

Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional
Facultat de Geografia i Història
Universitat de Barcelona

Tesi doctoral

L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental i la Precipitació als Països Catalans

Memòria presentada per
Joan Albert López i Bustins
per optar al títol de Doctor en Geografia

Programa de doctorat
Geografia, Paisatge i Medi Ambient
Bienni 2002–2004

El director de la tesi

Dr. Javier Martín Vide
Catedràtic de Geografia Física
Universitat de Barcelona

Barcelona, juny de 2007

CAPÍTOL 1

DEFINICIÓ DE L'OSCIL·LACIÓ DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL / WESTERN MEDITERRANEAN OSCILLATION (WEMO) I CÀLCUL DEL SEU ÍNDEX (WEMOI)

1.1. ANTECEDENTS

L'amplitud de la conca mediterrània afavoreix la presència d'un comportament sincronitzat, però oposat, de la dinàmica atmosfèrica entre les subconques occidental i oriental. Això és definit com l'Oscil·lació de la Mediterrània (MO) per Conte *et al.* (1989). La MO és un patró de variabilitat de baixa freqüència que oposa anomalies baromètriques, tèrmiques i pluviomètriques entre les extremitats de la conca. Aquest patró està fortament lligat a l'hivern a les modalitats de teleconnexió de l'hemisferi boreal com l'AO o la NAO (Düneloh i Jacobeit, 2003). Segons alguns estudis, la MO ha estat considerada el patró de teleconnexió regional de baixa freqüència més important en la influència de la precipitació a la conca mediterrània (Kutiel *et al.*, 1996; Douguédroit, 1998; Maheras *et al.*, 1999a; Düneloh i Jacobeit, 2003). La influència de la MO en la variabilitat climàtica ha estat també analitzada en altres estudis (Corte-Real *et al.*, 1995; Palutikof *et al.*, 1996; Piervitali *et al.*, 1997; Kutiel i Paz, 1998; Maheras *et al.*, 1999b; Palmieri *et al.*, 2001; Brunetti *et al.*, 2002; Xoplaki *et al.*, 2003; Baldi *et al.*, 2004). En un sentit planer, la MO pot ser interpretada per dues configuracions de pressió superficial oposades (i d'altura geopotencial), en la seva fase positiva, per un anticicló (o pont anticiclònic als nivells troposfèrics mitjans) a la Mediterrània Occidental i la Ibèria, i una baixa a la Mediterrània Oriental, dibuixant l'encaix perfecte d'una ona de Rossby en la longitud de la totalitat de la conca mediterrània. L'índex original de la Mediterrània fou definit com la diferència estandarditzada de les anomalies d'altura geopotencial entre Alger i El Caire (Conte *et al.*, 1989). Altres índexs similars són calculats com la diferència estandarditzada d'anomalies de pressió entre Gibraltar i l'estació meteorològica israeliana de Lod (Palitukof, 2003) o com la diferència entre les anomalies de pressió estandarditzades entre Marsella i Jerusalem (Brunetti *et al.*, 2002).

Usant anàlisis de correlacions canòniques per identificar els acoblaments més importants entre precipitació i els patrons de circulació a la conca mediterrània, Düneloh i Jacobeit (2003) suggereixen, a més, l'existència d'un patró mediterrani de circulació meridiana (MMC). Aquest és definit per dos centres de pressió oposats, un a l'oest de Gran Bretanya, proper als 45-50°N i 20-25°W, i l'altre a la Península Itàlica. Aquest patró produeix fluxos meridians del nord sobre la Península Ibèrica en la seva fase positiva i del sud en la negativa. Baldi *et al.* (2005) defineixen un *jet-stream* del Mediterrani que explica els períodes llargs de sequera a l'estiu.

Hi ha hagut altres contribucions recents a la recerca de la relació entre la dinàmica atmosfèrica de la Mediterrània, principalment a la conca oriental, i la dinàmica de la resta d'Europa. La pressió superficial i l'altura geopotencial a 500 hPa sobre Grècia han estat

particularment correlacionades amb tipus estàndards de temps (classificació de Lamb, i de Hess i Brezowsky) per l'oest i centre d'Europa (Anagnostopoulou *et al.*, 2004, Hatzaki *et al.*, 2004). Alguns treballs hidrogràfics han relacionat la MO amb la temperatura, salinitat i densitat de les aigües del nord del Mar Adriàtic (Grbec *et al.*, 2003, Supić *et al.*, 2004). Introdueixen un índex de la MO explícitament definit mitjançant les diferències de pressió a nivell del mar entre les àrees més ben correlacionades de les latituds mitjanes de l'Atlàntic Nord i del sud-est del Mediterrani amb la densitat de l'aigua al nord del Mar Adriàtic. En aquesta mateixa línia, Hatzaki *et al.* (2007) han definit recentment l'Oscil·lació de la Mediterrània Oriental amb les sigles EMP (*Eastern Mediterranean Pattern*) com l'oscil·lació oposada que es manifesta a l'hivern entre el nord-est de l'Atlàntic Nord i la Mediterrània Oriental a 300 i 500 hPa.

A continuació en aquesta tesi, es defineix una oscil·lació secundària a la conca de la Mediterrània Occidental, la WeMO, que és capaç d'explicar la variabilitat pluviomètrica a l'est de la franja de la Península Ibèrica, Països Catalans, una àrea dèbilment o nul·lament correlacionada amb el patró de la NAO (Rodó *et al.*, 1997; Esteban-Parra *et al.*, 1998; Martín-Vide *et al.*, 1999; Martín-Vide i Fernández Belmonte, 2001; Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Vázquez, 2001; Muñoz-Díaz i Rodrigo, 2003, 2004; Trigo *et al.*, 2004; Gallego *et al.*, 2005; Muñoz-Díaz, 2006; Paredes *et al.*, 2006). La WeMO té un valor pràctic potencial en les metodologies de *downscaling*. L'aplicació d'aquestes són essencials a l'àrea mediterrània per conèixer la variabilitat climàtica a una bona resolució (Goodess i Jones, 2002; Palutikof *et al.*, 2002). La cerca de patrons específics de variabilitat de baixa freqüència a la conca de la Mediterrània Occidental i de la Península Ibèrica, on les influències atlàntiques (zonal) i de la Mar Mediterrània es troben, pot ampliar el coneixement de les seves característiques climàtiques a escales de detall.

La WeMO es presenta principalment com a alternativa de la NAO en l'àrea d'estudi dels Països Catalans. És una metodologia que Kutiel i Benaroch (2002) ja aplicaren per definir també un nou índex com a alternativa de la NAO per l'escassa informació que aquesta oscil·lació aportava a la conca de la Mediterrània Oriental. L'índex fou anomenat *North Sea – Caspian Pattern* (NCP) i uneix amb un transecte, al nivell 500 hPa, el dipol: Mar del Nord (0°E, 55°N i 10°E, 55°N) i nord del Mar Caspi (50°E, 45°N i 60°E, 45°N). Aquest índex aconsegueix explicar, millor que la NAO, la pluviometria del conjunt de la Mediterrània Oriental (Kutiel *et al.*, 2002), de Turquia (Kutiel i Türkes, 2005) i dels mars Egeu i Negre (Gunduz i Ozsoy, 2005).

1.2. DEFINICIÓ DE L'OSCIL·LACIÓ DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL

Les diferents definicions de la MO han intentat sempre cobrir principalment les dinàmiques atmosfèriques del conjunt de tota la conca mediterrània. A la nova proposició, l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental/ *Western Mediterranean Oscillation* (WeMO) es defineix només en el marc sinòptic de la conca occidental i rodalies. El suggeriment de la creació d'un nou índex recau, sobretot, en l'esmentada no-correlació en l'àmbit dels Països Catalans entre la precipitació i els índexs dels patrons de teleconnexió de la NAO i l'AO (veure capítols 2 i 3).

Les àrees proposades són la plana del Po, al nord de la Península Itàlica, una àrea amb una relativa alta variabilitat baromètrica per la influència diferenciada de l'anticicló d'Europa Central i la depressió de la Mar Lígur; i el Golf de Cadis, al sud-oest de la Península Ibèrica, sovint subjecte a la influència de l'anticicló de les Açores i, episòdicament, de la despresa de baixes circumpolars o de la seva pròpia ciclogènesi. El transecte que uneix ambdues àrees coincideix, aproximadament, amb la línia de costa del quadrant nord-oest de la conca, és a dir, amb la costa dels Països Catalans. D'aquesta manera, la identificació de les circulacions atmosfèriques bàsiques es detecten basant-se en la orientació SO-NE del segment. A més, en la definició de la WeMO i del seu índex corresponent (WeMOi), el nivell superficial ha estat escollit perquè, per propòsits d'aplicació a la precipitació dels Països Catalans, la direcció del flux superficial és un factor determinant en el cas de la precipitació torrencial (Estrela *et al.*, 2002; Azorín-Molina i López-Bustins, 2004).

La fase positiva de la WeMO correspon a l'anticicló de les Açores ubicat al quadrant sud-oest ibèric i baixes pressions al Golf de Gènova; i la seva fase negativa es descriu per l'anticicló centreeuropeu situat al nord de la Península Itàlica i una baixa centrada, sovint despresa de latituds més septentrionals, en el sector del sud-oest de la Península Ibèrica. Una fase neutra apareix en el cas d'un baix gradient baromètric a la conca occidental de la Mediterrània i les àrees properes, o sempre que una advecció del nord-est o del sud-oest s'estableixi amb les mateixes isòbares unint ambdues àrees del dipol. Aquestes adveccions de nord-est o sud-oest s'anomenaran situacions d'excepció en el comportament de la WeMO (Figura 1). En el cas dels fluxos del nord-est, el WeMOi sovint pot assolir certs valors negatius segons la ubicació que tinguin els centres d'acció, com és el cas de les configuracions isobàriques definides per l'extrem meridional de l'anticicló centreeuropeu hivernal sobre la meitat nord de la conca occidental de la Mediterrània (veure més endavant la Figura 42 del capítol 2).


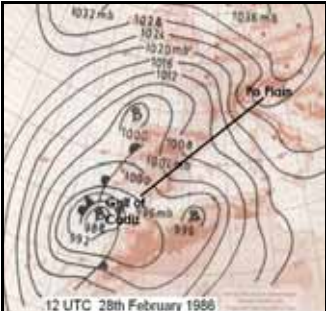


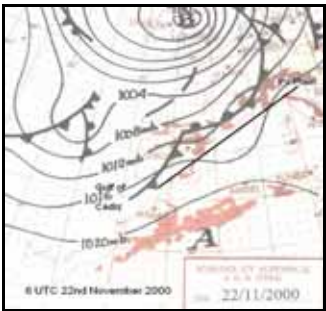
Fase de l'índex	Pressió superficial al Golf de Cadis	Pressió superficial a la Plana del Po	Patró sinòptic de la Mediterrània Occidental	Mapa sinòptic superficial (cas real)
Positiva (+)	Alta	Baixa	Adveccions del N, NO, ONO i O	
Negativa (-)	Baixa	Alta	Adveccions del ENE, E, ESE i SE	
Neutre (~ 0)	=	=	Dèbil gradient	
			Advecció del NE (excepció)	
			Advecció del SO (excepció)	

Figura 1. Definició de les fases de l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental mitjançant mapes sinòptics de superfície reals (es traça el transecte Golf de Cadis – Plana del Po). (Els mapes són del Butlletí Meteorològic diari de l'INM). (Adaptat de Martin-Vide i Lopez-Bustins, 2006).

El mapa de pressió superficial al nivell del mar del període 1951-2000 mostra uns camps de pressió clarament oposats entre el Golf de Cadis i el nord d'Itàlia (Figura 2). El *plot* de l'esquerra, d'una escala més petita¹, mostra clarament el dipol de la NAO entre la baixa d'Islàndia i l'anticicló de les Açores. A les latituds mediterrànies, es dibuixen, més tímidament, unes baixes pressions a la Mar Lígur que conformen el nou nòdul que permet la formulació de la WeMO. Al *plot* de la dreta, a una escala de major resolució, és més apreciable el gradient de pressió de sud-oest a nord-est a la conca de la Mediterrània Occidental. És el nou dipol entre l'anticicló de les Açores i la baixa orogràfica del Golf de Gènova. Aquesta depressió és orogràfica perquè es forma a sotavent dels Alps, a la vessant nord dels quals, al mateix temps, apareix una alta orogràfica (Figura 2). Esteban *et al.* (2005), usant dades d'un *grid* de pressió superficial diària i anàlisi multivariant, obtingueren per al marc sinòptic de l'Europa Occidental, set patrons sinòptics de circulació, 4 d'ells mostraven una WeMO clarament en una fase positiva, i un d'ells en una de negativa. Martín-Vide *et al.* (en premsa) detectaren 7 situacions sinòptiques favorables per a l'ocurrència de precipitacions torrencials a Catalunya, i totes elles estaven vinculades a la fase negativa de la WeMO.

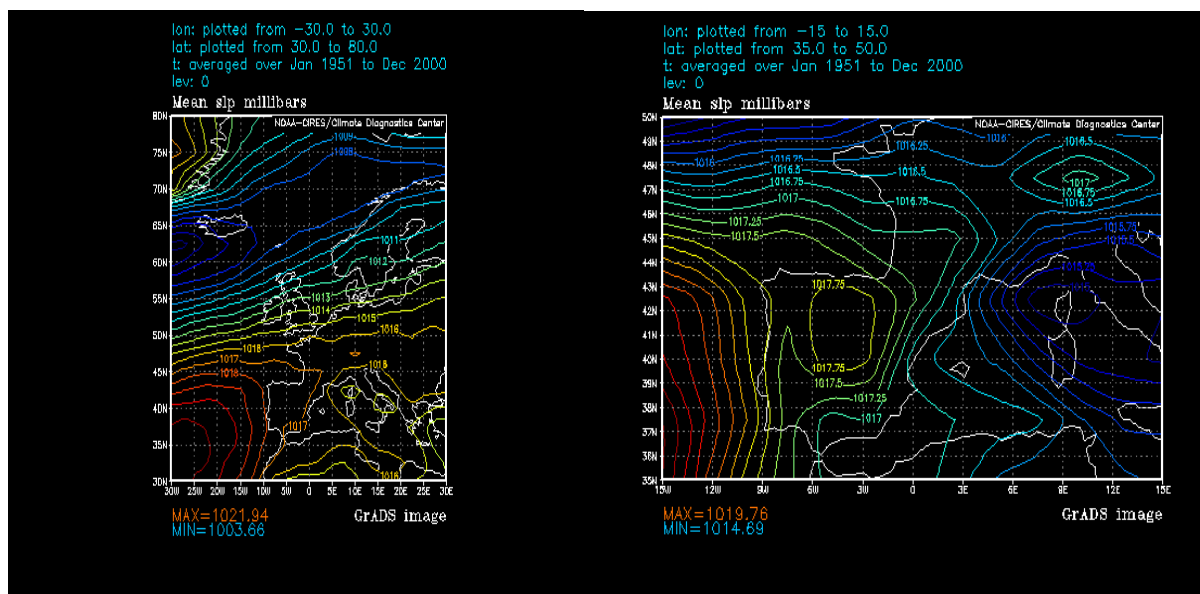


Figura 2. Plot de la pressió mitjana a nivell del mar del marc sinòptic delimitat per la finestra 30°W-30°E i 30°N-80°N (esquerra) i per la finestra 15°W-15°E i 35°N-50°N (dreta) per al període 1951-2000 (*NOAA-CIRES plots*).

¹ És el mapa d'escala més petita, cartogràficament, emperò, des d'un punt de vista meteorològic, seria el de major escala perquè la finestra del *plot* és més gran i mostra una dinàmica atmosfèrica més àmplia.

1.3. SÈRIES DEL DIPOL BAROMÈTRIC: PÀDUA - SAN FERNANDO (1821-2000)

1.3.1. PÀDUA

Pàdua (45°24'N-11°47'E) s'escull com a punt representatiu de l'extrem nord-est del transecte de la WeMO, representativa de la Vall del Po, que reflecteix la dinàmica atmosfèrica entre la depressió de la Mar Lígur i l'anticicló centreeuropeu. La sèrie de pressió de Pàdua és una de les més llargues d'Europa; s'inicia al 1725 amb una observació diària, que es feia al migdia. La seva història i trajectòria és recollida en el llibre del treball resultant del projecte IMPROVE (Camuffo i Jones, 2002a, 2002b). La reconstrucció de la sèrie dins el projecte va ser una tasca portada a terme pel Dr. Camuffo de la Universitat de Pàdua. En un principi, s'ha de confiar en les dades tractades en un projecte europeu. No obstant, poden romandre certes inhomogeneïtats. És així, que es representen les dades a resolució anual i per mesos. Les inhomogeneïtats, perceptibles, en una primera ullada, poden ser corregides mitjançant la detallada metadada disponible, malgrat que aquesta està enfocada al registre de temperatura.

1.3.1.1. Anàlisi de les dades del projecte IMPROVE

Les primeres dades de la sèrie de Pàdua tenen el seu origen a la casa Poleni, que conformen el període inicial 1725-1764. La metadada ens ha permès entendre les primeres inhomogeneïtats de la sèrie (Figura 3a). El baròmetre estava dins una habitació del primer pis (Toaldo, 1770; Crestani, 1926). D'altra banda, es fa referència als problemes de calibratge que comportava el termòmetre emprat, *Amonton's thermometer*, i altres errades típiques discutides en Camuffo (2002). Si comparem el mes de gener i el de juliol, les diferències són més perceptibles a l'estiu per una menor variabilitat baromètrica en aquesta estació (Figures 3b i 3c). El Sr. Poleni solia obrir les finestres per a què hi hagués un equilibri amb l'exterior, abans de realitzar la mesura (Cocheo i Camuffo, 2002), per tant la inhomogeneïtat inicial, per exemple, a l'estiu podia ser a causa de: a) les altes temperatures exteriors dificultessin l'equilibri, b) el servent o el fill Francesco no obrissin les finestres per deixadesa quan el rellevessin o, c) fes molta calor i es volgués evitar l'entrada d'aire calent a la casa. Uns quants anys més tard de la finalització del projecte IMPROVE, Camuffo *et al.* (2006) corregien l'errada que l'atribuïren senzillament a un desplaçament de l'escala de mesura, que incloïa quasi una deriva o desviació lineal i una incorrecte posició del nivell de referència.

