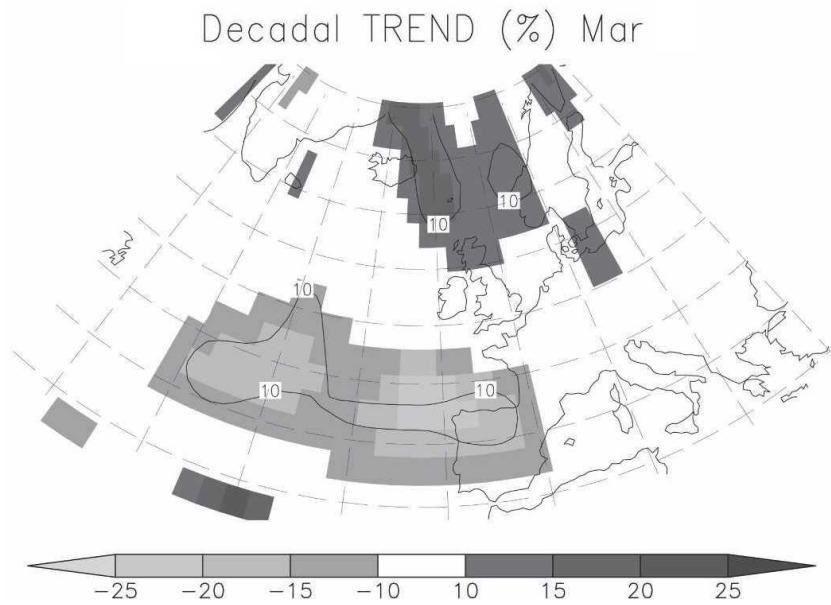


Figura 19. Tendències relatives per dècada del nombre mitjà de ciclons detectats al mes de març. Les línies contínues indiquen regions amb una significància superior al 10%. Les tendències estan calculades amb dades del període 1960-2000. Figura extreta de [11].

Donats els resultats esmentats, doncs, és clara la relació entre la NAO i la precipitació a la Península Ibèrica. És més, els efectes dels canvis en la NAO no només es noten a escala anual sinó que també són discernibles a nivell mensual.

2. Objectius

L'objectiu d'aquest treball és verificar i ampliar els resultats obtinguts per Paredes et al. (2006) sobre tendències recents de precipitació a la Península Ibèrica. Per tal d'avaluar la robustesa de les tendències trobades, aquestes es tornaran a calcular fent servir altres bases de dades i s'avaluarà la significància dels resultats utilitzant diferents tests amb diferents llindars de significància.

S'estudiaran les tendències de precipitació a la Península Ibèrica tenint en compte els anys posteriors a l'estudi de Paredes et al. (2006). S'analitzarà també el possible confinament de la tendència decreixent al mes de març, buscant i analitzant tendències de les mateixes característiques en altres mesos de l'any.

S'analitzarà en quina mesura un model climàtic és capaç de reproduir aquestes tendències. D'aquesta manera veurem si queda recolzada o no la hipòtesi de que la disminució de la precipitació a la Península és una resposta al forçament antròpic de l'atmosfera.

Finalment, s'avaluarà en quina mesura la precipitació a la Península Ibèrica està relacionada amb la NAO. S'estudiarà, comparant el rang de tendències de precipitació produïdes pel model amb la tendència observada, si les tendències observades en l'índex NAO són consistents amb la variabilitat interna de l'oscil·lació o podrien ser atribuïbles a un forçament extern.

3. Metodologia

3.1. Dades utilitzades

Per l'estudi del comportament de la precipitació s'han utilitzat dues bases de dades observacionals, les fonts de les quals han estat la Climatic Research Unit (CRU) i la universitat de Delaware.

La base de dades de la CRU té dades mensuals de la precipitació mitjana a tot el territori continental del planeta entre els anys 1901 i 2002. La seva resolució és de 0.5°. Les dades de la universitat de Delaware també són mensuals i tenen la mateixa resolució espacial, però cobreixen el període 1900-2006, de manera que serviran per veure l'evolució més recent de la precipitació.

3.2. Models climàtics estudiats

En la comparació de les dades observacionals amb les dades extretes de models climàtics globals, s'ha treballat amb simulacions del model WACAM. El WACAM és un model del National Center for Atmospheric Research (NCAR) i s'ha triat perquè té una estratosfera amb alta resolució vertical i molt ben simulada tant dinàmica com químicament. S'han utilitzat tres simulacions d'aquest model inicialitzades amb condicions inicials diferents i també la mitjana de totes tres. Aquestes simulacions comprenen els anys 1950 a 2004 i tenen una resolució espacial de 2.5°. Les dades són mensuals i ocupen tota la superfície del globus. El model inclou tots els forçaments antròpics estimats per aquest període.

3.3. Càlculs estadístics

A l'hora de calcular les tendències en les sèries de precipitació, s'han dut a terme regressions lineals entre la precipitació i el temps. Malgrat que es podrien haver aplicat tècniques més sofisticades, la regressió lineal és més senzilla de tractar matemàticament [17]. Les tendències estudiades aquí, a més, tenen un fort component lineal.

Per calcular la tendència b d'un conjunt de dades de precipitació s'ha utilitzat l'expressió 9, on $\text{cov}(t,P)$ és la covariància de les sèries temporal i de precipitació i $\text{var}(t)$ és la variància de la sèrie temporal [17].

$$b = \frac{\text{cov}(t,P)}{\text{var}(t)} \quad (9)$$

Per avaluar estadísticament la correlació entre dues sèries aparentment similars, s'ha calculat el coeficient de correlació de Pearson r_{tP} segons l'expressió 10, on $\sigma(t)$ i $\sigma(P)$ són la desviació estàndard (l'arrel quadrada de la variància) de la sèrie temporal i de precipitació respectivament [17].

$$r_{tP} = \frac{\text{cov}(t,P)}{\sigma(t)\sigma(P)} \quad (10)$$

Finalment, r_{tP}^2 representa el percentatge de variància de P atribuïble a la tendència lineal. De les expressions 9 i 10, s'obté l'expressió 11 per r_{tP}^2 .

$$r_{tP}^2 = \frac{b^2 \text{var}(t)}{\text{var}(P)} \quad (11)$$

3.4. Tests de significància emprats

A l'hora d'estudiar una sèrie climàtica i calcular-ne la tendència mitjançant una regressió lineal de les dades de pluja amb la sèrie temporal corresponent, cal estudiar-ne la significància per tal de saber en quina mesura podem estar segurs de que la tendència calculada no és fruit d'una ordenació aleatòria de la sèrie.

El procediment que se segueix és plantejar d'entrada l'anomenada hipòtesi nul·la de que no hi ha tendència o, equivalentment, que la tendència observada pertany a un cert rang de tendències aleatòries. Els tests de significància ens diuen quina és la probabilitat de que aquesta hipòtesi sigui rebutjable. En aquest treball utilitzaré dos d'aquests tests de significància, el test de Monte Carlo i el test de Mann-Kendall.

El test de Monte Carlo és un test molt senzill que resulta d'una idea bastant intuïtiva. Partim d'una sèrie A de N nombres ordenats d'una determinada manera i que segueix una certa tendència. La pregunta que ens fem és: quina és la probabilitat d'obtenir una sèrie de tendència igual o superior (en valor absolut) a la de A ordenant aleatòriament els N nombres de la sèrie? La probabilitat obtinguda serà el percentatge de casos en el quals, malgrat que la sèrie de partida sigui aleatòria

(hipòtesi nul·la), es detecti una tendència superior a la observada. D'aquesta manera, com més petita sigui aquesta probabilitat, més descartable serà la hipòtesi nul·la i, per tant, la tendència serà més significativa.

Així, una sèrie molt significativa serà aquella la tendència de la qual sigui molt difícil d'assolir a partir d'una ordenació atzarosa, mentre que una sèrie poc significativa serà aquella la tendència de la qual sigui fàcilment atribuïble a l'atzar.

A la pràctica, aquesta probabilitat es calcula desordenant aleatòriament un nombre relativament gran de vegades (en aquest treball s'ha fet 1500 vegades) la sèrie original, calculant cada vegada la tendència obtinguda, i obtenint el percentatge de tendències superiors (en valor absolut) a la tendència original.

