



CENTRO INTERNACIONAL DE ESTUDOS
DE DOUTORAMENTO E AVANZADOS
DA USC (CIEDUS)

TESIS DOCTORAL

RÍOS ATMOSFÉRICOS Y TRANSPORTE
DE HUMEDAD TROPICAL:
RELEVANCIA PARA LA
PRECIPITACIÓN EXTREMA Y LA
CICLOGÉNESIS EXPLOSIVA

Jorge Eiras Barca

ESCOLA DE DOUTORAMENTO INTERNACIONAL

PROGRAMA DE DOUTORAMENTO EN ENERXÍAS RENOVABLES E SOSTENIBILIDADE ENERXÉTICA

SANTIAGO DE COMPOSTELA

AÑO 2018



AUTORIZACIÓN DO DIRECTOR

Ríos Atmosféricos y Transporte de Humedad Tropical: Relevancia para la Precipitación Extrema y la Ciclogénesis Explosiva

D. Gonzalo Míguez Macho

INFORMA:

*Que a presente tese, correspóndese co traballo realizado por D. **Jorge Eiras Barca**, baixo a miña dirección, e autorizo a súa presentación, considerando que reúne os requisitos esixidos no Regulamento de Estudos de Doutoramento da USC, e que como director desta non incorre nas causas de abstención establecidas na Lei 40/2015.*

En Santiago de Compostela, 28 de FEBREIRO de 2018

Asdo: Gonzalo Míguez Macho



DECLARACIÓN DO AUTOR DA TESE
**Ríos Atmosféricos y Transporte de Humedad Tropical: Relevancia
para la Precipitación Extrema y la Ciclogénesis Explosiva**

D./Dna. Jorge Eiras Barca

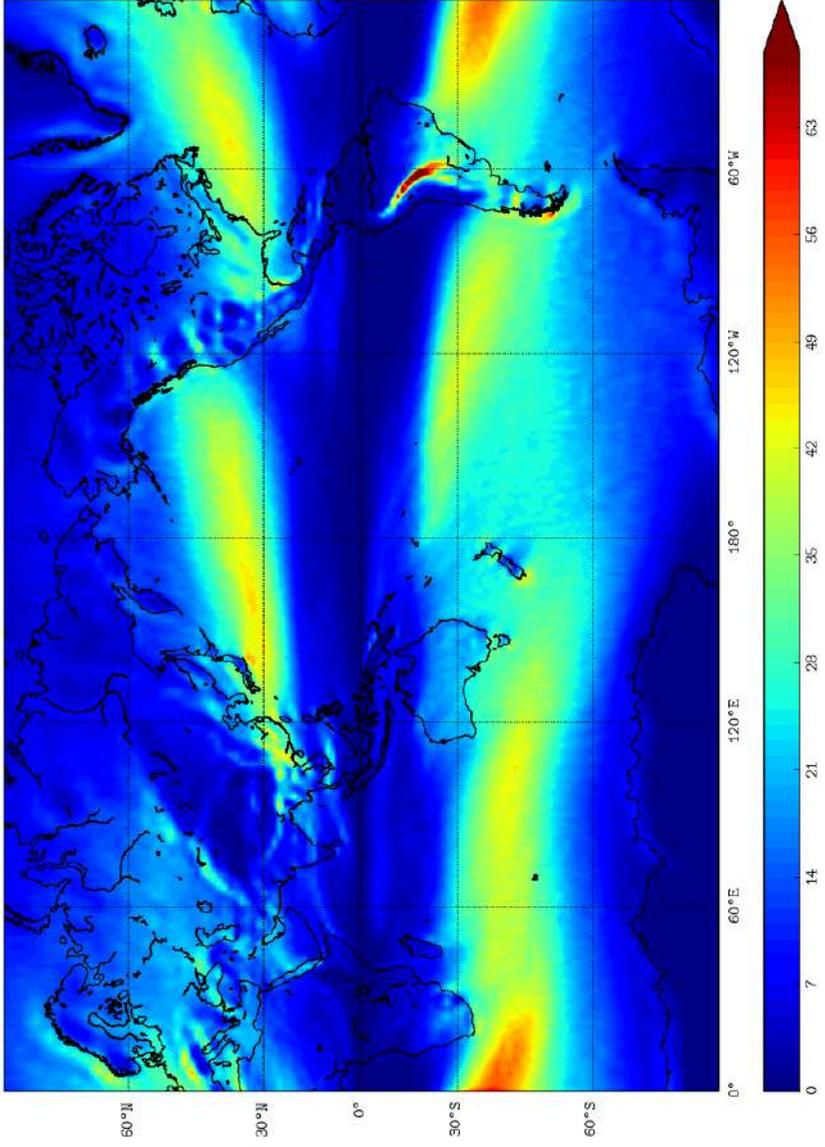
Presento a miña tese, seguindo o procedemento axeitado ao Regulamento, e declaro que:

- 1) A tese abarca os resultados da elaboración do meu traballo.
- 2) De selo caso, na tese faise referencia ás colaboracións que tivo este traballo.
- 3) A tese é a versión definitiva presentada para a súa defensa e coincide coa versión enviada en formato electrónico.
- 4) Confirmo que a tese non incorre en ningún tipo de plaxio doutros autores nin de traballos presentados por min para a obtención doutros títulos.