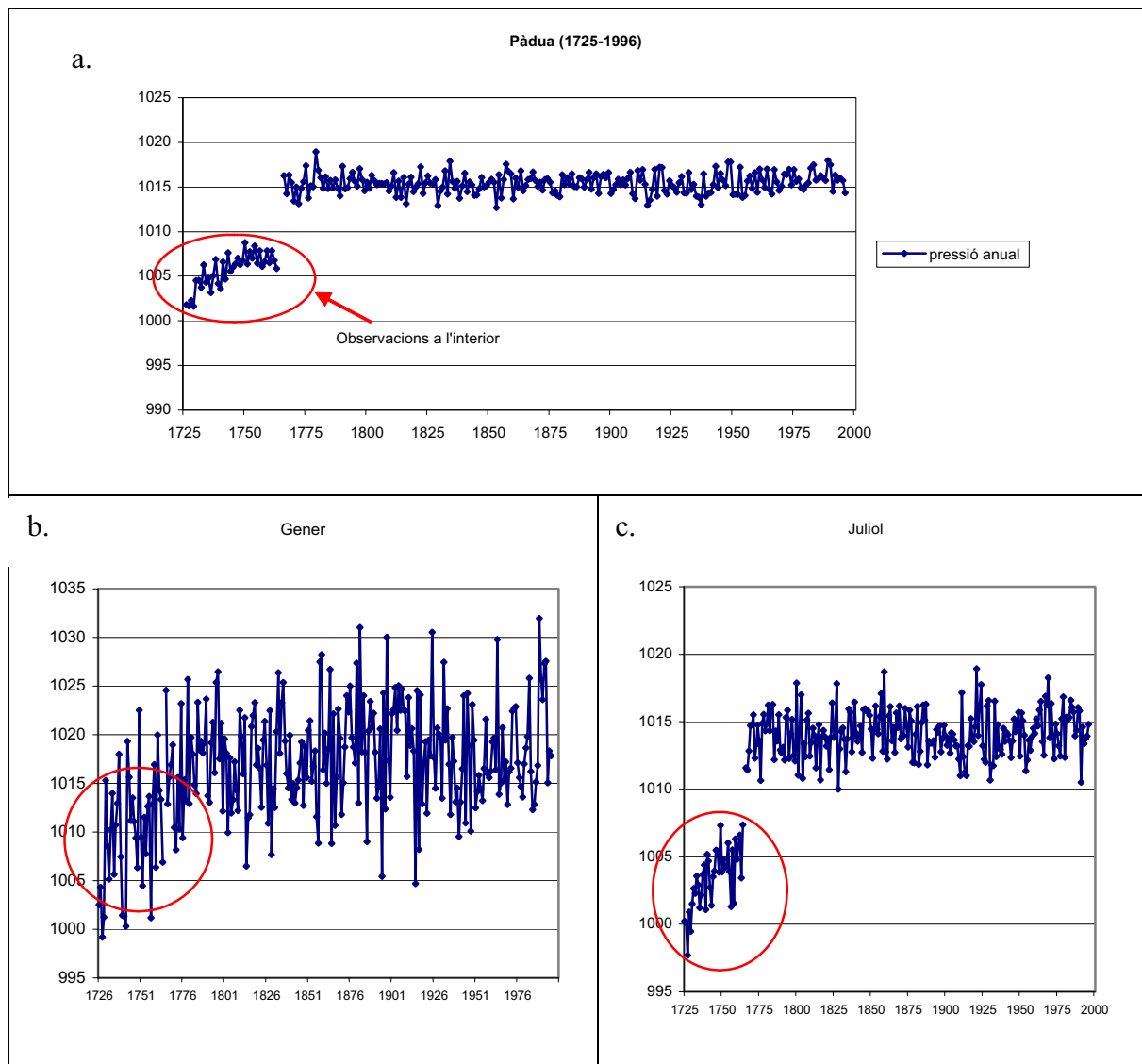


Figura 3. a. Representació anual de les dades de pressió procedents del projecte IMPROVE de Pàdua (1725-1996) (hPa). b. Ídem que (a), però per al mes de gener. c. Ídem que (a), però per al mes de juliol. (Se senyalen amb cercles vermells aquells períodes amb valors anòmals).

Fins al 5 d'abril de 1764 es prengueren mesures a la casa Poleni, i durant els últims 3 anys ho féu en Francesco Poleni, el fill del Sr. Poleni, a causa de la seva defunció al 1761. Des del 26 d'abril de 1764 ho seguí fent el mateix Francesco al Convent del Pare Philipine, al carrer *San Tomaso* de la mateixa ciutat de Pàdua, fins a finals de la dècada, però, malauradament, es perderen les dades des de 1765. Però, de totes maneres, el professor Toaldo (1770, 1781) fou escèptic amb les dades posteriors al trasllat, per tant, va presentar pel seu compte les mitjanes mensuals des de gener de 1765 al desembre de 1769. A partir de 1768, les dades s'inicien al Castell d'Ezzelino, concretament a la Torre de la Specola. Hi ha un registre continu fins al 1959, que el Dr. Camuffo divideix en quatre períodes segons les diferents ubicacions que pren aquest registre dins el castell. La resta d'anys es cobreixen amb les dades de diferents punts: *G. Magrini Observatory of the Water Magistrate*, l'aeroport de G. Allegri, els jardins botànics i el CNR (*The National Research Council*). Les dues primeres ubicacions es troben a un

quilòmetre, aproximadament, a l'oest de la ciutat. El projecte IMPROVE només aportava les dades fins al novembre de 1997, tal com s'aprecia a la Figura 4.

Per omplir el buit fins a l'any 2000, s'empra la sèrie de Vicenza (forces aèries) proporcionada per l'Institut de Física General Aplicada de la Universitat de Milà (Maugeri *et al.*, 2003). És una ciutat situada al nord-oest de Pàdua, a 30-35 km aproximadament en línia recta, que es troba 28 metres més elevada (Pàdua és a 12 metres i Vicenza a 40 metres sobre el nivell del mar). Ambdues sèries estan reduïdes al nivell del mar. Una vegada es gaudeix d'una sèrie propera a Pàdua durant un període més o menys llarg (1951-2000), s'empra per comprovar si oscil·len similarment.

A les anàlisis de comparació, és sobtadament veure el canvi que hi ha a partir de la dècada dels 90. Durant el període 1951-1990, podem afirmar que són pràcticament idèntiques. Les anomalies comencen sobtadament a partir de 1991 (Figura 4). Segons el Dr. Camuffo (comunicació personal), els dies de vent poden tenir pressions lleugerament distintes entre Pàdua i Vicenza, però això no explica el perquè d'aquestes anomalies a partir de 1991.

Si aprofundim en comprovar quina de les dues sèries és incorrecte, hi ha certs indicis que apunten a la sèrie de Pàdua com dies amb manca de decimals, consecució de dies que acaben amb els mateixos decimals, etc. Les observacions de la dècada dels 90 provenen de la CNR, on va començar un registre automàtic a partir de l'octubre de 1993, comportant irregularitats en els registres durant el període inicial de l'automatització. Un treball recent del Grup de Física de Milà (Maugeri *et al.*, 2004), a partir de les dades del projecte IMPROVE, també detecta anomalies a la sèrie de Pàdua durant la dècada dels 90. L'únic període que no comprèn inhomogeneïtats és el període 1960-1990, corresponent a les dades de les forces aèries. Del període que interessa tenir sencer, 1821-2000², s'homogeneïtza la seva integritat a excepció d'alguns pocs anys de l'inici del període i la dècada dels 90 del segle XX. Els valors diaris homogeneïtzats de pressió de Pàdua s'obtenen del Grup de Física, abans esmentat, de la Universitat de Milà. És fruit del mateix treball de Maugeri *et al.* (2004) en la recerca de sèries centenàries de pressió atmosfèrica a la Vall del Po per estudiar la seva tendència baromètrica. El període 1991-2000 se supleix amb les dades de Vicenza perquè oscil·len molt properament a les dades de pressió mitjana de tota la Vall del Po (Maugeri *et al.*, 2004) (Figura 4).

A la Figura 5 es representa l'evolució anual de la sèrie de pressió a nivell de mar de Pàdua homogeneïtzada durant el període 1821-2000. En aquest període manquen 1.354 dies (2.06% dels 65.744 dies totals) amb anterioritat, en la seva quasi totalitat, al període d'estudi d'interès principal 1951-2000. El càlcul de la mitjana mensual de pressió s'ha realitzat sempre

² El període 1821-2000 és el període de càlcul del WeMOi perquè els germans Urrutia iniciaren les observacions a Cadis l'octubre de 1820 (apartat 1.3.2. d'aquest mateix capítol).

i quan el nombre de dies que manquessin en un cert mes no fos superior a deu, i d'un any, que no faltés ni un mes. El nombre de mesos incomplets només són 45 (2.08% dels 2.160 mesos), i d'anys, 11 (6.1% dels 180 anys). L'evolució de la sèrie anual és sense oscil·lacions destacades, només un cert increment a partir dels anys 40 del segle XX, tendència trobada en el conjunt de la Vall del Po en el treball de Maugeri *et al.* (2004).

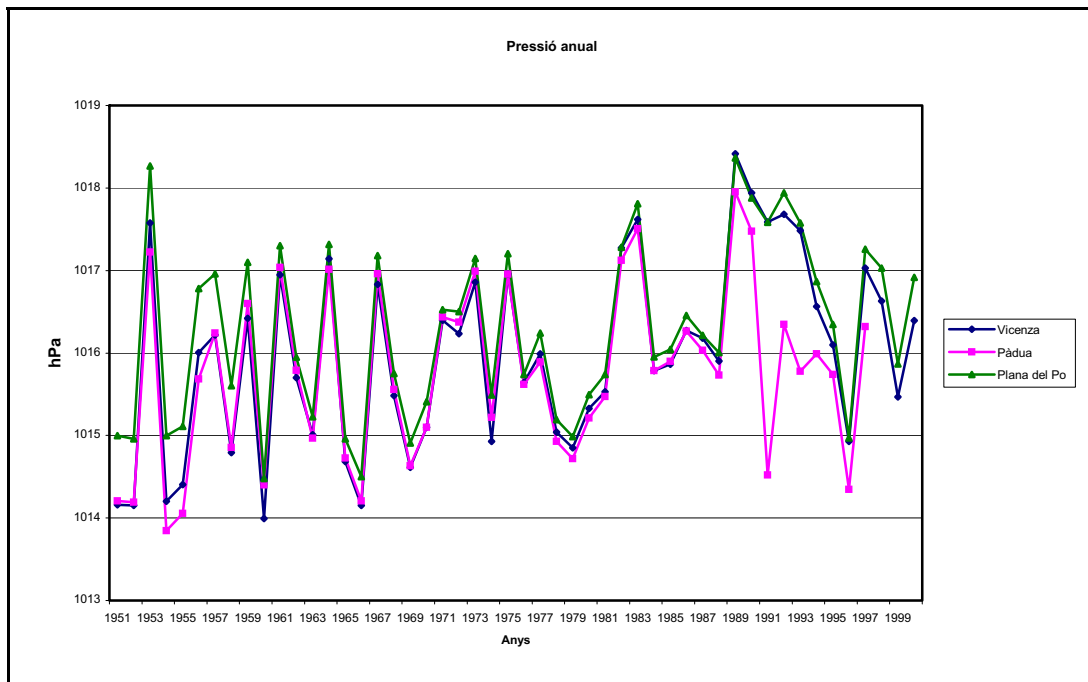


Figura 4. Sèrie de pressió anual de Pàdua, Vicenza i del conjunt de la Plana del Po en el període 1951-2000.

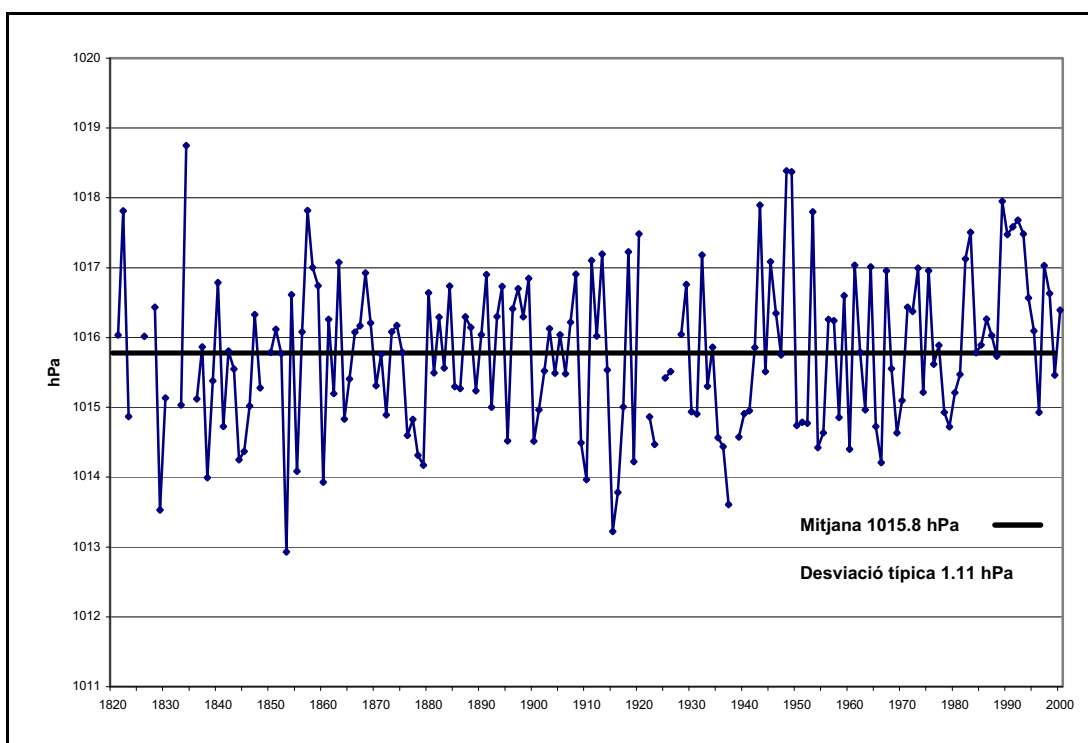


Figura 5. Sèrie de pressió anual de Pàdua homogeneïtzada (1821-2000).

1.3.2. SAN FERNANDO (CADIS)

San Fernando (36°17'N-06°07'W) es pren com a punt de l'extrem sud-oest del transecte de la WeMO, representatiu del Golf de Cadis, que reflecteix la dinàmica atmosfèrica entre l'anticicló de les Açores i les baixes circumpolars amb recorreguts meridionals. La sèrie de pressió de San Fernando és la més llarga de la Península Ibèrica en un sentit institucional i oficial, i s'inicià a finals dels segle XVIII, però no és de forma continuada fins a partir de l'any 1820, segons dades del projecte IMPROVE. Però, les dades que es treballen són a partir de 1821, perquè és al mes d'octubre de 1820 quan comença el registre, més fiable, dels germans Urrutia a la ciutat de Cadis, encara que desconeguda la seva ubicació dins la ciutat. L'observació es feia tres vegades al dia, i se'n feia una mitjana, distint del que es té a la sèrie de Pàdua, que només era una al dia al migdia. A partir de 1870 fins a l'actualitat³, el registre és de l'Observatori de Marina de San Fernando, situat a 12 km al sud-est de Cadis i a 29.17 metres sobre el nivell del mar (Figura 6). El registre és cada hora i es calcula una mitjana diària. Són dades que es publiquen cada any juntament amb altres dades meteorològiques, astronòmiques i geològiques de l'observatori en '*Anales del Instituto y Observatorio de Marina. Observaciones Meteorológicas, Magnéticas y Sísmicas*'. En el projecte IMPROVE, Barriendos *et al.* (2002) recullen informació de la metadada i les correccions d'aquesta sèrie.

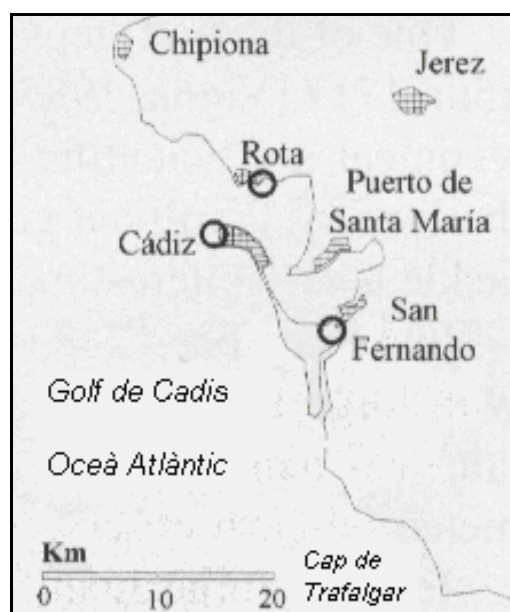


Figura 6. Mapa d'ubicació dels diferents punts que conformen el registre de pressió de la regió gaditana (Barriendos *et al.*, 2002).

³Només hi ha una interrupció des de juny de 1989 a desembre de 1989 quan s'automatitza l'instrumental. Les dades d'aquests set mesos són de l'observatori oficial de Rota.