El test de Mann-Kendall [9] és una mica més complex i menys intuïtiu, però té l'avantatge que precisament va ser dissenyat per avaluar sèries pluviomètriques. A diferència del test de Monte Carlo, aquest és un test no paramètric, és a dir, que ens diu si una sèrie té tendència o no independentment de la tècnica utilitzada per calcular el valor de la mateixa.

Primer de tot es calcula l'estadístic de partida S segons l'expressió 12, on la funció $\text{sgn}(x)$ val $+1$ si x és positiu, -1 si x és negatiu, i 0 si x és igual a 0 .

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (12)$$

Per a una sèrie aleatòria de N nombres, la funció densitat de probabilitat de l'estadístic S segueix una corba gaussiana (figura 20) amb mitjana $\mu=0$ i desviació estàndard descrita per l'expressió 13, on t_i és igual a la quantitat de nombres de la sèrie que es repeteixen i vegades. Degut a les característiques de les sèries de precipitació utilitzades en aquest treball, el sumatori de l'expressió 13 serà nul en gairebé tots els casos.

$$\sigma = \sqrt{\frac{N(N-1)(2N+5) - \sum_{i=1}^N t_i i(i-1)(2i+5)}{18}} \quad (13)$$

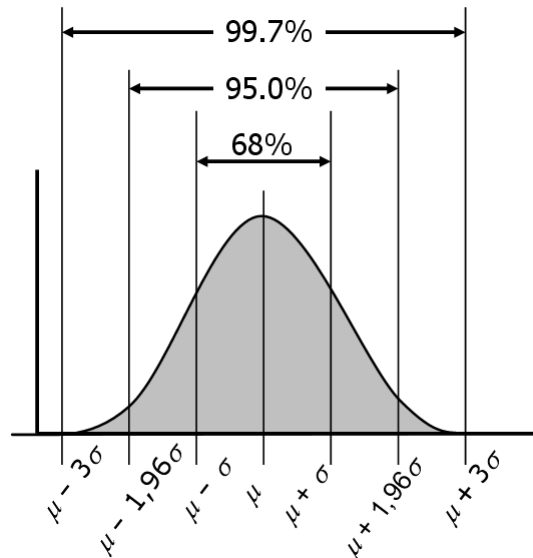


Figura 20. Esquema del comportament d'una funció normal o gaussiana. Aquest tipus de funció ve caracteritzat per la mitjana μ (el valor central) i la desviació estàndard σ , la qual indica com d'estreta o d'ampla és el màxim de la funció tal com mostra la figura.

En l'aplicació d'aquest test, com en la del test de Monte Carlo, es tracta de veure fins a quin punt és descartable la hipòtesi nul·la. En aquest cas, però, no compararem tendències sinó que calcularem la probabilitat d'obtenir el paràmetre de Mann-Kendall Z_{MK} , calculat a partir de l'expressió 14, partint de la hipòtesi nul·la. Degut a les característiques de les sèries de pluja utilitzades en aquest treball, l'estadístic de partida S prendrà valors absoluts molt grans i, per tant, es pot aproximar directament a l'estadístic de Mann-Kendall Z_{MK} .

$$\begin{aligned}
 Z_{MK} &= S - 1 & \text{per } S > 0 \\
 Z_{MK} &= S & \text{per } S = 0 \\
 Z_{MK} &= S + 1 & \text{per } S < 0
 \end{aligned}
 \tag{14}$$

El paràmetre de Mann-Kendall obtingut es compara amb la distribució de és un valor de l'estadístic Z (figura 21). El nivell de significància estadística es defineix com la probabilitat d'equivocar-se al rebutjar la hipòtesi nul·la i s'ha calculat integrant l'àrea sota la funció densitat de probabilitat gaussiana entre $Z = -Z_{MK}$ i $Z = +Z_{MK}$.

A l'hora de rebutjar la hipòtesi nul·la considerarem dos nivells de confiança, un nivell del 5% (molt alt) i un nivell del 20% (marginalment significatiu).

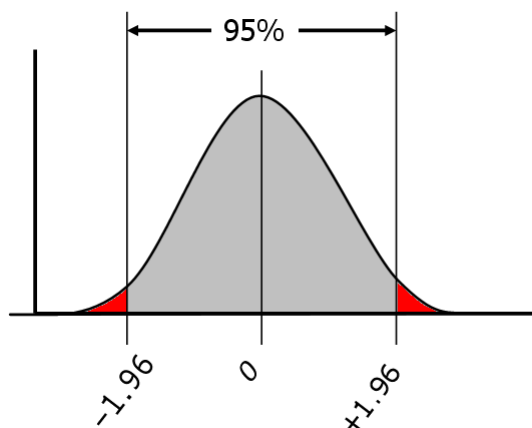


Figura 21. Distribució de l'estadístic Z. L'àrea (normalitzada) pintada de vermell de la figura correspon a la probabilitat que es detecti una tendència malgrat que la sèrie sigui aleatòria. L'exemple és el d'una tendència 5% significant. Perquè l'àrea relativa que hi ha pintada de vermell valgui precisament el 5% el valor absolut de Z_{MK} ha de ser $|1.96|$.

Finalment, cal anar en compte a l'hora de treure conclusions dels testos de significància. Tal com expliquen Percival et al. (2004), es corre el risc de cometre errors apareixen quan es tria un determinat segment d'una sèrie un cop ja s'ha observat el comportament general de la mateixa [12]. D'aquesta manera, ens hem de qüestionar si la significància de la tendència detectada no està inflada pel fet d'haver escollit "a ull" el principi del segment examinat.

4. Resultats

4.1. Reconstrucció de tendències de precipitació

L'objectiu d'aquest treball és veure si l'augment de temperatura observat per als mesos de febrer i març a la Península Ibèrica (figura 22) ha tingut com a conseqüència canvis significatius en la precipitació.

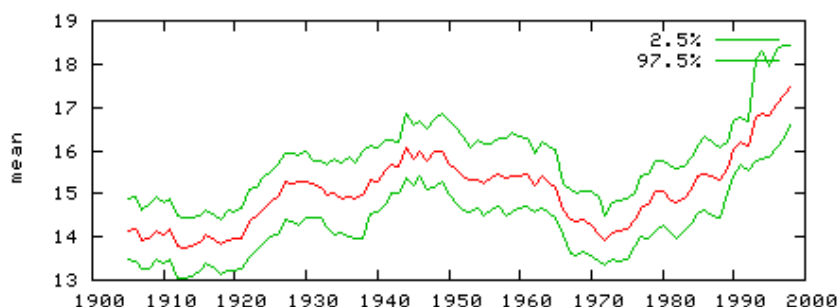


Figura 22. Evolució temporal mitjana de la temperatura a la regió de la Península Ibèrica compresa entre les longituds 10°W i 2°W i les latituds 36°N i 43°N durant el mes de març filtrada amb una mitjana mòbil de 9 anys. També hi ha representat l'interval de confiança al nivell del 5% de la mitjana obtinguda.

Per començar s'ha reproduït el patró de tendències de precipitació significatives a Europa obtingut per Paredes et al. (2006). S'ha utilitzat la mateixa base de dades de la CRU i s'han aplicat els tests de significància de Monte Carlo i de Mann-Kendall amb nivells de confiança del 5% i del 20% (figura 23).

Encara que les regions significatives de les figures 18 i 23d haurien de ser gairebé les mateixes (ja que en tots dos casos s'ha estudiat la mateixa variable, amb la mateixa base de dades, i aplicant el mateix test de significància), es pot comprovar que l'àrea amb tendències significatives és bastant més petita en els nostres resultats. Es desconeix la causa d'aquesta discrepància en els resultats. El fet que els resultats obtinguts aplicant dos tests diferents coincideixi (figures 23b i 23d), però, dona confiança als nostres resultats.