En Santiago de Compostela, 28 de FEBREIRO de 2018

Asdo: D. Jorge Eiras Barca

*A mi familia,
porque si he visto más lejos es porque
estoy sentado sobre hombros de gigantes.*



número anual de detecciones 6h de río atmosférico [1979-2015]

Lista de Símbolos y Acrónimos

- AR : *atmospheric river*; río atmosférico.
- EA : *eastern atlantic*; modo de variabilidad del Atlántico este.
- ECMWF : *european centre for medium-range weather forecast*; centro europeo de predicciones meteorológicas a medio plazo.
- EPE : *extreme precipitation event*; evento de precipitación extrema.
- FE : *flood event*; evento de inundación.
- IVT : *integrated vapor transport*; flujo vertical integrado de vapor de agua.
- ITCZ : *intertropical convergence zone*; zona de convergencia intertropical.
- IWV : *integrated water vapor*; columna vertical integrada de vapor de agua.
- LLJ : *low-level jet*; viento térmico en chorro de baja altura.
- MAI : Margen Atlántico Ibérico.
- MERRA : *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications*; (modelo meteorológico de la NASA).
- MDP : *maximum deepening point*; momento de máximo decaimiento de la presión en el seno de un ciclón.
- NAO : *north atlantic oscillation*; oscilación del Atlántico norte.
- NASA : *National Aeronautics and Space Administration*; administración nacional de aeronáutica y espacio (EEUU).
- NCAR : *National Center for Atmospheric Research*; centro nacional de investigación de la atmósfera (EEUU).
- PI : Península Ibérica.
- SLP : *sea level pressure*; presión reducida a nivel del mar.
- WCB : *warm conveyor belt*; cinta cálida transportadora de humedad.

- WRF : *Weather Research and Forecast (model)*; modelo de investigación y predicción (NCAR).
- WTs : *weather types*; tipos de tiempo.
- WTT : *WRF tracers tool*; herramienta de trazadores acoplada a WRF.

- c_v : coeficiente de variación (de una serie).
- E : evapotranspiración.
- φ : latitud.
- g : constante escalar del campo gravitatorio.
- μ : media aritmética (de una serie).
- ν_q : coeficiente de difusión del vapor de agua.
- P : precipitación.
- p : presión atmosférica.
- q : humedad específica.
- q_n : humedad (general).
- R_T : radio terrestre.
- σ : desviación típica (de una serie).
- σ_{SB} : constante de Stefan-Boltzmann.
- t : tiempo.
- T : temperatura.
- \vec{u} : campo horizontal de viento.
- w : ratio de mezcla.

Índice general

Lista de Símbolos y Acrónimos	VIII
Índice de Figuras	5
Índice de Tablas	13
Motivación	13
<i>Motivation</i>	15
Resumen Completo y Estructura de la Tesis Doctoral	18
<i>Abstract and Structure of the Doctoral Thesis</i>	19
1. Introducción	23
1.1. La Circulación General de la Atmósfera y los Sistemas Baroclí- nicos	24
1.2. Introducción al Río Atmosférico	28
1.3. Cuestiones Carentes de Consenso en la Ciencia del Río Atmos- férico	31

1.4.	Métodos de Detección de Ríos Atmosféricos: Estado del Arte. . .	32
2.	El Origen de la Humedad en Eventos de Río Atmosférico	35
2.1.	Introducción	36
2.2.	Métodos	39
2.2.1.	Eventos Estudiados	39
2.2.2.	<i>WRF Tracers Tool</i>	40
2.3.	Resultados y Discusión	45
2.4.	Conclusiones	47
3.	Variación Estacional e Interanual de la Actividad de Ríos Atmosféricos sobre el Atlántico Norte	57
3.1.	Introducción	58
3.2.	Métodos	59
3.2.1.	El Algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016)	59
3.2.2.	Detección sobre el Atlántico Norte	66
3.3.	Resultados	67
3.4.	Conclusiones	69
4.	La Importancia de los Ríos Atmosféricos en la Formación y el Mantenimiento de Ciclogénesis Explosivas	71
4.1.	Introducción	73
4.2.	Datos y Método	75
4.2.1.	Detección de Ciclones	75
4.2.2.	Detección de Ríos Atmosféricos	75

4.3. Resultados	76
4.4. Discusión	83
4.5. Conclusiones	84
5. Impacto de los Ríos Atmosféricos en las Precipitaciones Extremas de la Península Ibérica	89
5.1. Introducción	90
5.2. Métodos	93
5.3. Resultados	94
5.3.1. Correlación AR EPE de segundo orden	101
5.4. Conclusiones	104
6. Los Ríos Atmosféricos y las Inundaciones en Galicia desde la Perspectiva de los <i>Weather Types</i>	105
6.1. Introducción	106
6.2. Datos y Métodos	109
6.3. Resultados y discusión	112
6.3.1. Mapas de Anomalía	118
6.4. Conclusiones	121
7. Conclusiones Generales	123
Índice alfabético	129
Bibliografía	131

Prólogo	143
Algoritmo Operativo de Detección de ARs en Tiempo Real	143
Lista de Contribuciones y Publicaciones	145
Agradecimientos	151