A continuació, com s'ha fet per a la sèrie de Pàdua, es representa visualment, a resolució anual, les dades de pressió de la sèrie de San Fernando (s'anomena així i no Cadis, perquè la major part del període pertany a aquesta localitat), per comprovar si romanen inhomogeneïtats, tot i les anàlisis de correcció portades a terme en el projecte europeu.

La sèrie es presenta aleatòria des dels registres més antics fins a la dècada dels 90. A principis d'aquesta hi ha un grup d'anys anòmalament elevats (Figura 7). Cal esbrinar si aquestes anomalies es mantenen al llarg de tot l'any o només durant uns mesos determinats. Per tant, es procedeix a una representació per mesos (Figura 8).

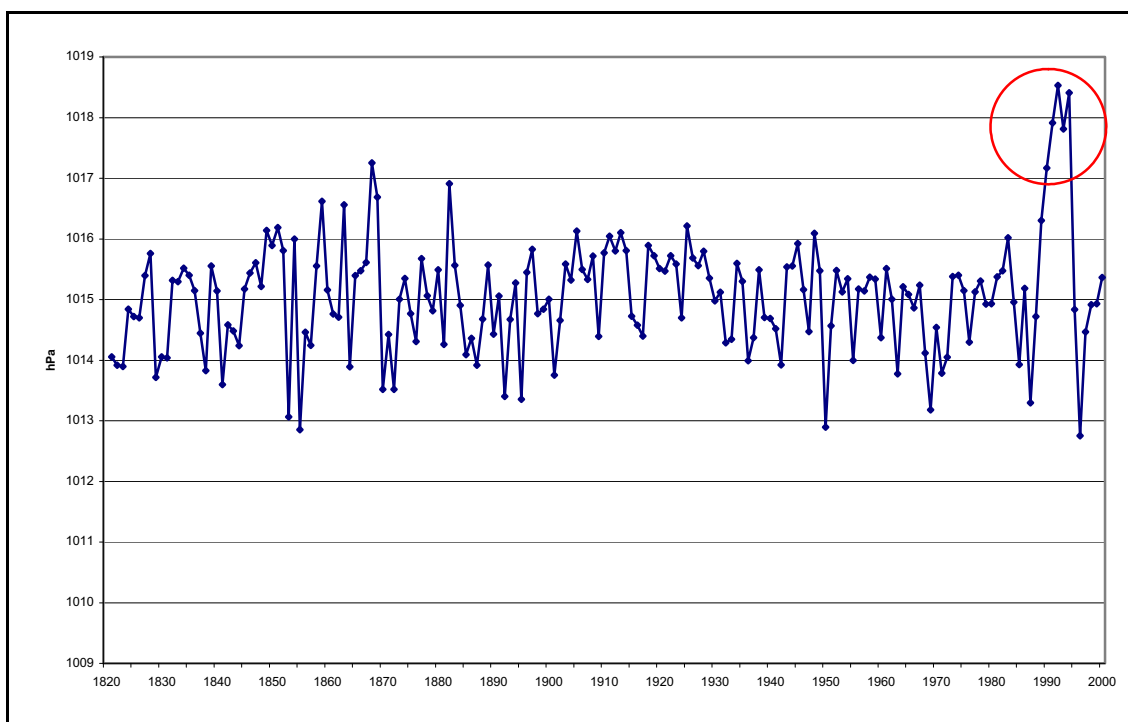


Figura 7. Sèrie de pressió anual (bruta) de San Fernando (1821-2000). (Se senyala amb un cercle vermell aquell període amb valors anòmals).

És durant el semestre càlid, d'abril a setembre, quan es detecten les anomalies a inicis dels 90. Sobretot, al centre de l'estiu, juliol i agost. A més, l'increment i reducció de l'anomalia respecte al centre de l'estiu és gradual al llarg dels mesos. També es percep una altra anomalia positiva a l'estiu, precisament, durant el període dels germans Urrutia (1821-1869).

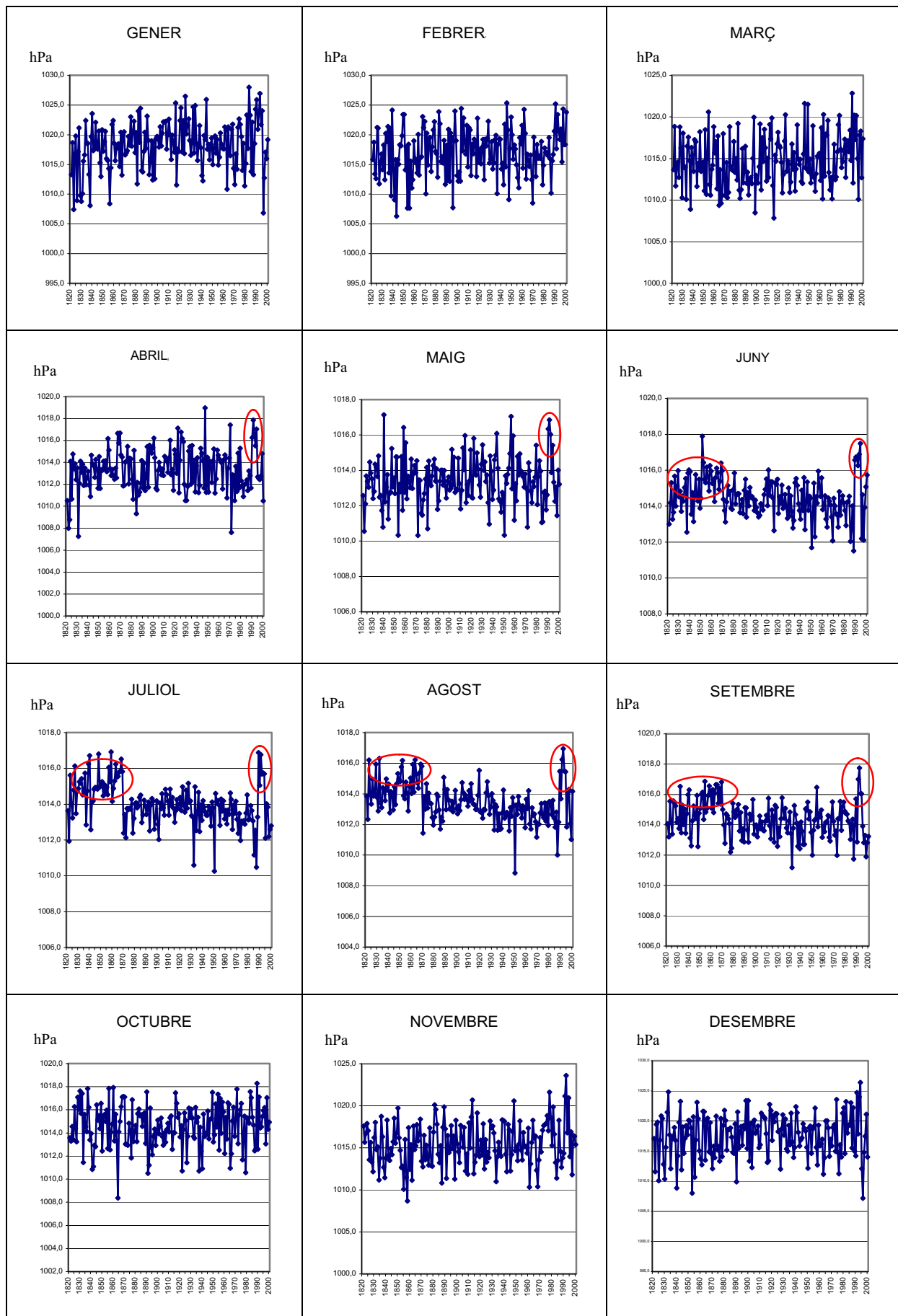


Figura 8. Sèries de pressió per mesos de San Fernando (1821-2000). (Se senyalen amb el·lipse vermells aquells períodes amb valors anòmals).

1.3.2.1. Homogeneïtzació del període 1821-1869 (germans Urrutia)

L'objectiu és corregir els mesos de juny, juliol, agost i setembre. Aquesta inhomogeneïtat pot ser a causa de deficiències d'observació a l'estiu per deixar-ho a altres mans, opció poc probable tenint en compte l'augment i reducció gradual de l'anomalia i el rigor observacional dels germans Urrutia. Una altra teoria podria ser el fet que el mercuri patís una certa dilatació durant els mesos càlids, encara que la idea més ferma és que les dades de pressió de San Fernando no estan reduïdes al nivell del mar, ja que els registres coincideixen amb els dels *Anales del Instituto* i s'annotava el valor del baròmetre reduït a temperatura 0 °C, però sense fer una reducció a nivell del mar. És probable que els germans Urrutia es trobessin a una altura propera a 0 m en el casc antic de Cadis. Les diferències són més notables a l'estiu per la presència de la baixa tèrmica al continent ibèric; doncs, San Fernando es troba més situat al continent que no pas Cadis que està en un braç marí. Els anys 1851 i 1852 són dades d'un diari local anomenat *El Comercio*. A la Biblioteca de l'INM (Madrid) manquen només els quaderns d'aquests dos anys (Barriendos *et al.*, 2002).

Els càlculs d'homogeneïtzació es porten a terme tenint de referència un període estable del mateix període de temps, 1881-1930 (50 anys). És un tram de la sèrie on no hi ha *outliers* destacats en cap dels 4 mesos. Per trobar el factor additiu negatiu cal fer la mitjana del període estable i restar-li la mitjana del període a homogeneïtzar, 1821-1869 (49 anys). Una vegada calculat el factor de cada mes, s'aplica als mesos estivals del període inhomogeni 1821-1869 (Taula 1).

	Mitjana 1881-1930	Mitjana 1821-1869	Factor additiu
Juny	1014.37	1015.04	-0.6621
Juliol	1013.89	1014.98	-1.0869
Agost	1013.47	1014.45	-0.9742
Setembre	1014.22	1015.06	-0.8423

Taula 1. Càlcul del factor additiu per aplicar al període a homogeneïtzar 1821-1869 usant de referència el període estable 1881-1930.

D'altra banda, durant els mesos d'hivern, de novembre a març, és lleugerament perceptible que el període dels germans Urrutia registra una pressió menor. Un efecte contrari al que succeeix a l'estiu. La causa és totalment desconeguda. Es podria atribuir a un mal calibratge de l'instrumental. Essent la inhomogeneïtat gairebé imperceptible, no s'ha portat a terme una correcció per no allunyar-se encara més de la realitat. No obstant, per aquest fet i per les irregularitats estivals, el període dels germans Urrutia 1821-1869 no s'ha considerat en algunes anàlisis de la WeMO en els capítols següents de la tesi.

1.3.2.2. Homogeneïtzació de principis dels anys 90 del segle XX

La metadada detallada de les condicions de mesura també és molt escassa com en el període dels germans Urrutia, per tant, una altra vegada hem de partir d'hipòtesis. El que tenen en comú és que l'anomalia té lloc a l'estiu. En aquest cas, també es detecta a la primavera, des d'abril fins a setembre. Són quatre les idees que s'han de tenir clares per entendre què passa en aquest període i com homogeneïtzar-lo:

- 1) Són anys amb una pressió anòmalament elevada, que coincideixen amb anys de NAO amb fase molt positiva (Jones *et al.*, 1997) i amb una important sequera a la Península Ibèrica (Gil Olcina i Olcina Cantos, 1997).
- 2) Tot i la primera idea, hi ha una clara inhomogeneïtat.
- 3) No es disposa d'una metadada que expliqui el problema.
- 4) A l'estiu hi ha un problema observacional.

La inhomogeneïtat estival l'atribuïm:

- a) Canvi d'enclavament durant set mesos al 1989 (de l'1 de juny al 31 de desembre) perquè s'aturen les mesures a l'Observatori de Marina. S'utilitzen les dades de l'estació de l'INM de Rota. Aquesta ciutat es troba a 13 km al nord-oest de San Fernando però a una alçada inferior sobre el nivell del mar (23 m) (Figura 6). Els 6 metres menys d'altura comportarien un increment de quasi 1 hPa aproximadament, segons la temperatura de la columna atmosfèrica entre els dos nivells.
- b) Durant aquests set mesos, es canvia l'instrumental a l'Observatori de Marina. S'instal·la una estació automàtica. Posteriorment, hi ha errades de calibratge i manipulació durant els primers anys d'observació amb l'instrumental nou automàtic.
- c) Es podria haver destinat personal inexpert per fer les tasques d'observació a l'estiu. Realitzant una mala lectura del menisc, per la seva forma convexa, el lector inexpert pot sobrevalorar la pressió.

Per homogeneïtzar la sèrie es necessiten dades de pressió atmosfèrica de punts propers. D'aquesta manera, se seleccionen Gibraltar (1825-2000) (Climatic Research Unit, CRU) i Lisboa (1855-1995) (CRU i projecte ADVICE) com a sèries de referència, situant San Fernando en l'àrea que separa els dos punts. Es calcula una mitjana bruta d'ambdós punts

(Gibraltar i Lisboa). A la Figura 9 es compara aquesta mitjana amb la pressió de San Fernando. En un primer moment, es corrobora que San Fernando no està nivellat a la superfície marina, ja que resta molt per sota dels valors de la mitjana de Gibraltar i Lisboa. D'altra banda, es fa palesa la hipotètica inhomogeneïtat a principis dels anys 90, en no ser equidistants els valors de pressió d'ambdues sèries (San Fernando i Gibraltar-Lisboa) com en els altres anys.

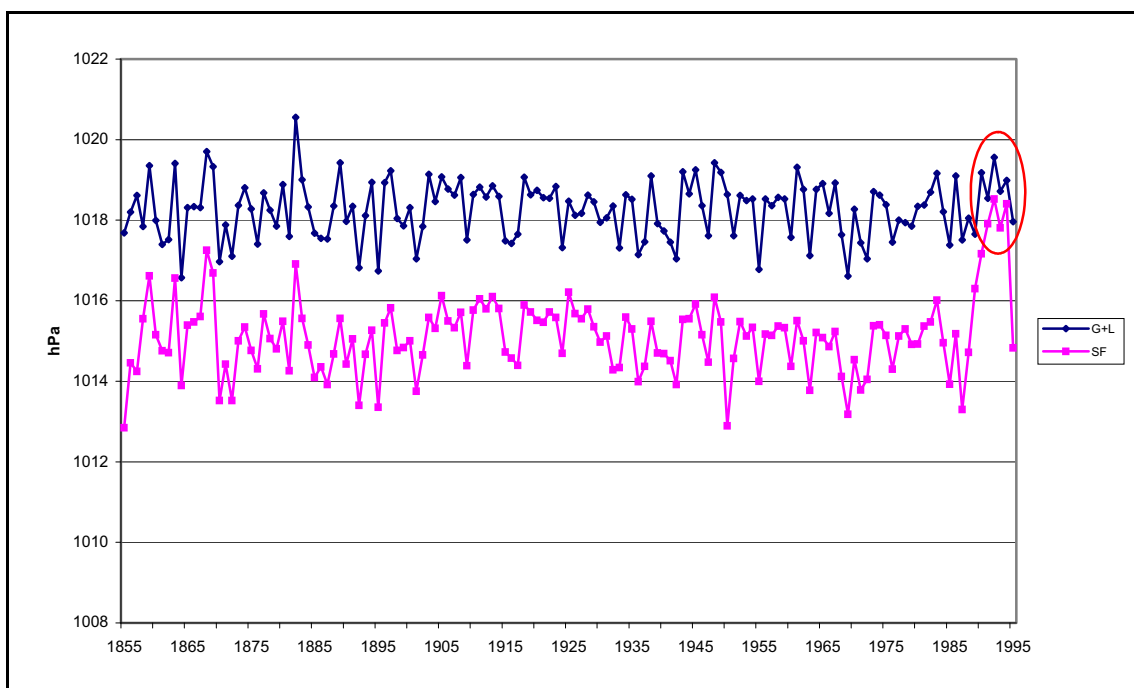


Figura 9. Sèries de pressió de San Fernando (SF) i de la mitjana de Gibraltar i Lisboa (G+L) (1855-1995). (Se senyala amb una el·lipse vermella aquell període amb valors anòmals).

Existeix una proximitat entre les dues línies durant els anys 1991, 1992, 1993 i 1994. Per confirmar que és una anomalia restringida al període estival, es recorre a fer el mateix per mesos. A la Figura 10, es representen dos mesos representatius de cada semestre de l'any. L'agost mostra una proximitat entre les dues sèries durant els anys 1989, 1991, 1992, 1993 i 1994, però, no durant l'any 1990. Qüestió que requereix un anàlisi mes a mes del període anòmal. En el mes de febrer, les dues línies són més properes perquè no hi ha la presència de la baixa tèrmica que es forma a l'estiu sobre la Península Ibèrica. A més, l'hivern té una major variabilitat atmosfèrica. Són els anys 1990, 1991, 1992, 1993 i 1994 quan les dues sèries són molt properes, fins i tot, San Fernando té una pressió més elevada en algun any com al 1994. I l'any 1989 apareix amb una distància normal. El mateix succeïa en tots els mesos de l'any (aquí no es mostra), i per tant, en contrapronòstic, l'anomalia és detectada contínuament en el temps i no només a l'estiu. Així que, pren força la hipòtesis que cita la deficiència en el calibratge i ús de l'instrumental d'observació automàtica en els seus primers anys.