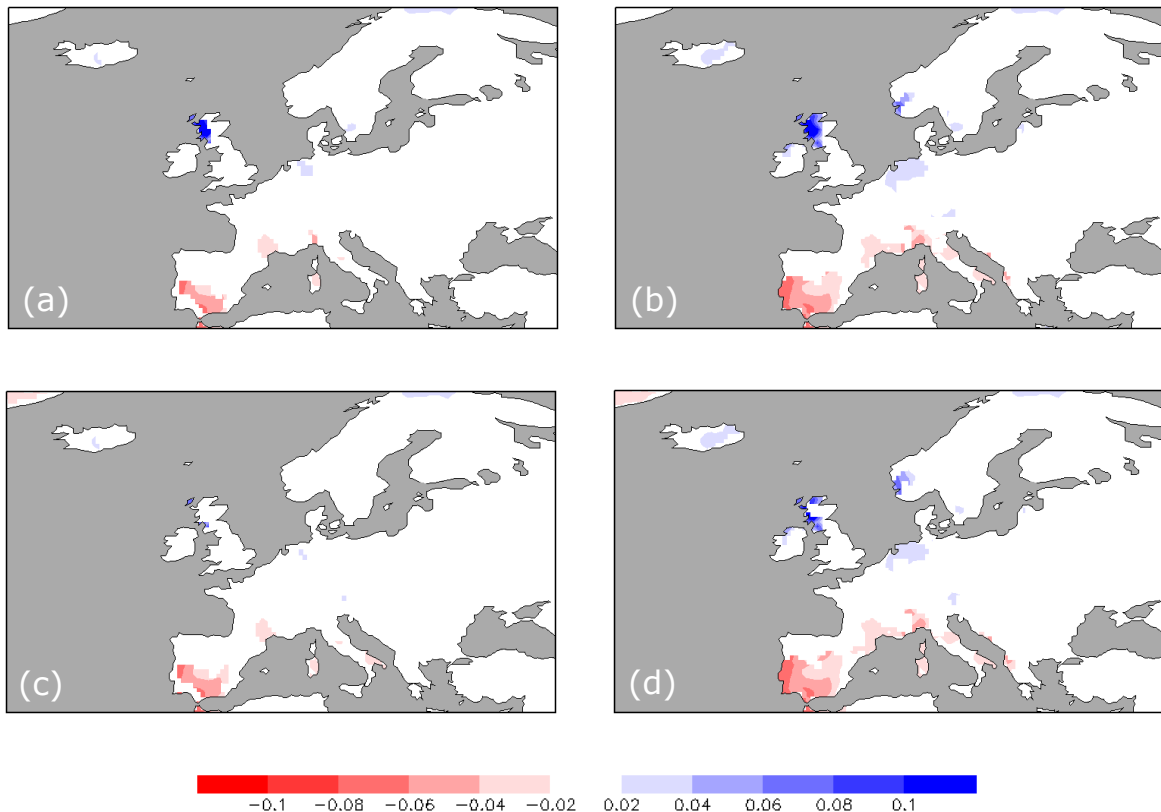


Figura 23. Distribució espacial de tendències de precipitació significatives a Europa al mes de març a partir de la base de dades de la CRU. En (a) i (b) la significància ha estat calculada amb el test de Monte Carlo, mentre que en (c) i (d) el test aplicat ha estat el de Mann-Kendall. En (a) i (c) es mostren només les regions 5% significants i en (b) i (d) només les 20% significants. Les unitats són $\text{mm dia}^{-1} \text{any}^{-1}$.

Encara que a partir d'ara només es treballarà amb el nivell de 20% de significància (degut a que aquest és el llindar triat per Paredes et al. (2006)) s'ha volgut estudiar si, amb un valor més alt, es continuaven obtenint tendències significatives. Com es veu a la figura 23, l'àrea amb tendències significatives al nivell de 5% és aproximadament la meitat de l'àrea amb tendències significatives un 20%. Per tant, en general les tendències negatives de precipitació observades a la Península Ibèrica són només marginalment significatives.

De la figura 23 també se'n extreu que els dos tests de significància emprats donen resultats molt similars. Per aquest motiu a partir d'ara només s'utilitzarà el test de Mann-Kendall i cada cop que s'esmenti un cert grau de significància correspondrà al calculat amb aquest test.

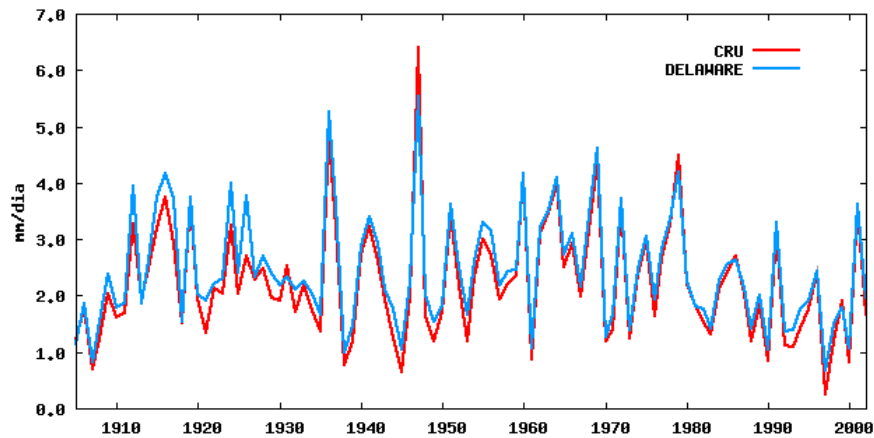


Figura 24. Evolució de la precipitació al mesos de febrer i març a la regió de la Península Ibèrica compresa entre les longituds 10°W i 2°W i les latituds 36°N i 43°N a partir de les bases de dades de la CRU i de la universitat de Delaware.

També s'ha calculat l'evolució temporal de la precipitació per al mes de març a la zona de la Península Ibèrica compresa entre les longituds 10°W i 2°W i les latituds 36°N i 43°N, que inclou aproximadament les estacions utilitzades per Paredes et al. (2006) en el seu estudi (figura 25). S'han utilitzat les dades de la CRU i les de la universitat de Delaware per a tot el període disponible en cada cas. Donat que la variabilitat de la precipitació està dominada per variacions interanuals (figura 24), les dades han estat filtrades mitjançant mitjanes mòbils de 9 anys. A la figura s'ha superposat els valors mitjans dels períodes 1941-1970 i 1971-1997 utilitzats per Paredes et al. (2006) per elaborar la figura 13a i les rectes de regressió corresponents al període estudiat (1956-1997).

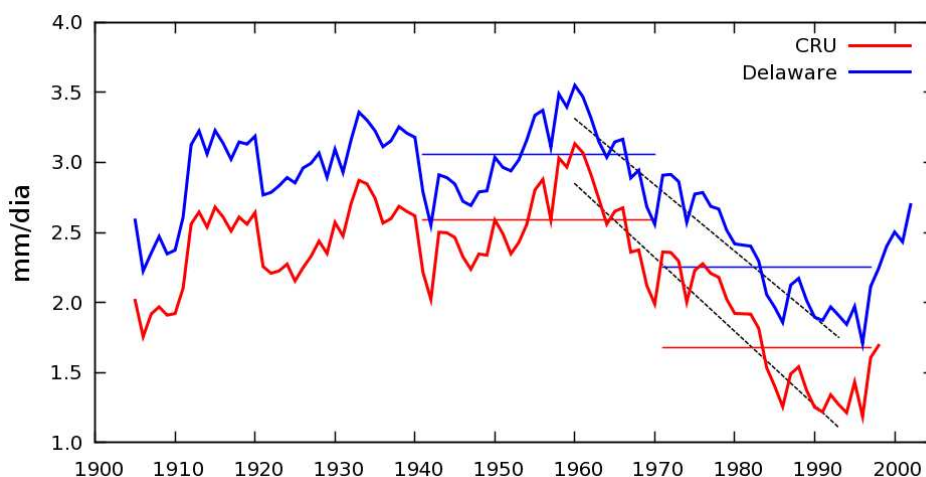


Figura 25. Evolució de la precipitació al mes de març a la regió de la Península Ibèrica compresa entre les longituds 10°W i 2°W i les latituds 36°N i 43°N a partir de les bases de dades de la CRU i de la universitat de Delaware realitzant un filtratge amb mitjanes mòbils de 9 anys. També hi ha representats els valors mitjans dels períodes 1941-1970 i 1971-1997 i les rectes de regressió corresponents al període estudiat (1956-1997).

Tot i que continua havent-hi molta variabilitat aleatòria s'observa una marcada tendència negativa multidecadal en les dues bases de dades, la qual comença a principis de la dècada de 1960 i acaba a mitjans de la de 1990, tal com havien detectat Paredes et al. (2006). Les tendències calculades per a aquest període són significatives al nivell de 5%, amb magnitud $-5.27 \text{ mm dia}^{-1} \text{ segle}^{-1}$ per a les dades de la CRU, i $-4.73 \text{ mm dia}^{-1} \text{ segle}^{-1}$ per a les de la Universitat de Delaware.