Índice de figuras

1.1.	Modelo general de circulación oceánica en profundidad y superficie. Adaptado de Cambridge University Press.	26
1.2.	Esquema representativo del modelo de circulación general de la atmósfera. Nótese las tres células de circulación, delimitadas por los cinturones de alta y baja presión; así como las regiones de convergencia y divergencia de los flujos de viento. Adaptado de http://nasa.gov	27
1.3.	Ejemplo de un AR bien desarrollado tocando tierra en el margen atlántico de la Península Ibérica el día 2001.01.05 a las 12 UTC (Datos de ERA-In). También se muestra la precipitación acumulada durante dicha jornada (en mm), con valores extremos localizados entre el sur de Galicia y el norte de Portugal (Datos de precipitación: IBERIA02) [36, 5].	29
2.1.	Instante de llegada del AR a tierra (<i>landfall event</i>) para la <i>Great Coast Gale</i> de 2007 (a) y la <i>Great Storm</i> de 1987 (b) en los campos de IWV (escalar) e IVT (vectores). Se acompañan también las precipitaciones diarias extremas, en mm, acumuladas a lo largo de sendas jornadas.	40
2.2.	Figura análoga a la Figura 2.1 pero mostrando la evolución sinóptica a lo largo de las cuatro jornadas anteriores para la <i>Great Coast Gale</i> (a-d) y la <i>Great Storm</i> (e-h).	41

2.3.	Esquema básico de funcionamiento de la <i>WRF Tracers Tool</i> . Basado en Insua-Costa y Miguez-Macho (2017) [42].	42
2.4.	Dominios de simulación de WRF (azul) para la <i>Great Coast Gale</i> (dic. 2007) (a) y la <i>Great Storm</i> (oct. 1987) (b). El área resaltada en rojo en cada figura corresponde a la región donde inicialmente es “etiquetada” la humedad, para posteriormente ser estudiada a lo largo del resto del dominio como trazadores. . .	43
2.5.	Comparación/validación entre las salidas de precipitación 24-H de WRF para los eventos estudiados (a y c) y sus correspondientes bases de datos de precipitación observada LIVNEH (b) e IBERIA02 (d), respectivamente.	49
2.6.	Validación de las salidas de WRF (a y c) en la variable IVT frente al reanálisis MERRA (b y d).	50
2.7.	a) Distribución vertical de IWV para la <i>Great Coast Gale</i> (2007.12.03 12UTC). b) Distribución vertical de IWV_{TR} para el mismo evento y momento que (a). c) representación de (a) mediante cortes transversales. d) representación de (b) mediante cortes transversales.	51
2.8.	Equivalente a 2.7 pero para el dominio atlántico de la <i>Great Storm</i> (1987.10.15 12UTC).	52
2.9.	a) Cociente de humedad tropical frente a humedad total para el evento del Pacífico. b) Cociente de precipitación tropical frente a precipitación total para el evento del Pacífico. c) y d) son equivalentes a (a) y (d) respectivamente pero para el caso atlántico.	53
2.10.	Evolución temporal de la humedad tropical (cruces rojas) y la precipitación total (círculos negros) durante el evento del Pacífico (a). Los datos representados corresponden a la integración espacial de la región resaltada en (b).	54

-
- 2.11. Cortes transversales analizados a lo largo de la estructura del AR en la *Great Coast Gale* (2007.12.03 00UTC). Las imágenes b,c y d muestran la distribución de humedad tropical (IWV_{TR}) a lo largo de la columna vertical en los tres segmentos detallados en la imagen a. Las isosuperficies detallan los campos de módulo de viento horizontal, en las que se ha identificado el *low-level jet*. 55
- 2.12. Análogo a la Figura 2.11 pero para la *Great Storm* de 1987. (1987.10.15 12UTC). 56
- 3.1. Umbrales de IWV (a y b) e IVT (c y d) que cada punto evaluado debe superar para ser detectado como perteneciente a un AR. Se presentan a modo de ejemplo los meses de diciembre (a y c) y julio (b y d). 61
- 3.2. **a)** Ejemplo de un AR de invierno (1987.10.15 12UTC) muy bien definido en los campos de IWV (escalar) e IVT (vectorial), que se representa conjuntamente con la precipitación total acumulada a lo largo de toda la jornada. **b)** Puntos que cumplen la condición de estar por encima de su percentil 85 correspondiente a ese punto y el mes de octubre en ambas variables IVT e IWV. **c)** *tracking* de la detección del eje central del AR por parte del algoritmo Eiras-Barca et al. (2016) en el intervalo 6-horario. 62
- 3.3. Análoga a la Figura 3.2 pero para un caso de verano (2007.03.13). Nótese que la atmósfera presenta una riqueza de humedad muy superior al caso de invierno, debido a la mayor temperatura a la que se encuentra. Por tanto, el AR, además de ser menos intenso en el campo de IWV, destaca menos con respecto a su contorno. 63

- 3.4. **a)** IWV, IVT y SLP para el 13 de abril del 2000. **b)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para ambas IVT e IWV conjuntamente para la situación sinóptica presentada en a). **c)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para IVT. **d)** Falsa detección que se habría producido en caso de que el algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016) hubiera operado únicamente sobre IVT sin tener en cuenta la condición sobre IWV. 64
- 3.5. **a)** IWV, IVT y SLP para el 25 de junio de 1987. **b)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para ambas IVT e IWV conjuntamente para la situación sinóptica presentada en a). **c)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para IWV. **d)** Falsa detección que se habría producido en caso de que el algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016) hubiera operado únicamente sobre IWV sin tener en cuenta la condición sobre IVT. 65
- 3.6. Regiones en las que se ha subdividido el Océano Atlántico Norte para la detección de ARs haciendo uso del algoritmo Eiras-Barca et al. (2016) (cajas negras). Cada una de las regiones cuenta con siete meridianos de control espaciados una distancia de 5° (líneas rojas). 66
- 3.7. Variación intra-anual (intermensual) de la detección 6-horaria de ARs sobre cada una de las regiones presentadas en la Figura 3.6. En la leyenda se presenta entre paréntesis el valor de la desviación típica (σ) de cada una de las series, como valor indicativo de la dispersión de las mismas. 68
- 3.8. Variación interanual de la detección 6-horaria de ARs sobre cada una de las regiones presentadas en la Figura 3.6. 69