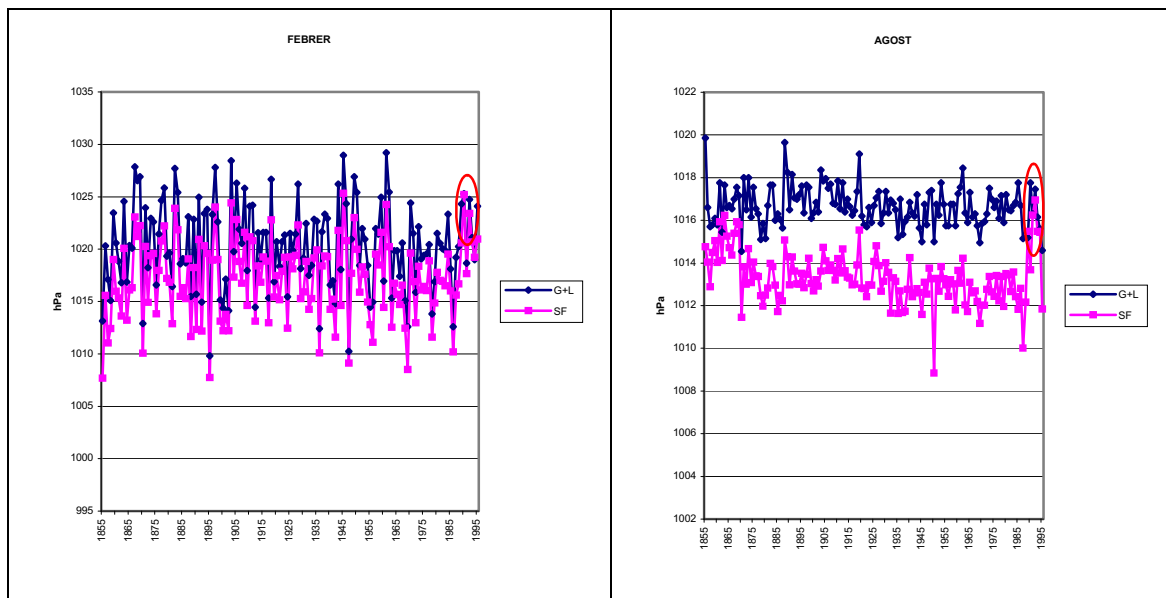


Figura 10. Ídem que Fig. 9, però per als mesos de febrer i agost. (Se senyala amb una el·lipse vermella aquell període amb valors anòmals).

Per analitzar què passa en aquest període, es compara mes a mes les pressions de San Fernando amb la de Gibraltar-Lisboa des de gener de 1988 fins a desembre de 1995. S'agafen uns anys fora del període anòmal, però que també contenen canvis d'ubicació de l'observació, com l'any 1989. Al llarg d'aquest període es calculen els factors de correcció per a cada mes de cada any. S'empra el període 1881-1980 com el tram de la sèrie sense inhomogeneïtats prèvies per calcular les mitjanes de San Fernando i Gibraltar-Lisboa. A cada mes, a la pressió mitjana de Gibraltar-Lisboa es resta la pressió mitjana de San Fernando. D'aquesta manera, deduïm els hPa que separen ambdues sèries a cada mes per mitjana. A continuació, es fan les diferències de pressió entre ambdues sèries des de gener de 1988 a desembre de 1995 mes a mes. En aquesta diferència se li resta el factor de correcció mitjà de cada mes deduït del període de referència 1881-1980 (Taula 2). Establim els llindars -1 i 1 per identificar els mesos anòmals dels correctes, segons un criteri personal, ja que la majoria dels mesos anòmals obtenen valors superiors a /1.5/. S'identifica una inhomogeneïtat quan varis mesos consecutius excedeixen aquests llindars (Taula 3 i Figura 11). La Taula 2 es pot resumir amb la següent fórmula per a un mes concret: $F_c = ((X_G + X_L)/2) - X_{SF}$, on F_c és el factor de correcció i X la pressió mitjana.

1881-1980	Mitjana de San Fernando	Mitjana de Gibraltar	Mitjana de Lisboa	Mitjana de Gibraltar i Lisboa	(Mitjana de Gibraltar i Lisboa – Mitjana de San Fernando) = Factor de Correcció (F _c)
Gener	1018.5	1022.4	1021.5	1022.0	3.5
Febrer	1017.0	1020.7	1019.7	1020.2	3.2
Març	1014.6	1018.2	1016.9	1017.5	2.9
Abril	1013.4	1016.6	1016.3	1016.5	3.1
Maig	1013.5	1016.4	1016.5	1016.5	2.9
Juny	1014.2	1016.7	1017.5	1017.1	2.9
Juliol	1013.7	1016.3	1017.6	1017.0	3.3
Agost	1013.1	1016.2	1017.2	1016.7	3.7
Setembre	1014.1	1017.6	1017.5	1017.6	3.4
Octubre	1014.5	1018.2	1017.4	1017.8	3.3
Novembre	1015.6	1019.5	1018.6	1019.0	3.4
Desembre	1017.8	1021.6	1020.8	1021.2	3.4

Taula 2. Càlcul de la diferència mitjana de pressió entre la sèrie de San Fernando i la de Gibraltar/Lisboa segons el període 1881-1980.

Des de juny de 1989 fins a desembre de 1994 és un període inhomogeni interromput per una seqüència de 6 mesos sense anormalitats (des d'agost de 1990 fins a gener de 1991). Cal comentar que la correcció d'uns mesos i no d'uns altres ha estat un criteri subjectiu. Per evitar canvis sobtats de pressió en les dades diàries per uns factors de correcció molt diferents en mesos correlatius, se suavitzen a l'última columna de la Taula 3 els valors a restar a cada mes. La suavització consisteix en fer la mitjana dels valors de correcció del mes a modificar, del mes anterior i del posterior. Quan un mes a corregir és a l'extrem d'una seqüència de mesos a modificar se suavitza usant només el mes anterior o posterior. Les anomalies comencen al juny de 1989, just quan s'inicien les observacions a Rota, però es prolonga més enllà del desembre de 1989, que és l'últim mes amb dades de Rota. Les dades posteriors fins al desembre de 1994 són fruit de les errades de calibratge o manipulació inicials de la recent instal·lació d'instrumental automàtic. El període de parèntesi des d'agost de 1990 fins a gener de 1991 no es pot explicar per manca de metadada. Només se sap que a l'estiu de 1990 es compta amb alguna dada de Rota.

Resumint, la inhomogeneïtat comprèn el període documentat de Rota (Barriendos *et al.*, 2002) des de juny de 1989 fins a desembre de 1989 mentre es renovava l'instrumental d'observació de l'Observatori de Marina per raó d'una diferència altimètrica. Aquest període inhomogeni es prolonga, tot i l'aparició inexplicable d'un curt període homogeni de 6 mesos, en les observacions de San Fernando amb el nou instrumental automatitzat fins al desembre de 1994, quan s'aconsegueix un bon calibratge del mateix.

MESOS	Pressió de San Fernando	Pressió de Gibraltar-Lisboa	Pressió de Gibraltar-Lisboa menys pressió de San Fernando	F _c	Pressió ((G+L)-SF) - F _c	Valor de correcció suavitzat
Gen-88	1018.5	1020.9	2.4	3.5	1.1	
Feb-88	1016.7	1020.3	3.6	3.2	-0.4	
Mar-88	1018.4	1021.8	3.4	2.9	-0.4	
Abr-88	1012.8	1015.2	2.4	3.1	0.7	
Mai-88	1011.8	1014.7	2.9	2.9	0.0	
Jun-88	1011.5	1014.1	2.5	2.9	0.4	
Jul-88	1013.3	1017.1	3.8	3.3	-0.5	
Ago-88	1012.2	1015.4	3.2	3.7	0.5	
Set-88	1014.0	1018.3	4.3	3.4	-0.9	
Oct-88	1012.6	1015.8	3.1	3.3	0.2	
Nov-88	1012.7	1017.0	4.3	3.4	-0.9	
Des-88	1022.2	1026.4	4.1	3.4	-0.7	
Gen-89	1024.3	1028.1	3.8	3.5	-0.4	
Feb-89	1020.6	1024.3	3.7	3.2	-0.5	
Mar-89	1014.8	1018.9	4.1	2.9	-1.2	
Abr-89	1011.7	1014.9	3.2	3.1	-0.2	
Mai-89	1012.6	1016.3	3.6	2.9	-0.7	
Jun-89	1016.6	1016.7	0.1	2.9	2.8	3.2
Jul-89	1016.9	1016.6	-0.3	3.3	3.6	3.4
Ago-89	1015.5	1015.2	-0.3	3.7	3.9	3.7
Set-89	1015.7	1015.7	-0.1	3.4	3.5	3.5
Oct-89	1018.3	1018.6	0.3	3.3	3.0	3.5
Nov-89	1013.8	1013.2	-0.6	3.4	4.0	4.0
Des-89	1015.0	1013.5	-1.5	3.4	5.0	4.2
Gen-90	1025.9	1025.8	-0.1	3.5	3.6	3.9
Feb-90	1025.2	1025.3	0.1	3.2	3.1	3.0
Mar-90	1022.8	1023.6	0.7	2.9	2.2	2.8
Abr-90	1016.3	1016.1	-0.2	3.1	3.2	2.7
Mai-90	1016.3	1016.6	0.2	2.9	2.7	2.8
Jun-90	1016.7	1017.1	0.3	2.9	2.6	2.3
Jul-90	1015.0	1016.9	1.8	3.3	1.5	2.0
Ago-90	1013.7	1017.8	4.1	3.7	-0.4	
Set-90	1012.9	1016.7	3.8	3.4	-0.4	
Oct-90	1012.6	1015.9	3.3	3.3	0.1	
Nov-90	1014.3	1018.6	4.3	3.4	-0.9	
Des-90	1014.2	1020.2	5.9	3.4	-2.5	
Gen-91	1020.9	1025.3	4.4	3.5	-0.9	
Feb-91	1017.7	1018.7	1.0	3.2	2.2	2.1
Mar-91	1012.1	1013.1	1.0	2.9	1.9	2.4
Abr-91	1017.9	1017.9	0.0	3.1	3.1	2.3
Mai-91	1016.9	1017.8	0.9	2.9	2.0	2.3
Jun-91	1016.6	1017.6	1.0	2.9	1.9	2.6
Jul-91	1016.8	1016.3	-0.5	3.3	3.8	3.1
Ago-91	1016.2	1016.3	0.1	3.7	3.6	3.6
Set-91	1017.0	1017.0	0.0	3.4	3.4	3.6
Oct-91	1017.1	1016.8	-0.3	3.3	3.7	3.6
Nov-91	1021.1	1021.0	-0.2	3.4	3.6	3.5
Des-91	1024.7	1025.0	0.2	3.4	3.2	3.1
Gen-92	1023.6	1024.6	0.9	3.5	2.6	2.5
Feb-92	1023.4	1024.8	1.4	3.2	1.8	2.0
Mar-92	1020.2	1021.5	1.2	2.9	1.7	1.9
Abr-92	1016.5	1017.3	0.8	3.1	2.3	2.1
Mai-92	1016.0	1016.6	0.5	2.9	2.4	2.6
Jun-92	1016.3	1016.0	-0.3	2.9	3.2	2.5
Jul-92	1015.7	1016.9	1.2	3.3	2.1	2.8
Ago-92	1017.0	1017.5	0.5	3.7	3.2	2.5
Set-92	1017.7	1018.8	1.1	3.4	2.4	2.5
Oct-92	1014.4	1015.8	1.3	3.3	2.0	2.0
Nov-92	1023.6	1025.4	1.8	3.4	1.6	1.7
Des-92	1017.9	1019.8	1.9	3.4	1.5	1.7
Gen-93	1026.9	1028.3	1.4	3.5	2.1	2.1
Feb-93	1020.7	1021.1	0.4	3.2	2.8	2.3
Mar-93	1017.3	1018.1	0.8	2.9	2.1	2.4
Abr-93	1015.5	1016.3	0.7	3.1	2.3	2.3
Mai-93	1013.9	1014.4	0.5	2.9	2.4	2.3
Jun-93	1016.9	1017.6	0.7	2.9	2.2	2.1
Jul-93	1015.7	1017.4	1.7	3.3	1.6	2.3
Ago-93	1015.5	1016.2	0.7	3.7	3.0	2.4
Set-93	1016.1	1016.9	0.8	3.4	2.6	2.8
Oct-93	1014.5	1015.1	0.5	3.3	2.8	2.5
Nov-93	1016.8	1018.0	1.2	3.4	2.2	2.3
Des-93	1024.0	1025.4	1.4	3.4	2.0	1.8
Gen-94	1021.7	1024.1	2.4	3.5	1.1	2.2
Feb-94	1019.2	1019.0	-0.2	3.2	3.4	1.8
Mar-94	1020.1	1022.2	2.0	2.9	0.9	1.9
Abr-94	1017.0	1018.6	1.6	3.1	1.5	2.1
Mai-94	1015.4	1014.6	-0.9	2.9	3.8	2.5
Jun-94	1017.5	1018.2	0.7	2.9	2.2	3.0
Jul-94	1015.7	1016.1	0.4	3.3	2.9	2.9
Ago-94	1015.4	1015.6	0.2	3.7	3.5	3.1
Set-94	1016.0	1016.5	0.4	3.4	3.0	3.1
Oct-94	1015.4	1015.9	0.5	3.3	2.9	3.0
Nov-94	1020.9	1021.1	0.1	3.4	3.3	3.2
Des-94	1026.4	1026.3	-0.2	3.4	3.6	3.4
Gen-95	1024.0	1027.2	3.2	3.5	0.3	
Feb-95	1021.0	1024.1	3.1	3.2	0.1	
Mar-95	1015.0	1018.9	3.9	2.9	-0.9	
Abr-95	1012.7	1016.2	3.5	3.1	-0.4	
Mai-95	1013.3	1016.5	3.2	2.9	-0.2	
Jun-95	1012.2	1014.5	2.3	2.9	0.6	
Jul-95	1012.1	1015.2	3.1	3.3	0.2	
Ago-95	1011.8	1014.6	2.8	3.7	0.9	
Set-95	1013.9	1017.1	3.2	3.4	0.2	
Oct-95	1015.9	1019.0	3.1	3.3	0.3	
Nov-95	1014.0	1017.4	3.4	3.4	0.0	
Des-95	1012.1	1015.0	2.9	3.4	0.5	

Taula 3. Càlcul de la divergència entre la pressió de San Fernando i de Gibraltar-Lisboa, i del valor de correcció corresponent per a cada mes del període 1988-1995 (es posen en negreta els mesos anòmals).

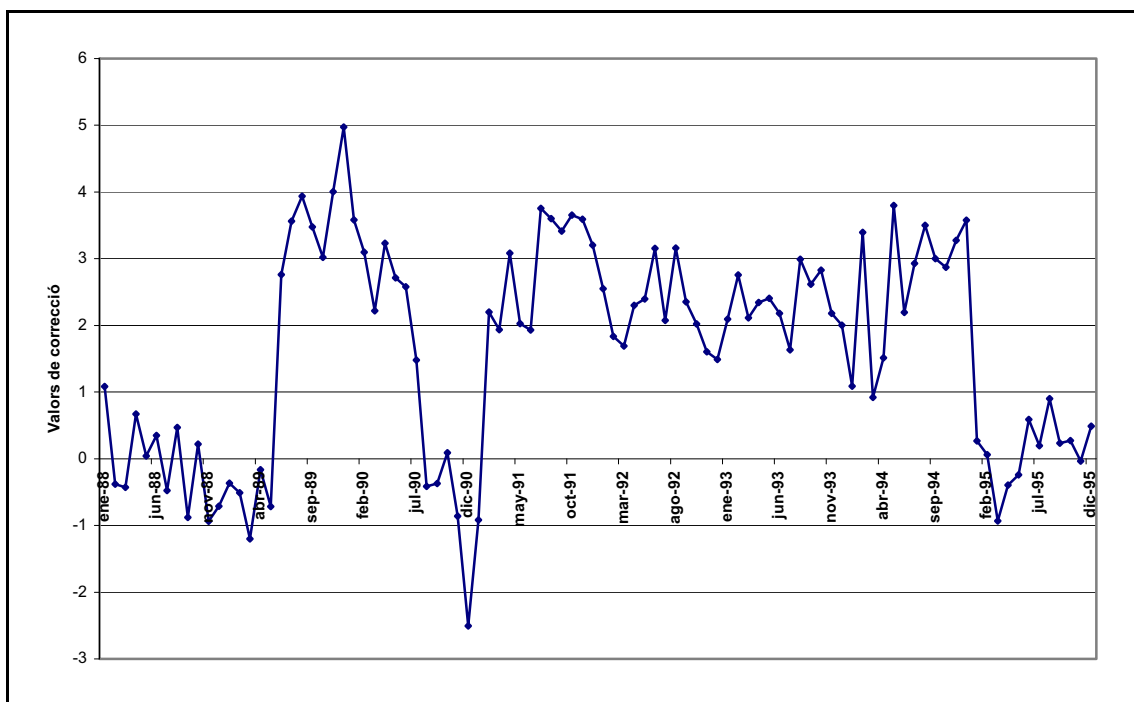


Figura 11. Representació dels valors de correcció per a cada mes individualment des de gener de 1988 fins a desembre de 1995.

1.3.2.3. Representació de la sèrie de pressió de San Fernando homogeneïtzada

Es representa anualment la sèrie de pressió de San Fernando homogeneïtzada integrant tot el període d'estudi (Figura 12). Les oscil·lacions de la sèrie són visualment dins la normalitat. Un període inicial amb pressions més baixes, que a principis del segle XX augmenten per disminuir als 60 i 70, i recuperant-se a finals de segle. En el període d'estudi manquen 95 dies (0.14% dels 65.744 dies totals). El càlcul de la mitjana mensual de pressió s'ha realitzat sempre i quan el nombre de dies que manquessin en un cert mes no fos superior a deu, i d'un any, que no faltés ni un mes. Els 95 dies no es concentren en determinats mesos, per tant, el nombre de mesos incomplets és 0, i en conseqüència, d'anys també és 0.