Si calculem el percentatge de variabilitat explicat per la variància de la regressió respecte a la variància de la sèrie obtenim un 91.4% per a la base de dades de la CRU i un 92.0% per a la base de dades de la universitat de Delaware, és a dir, la tendència decreixent de precipitació explica pràcticament tota la variància de la sèrie durant aquest període. Comparant les mitjanes calculades per als períodes 1941-1970 i 1971-1997, s'observa la forta disminució de la precipitació entre els dos períodes. Als últims anys de la sèrie, posteriors a l'estudi de Paredes et al. (2006), però, s'observa un augment de la precipitació. Això indica que el període de precipitació a la baixa pot haver-se acabat.

En la figura 25 s'observa també que les sèries obtingudes a partir de les dues bases de dades tenen un comportament gairebé idèntic llevat d'un petit desplaçament constant en la magnitud de la precipitació. S'ha calculat el coeficient de correlació entre les dues sèries i, per al mes de març, s'ha obtingut un valor de 1.00.

4.2. Robustesa de les tendències trobades

Per tal de comprovar si les tendències obtingudes són robustes, s'ha ampliat el període d'estudi (tant cap enrere com cap endavant) i s'ha estudiat la presència del senyal en altres mesos de l'any.

Analitzant les tendències per als diferents mesos de l'any (resultats no mostrats) s'ha trobat que, a diferència del que exposen Paredes et al. (2006), també es detecten tendències decreixents fortes al mes de febrer. Així doncs, s'ha decidit estudiar per separat els mesos de febrer i març, i també tots dos mesos conjuntament. A la figura 26 hi ha representats els mapes de tendències significatives de precipitació a la Península Ibèrica amb les dades de la CRU (pel període 1960-2000) i de la universitat de Delaware (pels períodes 1960-2000 i 1960-2006).

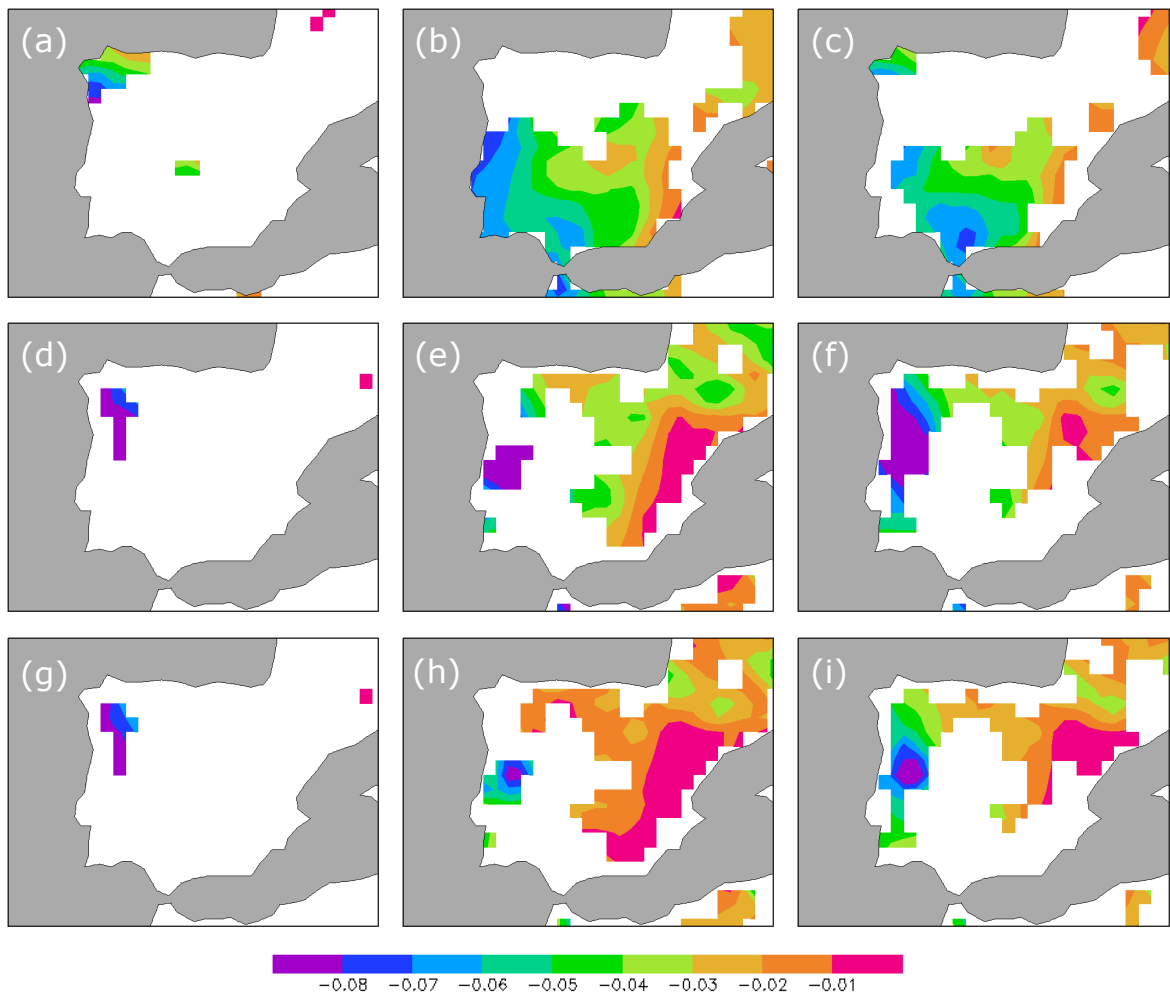


Figura 26. Distribució espacial de tendències significatives (20% segons el test de Mann-Kendall) a la Península Ibèrica calculades a partir de les dades de la CRU (de (a) a (c)) i de la universitat de Delaware (de (d) a (i)). (a), (d) i (g) corresponen al mes de febrer; (b), (e) i (h) al mes de març; i (c), (f) i (i) a tots dos mesos estudiats conjuntament. Les tendències de (a) a (f) estan calculades pel període 1960-2000, mentre que de (d) a (i) estan calculades pel període 1960-2006. Les unitats són $\text{mm dia}^{-1} \text{any}^{-1}$.

En primer lloc, notem que amb les dades de la universitat de Delaware la significància de la tendència negativa de precipitació al mes de març (figura 26e) a la Península Ibèrica és menor que l'obtinguda amb dades de la CRU (figura 26b). Igualment, fent servir altres bases de dades (GPCC, NCDC, VasclimO) la significància obtinguda sempre és menor.

En les figures 26a, 26d i 26g s'observa que malgrat que s'han detectat tendències fortes al mes de febrer, aquestes han resultat menys significatives que les de març a gairebé tot el territori. Es veu també com tant al mes de març com al conjunt febrer-març les tendències decreixents han disminuït en allargar el període d'estudi. Això torna a suggerir que el període de precipitació a la baixa ha finalitzat i que no es tracta d'un senyal a llarg termini.

També s'ha representat l'evolució temporal de la precipitació areal mitjana corresponent al febrer i al conjunt febrer-març (figura 27). S'ha dut a terme el mateix anàlisi que pel mes de març, és a dir, s'ha realitzat un filtratge mitjançant mitjanes mòbils de 9 anys i també s'ha calculat la mitjana dels períodes 1941-1970 i 1971-1997 i la recta de regressió del període 1956-1997.