4.1.	Cociente de presencia de un AR en la cercanía del proceso de ciclogénesis de ciclones explosivos (línea continua) y ordinarios (línea discontinua). Se toma como referencia el MDP y se cubre una ventana temporal de 36 horas con respecto a este. La región atlántica (a) y la región pacífica (b) son presentadas por separado. Las conclusiones obtenidas mediante la detección de los algoritmos de Eiras-Barca et al. (2016) y de Guan et al. (2015) son también presentadas por separado para favorecer una comparativa.	78
4.2.	Composites de IVT para la ventana temporal de 36 horas con respecto al MDP, en un radio de 1500 km con respecto al centro del ciclón para todos los eventos de ciclón explosivo analizados en la cuenca atlántica. Nótese el “desprendimiento” del máximo de IVT (del AR) en el momento del MDP.	80
4.3.	Figura análoga a la 4.2 pero para los eventos de ciclón ordinario	81
4.4.	Análoga a la Figura 4.2 pero para la cuenca pacífica.	86
4.5.	Análoga a la Figura 4.3 pero para la cuenca pacífica.	87
5.1.	Topografía de la Península Ibérica.	92
5.2.	Valores del percentil 95 de precipitación de la base de datos IBERIA02 para el dominio estudiado. A modo de ejemplo, se presenta el mes de diciembre (a) en representación del invierno, y los meses de verano en su conjunto (b).	95
5.3.	Ciclo intraanual (intermensual) de media mensual de detecciones 6-horarias de ARs sobre el MAI durante el período 1979-2013.	96
5.4.	Ciclo interanual de media anual de detecciones 6-horarias de ARs sobre el MAI durante el período 1979-2013.	96

5.5. Medias y desviaciones típicas del valor de la NAO observado en coincidencia con la detección de un AR para los MAI Norte (círculos) y Sur (cuadrados). Se presenta una ventana temporal de 5 días con respecto al día de la detección del AR. Nótese que aquellos valores que difieren estadísticamente del valor medio general de la NAO (estrella azul) están coloreados. El análisis se presenta independientemente para las cuatro estaciones del año; invierno (a), primavera (b), verano (c) y otoño (d).	98
5.6. Porcentaje de coincidencia entre una detección de un AR y una detección de un EPE tomando como referencia la detección del EPE. i.e, para cada punto y mes del año, número de EPEs en los que se detecta la presencia de AR, sobre el número total de EPEs.	100
5.7. Porcentaje de ARs detectados sobre el MAI que han causado una precipitación extrema en cada uno de los puntos del dominio.	102
5.8. Ejemplo de una “correlación de segundo orden” EPE AR. Nótese el AR que toca costa el día 15 (b) y la precipitación extrema observada dos días después (d) motivada por la humedad transportada por el AR dos días antes.	103
6.1. Ayuntamientos de Galicia en riesgo de inundación, según la autoridad fluvial de la cuenca Miño-Sil.	109
6.2. Malla de puntos de presión superficial utilizada en la caracterización de <i>weather types</i> sobre la comunidad gallega. Obtenido de Lorenzo et al. (2008) [56].	112
6.3. Campos de presión representativos de cada uno de los WTs puros utilizados.	113

-
- 6.4. Frecuencia de ocurrencia para cada uno de los WTs ocurridos en coincidencia con un FE para el invierno extendido (ON-DEFM) (a,c) y verano extendido (AMJJAS) (b,d) para las regiones SIL y COSTA respectivamente. Las barras rojas representan WT's asociados con FE's y con la detección de un AR. Las barras negras representan WT's asociados con FE's pero sin detección de AR. 114
- 6.5. Figura análoga a la Figura 6.4 pero con el cociente de precipitación. 117
- 6.6. Composites de SLP para todos los eventos ocurridos en función de que sean detectados conjuntamente un FE y un AR o no. Nótese que en la parte superior izquierda de cada una de las figuras aparece la condición de detección. Se presentan separadamente los meses de invierno extendido (a,b,c,d) y verano extendido (e,f,g,h). 119
- 6.7. Figura análoga a la Figura 6.6, pero con campos de IVT. 120
- 6.8. Figura análoga a la Figura 6.6, pero con campos de IWV. 121
- 7.1. Ejemplo de detección operativa de un AR sobre el sur de Europa. La detección se ha efectuado con tres días de antelación. 144

Índice de tablas

6.1.	Distribución estacional de las inundaciones en Galicia durante el período 1979-2010.	110
6.2.	<i>Weather types</i> habituales utilizados en el análisis. Adaptación de la tabla contenida en la siguiente tesis doctoral: <i>Improving circulation weather type classifications using a 3D framework: relationship with climate variability and projections for future climates</i> . A.M. Ramos, UVIGO 2012.	111
6.3.	Eventos de inundación más relevantes en orden descendiente para la región COSTA.	116
6.4.	Eventos de inundación más relevantes en orden descendiente para la región SIL.	118