Si comparem les mitjanes de pressió obtingudes per a San Fernando i Pàdua amb els *plots* de pressió superficial al nivell del mar del període 1951-2000 (Figura 2), Pàdua és inserida en la isòbara de 1015.5 hPa, valor molt proper a la mitjana calculada de 1015.8 hPa. Però, la sèrie de San Fernando té una mitjana de pressió calculada molt inferior a 1017 hPa, que és el valor de la isòbara que l'inclou en el *plot*. D'aquesta manera, es torna a corroborar que el registre de pressió de l'observatori naval no està reduïda al nivell del mar.

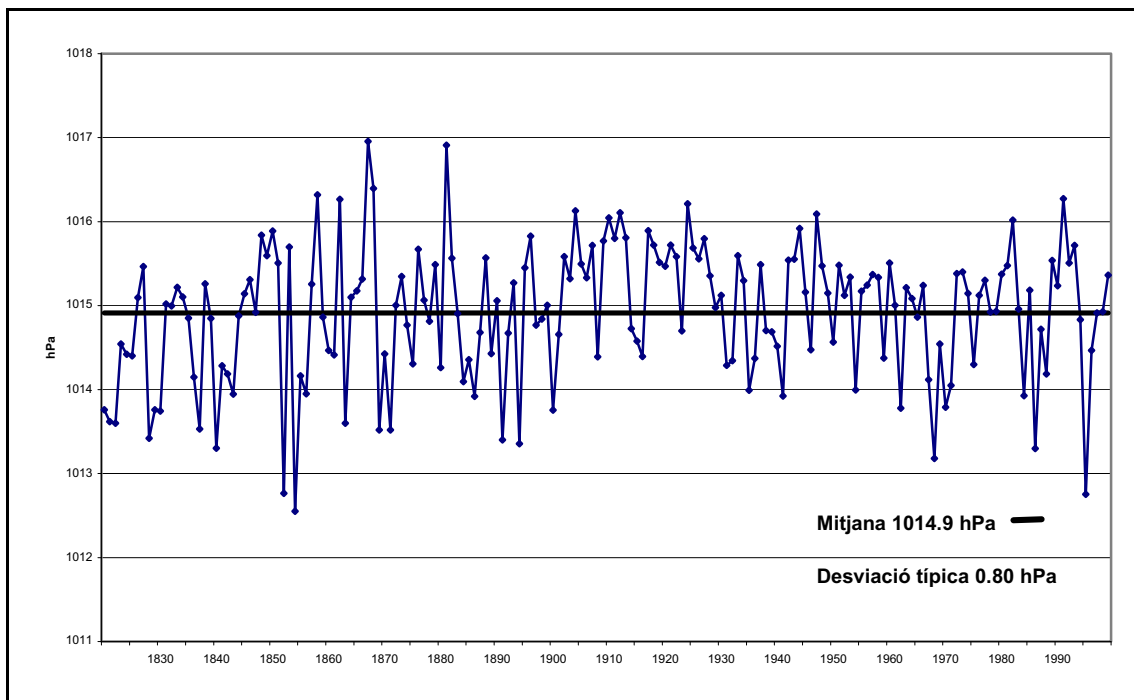


Figura 12. Sèrie de pressió anual de San Fernando homogeneïtzada (1821-2000).

La desviació típica és més elevada a Pàdua que a San Fernando. A la Vall del Po s'alternen anticiclons hivernals centreeuropeus amb pressions molt elevades, en ocasions més altes que les de l'anticicló dinàmic de les Açores, i baixes orogràfiques profundes al Golf de Gènova. San Fernando es troba sota el predomini de l'anticicló de les Açores durant la major part de l'any, a excepció de l'hivern quan es desprenen baixes circumpolars.

1.4. CONSTRUCCIÓ DEL TRANSECTE DE LA WeMO

Una vegada homogeneïtzades les sèries de San Fernando i Pàdua, procedim a traçar el segment que uneix els observatoris en una projecció UTM *European Datum 1950*. És una recta, aproximadament, paral·lela a la línia de costa dels Països Catalans. A més, l'àrea d'estudi s'ubica precisament enmig del transecte.

A la introducció, ja s'ha fet referència a què una de les principals motivacions per construir un nou patró de teleconnexió era el fet que la NAO no expliqués gaire la variabilitat pluviomètrica a la façana oriental de la Península Ibèrica. Per tant, en aquesta tesi també es realitzen anàlisis amb la NAO per comparar amb la WeMO.

Com a extrem septentrional del dipol de la NAO s'empra Reykjavik, a la costa sud-oest d'Islàndia, i per al meridional en poden ser varis: Ponta Delgada, Lisboa o Gibraltar. En les anàlisis mensuals i anuals d'aquesta tesi s'usa Gibraltar (Jones *et al.*, 1997, CRU). Aquest enclavament escollit és un punt molt proper a la regió gaditana, i per tant, serveix com a nòdul de rotació del patró de la NAO cap al Mediterrani, esdevenint-ne la WeMO (Figura 13). A més, l'índex de la NAO més funcional per a la Península Ibèrica als mesos hivernals és emprant la sèrie de Gibraltar (Pozo-Vázquez *et al.*, 2000; Jones *et al.*, 2003). Tot i que ambdós patrons tenen un nexa d'unió, no implica que hagin de tenir comportaments correlacionats tal com es comprova més endavant en aquest primer capítol, i en altres. En les anàlisis diàries, per disponibilitat de dades, s'usa San Fernando com a alternativa de Gibraltar, i Stykkishólmur (a la costa oest d'Islàndia) que substitueix Reykjavik.

La longitud del segment⁴ de la WeMO és aproximadament la meitat de la del segment de la NAO en la projecció UTM de la Figura 13. Així que, cal qualificar la WeMO com un patró de teleconnexió, de baixa freqüència (de moment), regional.

Les sèries de pressió dels dipols dels patrons de variabilitat, per norma, es correlacionen oposadament. En conseqüència, procedim a correlacionar les sèries de San Fernando i Pàdua entre elles, anualment i per mesos (Taula 4). En contrapronòstic, totes les correlacions són positives i significatives al 0.01. No obstant, aquests resultats no anul·len la WeMO com a patró de variabilitat, sinó que es corrobora la seva escala regional. Pàdua i San Fernando es troben relativament a prop dins el context europeu; doncs, ambdós punts s'inclouen dins la mateixa meitat de la Mediterrània. És ben sabut que existeix una oscil·lació oposada entre ambdues meitats que es fa palesa amb el MOi. La causa cal atribuir-la al fet que la λ de l'ona de Rossby encaixa perfectament amb la longitud de la conca mediterrània (Maheras *et al.*, 1999a, 1999b). D'aquesta manera, en trobar-se els dos punts del dipol,

⁴ Les longituds reals dels segments només són mesurables en una projecció gnomònica.

pràcticament, a dins la mateixa subconca de la Mediterrània (l'occidental), és a dir, dins la mateixa meitat de l'ona, un augment o disminució de pressió serà proporcionalment igual en ambdós observatoris.



Figura 13. Segments que uneixen els observatoris representatius dels dipòls de la NAO i de la WeMO. (Projecció *Universal Transversa de Mercator – UTM–*, Datum *European 1950*, fus 31N).

Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ag	Set	Oct	Nov	Des	Anual
0.57	0.58	0.52	0.27	0.40	0.41	0.31	0.39	0.35	0.44	0.37	0.43	0.41

Taula 4. Correlacions entre les sèries de pressió de San Fernando i de Pàdua (1821-2000).

1.5. CÀLCUL DELS VALORS DEL WeMOi

1.5.1. RESOLUCIÓ MENSUAL, ESTACIONAL I ANUAL

El càlcul de l'índex es realitza estandarditzant per separat cada sèrie del dipol. Per obtenir un valor mensual de cadascuna d'ambdues sèries de pressió atmosfèrica, es fa la mitjana de tots els valors diaris. A aquest valor se li ha de restar la mitjana de pressió del mes en qüestió del període convencional 1961-1990. Seguidament, dividir-ho per la desviació típica del mes en qüestió del mateix període (1961-1990). És a dir, el valor normalitzant de gener de 1981 d'una de les dues sèries del dipol és el resultat de calcular la mitjana de tots els valors diaris de pressió del gener de 1981. En aquest resultat se li resta la mitjana de tots els valors de pressió dels mesos de gener compresos en el període 1961-1990, i posteriorment dividir-ho per la desviació típica dels mesos de gener compresos en el mateix període convencional. Finalment, per obtenir el valor estandarditzat de la WeMO, només cal restar al valor estandarditzat de San Fernando del mes de gener de 1981 el valor estandarditzat de Pàdua del mes de gener de 1981. Es resta Pàdua a San Fernando perquè la fase més freqüent, un anticicló al sud-oest ibèric i una baixa al nord d'Itàlia, coincideixi amb la fase positiva.

Ex. WeMOi de gener de 1981,

$$Z_{\text{WeMOi Gen 1981}} = \left\{ (P_{\text{Gen 1981 SF}} - X_{\text{SF 1961-1990}}) / \delta_{\text{SF 1961-1990}} \right\} - \left\{ (P_{\text{Gen 1981 PD}} - X_{\text{PD 1961-1990}}) / \delta_{\text{PD 1961-1990}} \right\},$$

on P, pressió, SF, San Fernando, PD, Pàdua, X, mitjana i δ , desviació típica.

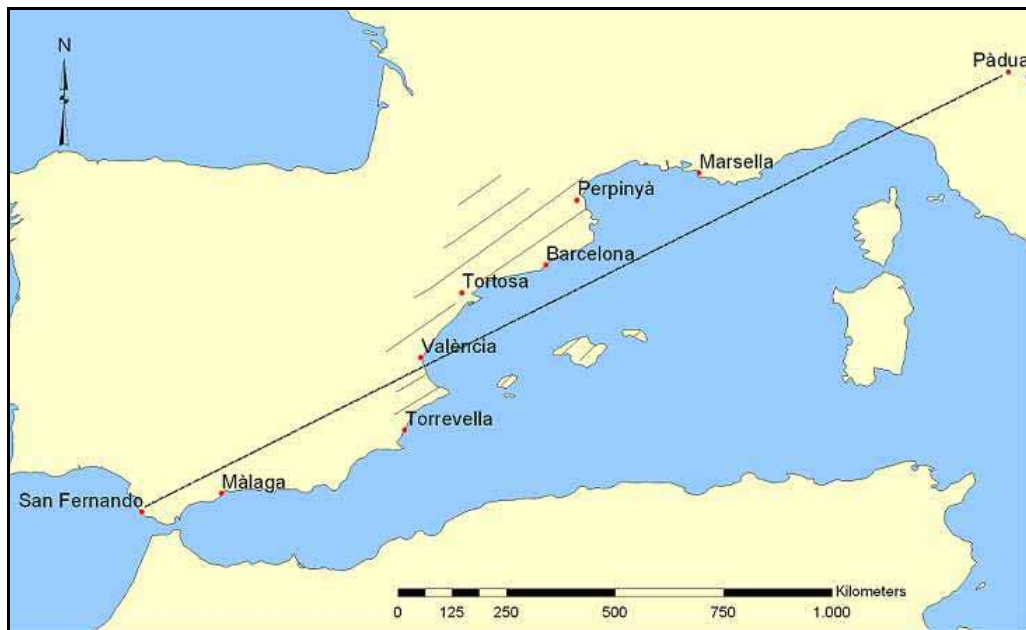
Per obtenir els valors estacionals, es fa la mitjana dels valors mensuals estandarditzats corresponents a cada estació de l'any. Per exemple, la tardor de 1981 és igual a la mitjana dels valors mensuals estandarditzats del WeMOi de setembre, octubre i novembre de 1981. Per als valors anuals, es calcula la mitjana dels valors estandarditzats dels 12 mesos de l'any.

1.5.2. RESOLUCIÓ DIÀRIA

1.5.2.1. Procediment de càlcul

L'aplicació diària del WeMOi és una aportació metodològica d'aquesta tesi. És una nova tècnica d'estudi perquè converteix el caràcter de variabilitat de baixa freqüència de l'índex en alta freqüència. No obstant, és una aplicació coherent si a les nostres latituds tenim una pressió amb un comportament temporal força menys contrastat que a les altes latituds (Gil Olcina i Olcina Cantos, 1997). De totes maneres, existeixen pocs precedents en la utilització de patrons de circulació de baixa freqüència a resolució diària: Baldwin i Dunkerton (1999, 2001, 2005) amb el *Northern Annular Mode* (NAM), l'AO i la NAO; Beniston i Jungo (2002) i Peña *et al.* (2006) amb la NAO; altres treballs fets anteriorment per l'autor de la present tesi amb la WeMO i la NAO (Martin-Vide i Lopez-Bustins, 2004, 2006; Lopez-Bustins i Azorin-Molina, 2004, 2005). Camuffo *et al.* (2006) fan també alguna aplicació secundària, paral·lelament, del WeMOi a resolució diària en comparar-lo amb la variabilitat de la pressió dia a dia de la sèrie de Pàdua.

Per definir el procés de càlcul del WeMOi a resolució diària s'usarà aquell mètode que sigui més ajustat a la precipitació diària. El test es realitza amb 7 observatoris de referència i principals del conjunt del Mediterrani Nord-occidental: Marsella, Perpinyà, Barcelona, Tortosa, València, Torrevella i Màlaga. S'usa la precipitació diària del període 1951-2000. Cinc de les set sèries es troben en el litoral dels Països Catalans. I les altres dues, al nord i sud d'aquests. Aproximadament, hi ha una equidistància entre els 7 observatoris situats a la línia de la costa del quadrant nord-occidental del Mediterrani (Figura 14). Aquests observatoris s'usaran per a les anàlisis diàries de precipitació de la tesi, tant per a l'anàlisi de variabilitats com per a l'aplicació del WeMOi. Es prendran com a observatoris de primera categoria per la seva alta fiabilitat. La font de 6 observatoris dels 7 és avalada pel projecte europeu *European Climate Assessment & DATASET* (ECA&D), que té com a finalitat l'elaboració d'una extensa base de dades d'Europa a resolució diària de distintes variables. De cada país s'aconsegueixen les millors, i seguidament, s'analitza la seva homogeneïtat i es penjen a la pàgina web oficial del projecte per donar-ne difusió. Les sèries de Perpinyà i Marsella foren cedides al projecte pel Sr. Pierre Bessemoulin de *Météo-France*. Les dades de Tortosa, València, Torrevella i Màlaga foren aportades pel Sr. José Antonio López de l'INM. Amb ambdós meteoròlegs es tingué correspondència electrònica perquè corroboressin l'ajustament al dia D pluviomètric de les sèries. El mal ajustament al dia D pluviomètric, en confondre's sovint amb el dia civil D+1, és una de les correccions més difícils per fer en totes les sèries pluviomètriques diàries (Armegot Serrano, 2002). En els subapartats següents, es farà referència a les discrepàncies pluviomètriques entre el dia D i el dia civil (D+1), així com l'ajustament al dia D de la sèrie de l'Observatori Fabra de Barcelona. Aquestes sèries de Barcelona (Gázquez i Prohom, 2004) i de Tortosa (Solé, 2004) són les de referència de Catalunya per la seva longevitat (principis s. XX) i fiabilitat observacional.



Marsella (França): Fora de l'àrea dels Països Catalans pel nord. 43:18:18N-05:23:48E. Font: ECA&D. Sèrie única de l'observatori *Palais-Lonchamp*. 75 m. Número i codi de l'estació: 97/13055001. Es disposa del 99.63% dels dies del període 1951-2000.

Perpinyà: Nord dels Països Catalans. 42:44:18N-02:52:24E. Font: ECA&D. Sèrie única de l'aeròdrom de la Llavanera. 42 m. Número i codi de l'estació: 117/66136001. Es disposa del 100% dels dies del període 1951-2000.

Barcelona: Nord-est dels Països Catalans. 41:25:05N-02:07:27E. Font: INM i Butlletins Anuals de l'observatori. Sèrie única de l'Observatori Fabra (Serra de Collserola). 420.11 m. Codi INM de l'estació: 200E. Es disposa del 100% dels dies del període 1951-2000.

Tortosa: Centre dels Països Catalans. 40:49:14N-00:29:29E. Font: INM i ECA&D. Sèrie única de l'Observatori de l'Ebre situat a Roquetes. 48 m. Número i codi de l'estació: 729/9981A. Es disposa del 100 % dels dies del període 1951-2000.

València: Centre de la meitat sud dels Països Catalans. 39:28:48N-00:22:52W. Font: INM i ECA&D. Sèrie única dels Vivers. 11 m. Número i codi de l'estació: 732/8416. Es disposa del 100 % dels dies del període 1951-2000.

Torrevella: Sud dels Països Catalans. 37:58:38N-00:42:39W. Font: ECA&D. Sèrie única de la Laguna de Torrevella. 1 m. Número i codi de l'estació: 726/7038. Es disposa del 100 % dels dies del període 1951-2000.

Màlaga: Fora de l'àrea dels Països Catalans pel sud. 36:40:00N-04:29:17W. Font: ECA&D. Sèrie única de l'aeroport de Màlaga. 7 m. Número i codi de l'estació: 713/6155. Es disposa del 100% dels dies del període 1951-2000.

Figura 14. Mapa d'ubicació dels observatoris de referència per a l'anàlisi de precipitació diària en el marc sinòptic de la Mediterrània Occidental.