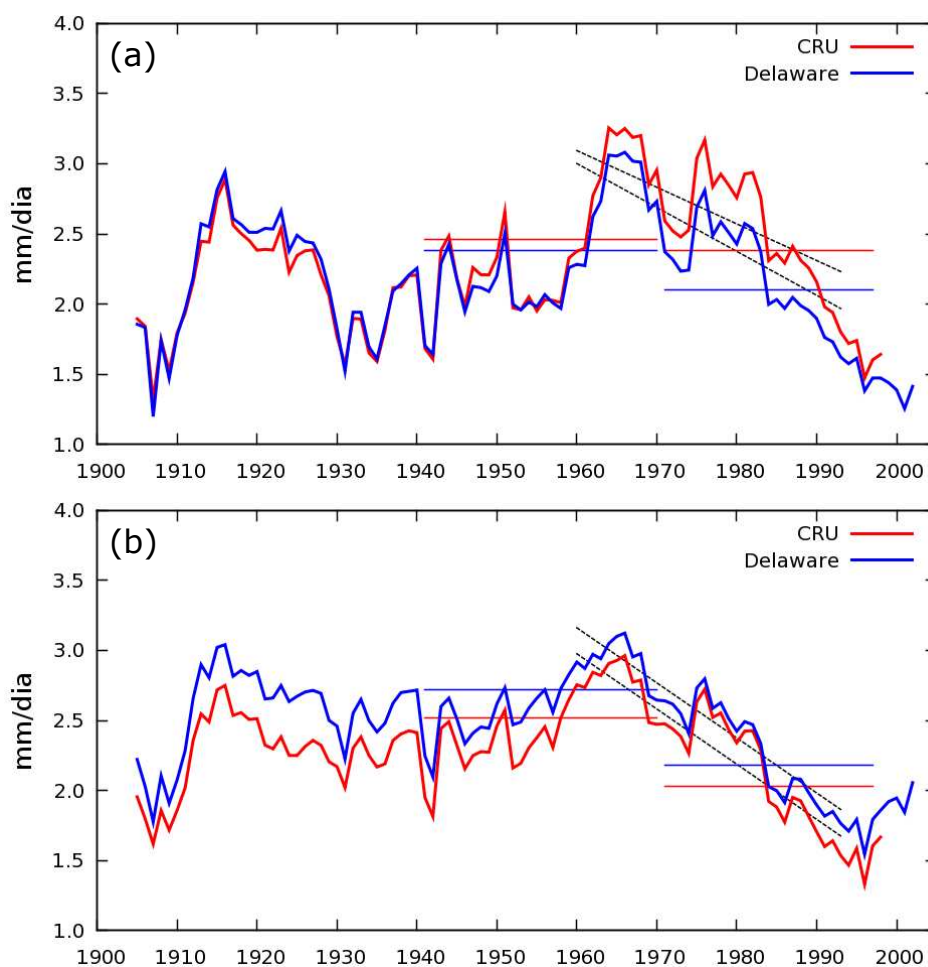


Figura 27. Evolució de la precipitació mitjana areal al mes de febrer (a) i al conjunt febrer-març (b) a la regió de la Península Ibèrica compresa entre les longituds 10°W i 2°W i les latituds 36°N i 43°N a partir de les dades de la CRU i de la universitat de Delaware realitzant un filtratge mitjançant mitjanes mòbils de 9 anys. També hi ha representats els valors mitjans dels períodes 1941-1970 i 1971-1997 i les rectes de regressió corresponents al període 1956-1997.

Les tendències calculades per al període 1956-1997 per al mes de febrer són significatives al nivell de 5% i valen $-2.61 \text{ mm dia}^{-1} \text{ segle}^{-1}$ per a les dades de la CRU i $-3.13 \text{ mm dia}^{-1} \text{ segle}^{-1}$ per a les de la Universitat de Delaware. El percentatge de variabilitat total explicat per la regressió és de 41.6% per a les dades de la CRU i de 57.8% per a les de la universitat de Delaware. Aquesta disminució (relativament al mes de març) es pot entendre en comprovar que la precipitació no decreix

monòtonament durant aquest període, sinó que exhibeix una fluctuació important al voltant de l'any 1980.

Per al període febrer-març les tendències valen $-3.94 \text{ mm dia}^{-1} \text{ segle}^{-1}$ per a les dades de la CRU i $-3.93 \text{ mm dia}^{-1} \text{ segle}^{-1}$ per a les de la universitat de Delaware. El percentatge de variabilitat total explicat per la regressió és de 83.9% per a les dades de la CRU i de 88.2% per a les de la universitat de Delaware.

Al mes de febrer s'observa que realment hi ha una tendència marcada a la baixa que comença a la dècada de 1960. Observant la sèrie sencera, però, s'observen tendències precedents de magnitud similar (per exemple entre la dècada de 1910 i la de 1930), a diferència del que passa amb la sèrie del març per al qual el decreixement és gairebé monòton. En aquest cas, la mitjana del període 1941-1970, triat per Paredes et al. (2006) per comparar amb el període 1971-1997, no correspon a un període de precipitació relativament estable. Això explica per què Paredes et al. (2006) han menyspreat la reducció de precipitació al mes de febrer (figura 16a) malgrat la tendència negativa és comparable a la del mes de març.

Per al mes de febrer, a diferència del mes de març, no s'ha observat un augment de la precipitació en els últims anys de la sèrie; és més, aquesta ha seguit disminuint. La mitjana febrer-març està dominada pel mes de març i exhibeix també una tendència negativa important entre els anys 1960 i 2000.

4.3. Comparació amb models climàtics

Per tal d'estudiar la validesa de la hipòtesi de que la disminució de precipitació a la Península Ibèrica és deguda al forçament antròpic de l'atmosfera, s'ha calculat la tendència de precipitació al febrer, al març i per la mitjana febrer-març a Europa per al període 1960-2000 per a tres simulacions del model climàtic WACAM i per a la mitjana de totes tres. Després d'aplicar el test de Mann-Kendall amb una significància del 20%, però, només s'han obtingut tendències decreixents significatives a la Península Ibèrica en una de les simulacions. Això ens fa concloure que el model WACAM no reproduïx la disminució de precipitació observada.

Per corroborar-ho s'han calculat les sèries de la mitjana areal de la precipitació a la península Ibèrica a les simulacions, que presentem a la figura 28 juntament amb les de les observacions. L'absència d'una tendència negativa de precipitació al model WACAM no permet defensar la hipòtesi de que la reducció de precipitació a la Península Ibèrica observada és una resposta al forçament antropogènic de l'atmosfera.

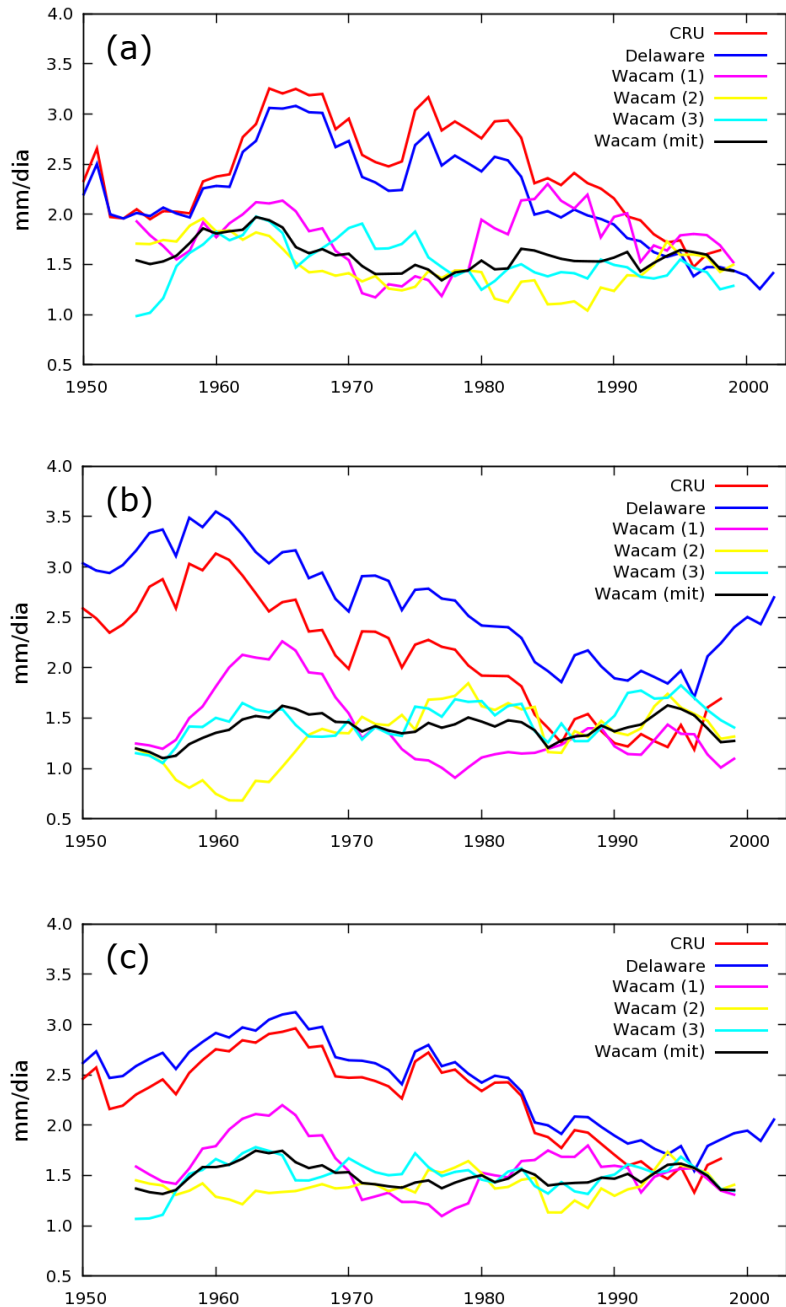


Figura 28. Evolució de la precipitació al febrer (a), al març (b) i al conjunt febrer-març (c) a la regió de la Península Ibèrica compresa entre les longituds 10°W i 2°W i les latituds 36°N i 43°N a partir de dades observacionals de la CRU i de la universitat de Delaware i a partir de tres simulacions del model climàtic WACAM. S'ha realitzat un filtratge mitjançant mitjanes mòbils de 9 anys.