Motivación

Es bien sabido, por parte de todos los predictores operativos, que la precipitación derivada de la llegada a tierra de un frente frío asociado a un ciclón extratropical no correlaciona necesariamente con la “intensidad” de ese ciclón. Sin embargo, hay otras variables como la “vida” del mismo, o el camino que ha seguido en las jornadas anteriores, que suelen ser más relevantes. Así, es fácil encontrar ciclones muy profundos que, aún asociando intensos campos

de viento, no producen precipitaciones demasiado extremas. Por la contra, otros ciclones que en apariencia son menos virulentos pueden, en ocasiones, derivar en valores extremos de lluvia.

El estudio de la mayor parte de los casos que han asociado precipitaciones más extremas permite observar un mismo elemento común; una pluma de humedad anómalamente larga y estrecha que parece unir la piscina tropical con las regiones más afectadas por las precipitaciones y vientos intensos. Estas plumas, prácticamente invisibles al ojo humano con anterioridad a la llegada de la imagen satelital, y que no despiertan el interés de los meteorólogos hasta el desarrollo de los modelos de reanálisis, parecen coincidir con la región prefrontal de los frentes fríos de aquellas borrascas de invierno especialmente importantes, y acostumbran a ser sinónimo de precipitación extrema en latitudes medias. Si bien la llegada de todo frente frío acostumbra a venir acompañado de precipitaciones, y su *low level jet* es, por definición una región de flujo de aire intenso; no es difícil observar que en aquellos casos en los que estas estructuras estaban más desarrolladas, y su “conexión” con los trópicos era más clara, todos los efectos parecían amplificarse.

Muchas de estas estructuras –posteriormente acuñadas con el término de “ríos atmosféricos”– acompañan además a la formación (predicha con mayor o menor éxito) más explosiva de algunos ciclones. Este hecho plantea cuestiones de carácter teórico que van más allá de preguntarse por la simple correlación estadística de estas plumas con las precipitaciones intensas. Si bien es fundamental dar un enfoque determinista al estudio de las precipitaciones extremas, no menos importante es intentar comprender las implicaciones de la existencia de unas estructuras que parecían “inyectar” en las latitudes medias una cantidad elevada de humedad y calor (sensible y latente) procedente de las regiones tropicales. Si bien en lo primero la literatura ha profundizado con detalle en los últimos años –correlacionando la llegada de un río atmosférico con valores anómalos de precipitación en diversos lugares del mundo–, en lo segundo las cuestiones y los retos están todavía planteados.

Una primera lectura sobre la temática que nos ocupa, seguramente hará que el científico del clima se haga una serie de preguntas transversales, de naturaleza no sólo meteorológica o climática, sino también termodinámica. Desde el punto de vista más pragmático conviene preguntarse, por ejemplo, si la at-

mósfera baroclínica de las latitudes medias tendría de por sí capacidad para generar las intensas precipitaciones que se observan en un evento de río atmosférico, sólo mediante la convergencia y ascendencia de humedad local, si no existiera una estructura que transporta humedad desde regiones ricas en ella. Pero también es necesario preguntarse qué papel juegan estas estructuras en el reparto meridional de energía en forma de calores latente y sensible, imprescindible para mantener el equilibrio termodinámico del Planeta. O hasta qué punto es imprescindible una inyección de este tipo en una ciclogénesis ordinaria para convertirla en explosiva.

En el planteamiento de estas cuestiones tiene su naturaleza y transfondo esta Tesis Doctoral. Por un lado, se ha pretendido colaborar en situar a nuestra región climática, la Península Ibérica, al nivel de la Costa Oeste americana o el norte de Europa en lo relacionado con el estudio de la correlación local entre la detección de un río atmosférico y un evento de precipitación extrema o de inundación (estudiados ambos por separado). Por otro lado, se ha pretendido aportar un granito de arena a las cuestiones que cualquier investigador que se haya aproximado a la ciencia de los Ríos Atmosféricos desde la Física se plantea; especialmente a cómo se transporta esa humedad desde los trópicos a las latitudes medias y cómo de necesaria es esa inyección de humedad y energía para que los sistemas baroclínicos de nuestras latitudes sean tal y como nosotros los conocemos.

Motivation

It is well known by all operating predictors that the precipitation resulting from the landing of a cold front associated with an extratropical cyclone does not necessarily correlate with the “intensity” of the cyclone. Nevertheless, there are other variables such as its “life” or the path that the cyclone has traveled beforehand, that are often more relevant. It , therefore, is easy to find more developed cyclones that, although associated with intense winds, do not produce such extreme precipitation. On the contrary, other cyclones that appear to be less virulent can occasionally result in extreme amounts of rain.

The study of the majority of the cases that have associated more extreme amounts of precipitation has led to the observation of one common element: an anomalously long and narrow plume of moisture that appears to unite the tropical pool with the regions that are more affected by intense precipitations and winds. These plumes, invisible to the human eye prior to the arrival of satellite images and that don't spark the interest of meteorologists until the development of reanalysis models, seem to coincide with the frontal region of cold fronts from especially important winter storms and tend to be synonymous with the extreme precipitation in mid-latitudes.