Hi ha 9 procediments diferents d'estandardització diària del WeMOi per aplicar a la precipitació diària dels observatoris anteriors. Els 9 processos són (1 gener com a exemple) (Taula 5):

- Estandarditzar primer: es calcula estandarditzant primer cada sèrie del dipol i després restar:
 - WeMOi diari (Dr): s'estandarditza cada sèrie del dipol prenent la mitjana i la desviació típica segons el període 1961-1990 de tots els dies 1 de gener.
 - WeMOi mensual (Ms): s'estandarditza cada sèrie del dipol prenent la mitjana i la desviació típica segons el període 1961-1990 de tots els dies dels mesos de gener.
 - WeMOi estacional (St): s'estandarditza cada sèrie del dipol prenent la mitjana i desviació típica segons el període 1961-1990 de tots els dies dels mesos de hivern (desembre, gener i febrer).
 - WeMOi anual (An): s'estandarditza cada sèrie del dipol prenent la mitjana i la desviació típica segons el període 1961-1990 de tots els dies de l'any (des de l'1 de gener al 31 de desembre).

- Restant primer (RP): es calcula restant primer els dipols baromètrics de forma bruta (resta simple) i després s'estandarditza pels processos idèntics anteriors:
 - WeMOi diari (RPDr).
 - WeMOi mensual (RPMs).
 - WeMOi estacional (RPSt).
 - WeMOi anual (RPAAn).

- Resta simple (RS): es calcula la diferència d'hPa bruta entre ambdós dipols baromètrics. (A priori, no recomanable perquè la pressió atmosfèrica de San Fernando no està reduïda a nivell del mar).

1951-2000	Marsella	Perpinyà	Barcelona	Tortosa	València	Torrevel·la	Màlaga
Dr	-0.075	-0.160	-0.137	-0.194	-0.185	-0.125	-0.237
Ms	-0.079	-0.167	-0.146	-0.203	-0.192	-0.129	-0.251
St	-0.078	-0.168	-0.149	-0.202	-0.193	-0.125	-0.258
An	-0.086	-0.180	-0.172	-0.217	-0.208	-0.134	-0.273
RPDr	-0.036	-0.134	-0.105	-0.165	-0.164	-0.109	-0.193
RPMs	-0.039	-0.141	-0.112	-0.173	-0.170	-0.114	-0.200
RPSt	-0.042	-0.144	-0.118	-0.175	-0.174	-0.113	-0.206
RPAAn	-0.054	-0.159	-0.144	-0.194	-0.194	-0.127	-0.223
RS	-0.054	-0.159	-0.144	-0.194	-0.194	-0.127	-0.223

Taula 5. Coeficients de correlació (r-Pearson) entre els diferents valors del WeMOi diari i la precipitació diària dels 7 observatoris de referència durant el període 1951-2000.

Totes les correlacions són significatives al 99% del nivell de confiança, car el nombre de parelles correlacionat és molt alt, 18.263. **RPAn** i **RS** donen correlacions idèntiques. És lògic, ja que en el procediment **RPAn** s'està multiplicant i dividint tots els dies de **RS** pels mateixos valors. Indiscutiblement, el mètode **An** és el més adequat quant a la bondat de la correlació amb la precipitació per al càlcul dels valors del WeMOi a resolució diària.

Ex. WeMOi de l'1 de gener de 1981,

$$Z_{\text{WeMOi 1 Gen 1981}} = \left\{ (P \text{ 1 Gen SF} - X_{\text{SF 1961-1990}}) / \delta_{\text{SF 1961-1990}} \right\} - \left\{ (P \text{ 1 Gen PD} - X_{\text{PD 1961-1990}}) / \delta_{\text{PD 1961-1990}} \right\}$$
, on P, pressió, SF, San Fernando, PD, Pàdua, X, mitjana, i δ , desviació típica.

Amb l'**An** s'obtenen uns coeficients de correlació més elevats que amb els altres procediments. Tanmateix, usant aquest mètode es detecten totes les llevantades (fase negativa de la WeMO) per febles que siguin. Sinó, aquells episodis dèbils marítims, a la tardor, passarien per desapercebuts davant les mitjanes profundament negatives dels mesos de tardor. Del mateix mode, llevantades febles dels mesos d'hivern sorgirien sobrevalorades a causa de les altes mitjanes del WeMOi durant els mesos hivernals (veure més endavant el calendari del WeMOi en l'apartat 2.8. del capítol 2).

A continuació, s'analitzen les correlacions movent un dia anterior i posterior seguint el procediment seleccionat, l'**An** (Taula 6). L'objectiu és validar que es tracta de sèries ben situades en el dia D. En els observatoris més septentrionals, Marsella i Perpinyà, predomina el dia D+1 per sobre del dia D. Però, en el cas dels més meridionals, Torrevella i Màlaga, el dia D és el predominant; a més, el dia D-1 té un pes major que el dia D+1. Si s'atén a la diferència dels coeficients d'entre el dia D-1 i D+1, es comprova que el fenomen és gradual de sud a nord anul·lant-se a València i invertint-se a Tortosa. Aquest fet podria ser a causa de l'evolució de les baixes atlàntiques profundes, que recorren freqüentment de sud-oest a nord-est el territori peninsular ibèric, seguint la trajectòria d'una ona de Rossby en el pla horitzontal. El dia posterior a un màxim negatiu del WeMOi s'afavoreix la precipitació més al nord, car la baixa ja ha deixat enrere el Golf de Cadis i es troba ben entrada a la conca mediterrània. Així doncs, s'afavoreixen uns fluxos del sud i sud-est, que donen precipitació important a la Costa Blava francesa i a la Catalunya Nord.

Aquest joc de coeficients de correlació fa palès acuradament l'evolució de les pertorbacions supramediterrànies mesoescalars, sovint realimentades per baixes fredes atlàntiques que llisquen pel ponent ibèric, que evolucionen amb el seu respectiu front de

retrocés⁵, de sud a nord per la Mediterrània Occidental (Estrela *et al.*, 2002; Azorín-Molina i López-Bustins, 2004) (Figura 15). En aquesta Figura 15, hi ha una Taula que mostra com les precipitacions s'estenen de sud a nord en l'evolució de l'episodi. El primer dia, és un front atlàntic que creua el sud de França, amb una certa fase positiva de la WeMO, deixant precipitacions a Perpinyà i a Marsella. Els dies següents es dibuixa una ona de Rossby exemplar, amb baixes pressions a l'Atlàntic oriental i altes pressions a Europa Occidental. En conseqüència, es desprèn una baixa a les latituds ibèriques que deixa precipitacions en el seu recorregut de sud-oest a nord-est de la Península Ibèrica fins a estrangular-se. Els mapes dels dies 9 i 10 gener, que mostren la fase més negativa de la WeMO durant l'episodi, es corresponen amb el màxim de pluges des de Torrevella a Perpinyà. No obstant, a Màlaga plou més abundantment el dia anterior al mínim del WeMOi (-2.50, 9 de gener), i a Marsella els dies posteriors. Per tant, la Figura 15 pot ajudar a interpretar les correlacions del dia D-1 i D+1 amb el WeMOi diari de la Taula 6. D'altra banda, la Taula 7 també conté indicis d'aquestes ondulacions del *jet-stream* polar quan la precipitació diària de Tortosa es correlaciona més satisfactòriament amb la precipitació de Marsella en el dia D+1, i amb la de Màlaga, en el dia D-1.

An 1951-2000	Marsella	Perpinyà	Barcelona	Tortosa	València	Torrevella	Màlaga
D-1	0.039	-0.088	-0.098	-0.153	-0.162	-0.110	-0.221
D	-0.086	-0.180	-0.172	-0.217	-0.208	-0.134	-0.273
D+1	-0.105	-0.186	-0.156	-0.178	-0.164	-0.103	-0.183
(D-1)-(D+1)	0.14	0.10	0.06	0.03	0.00	-0.01	-0.04

Taula 6. Coeficients de correlació entre el WeMOi (An) i la precipitació dels observatoris de referència a resolució diària durant el període 1951-2000 per al dia D-1, D i D+1. A la cinquena fila es mostra la diferència dels coeficients restant al dia D-1 el dia D+1.

Tortosa dia D 1951-2000	Marsella	Perpinyà	Barcelona	Tortosa	València	Torrevella	Màlaga
D-1	0.022	0.115	0.124	0.241	0.179	0.086	0.134
D	0.083	0.280	0.353	1.000	0.335	0.136	0.132
D+1	0.141	0.260	0.207	0.241	0.173	0.060	0.057

Taula 7. Coeficients de correlació entre la precipitació diària de Tortosa en el dia D i la precipitació diària en els dies D-1, D i D+1 dels 7 observatoris de referència durant el període 1951-2000.

⁵ Front de retrocés és un concepte definit pel CEAM (Centre d'Estudis Ambientals de la Mediterrània) (Millán *et al.*, 1995) que fa referència al mecanisme que permet en si mateix el desenvolupament d'una massa d'aire potencialment inestable sobre la Mar Mediterrània. Els fluxos de vent associats tenen un recorregut contrari a la circulació de l'oest, de retrocés, d'est a oest. La precipitació que desencadena és classificada d'origen mediterrani, i es caracteritza per ser, en molts episodis, torrencial. El mot que finalment s'ha establert per a la seva difusió internacional és *Backdoor Cold Front* (Millán *et al.*, 2005).

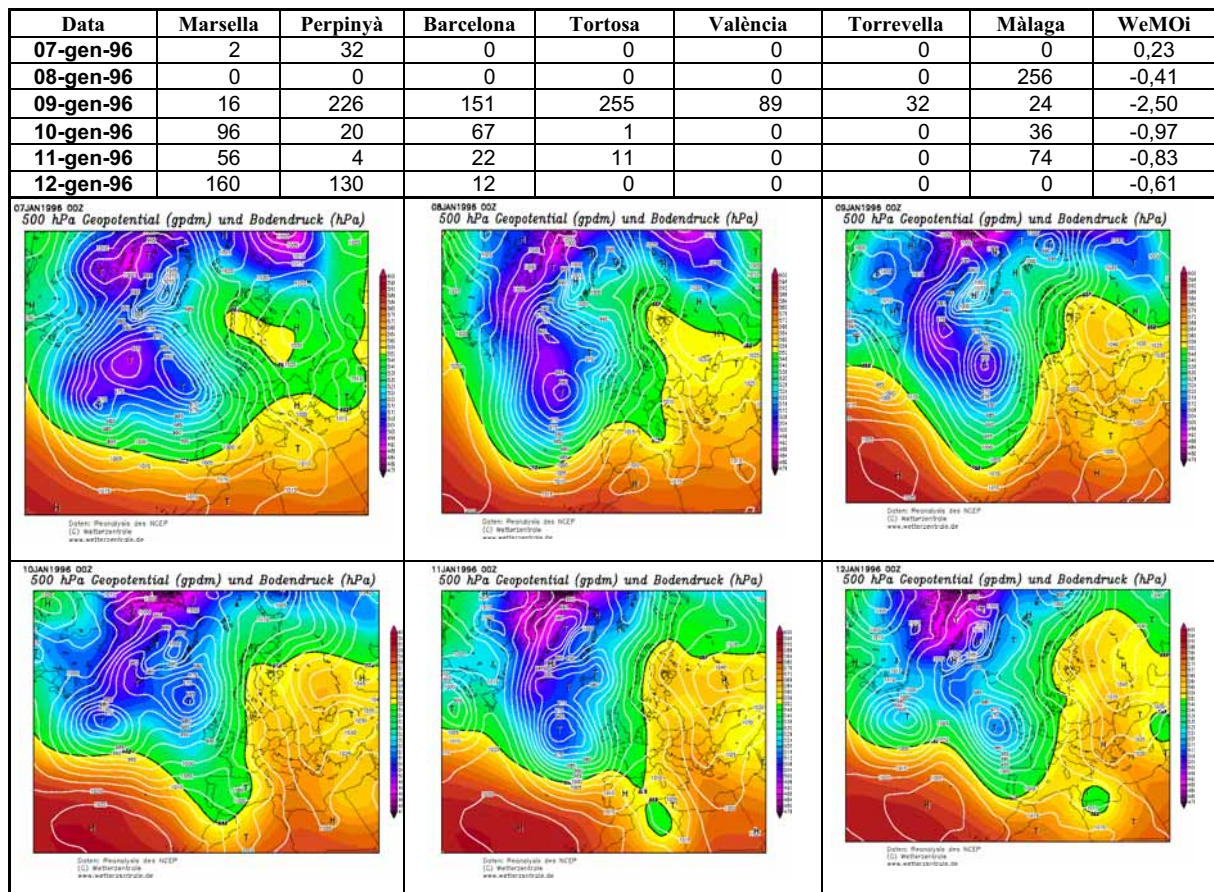


Figura 15. Exemple d'episodi de pluges moderades i generalitzades a la conca occidental de la Mediterrània: Registres de precipitació de cada observatori de referència a resolució diària en decilitres, valors diaris del WeMOi i mapes sinòptics de superfície i d'altura geopotencial a 500 hPa.

1.5.2.2. Ajustament de la sèrie diària de precipitació de l'Observatori Fabra 1951-2000 al dia D

Les dades de l'Observatori Fabra de Barcelona es mesuren de 8 h a 8 h del matí d' hora solar (*Universal Time, UT*). S'han emprat dades de l'INM, emplenant la totalitat dels buits amb les dades dels butlletins originals de l'observatori. Normalment, l'INM digitalitza la dada en el dia que s'anota en els butlletins. De 1951 a 1981 el registre pluviomètric és de 8 h a 8 h UT. A partir de 1982 hi ha un nou format dels quaderns o butlletins; les observacions són tres al dia: 7 h, 13 h i 18 h UT. Al 1985, s'amplia a quatre observacions diàries: 0 h, 7 h, 13 h i 18 h UT. No obstant, el dia pluviomètric sempre es manté de 8 h a 8 h o de 7 h a 7 h UT.

Els primers anys d'observació de l'Observatori Fabra, les dades estaven mal anotades en els butlletins, ja que es prenia nota de la quantitat en el dia civil D+1, en comptes de fer-ho en el dia pluviomètric D. No obstant, alguns anys que tenen les dades anotades correctament al dia D es poden córrer al dia D-1 per un cert ultraperfeccionisme de correcció (Armengot, 2002). Per tant, s'ha correlacionat cada any a resolució diària amb les estacions diàries disponibles i fiables més properes, Tortosa i Perpinyà (no es mostra).

De 1951 a 1978 les dades estaven mal emplaçades en el dia D+1. A excepció, per causes desconegudes, dels anys 1968, 1969 i 1973, que ja estaven ben ajustats al dia D; una de les possibilitats, és que l'INM ja hagués fet una bona correcció posterior en aquells anys concrets. No és fins a partir de 1979 que les dades ja estan ben anotades al dia D.

Les dades de Barcelona quasi sempre s'han ajustat al mateix dia D amb ambdós observatoris veïns, però, entre Tortosa i Perpinyà hi ha un desfasament d'un dia en la majoria d'anys. El dia D-1 de Tortosa es correlaciona millor amb el dia D de Perpinyà que amb el seu propi dia D. Això, concorda amb l'explicació de la trajectòria freqüent que tenen les baixes per la conca mediterrània de sud-oest a nord-est seguint l'ondulació pròpia de les ones de Rossby en el pla horitzontal.

1.5.2.3. Discrepància entre el dia meteorològic pluviomètric (de 7 h a 7 h UT) i el dia civil (de 0 h a 24 h UT) i la seva relació amb la pressió atmosfèrica diària

En un principi, es recomana el dia pluviomètric per la seva regularitat d'observació. Tanmateix, cal esbrinar la variabilitat de la pluviometria en les distintes franges horàries. Es poden donar quatre casos que donin dades distintes: a) precipitació concentrada només a la franja de 0 h a 7 h del dia D civil; b) precipitació concentrada només a la franja de 0 h a 7 h del dia D+1 civil o del dia D pluviomètric; c) precipitació a cavall d'ambdós intervals (ex. de 22 h del dia D civil a 3 h del dia D+1 civil); d) si la precipitació només es concentra de 7 h a 24 h del dia D civil, els valors seran els mateixos per a ambdues franges. (Figura 16).

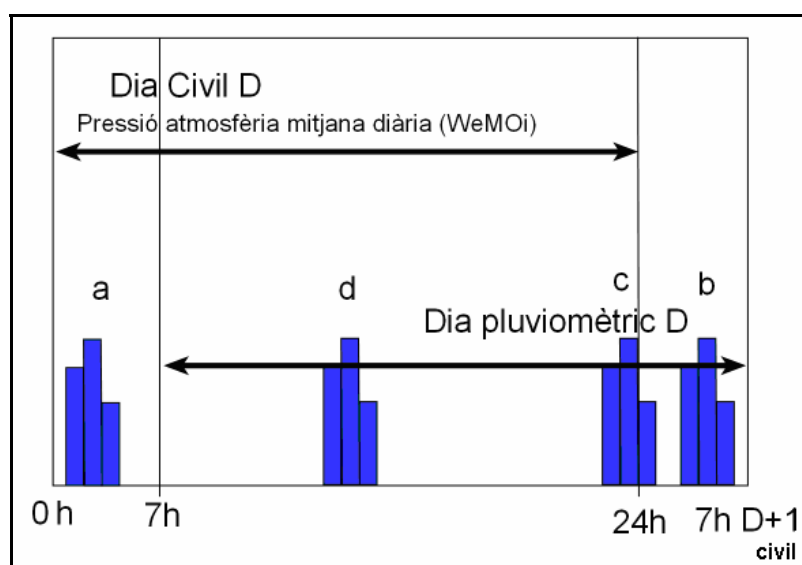


Figura 16. Franges horàries del dia civil D, de la pressió atmosfèrica mitjana diària (correspon al càlcul del WeMOi diari) i del dia pluviomètric D. Representació de cada cas segons l'interval horari de concentració de la precipitació.