4.4. Relació amb la NAO

S'ha representat la sèrie temporal de l'índex NAO (calculat a partir de la diferència de pressió atmosfèrica a nivell del mar normalitzada a Gibraltar i Stykkishólmur, Islàndia) per als mesos de febrer i març i per

al conjunt febrer-març (figura 29). En la figura s'han representat les desviacions de l'índex respecte al seu valor mitjà pel període 1901-2006 realitzant un filtratge mitjançant mitjanes mòbils de 9 anys. Per comparació s'ha representat les desviacions respecte la mitjana de la sèrie de precipitació observacional a la Península Ibèrica.

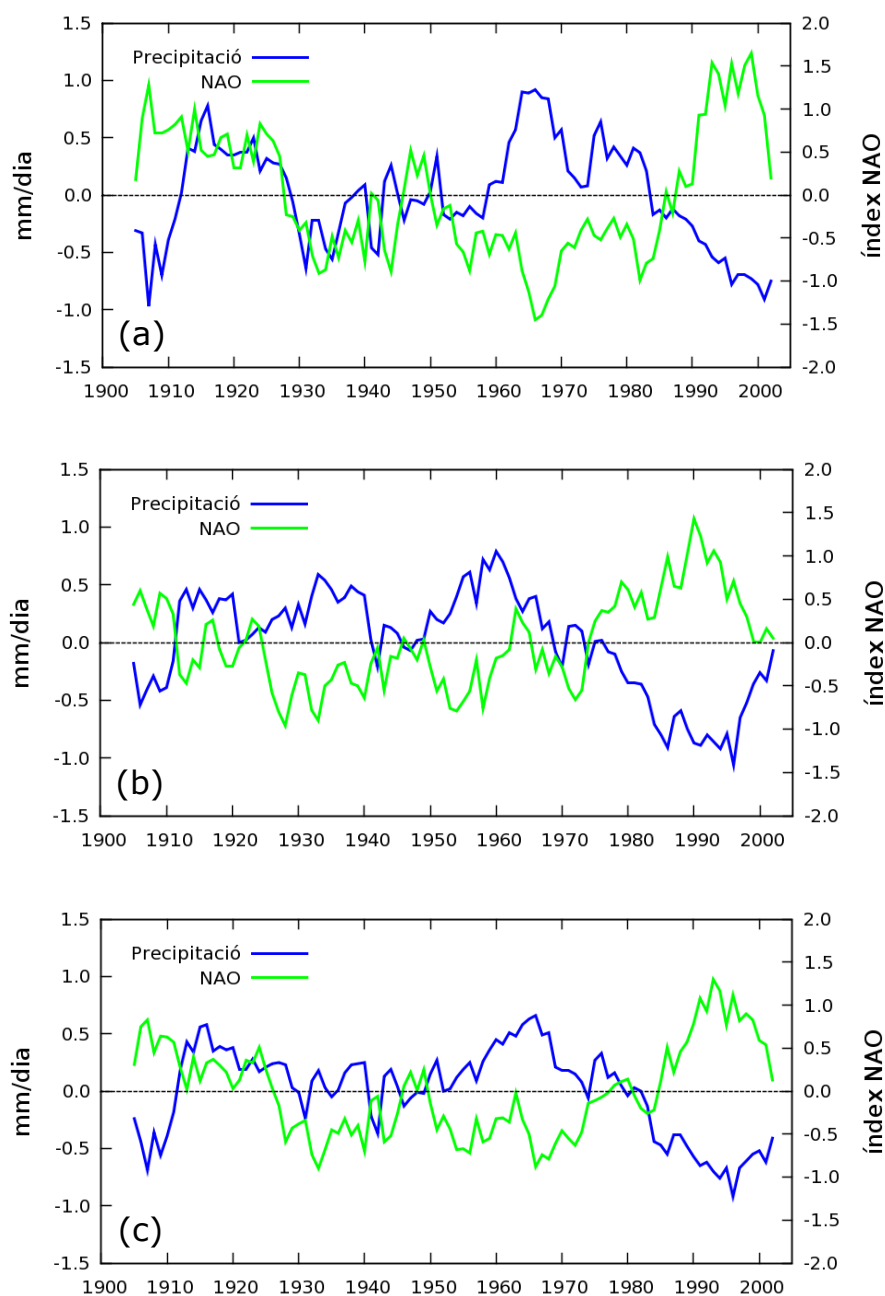


Figura 29. Evolució de la desviació respecte la mitjana del període 1901-2006 de l'índex NAO i de la precipitació mitjana a la regió de la Península Ibèrica compresa entre les longituds 10°W i 2°W i les latituds 36°N i 43°N (dades de la universitat de Delaware) al mes de febrer (a), març (b) i al conjunt febrer-març (c) realitzant un filtratge mitjançant mitjanes mòbils de 9 anys. L'índex NAO ha estat calculat a partir de dades de pressió atmosfèrica a nivell del mar de Gibraltar i Stykkishólmur, Islàndia.

A simple vista s'observa una forta correlació negativa entre les dues variables, que és el que caldria esperar donades les característiques espacials de l'oscil·lació (figura 10). Per al mes de febrer s'ha calculat el coeficient de correlació entre les dues sèries i s'ha obtingut -0.50 ; és a dir, només el 25% de la variància de la sèrie de precipitació està explicada per la NAO. Per al mes de març el coeficient de correlació obtingut ha estat -0.82 , de manera que la NAO explica el 67% de la variància de la precipitació. Per al conjunt febrer-març, el coeficient de correlació val -0.69 , i el percentatge de la variància de la precipitació representat per la NAO és el 48%. S'observa que la correlació entre la precipitació i la NAO al mes de febrer es trenca durant el període 1910-1950 per raons desconegudes.

Amb aquests resultats es conclou que la precipitació a les zones centrals i occidentals de la Península Ibèrica al mes de març depèn fortament de la fase en la que es trobi la NAO i de la seva intensitat. En particular, la forta disminució de la precipitació a la Península Ibèrica durant els mesos de febrer i març des de 1960 està directament relacionada amb una marcada tendència positiva de la NAO durant aquest període. En el cas del mes de març, aquesta tendència positiva de la NAO s'ha revertit des de mitjans de la dècada de 1990; conseqüentment també ha finalitzat la tendència a la baixa de la precipitació a la Península Ibèrica.

4.5. La NAO simulada amb el model WACAM

S'ha comparat la NAO observada i la simulada (definida com el primer component principal del camp de pressió a nivell del mar a l'Atlàntic Nord) per als mesos de desembre a març (hivern) del període 1950-2003 (figura 30). S'observa que el primer component principal calculat amb dades observacionals és gairebé idèntic al calculat per Hurrell et al. (2003) (figura 8). En el nostre cas el percentatge de variància explicat és del 35.0%.

Els patrons espacials de la NAO calculats amb les tres simulacions del model WACAM són molt semblants entre sí i expliquen, respectivament, el 39.9%, el 36.3% i el 36.6% de la variància del camp de pressió. En comparar el primer component principal calculat amb el model WACAM amb el calculat amb les observacions, s'observa que el patró espacial simulat és molt similar a l'observat, si bé està desplaçat uns 20° cap a l'est i uns 5° - 10° cap al nord en el model.