While the arrival of all cold fronts is usually accompanied by precipitation, and its low level jet is, by definition, a flowing region of intense air; it isn't difficult to observe that in such cases where these structures are more developed, and their "connection" with the tropics is more clear, all of their effects seem to amplify.

Many of these structures –later coined with the term "atmospheric rivers"– additionally accompany the formation (predicted with more or less success) more explosive than some cyclones, thereby raising questions of its theoretical character that go beyond the simple statistical correlation of these plumes with intense precipitations. While it is fundamental to give determined focus to the study of extreme rainfall, no less important is to try to understand the implications of the existence of structures that "inject" the mid-latitudes with a higher amount of humidity and heat (sensible and latent) coming from the tropical regions. While on one hand, the literature has grown in detail in recent years- correlating the arrival of an atmospheric river with the anomalous values of the precipitation in a variety of places around world-, on the other hand, the questions and challenges remain.

A first reading on the subject will make a climate scientist form a series of transversal questions, of not only a meteorological or climatic nature, but also thermodynamic. From a more pragmatic point of view one may ask, for example, if the baroclinic atmosphere of the mid-latitudes would have the capacity to generate the intense precipitation that is observed in the event of an atmospheric river, only with the convergence and ascendance of local humidity, if there had not been these structures that transported the humidity from these rich regions to others. But it is also necessary to

ask what role do these structures have in the meridional distribution of energy in the form of latent and sensible heats, essential to maintaining the thermodynamic equilibrium of the planet. Or to what extent is it essential that an injection of this type convert an ordinary cyclogenesis into one that is explosive.

In raising these questions, this doctoral thesis has its nature and background. On the one hand, in an attempt to collocate our climatic region, the Iberian Peninsula, on the level of the western American coast or northern Europe in relation to the study of the local correlation between the detection of an atmospheric river and the event of extreme rainfall or flooding (both studied separately). On the other hand, to attempt to contribute a grain of sand to the questions raised that any researcher who has approached the science of Atmospheric rivers from a the Physics point of view; especially in how moisture is transported from the tropics to the mid-latitudes and how necessary this injection of humidity and energy is so that the baroclinic systems of our latitudes are as how we know them to be.

Comentario sobre el formato de la tesis:

Con el objetivo de dar debido cumplimiento a las exigencias vigentes impuestas por la Universidad de Santiago de Compostela para la obtención de la mención especial de “doctorado internacional”, tanto el resumen de la tesis como sus conclusiones se presentarán también en idioma inglés. Así mismo, cada capítulo cuenta también con un resumen en ambos idiomas para facilitar la lectura de la tesis en su conjunto.

El idioma principal de esta tesis doctoral es el idioma castellano. A pesar de ello, la mayor parte de las siglas y acrónimos utilizados a lo largo de la misma proceden del idioma inglés (e.g. “AR” para simplificar la palabra “río atmosférico”, procedente del vocablo inglés “*atmospheric river*”). Aún conscientes de las incorrecciones en términos lingüísticos que esta decisión supone, se ha optado por mantener inalterables estos acrónimos debido al fuerte arraigo que, derivado de su uso continuado, tienen en la literatura científica.

Resumen Completo y Estructura de la Tesis Doctoral

El capítulo 1 es un capítulo introductorio que presenta la fenomenología del río atmosférico y lo contextualiza dentro del sistema climático.

El capítulo 2 estudia el origen de la humedad asociada a dos importantes eventos de río atmosférico, uno en el Océano Atlántico, y otro en el Océano Pacífico. Haciendo uso de un innovador acople de trazadores tridimensionales de humedad al modelo meteorológico WRF, se muestra cómo la inmensa mayoría de la humedad y precipitación asociadas a estos eventos tienen su origen en latitudes tropicales. También se analiza la distribución vertical de esta humedad tropical a lo largo de la columna vertical, mostrando que no es necesariamente coincidente con la posición del *low-level jet* de los ciclones.

El capítulo 3 estudia la variación interestacional de la detección de ríos atmosféricos sobre el Atlántico Norte en el período 1979-2013, haciendo uso de un algoritmo con capacidad para la detección durante todos los meses del año. Como cabía esperar, se observa que el ciclo asociado a esta variación estacional es coincidente con el ciclo estacional baroclínico y el desplazamiento meridional de las celdas de Hadley sobre el océano. Las regiones tierra adentro muestran una complejidad superior en cuanto a la actividad de ríos atmosféricos, por el efecto que presenta la continentalidad. Con respecto a la variación interanual de la actividad de ARs sobre el Atlántico Norte, este estudio concluye que es suave, y no se ha encontrado una correlación estadísticamente significativa con ninguno de los modos de variabilidad climática de habitual análisis sobre la región.

El capítulo 4 analiza la interrelación entre los fenómenos de río atmosférico y ciclogénesis explosiva. El capítulo concluye que aunque todo ciclón puede asociar un río atmosférico en su sector cálido, esta asociación es especialmente probable e intensa en el caso de los ciclones que se han formado de manera explosiva. Adicionalmente, un estudio de los composites de flujo de vapor de agua a lo largo del proceso de ciclogénesis permite inferir que es precisamente la liberación de calor latente en el seno de los ciclones lo que parece motivar su desarrollo explosivo.