Es fa un assaig amb sèries pluviomètriques de qualitat. S’han emprat les del Prat de Llobregat –aeroport– de 1951 a 2002, Tortosa –Observatori de l’Ebre de Roquetes– de 1954 a 2002, Montseny –Turó de l’Home– de l’1 de juliol de 1951 al 10 d’octubre de 1981 i Girona –aeroport– de l’1 de gener 1973 al 31 de maig de 2002 (Font: INM). S’han comptabilitzat els episodis superiors o iguals a 30 mm, 50 mm, 75 mm i 100 mm distingint entre l’interval horari pluviomètric i el civil (Taula 8).

Es donen altes discrepàncies en els observatoris de Girona i Montseny. No és una errada meteorològica sinó observacional. En moltes ocasions presumiblement, l’observador descuida la mesura de mitjanit, acumulant-se el total al dia següent, a les 7 h. Es tracta d’un problema clarament manifest en el criteri d’observació. Per tant, és més aconsellable treballar amb les dades del dia pluviomètric 7 h – 7 h, perquè s’ajusta millor amb la vida laboral i quotidiana dels observadors. A més, les sèries de precipitació diària emprades en aquesta tesi comencen al 1951, i en la majoria dels observatoris d’on provenen, durant els primers anys, l’única mesura que es prenia era a les 7 h UT.

Els casos de Tortosa i del Prat de Llobregat mostren petites diferències en el nombre de dies de precipitació per sobre dels llindars establerts a causa de la distribució horària natural de la pluja.

0-24 h/ 7-7 h UT	≥30 mm	≥50 mm	≥75 mm	≥100 mm
El Prat de Ll.	235/230 - 4.3	90/88 - 1.1	31/35 - 6.1	17/16 - 3.0
Tortosa	200/204 - 1.0	77/74 - 2.0	23/23 - 0	8/8 - 0
Montseny	45/275 - 71.9	15/124 - 78.4	4/59 - 87.3	0/30 - 100.0
Girona	10/154 - 87.8	0/52 - 100.0	0/13 - 100.0	0/6 - 100.0

Taula 8. Nombre de casos de ≥ 30 mm, ≥ 50 mm, ≥ 75 mm i ≥ 100 mm segons la franja horària pluviomètrica o civil. En cursives es mostra el % de discrepància entre ambdós intervals horaris.

1.5.2.4. Distribució de freqüències del WeMOi diari (1951-2000)

Per a l’anàlisi de la distribució de freqüències del WeMOi diari se selecciona el període 1951-2000. També és l’interval temporal de referència de la present tesi per a la majoria d’anàlisis, entre elles la del WeMOi diari amb la precipitació diària. La mostra temporal 1951-2000 compta amb 18.182 dies que tenen valor del WeMOi (99.6%). Aquesta mostra, amb un límit superior de +5.99 i inferior de -5.90, es distribueix amb intervals de classe de 0.25, essent la classe modal (-0.25, 0). La distribució, tot i que es mostra bastant simètrica, no és gaussiana segons el test de Kolmogorov-Smirnov a causa del elevat contingent de casos (18.182 casos) ($D_{\max} = 0.0465572$) (Figura 17). No obstant, els coeficients

d'asimetria (+0.26) i curtosi (+1.20) no indiquen un distanciament significatiu de la normalitat en trobar-se en el rang aproximatiu de -2 a +2. Si se superessin aquests llindars, aquest allunyament seria propens a invalidar qualsevol test estadístic respecte a la desviació normal. El primer coeficient indica que la distribució dels valors diaris del WeMOi es troba esbiaixada positivament, d'aquí que presenti una certa cua cap a la dreta, malgrat que l'acumulació del major nombre de casos sigui en els intervals lleugerament negatius, (-0.25, 0) i (-0,5, -0,25). El valor positiu del coeficient de curtosi es reflecteix amb un histograma clarament leptocúrtic.

Els nombres de dies amb un valor del WeMOi positiu (8.554 dies, 47.0%) i negatiu (9.628 dies, 53.0%) són ambdós pròxims al voltant del 50% del total dels dies. Aquest equilibri percentual entre els valors positius i negatius, fins i tot, millora si s'amplia la mostra temporal. El període 1870-2000 compta amb 47.263 dies (98.8% dels 47.847 dies totals), dels quals 23.443 dies (49.6%) tenen un valor del WeMOi positiu, i 23.820 (50.4%) amb un de negatiu. El WeMOi té valor en 64.295 dies (97.8% dels 65.744 dies totals) de tot el període d'anàlisi 1821-2000, en 31.731 dies (49.4%) amb valor positiu i en 32.564 dies (50.6%) amb valor negatiu. El predomini dels valors negatius del WeMOi diari és un tret característic de tots els períodes.

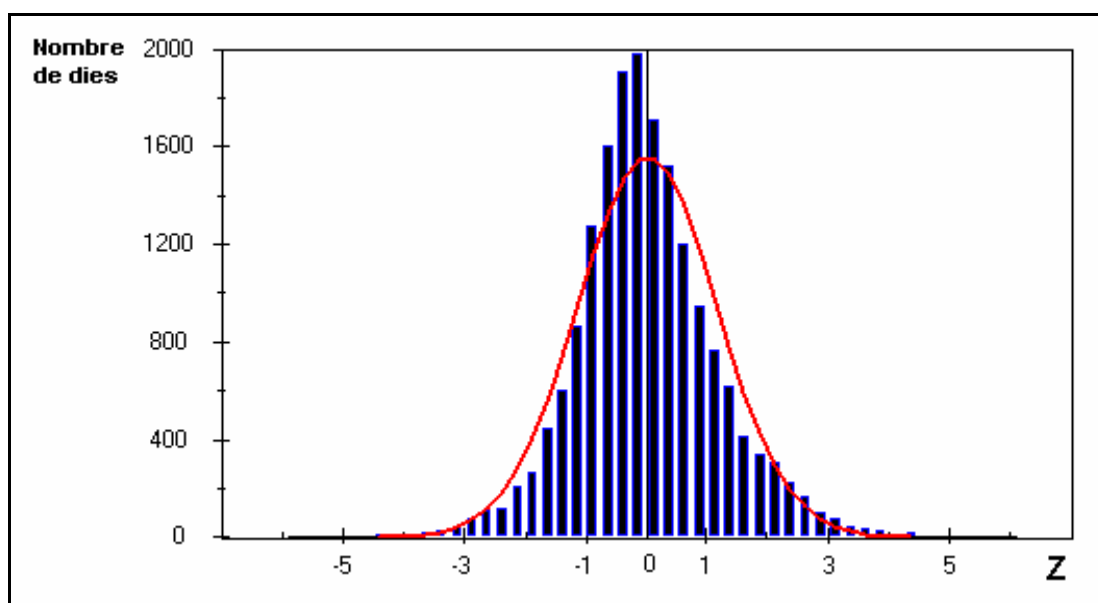


Figura 17. Histograma de freqüències del WeMOi diari (1951-2000) i ajustament per una distribució normal (la distància dels intervals de classe és de 0.25)⁶.

⁶ Els intervals de classe de les distribucions de freqüències dels valors diaris del WeMOi poden ser oberts o tancats perquè aquests valors tenen varis decimals en ser resultat d'una diferència de valors normalitzats. Els valors diaris del WeMOi mai seran nombres enters.

1.6. EVOLUCIÓ TEMPORAL DEL WeMOi (1821-2000)

Igual que molts dels patrons de variabilitat de l'hemisferi nord, com la NAO o l'AO, la WeMO té la seva major dinàmica durant la meitat freda de l'any. L'anàlisi del WeMOi hivernal, incloent des de desembre a març, mostra fases de signe oposat, visible mitjançant un ajustament polinomial de tercer grau (Figura 18). Durant tot el segle XIX, la WeMO presenta una fase amb valors predominantment negatius, fins i tot fora del període dels germans Urrutia, mentre que des de l'inici del segle XX fins a finals de la dècada dels 60 la fase és positiva. En el curs de les tres últimes dècades del segle XX, s'alternen grups d'anys amb valors positius i negatius del WeMOi, mostrant una tendència general a la davallada.

Aquest gràfic també serveix per validar una homogeneïtzació visual de l'índex. No presenta trams anòmals quant a valors ni a variabilitat. Tot i això, el període dels germans Urrutia (1821-1869) es contempla cautelosament en algunes anàlisis, ja que és l'únic tram on apareixen molts anys consecutius amb valors negatius. Això, en principi, és a causa del registre erroni, ja comentat en el subapartat 1.3.2.1. d'aquest mateix capítol, on es registra una pressió lleugerament inferior a la real durant els mesos d'hivern. No obstant, no es descarta que s'haguessin donat fases negatives extremes de la WeMO a mitjans del segle XIX arran de les últimes oscil·lacions de la Petita Edat de Gel (Oliva *et al.*, 2006).

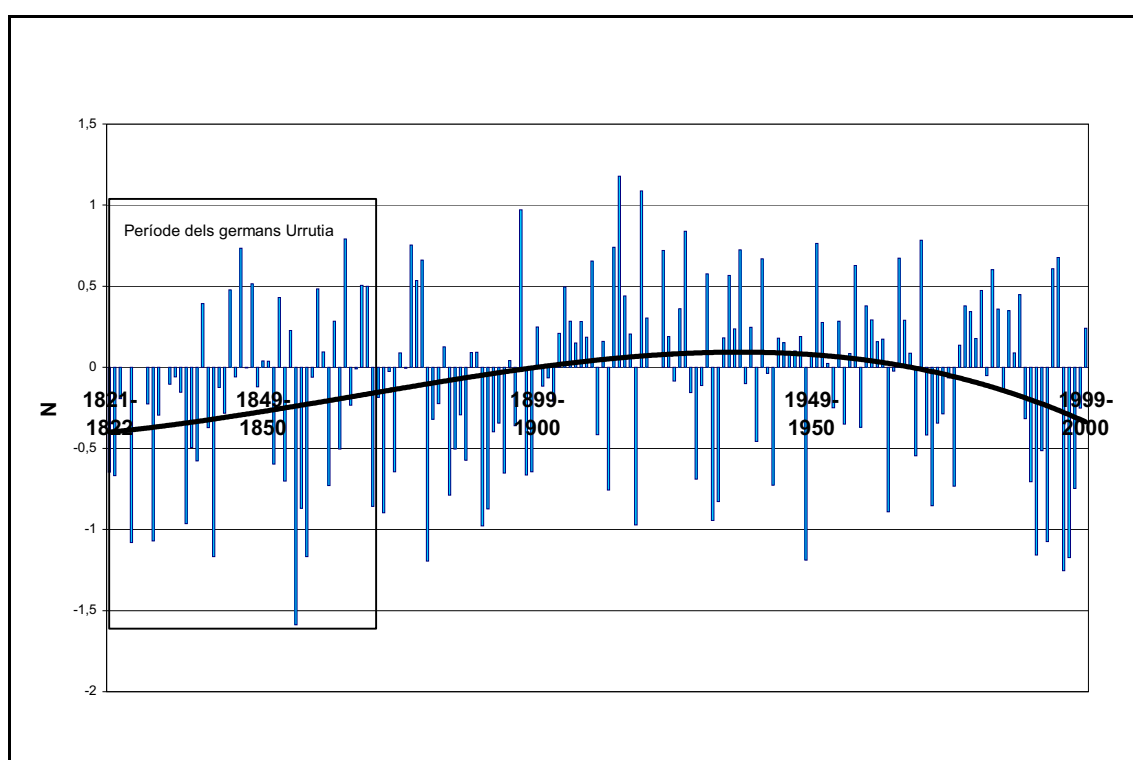


Figura 18. Evolució del WeMOi hivernal (desembre, gener, febrer i març) (1821/1822-1999/2000).

1.7. CORRELACIÓ I VALIDACIÓ DEL WeMOi AMB ALTRES ÍNDEXS

Tal com s'ha mencionat amb anterioritat, la MO està fortament modulada a l'hivern per altres patrons situats més al nord, com la NAO o l'AO. Per tant, està lligada al vòrtex polar (Dükeloh i Jacobeit, 2003). En canvi, la WeMO mostra una major independència de les dinàmiques externes de la conca mediterrània que la MO a l'hivern, així n'és un indicador la nul·la correlació⁷ existent entre aquests dos índexs mediterranis. Tot i que la correlació trobada a l'hivern (de desembre a març) entre el NAOi i el WeMOi és positiva, no és significativa al 0.05 (Taula 9). El mateix succeeix amb l'oscil·lació de l'Atlàntic Est (EA), el qual també ubica els seus pols a l'Atlàntic Nord però amb un fort lligam subtropical. El comportament diferenciat entre la WeMO i la NAO, i la WeMO i l'AO es mereix una atenció especial per l'alta correlació existent entre l'AOi i la NAOi⁸. Durant els períodes hivernals de la segona meitat del segle XX, el WeMOi està negativa i significativament correlacionat amb l'AOi ($r = -0.39$, p -valor = 0.0055), i també, encara que lleugerament, amb l'índex de l'Euràsia-1 (EU-1) o índex SCAND (Escandinàvia) ($r = -0.30$, p -valor = 0.0379) (Taula 9). En conseqüència, se'n dedueix una certa influència, però, en un sentit oposat, del vòrtex polar. La relació negativa entre la conca de la Mediterrània Oriental i el patró Euràsia-2 (EU-2) o Atlàntic Est/ Rússia Occidental (Krichak i Alpert, 2005) perd importància a l'àrea d'estudi de la tesi, la conca occidental, en no haver-hi correlació significativa al 0.05 entre aquest índex i el WeMOi (Taula 8). No obstant, Vázquez (1999) detecta una influència de l'EU-2 notable, per darrera de la NAO, en la precipitació hivernal de la Península Ibèrica

El Niño – Oscil·lació del Sud (ENSO) mostra una relació lleument negativa amb el WeMOi no significativa, la qual recordaria una possible correlació positiva entre La Niña (valors positius de l'índex) i la precipitació en àrees de la Península Ibèrica que estan a sotavent de l'Atlàntic (Rodó *et al.*, 1997); Laita i Grimalt (1997) troben un increment de dies ciclònics a la Mediterrània Occidental en episodis de La Niña. Finalment, l'oscil·lació quasi-biennal dels vents de la baixa estratosfera equatorial (QBO) no mostra cap relació definida (Taula 9).

Els resultats validen la recerca i formulació d'un nou patró de variabilitat propi per a la conca de la Mediterrània Occidental perquè el WeMOi està, certament, connectat amb els

⁷ El MOi presenta una nul·la correlació amb el WeMOi per al conjunt de l'hivern (de desembre a març), però té una certa correlació positiva al mes de desembre per la relativa proximitat geogràfica de l'Alger al Golf de Cadis.

⁸ En el context climàtic europeu, l'AO i la NAO tenen un comportament molt proper perquè l'AO és l'extensió de la NAO fins al Pol Nord (Wallace, 2000). De fet, a les Illes Britàniques consideren el comportament d'ambdós molt similar en la influència en el seu clima (Jones, comunicació personal). La r-Pearson entre l'AOi i la NAOi segons període de la Taula 8 és de 0.76, p -valor 0.0000.

patrons més propers i comuns, però de caràcter general dèbil. Això explica, entre altres aspectes, la dèbil relació entre la NAO i la variabilitat pluviomètrica dels Països Catalans, segons els treballs citats amb anterioritat en el primer apartat d'aquest capítol.

		MO	NAO	AO	EU-1	EU-2	EA	ENSO	QBO
WeMOi	Coefficient correlació de Pearson	+0.0249	+0.1220	-0.3866	-0.2945	-0.2424	+0.1332	-0.0971	-0.0583
	p-valor	0.8666	0.3988	0.0055	0.0379	0.0898	0.3566	0.5023	0.6972

Taula 9. Coeficients de correlació de Pearson entre el WeMOi i els índexs d'altres patrons de variabilitat de baixa freqüència a l'hivern (de desembre a març) durant el període 1950/51-1999/2000. (Es mostren els *p*-valors. Els que són significatius al 0.05 apareixen en negreta). Font de les dades: MO (Dükeloh i Jacobeit, 2003) (dades MO finalitzen al 1998), NAO (Jones *et al.*, 1997), AO (Thompson i Wallace, 2000), EU-1 (NOAA), EU-2 (NOAA), EA (NOAA), ENSO (Trenberth, 1984) i QBO (Marquardt i Naujokat, 1997) (dades QBO comencen al 1953).

Per tal d'excloure casualitats en la correlació negativa significativa entre l'AOi i el WeMOi durant el període hivernal, l'anàlisi s'ha ampliat doblant el període d'estudi a la integritat del segle XX. Els resultats mostren un manteniment de la relació, fins i tot reforçant la seva significació ($r = -0.2956$, p -valor = 0.0031). El núvol de punts, tot i que dificultosament alineat, mostra una relació inversament proporcional, tal com indica la recta de regressió lineal, $WeMOi = -0.165AOi + 0.022$ (Figura 19). Només l'hivern de 1995-96 se situa notablement més enllà del límit de predicció com a resultat d'una prolongada circulació meridiana del *jet-stream* polar en aquell any (Halpert i Bell, 1997).