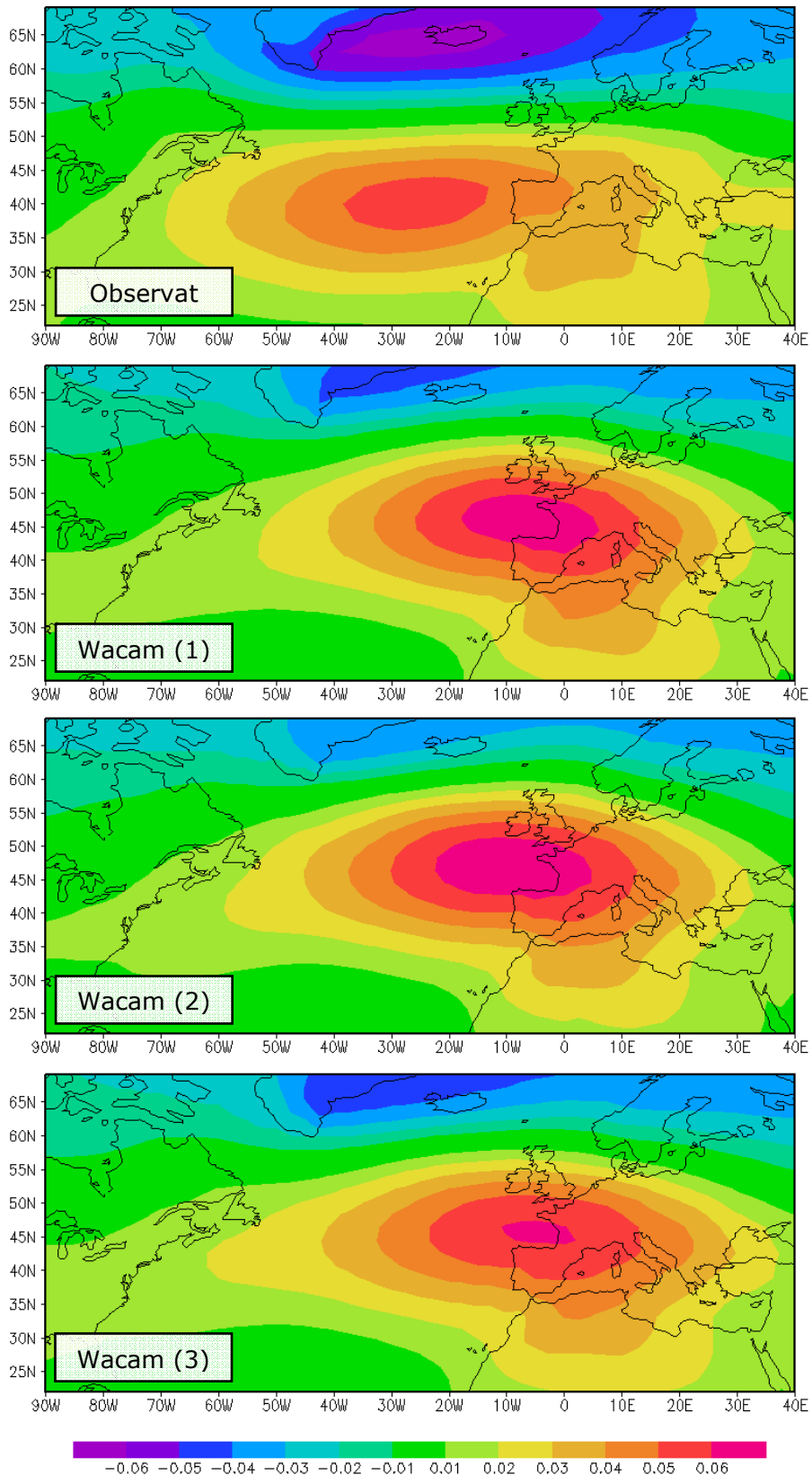


Figura 30. NAO definida com a primer component principal hivernal (de desembre a març) de la pressió a nivell del mar a l'Atlàntic Nord (latituds entre 23°N i 69°N i longituds entre 90°W i 40°E) calculat a partir de dades observacionals i a partir de tres simulacions climàtiques del model WACAM. Els càlculs s'han dut a terme amb dades del període 1950-2003.

A partir d'aquests components principals s'ha calculat l'índex NAO per als mesos de febrer, març i pel conjunt febrer-març, per una banda per les simulacions del model WACAM per separat, i per l'altra per la mitjana d'elles i les observacions (figura 31).

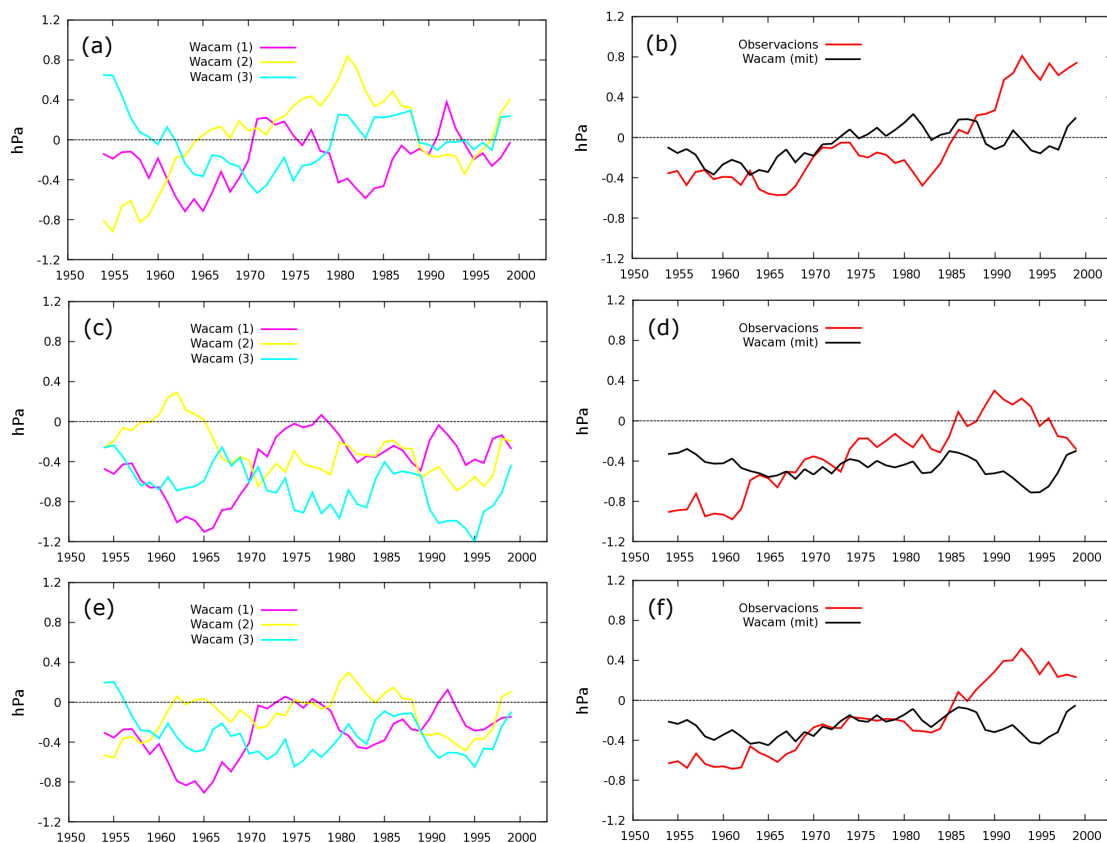


Figura 31. Evolució de l'índex NAO calculat com a primer component principal del camp de pressió a nivell del mar a l'Atlàntic Nord. (a) i (b) corresponen al mes de febrer, (c) i (d) al mes de març, i (e) i (f) als dos mesos estudiats conjuntament. Per (a), (c) i (e) s'han utilitzat dades simulades amb el model climàtic WACAM. A (b), (d) i (f) hi ha representada la mitjana de les tres simulacions del WACAM i l'índex calculat a partir de dades observacionals.

S'observa que si bé l'índex NAO simulat exhibeix variabilitat multidecadal, aquesta no és consistent entre les tres simulacions ni amb les observacions. La mitjana de les tres simulacions, la qual podria contenir un senyal forçat (un cop filtrada la variabilitat interna en amitjanar), no exhibeix una tendència positiva mantinguda durant el període 1960-2000, en contrast amb la NAO observada.