El capítulo 5 analiza la concurrencia entre la detección de un río atmosférico y

la aparición de un evento de precipitación extrema sobre el margen atlántico de la Península Ibérica en el período 1979-2013, así como la correlación de esta concurrencia con el índice la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés). La conclusión más destacable obtenida en este análisis es que el 90% de los eventos de precipitación extrema sobre el margen atlántico ibérico en invierno extendido son concurrentes con la detección de un AR sobre la región. Este porcentaje decrece hasta el 75% en los meses del verano extendido, donde la fenomenología de carácter convectivo gana importancia. A este respecto, conviene también destacar en este capítulo que si bien el porcentaje de eventos de precipitación extrema que ocurren con la presencia de un AR es muy elevado, el número de ARs que producen precipitaciones extremas es del 20%. De estos números puede concluirse que si bien es cierto que lo más probable es que, sobre esta región, un evento de precipitación extrema haya sido motivado por la llegada de un río atmosférico a la misma; también es cierto que lo más probable es que un río atmosférico “genere” precipitaciones que no sean necesariamente extremas.

Finalmente, el capítulo 6 analiza la concurrencia entre la detección de un río atmosférico y aparición de un evento de inundación en la región gallega. El anterior análisis se presenta teniendo en cuenta el formalismo de los “tipos de tiempo” (*weather types*), con el objetivo de contribuir al estudio de la probabilidad de que un río atmosférico pueda motivar una inundación, en función de la época del año y situación sinóptica dominante en cada momento. El capítulo concluye que si bien no es necesaria la presencia de un río atmosférico sobre la región durante –o con anterioridad– al evento de inundación, este último será mucho más intenso si es coincidente con el río; especialmente en las zonas costeras y los meses de invierno.

Abstract and Structure of the Doctoral Thesis

Chapter 1 is an introductory chapter that presents the phenomenology of the atmospheric river and contextualizes it within the climatic system.

Chapter 2 is a study of the origin of the humidity associated with two important events of the atmospheric river (AR), one in the Atlantic Ocean,

and the other in the Pacific Ocean. Making use of an innovative linking of three-dimensional humidity tracers to the WRF meteorological model, it is shown how the vast majority of humidity and precipitation associated with the event have origins in tropical latitudes. This study also analyzes the vertical distribution of this tropical humidity along the vertical column, showing that it does not necessarily coincide with the position of the low-level jet of cyclones.

Chapter 3 studies the seasonal variation of the detection of AR's over the North Atlantic in the period between 1979-2013 making use of an algorithm with the capacity to detect AR's throughout all months of the year. As expected, it is observed that the associated cycle of this seasonal variation coincides with the seasonal baroclinic cyclone and the meridional displacement of the cella of Hadley over the ocean. The terrestrial regions show a superior complexity in regards to the activity of the AR's, by the effect that the continentality presents. With respect to the annual variation of the activity of AR's over the North Atlantic, this study concludes that it is subtle, and that it has not found any significant statistical correlation with any of the climate variability modes of usual analysis over the region.

Chapter 4 analyzes the interrelation between the phenomenons of the atmospheric river and explosive cyclogenesis. This chapter concludes that although all cyclones can be associated with an atmospheric river in their warmer sectors, this association is especially probable and intense in the case that the cyclones have transformed in an explosive manner. Additionally, one study of the composite flow of water vapor throughout the process of cyclogenesis allows us to infer that it is precisely the liberation of latent heat in the heart of the cyclones that seems to cause its explosive development.

Chapter 5 analyzes the concurrency between the detection of an atmospheric river and the emergence of an event of extreme precipitation over a margin of the Atlantic along the Iberian Peninsula during the period between 1979-2013, as well as the correlation of this concurrency with the North Atlantic Oscillation index. The most notable conclusion obtained in this analysis is that 90% of the extreme precipitation events over the Iberian margin of the Atlantic during extended winters are linked to the detection of an AR over the region. This percentage decreases down to 75% in those months

of extended summers, where the convection phenomenology character gains importance. In this respect, it is also worth mentioning that although the percentage of events of extreme precipitation that occur with the presence of an AR is very high, the number of AR's that produce extreme precipitation is 20%. From these numbers, one can conclude that although it is true that the most probable is that, over this region, an extreme precipitation event was caused by the arrival of an AR; it is also true that the most probable that an AR "generates" precipitations that will not be extreme.

Finally, chapter 6 analyzes the concurrency between the detection of an atmospheric river and the occurrence of a flooding event in the Galician region. This analysis is presented taking into account the formalism of the "weather types", with the objective of contributing to the study the probability of which an atmospheric river causes flooding, depending on the time of year and the dominant synoptic situation of every moment. The chapter concludes that even though the presence of an atmospheric river over the region during –or prior to– the event of flooding is not necessary, the latter will be much more intense if it coincides with the river, especially along coastal areas and throughout winter months.