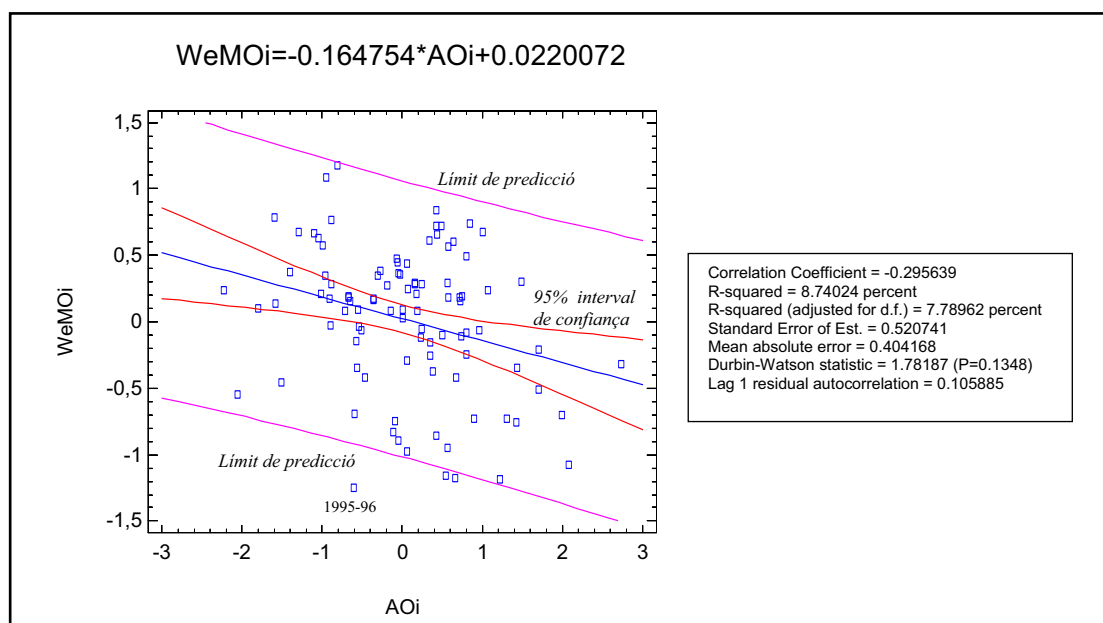


Figura 19. Regressió lineal entre el WeMOi i l'AOi a l'hivern (de desembre a març) per al període 1900/01-1999/2000.

Referències bibliogràfiques

- Anagnostopoulou C, Flocas H, Maheras P, Patrikas I. 2004. Relationship between atmospheric circulation types over Greece and Western-Central Europe during the period 1958-1997. *International Journal of Climatology* **24**: 1745-1758.
- Armengot R. 2002. *Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana*. INM, Ministerio de Medio Ambiente, 263 p.
- Azorín-Molina C, López-Bustins JA. 2004. Catálogo sinóptico manual y causas atmosféricas de la precipitación en la provincia de Alicante. *Boletín de la AGE* **38**: 279-310.
- Baldi M, Cesarone F, Carella F, Crisci A, Dalu GA. 2004. Mediterranean winter and fall climate: trends and mechanisms. *EMS Annual Meeting Abstracts* **1**: 0266, Nice.
- Baldi M, Dalu GA, Cesarone F, Maracchi G. 2005. Mediterranean Jetstream and Mediterranean Summer Anomalies. *EMS Annual Meeting Abstracts* **1**: 0110, Utrecht.
- Baldwin MP, Dunkerton TJ. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research* **104**: 30.937-30.946.
- Baldwin MP, Dunkerton TJ. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science* **294**: 581-584.
- Baldwin MP, Dunkerton TJ. 2005. The solar cycle and stratosphere-troposphere dynamical coupling. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **67**: 71-82.
- Barriendos M, Martín-Vide J, Peña JC, Rodríguez R. 2002. Daily meteorological observations in Cádiz-San Fernando. Analysis of the documentary sources and the instrumental data content (1786-1996). *Climatic Change* **53**: 151-170.
- Beniston M, Junco P. 2002. Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture in the Alpine region in response to the behaviour of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology* **71**: 29-42.
- Brunetti M, Maugeri M, Nanni T. 2002. Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years. *International Journal of Climatology* **22**: 1455-1471.
- Camuffo D. 2002. Calibration and Instrumental Errors in Early Measurements of Air Temperature. *Climatic Change* **53**: 297-329.
- Camuffo D, Jones PD. 2002a. Improved Understanding of Past Climatic Variability from Early Daily European Instrumental Sources. *Climatic Change* **53**: 1-4.
- Camuffo D, Jones PD. 2002b. *Improved Understanding of Past Climatic Variability from Early Daily European Instrumental Sources*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 392 p.
- Camuffo D, Cocheo C, Sturaro G. 2006. Correction of systematic errors, data homogenisation and climatic analysis of the Padova pressure series (1725-1999). *Climatic Change* **79**: 493-514.
- Cocheo C, Camuffo D. 2002. Corrections of systematic errors and data homogenisation in the daily temperature Padova series (1725-1998). *Climatic Change* **53**: 77-100.
- Conte M, Giuffrida S, Tedesco S. 1989. The Mediterranean oscillation: impact on precipitation and hydrology in Italy. *Proceedings of the Conference on Climate and Water* **1**:121-137, Academy of Finland, Helsinki.
- Corte-Real J, Zhang X, Wang X. 1995. Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean. *International Journal of Climatology* **15**: 1135-1150.
- Crestani, G. 1926. L'inizio delle osservazioni meteorologiche a Padova. Il contributo di Giovanni Poleni alla meteorologia. *Atti e Memorie della R. Accademia di Scienze Lettere ed Arti in Padova*, 1925-1926, New series, Vol. XLII, Accademia, Padova, 19-23.
- Douguédroit A. 1998. Que peut-on dire d'une oscillation Méditerranéenne? In *Climate and Environmental Change*, Alcoforado MJ (ed.). Evora: 135-136.
- Dünkeloh A, Jacobeit J. 2003. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *International Journal of Climatology* **23**: 1843-1866.
- Esteban P, Jones PD, Martín-Vide J, Mases M. 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology* **25**: 319-329.
- Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Díez Y. 1998. Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology* **18**: 1557-1574.
- Estrela MJ, Millán M, Peñarrocha D, Pastor F. 2002. *De la gota fría al frente de retroceso. Las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana*. CEAM, València, 260 p.
- Gallego MC, García JA, Vaquero JM. 2005. The NAO signal in daily rainfall series over the Iberian Peninsula. *Climate Research* **29**: 103-109.
- Gázquez A, Prohom M. 2004. L'Observatori Fabra, prop d'un segle observant el clima de Barcelona. *X Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè*: 77-84.
- Gil Olcina A, Olcina Cantos J. 1997. *Climatología General*. Ed. Ariel Geografía, Barcelona, 579 p.
- Goodess CM, Jones PD. 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology* **22**: 1593-1615.
- Grbec B, Morović M, Zore-Armanda M. 2003. Mediterranean Oscillation and its relationship with salinity fluctuation in the Adriatic Sea. *Acta Adriat* **44**: 61-76.

- Guijarro JA. 2002. Tendencias de la precipitación en el litoral mediterráneo español. *III Congreso de la Asociación Española de Climatología* **3**: 237-246, Palma.
- Gunduz M, Ozsoy E. 2005. Effects of the North Sea Caspian pattern on surface fluxes of Euro-Asian-Mediterranean seas. *Geophysical Research Letters* **32** (21), L21701 doi: 10.1029/2005GL024315.
- Halpert MS, Bell GD. 1997. Climate Assessment for 1996. *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**: S1-S49.
- Hatzaki M, Flocas H, Maheras P, Asimakopoulos, D. 2004. On the study of teleconnection patterns affecting the Mediterranean region. *EMS Annual Meeting Abstracts* **1**: 0105, Nice.
- Hatzaki M, Flocas HA, Asimakopoulos DN, Maheras P. 2007. The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition. *International Journal of Climatology* **7**: 727-737.
- Jones PD, Jonsson T, Wheeler D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, **17**: 1433-1450.
- Jones PD, Osborn TJ, Briffa KR. 2003. Pressure-based measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A comparison and an assessment of changes in the strength of the NAO and in its influence on surface climate parameters. *Geophysical Monograph (North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact)* **134**: 51-62.
- Krichak SO, Alpert P. 2005. Decadal trends in the East Atlantic-West Russia pattern and Mediterranean precipitation. *International Journal of Climatology* **25**: 183-192.
- Kutiel H, Paz S. 1998. Sea level pressure departures in the Mediterranean and the relationship with monthly rainfall conditions in Israel. *Theoretical and Applied Climatology* **60**: 93-109.
- Kutiel H, Benaroch Y. 2002. North Sea – Caspian Pattern (NCP) - an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology* **71**:17-28.
- Kutiel H, Türkes M. 2005. New Evidence for The Role of The North Sea - Caspian Pattern on The Temperature and Precipitation Regimes in Continental Central Turkey. *Geografiska Annaler* **87**: 501-513.
- Kutiel H, Maheras P, Guika S. 1996. Circulation indices over the Mediterranean and Europe and their relationship with rainfall conditions across the Mediterranean. *Theoretical and Applied Climatology* **54**: 125-138.
- Kutiel H, Maheras P, Türkes M, Paz, S. 2002. North Sea Caspian Pattern (NCP) - an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Implications on the regional climate. *Theoretical and Applied Climatology* **72**:173-192.
- Laita M, Grimalt M. 1997. Vorticity and pressure anomalies in the Western Mediterranean during El Niño/Southern Oscillation extremes. *International Journal of Climatology* **17**: 475-482.
- López-Bustins JA, Azorín-Molina C. 2004. Aplicación del índice diario de la Oscilación del Mediterráneo Occidental al estudio de la tipología pluviométrica en Alicante. *El Clima, entre el Mar y la Montaña*. AEC, Santander, 333-345.
- Lopez-Bustins JA, Azorin-Molina C. 2005. The Western Mediterranean Oscillation index (WeMOi): an objective primary filter for finding sea breeze days on the east coast of the Iberian Peninsula. *EMS Annual Meeting Abstracts* **1**: 00141, Utrecht.
- Maheras P, Xoplaki E, Kutiel H. 1999a. Wet and dry monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with correlation, 1860-1990. *Theoretical and Applied Climatology* **64**: 189-199.
- Maheras P, Xoplaki E, Davies T, Martin-Vide J, Barriendos M, Alcoforado MJ. 1999b. Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860-1990. *International Journal of Climatology* **19**: 1697-1715.
- Marquardt C, Naujokat B. 1997. An update of the equatorial QBO and its variability. *1st SPARC General Assembly* **814**: 87-90, Melbourne.
- Martín-Vide J, Fernández Belmonte D. 2001. El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular. *Investigaciones Geográficas* **26**: 41-58.
- Martin-Vide J, Lopez-Bustins JA. 2004. The Western Mediterranean Oscillation (WeMO) and its influence in the Eastern Spanish rainfall. A methodological approach. *EMS Annual Meeting Abstracts* **1**: 00308, Nice.
- Martin-Vide J, Lopez-Bustins JA. 2006. The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **26** (11): 1455-1475.
- Martin-Vide J, Barriendos M, Peña JC, Raso JM, Llasat MC, Rodríguez R. 1999. Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en Espanya. *Gerencia de Riesgos* **67**: 19-29, Fundación Mapfre Estudios, Madrid.
- Martín-Vide J, Sánchez-Lorenzo A, Raso JM, López-Bustins JA, Cordobilla MJ, Peña JC, Soler X, Prohom M, Garcia-Manuel A, Cernocky T. Catálogo de patrones sinópticos asociados a precipitaciones torrenciales en Cataluña. *Xarxa temàtica RIMARC*, en premsa.
- Maugeri M, Brunetti M, Monti F, Nanni T. 2003. The Italian Air Force sea-level pressure data set (1951-2000). *II Nuovo Cimento* **26C**: 453-467.
- Maugeri M, Brunetti M, Monti F, Nanni T. 2004. Sea-Level pressure variability in the Po plain (1765-2000) from homogenized daily secular records. *International Journal of Climatology* **24**: 437-455.

- Millán M, Estrela MJ, Caselles V. 1995. Torrential precipitations on the Spanish east coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research* **36**: 1-16.
- Millán M, Estrela MJ, Miró JJ. 2005. Rainfall Components: Variability and Spatial Distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region). *Journal of Climate* **18**: 2682-2705.
- Muñoz-Díaz D. 2006. *Variabilidad de las precipitaciones en la Península Ibérica: factores causales y caracterización estadística*. Tesis doctoral. Director: Fernando S. Rodrigo. Departament de Física Aplicada de la Universitat d'Almeria.
- Muñoz-Díaz D, Rodrigo F. 2003. Effects of the North Atlantic oscillation on the probability for climatic categories of local monthly rainfall in southern Spain. *International Journal of Climatology* **23**: 381-397.
- Muñoz-Díaz D, Rodrigo F. 2004. Impacts of the North Atlantic Oscillation on the probability of dry and wet winters in Spain. *Climate Research* **27**: 33-43.
- Oliva M, López-Bustins JA, Barriendos M, Muedra C, Martín-Vide J. 2006. Reconstrucció històrica de la Oscilació del Mediterráneo Occidental (WeMO) e inundacions en el levante peninsular (1500-2000). *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 241-250, Zaragoza.
- Palmieri S, Siani AM, Casale GR, Meloni D. 2001. Climate Fluctuations in the Mediterranean. In *22th ISODARCO Summer Course on: "Global Climate Changes and Impact on Natural Resources"* (contributed paper). Candriai (Trento).
- Palutikof JP. 2003. Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. In *Mediterranean Climate-Variability and Trends*, Bolle HJ (ed.), Springer-Verlag, Berlin, 133-153.
- Palutikof JP, Conte M, Mendes JC, Goodess CM, Esprito Santo F. 1996. Climate and climatic change. In *Mediterranean Climate-Variability and Trends*, Bolle HJ (ed.), Springer Verlag, Berlin, 133-153.
- Palutikof JP, Goodess CM, Watkins SJ, Holt T. 2002. Generating rainfall and temperature scenarios at multiple sites: examples from the Mediterranean. *Journal of Climate* **15**: 3529-3548.
- Paredes D, Trigo RM, García-Herrera R, Trigo IF. 2006. Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: weather typing and storm-tracking approaches. *Journal of Hydrometeorology* **7**: 101-113.
- Peña JC, García Sellés C, Esteban P, Martí G, Prohom M. 2006. Oscilació tèrmica invernal reciente en el Pirineo Oriental y su relación con la circulación atmosférica. Resultados preliminares. *Jornada Tècnica de Neu i Allaus* **2**: 25-29.
- Piervitali E, Colacino M, Conte M. 1997. Signals of climatic change in the central-western mediterranean basin. *Theoretical and Applied Climatology* **58**: 211-219.
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Díez Y. 2000. An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains. *International Journal of Climatology* **20**: 1675-1692.
- Rodó X, Baert E, Comin FA. 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics* **13**: 275-284.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Sáenz J. 2001. Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences* **5** (2): 233-244.
- Solé G. 2004. Observacions meteorològiques a l'Observatori de l'Ebre. *X Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè*: 69-76.
- Supić N, Grbec B, Vilibić I, Ivančić I. 2004. Long term changes in hydrographic conditions in northern Adriatic and its relationship to hydrological and atmospheric processes. *Annales Geophysicae* **22**: 733-745.
- Thompson WJ, Wallace JM. 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate* **13**: 1000-1016.
- Toaldo G. 1770. *Saggio Meteorologico della vera influenza degli Astri, delle Stagioni e mutazioni di Tempo*, (1st edn.), Manfrè, Stamperia del Seminario, Padova.
- Toaldo G. 1781. *Saggio Meteorologico della vera influenza degli Astri, delle Stagioni e mutazioni di Tempo*, (2nd edn.), Manfrè, Stamperia del Seminario, Padova.
- Trenberth KE. 1984. Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* **112**: 326-332.
- Trigo RM, Pozo-Vázquez D, Osborn TJ, Castro-Díez Y, Gámiz-Fortis S, Esteban-Parra MJ. 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **24**: 925-944.
- Vázquez LA. 1999. *La Circulación Atmosférica Euroatlántica y el clima de pequeños territorios*. Tesis doctoral. Directors: Javier Martín-Vide i José M. Raso Nadal. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional de la Universitat de Barcelona.
- Vázquez LA. 2001. Circulación atmosférica euroatlántica y precipitación en la Península Ibérica: conexión downscaling y tipificación invernal. *II Congreso de la Asociación Española de Climatología* **2**: 245-254, València.
- Xoplaki E, González-Rouco JF, Luterbacher J, Wanner H. 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics* **20**: 723-739.
- Wallace JM. 2000. North Atlantic Oscillation/Annular Mode: two paradigms – one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **126**: 791-805.

Altres

- Anales del Instituto y Observatorio de Marina. Observaciones Meteorológicas, Magnéticas y Sísmicas.
- *Annual to Decadal Variability in Climate in Europe (ADVICE)*, ENV4-CT95-0129-PL951090, 1996-97. Investigador principal espanyol: Javier Martín-Vide // *ADVICE Project, Climatic Research Unit (CRU), University of East Anglia*, Norwich, UK <http://www.cru.uea.ac.uk>
- *Bulletins de l'Observatori Fabra*. Seccions meteorològica i sísmica. Reial Acadèmia de Ciències i Arts de Barcelona.
- *Climatic Research Unit (CRU). School of Environmental Sciences. University of East Anglia*. Norwich, UK <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>
- *European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) project*, Royal Netherlands Meteorological Institute. <http://eca.knmi.nl/>
- Fundació CEAM (Centre d'Estudis Ambientals de la Mediterrània), Paterna, València. Dir. Millán Millán. <http://www.gva.es/ceam/>
- *Improved Understanding of Past Climatic Variability from Early Daily European Instrumental Sources (IMPROVE)*, ENV4-CT97-0511, 1998-2000. Unió Europea. Investigador principal espanyol: Javier Martín Vide.
- *Instituto di Fisica Generale Applicata*. Universitat de Milà (Itàlia).
- Instituto Nacional de Meteorología de España. *Boletines de predicción meteorológica* <http://www.inm.es>
- *NCEP/NCAR Reanalysis Project at the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center*. <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>
- *NOAA Northern Hemisphere Teleconnection Patterns* <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>
- *Wetterzentrale: Reanalysis des NCEP* <http://www.wetterzentrale.de>