Finalment, per tal d'avaluar en quina mesura la tendència detectada al febrer a la NAO observacional és consistent amb el rang de variabilitat interna simulada pel model, s'ha calculat la tendència pronunciada observada al febrer entre els anys 1982 i 1993 (figura 31b) i s'ha comparat amb totes les tendències de la mateixa durada presents en les tres simulacions del WACAM.

L'histograma que mostra la figura 32 indica que la tendència observada al febrer cau dins del rang de tendències simulades pel model. Per tant, concloem que la tendència de la NAO observada és consistent amb el rang de variabilitat interna simulada pel model. Aquests resultats semblen contradir els de Gillett et al. (2003). És possible que la nostra manera d'estimar el rang de tendències naturals de la NAO, fent servir simulacions forçades i tots els períodes possibles, sobreestimi aquest rang de variabilitat.

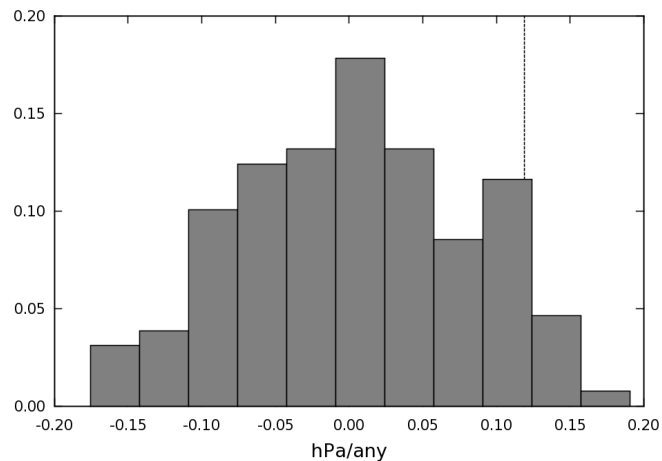


Figura 32. Histograma de totes les tendències de 12 anys de l'índex NAO del mes de febrer presents en tres simulacions dutes a terme amb el model WACAM. La línia discontinua mostra la tendència de 0.12 hPa any⁻¹ observada entre els anys 1982 i 1993 en l'índex NAO per al mes de febrer.

5. Conclusions

Els resultats indiquen que la tendència negativa de precipitació a la Península Ibèrica detectada al mes de març per Paredes et al. (2006) és reproduïble, tant amb la mateixa base de dades de la CRU com amb la base de dades de la universitat de Delaware. Els resultats també indiquen que les zones amb tendència significativa són reproduïbles tant amb el test de Mann-Kendall com amb el test de Monte Carlo, tots dos amb un nivell de confiança del 20%. En disminuir el llindar de confiança al 5%, però, la regió amb tendències significatives es redueix considerablement. Per tant, localment les tendències negatives de precipitació observades a la Península Ibèrica són només marginalment significatives.

Fent servir la base de dades de la universitat de Delaware, que comprèn dades fins al 2006, es conclou que la tendència negativa de la precipitació de març a la Península Ibèrica no s'estén més enllà de l'any 2000, tot i que la precipitació no ha recuperat encara al nivell anterior a l'any 1960.

Els resultats mostren també que la pronunciada tendència negativa no està confinada al mes de març, com afirmaven Paredes et al. (2006), sinó que també es detecta al mes de febrer. Tot i això, estudiant les sèries de precipitació per a tot el segle XX s'observa que la tendència negativa recent del març no té cap precedent, mentre que al mes de febrer ja s'han donat altres períodes amb tendències creixents i decreixents comparables a la del recent període.

Les simulacions dutes a terme amb el model climàtic WACAM no reproduïen les tendències negatives observades. Per tant, aquest model no recolza la hipòtesi que aquestes tendències són degudes a forçaments antròpics.

La relació temporal entre les sèries de precipitació mensuals i la NAO confirma que la disminució de la precipitació detectada als mesos de febrer i març a la Península Ibèrica està associada a una variació multidecadal de la NAO i al desplaçament cap al nord del flux d'humitat associat. Això és especialment cert per al mes de març, per al qual la correlació trobada és molt alta.

El primer component principal del camp de pressió a nivell del mar a l'Atlàntic Nord calculat a partir de les dades de les simulacions del model WACAM és molt semblant a l'obtingut a partir de dades observacionals i al patró de la NAO definit a partir de la diferència de pressió entre Islàndia i les Açores. Els resultats mostren que la

tendència positiva detectada en l'índex NAO durant els mesos de febrer i març des de la dècada del 1960 és consistent, de moment, amb el rang de variabilitat interna simulada pel model.

En conclusió, el conjunt d'evidències (obtingudes a partir de dades observacionals i de simulacions) no recolza, per ara, la noció que la disminució de la precipitació als mesos de febrer i març a la Península Ibèrica sigui una resposta a l'escalfament antròpic del planeta.

Agraïments

En primer lloc vull agrair la seva ajuda en l'elaboració d'aquest treball a la meva tutora, la Dra. Ileana Bladé, per impulsar aquest treball i ajudar-me a l'hora de facilitar-me fonts d'informació i de dades, ajudar-me a entendre conceptes, donar-me idees i suggeriments, i fer-me les correccions oportunes que m'han servit per aprendre un munt de coses que em faran servei més enllà d'aquest treball.

També vull donar les gràcies als meus companys de departament, dels quals he après molt perquè sempre han estat disposats a ajudar-me en el que han pogut. Ells són el Vicent Altava, l'Aitor Atencia, el Toni Barrera, el Manuel Bernal, l'Adolfo Magaldi, la Mireia Mateu, la Miriam Olid, la Digna Planas, la Marta Ribó, la Yolanda Sola, la Mireia Udina i l'Albert Zaragoza.

Finalment, voldria agrair als meus amics i antics companys de carrera Albert Benseny i Daniel Roig el seu suport i els seus consells que m'han servit per millorar alguns aspectes d'aquest treball.

Referències

- [1] Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr i P. Whetton, 2007: Regional Climate Projections. Dins de: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [2] Gillett, N.P., H.F. Graf i T.J. Osborn, 2003: Climate Change and the North Atlantic Oscillation. Dins de: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, 193–209.
- [3] Hartmann, D.L., 1994: *Global Physical Climatology*. 1st ed. Academic Press.
- [4] Held, I.M., i B.J. Soden, 2006: Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, **19**, 5686–5699.
- [5] Huntington, T.G., 2006: Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, **319**, 83–95.
- [6] Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- [7] Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen i M. Visbeck, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. Dins de: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, 1–35.
- [8] Hurrell, J.W., i H. van Loon, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301–326.
- [9] Kendall, M., 1970: *Rank Correlation Methods*. 4th ed. Griffin, 258.

- [10] Mitas, C. M., i A. Clement, 2005: Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophysical Research Letters*, **32**, L03809, doi:10.1029/2004GL021765.
- [11] Paredes, D., R.M. Trigo, R. Garcia-Herrera, i I. Franco Trigo, 2006: Understanding Precipitation Changes in Iberia in Early Spring: Weather Typing and Storm-Tracking Approaches. *Journal of Hydrometeorology*, **7**, 101–113.
- [12] Percival, D.B., I D.A. RothRock, 2004: “Eyeballing” Trends in Climate Time Series: A Cautionary Note. *Journal of Climate*, **18**, 886–891.
- [13] Pierrehumbert, R.T., H. Brogniez i R. Roca, 2007: On the Relative Humidity of the Atmosphere. Dins de: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, 193–209.
- [14] Pierrehumbert, R.T., H. Brogniez, i R. Roca, 2007: On the relative humidity of the atmosphere. Dins de: *The Global Circulation of the Atmosphere* [Schneider, T., i A. Sobel (eds.)]. Princeton University Press. 143–185.
- [15] Storch, H.V. i F.W. Zwiers, 2001: Statistical Analysis in Climate Research. 1st ed. Cambridge University Press.
- [16] Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden i P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. Dins de: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [17] Wilks, D.S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 1st ed. Academic Press.
- [18] Zhang, X., X.L. Wang i J. Corte-Real, 1997: On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 13495–13507.
- [19] Zhang, X., F.W. Zwiers, G.C. Hegerl, F.H. Lambert, N.P. Gillett, S. Solomon, P.A. Stott i T. Nozawa, 2007: Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, **448**, 461–465.