Capítulo 1

Introducción

El sistema climático del planeta Tierra es un sistema termodinámico complejo y altamente no lineal. Se considera formado por cinco elementos; la atmósfera (\mathcal{A} , capa de gases), la hidrosfera (\mathcal{H} , océanos, lagos y mares), la criosfera (\mathcal{C} , hielo), la litosfera (\mathcal{L} , tierra) y la biosfera (\mathcal{B} , vida). En términos matemáticos puede reducirse a:

$$SC = \mathcal{A} \cup \mathcal{H} \cup \mathcal{C} \cup \mathcal{L} \cup \mathcal{B}$$

Aunque el estudio en profundidad de todos los fenómenos que en él ocurren obliguen al científico a compartimentar el conocimiento, –hasta el punto de aislar el fenómeno que estudia– ; no debe olvidarse la interconexión holística de todos los elementos dentro de la ciencia de la Tierra. Este concepto, aplicable a todo cuanto fenómeno pueda estudiarse en ella, se refuerza aún más si cabe cuando se pretende abordar la temática principal que articula esta Tesis Doctoral; el río atmosférico. Es este un fenómeno que implica directamente a los cinco componentes del sistema climático: Una ingente cantidad de vapor de agua evaporado de la hidrosfera y litosfera, que se transporta a través de la atmósfera, precipitando sobre estas dos y sobre la criosfera y la litosfera; habitualmente por interacción con la última; afectando, necesariamente (y en ocasiones de forma trágica) a la biosfera.

1.1. La Circulación General de la Atmósfera y los Sistemas Baroclínicos

El planeta Tierra puede considerarse, a suficiente distancia, como un cuerpo negro que se encuentra en equilibrio térmico. Teniendo en cuenta el balance energético, la Ley de Stefan-Boltzman:

$$R_T = \sigma_{SB} T^4 \quad (1.1)$$

donde R_T es el radio terrestre, T la temperatura de equilibrio y σ_{SB} la constante de Stefan-Boltzman) establece para este planeta un equilibrio térmico a una temperatura de $5,5^\circ\text{C}$. Tras considerar el efectos de albedo (reflexión en la superficie terrestre), esta temperatura disminuye hasta el valor de -18° . Y finalmente, solo considerando el efecto invernadero, esta temperatura de equilibrio alcanza el valor real de 15°C .

La Tierra es un sistema que recibe energía de forma inhomogénea debido a su forma esférica y al ciclo diurno. Adicionalmente, ha de contarse con los efectos que sobre la distribución de energía tienen la continentalidad y el movimiento de rotación sobre su eje. A pesar de ello, la Tierra puede continuar considerándose, a cierta distancia, como este cuerpo negro en equilibrio térmico. Para que esto sea posible, debe crearse una circulación general de energía en los dos sistemas propensos a transportarla; la atmósfera y la hidrosfera; que marcarán una serie de pautas climáticas en las variables de estado presión y temperatura (entre otras). Este mecanismo de termoregulación de la Tierra se traduce en los conocidos modelos de circulación oceánica y de circulación general de la atmósfera; que favorecerán una distribución zonal y, especialmente meridional, de energía que dará cuenta de todos los forzamientos internos y externos existentes.

La circulación oceánica –tanto de profundidad como de superficie– tiene múltiples causas; destacando esencialmente dos. Por un lado, la circulación en superficie, dominada por la acción de los vientos preponderantes (*wind stress*) y coincidente con ellos en dirección. Por otro lado, la circulación de profundidad, con su máxima expresión en la circulación termohalina –al ser esencialmente las variables de salinidad y temperatura las que regulan este transpor-

te – (Figura 1.1). Esta circulación tiene una capacidad estable de influir en el transporte de energía en ciclos largos de tiempo. Por su parte, la circulación general de la atmósfera (Figura 1.2), de mayor interés en el desarrollo de esta Tesis Doctoral; a pesar de derivar en un modelo ideal que explica, por ejemplo, la presencia más o menos estable de los vientos alisios o de los *westerlies*; es mucho más inestable y se ve alterada constantemente por la actividad baroclínica a escalas temporales meteorológicas.

Este modelo de circulación general, que comenzó a ser estudiado en el Siglo XVIII por George Hadley y enunciado en 1941 por Carl-Gustaf Rossby; propone la existencia de tres células de circulación por hemisferio (denominadas de Hadley, de Ferrel y Polar, de sur a norte respectivamente) y explica los flujos de convergencia y divergencia de los campos de viento en superficie y altura, la existencia de los cinturones de altas y bajas presiones entre ellos, y la existencia de las corrientes en chorro asociadas a los frentes polares (Figura 1.2). Un modelo generado a cuenta de la diferencia latitudinal de irradiancia y de las fuerzas no inerciales generadas por la rotación terrestre, que se ve, en todo caso, alterado por la continentalidad. Es un modelo excesivamente simple (más bien simplificado), que sirve suficientemente para explicar los patrones generales de la atmósfera.

Las regiones tropicales son regiones colindantes con la zona de convergencia intertropical, conocida como el “ecuador meteorológico”. Son más ricas en irradiancia (y por tanto en energía) que el resto de regiones del planeta y presentarán una atmósfera barotrópica, dominada por la debilidad de la componente de Coriolis. En esta atmósfera, en la que presión y temperatura están sencillamente relacionados por la densidad del aire; pueden encontrarse distribuciones homogéneas de temperatura. Los ciclones asociados a estas latitudes son de carácter convectivo, y utilizan como motor las diferencias de temperatura existentes entre la litosfera (e hidrosfera) y la atmósfera, así como la transferencia de energía en forma de calores latente y sensible asociada a esta interfase. A medida que se abandona la célula de Hadley, hacia el norte, comienzan a observarse distribuciones inhomogéneas de temperatura, en forma de frentes que separan dos regiones de temperatura muy diferenciada. Estos frentes térmicos forman parte de la estructura que actúa como motor de unos ciclones que ya no son de carácter convectivo, sino baroclínico. Las regiones que tengan este tipo de estructuras bien definidas formarán parte

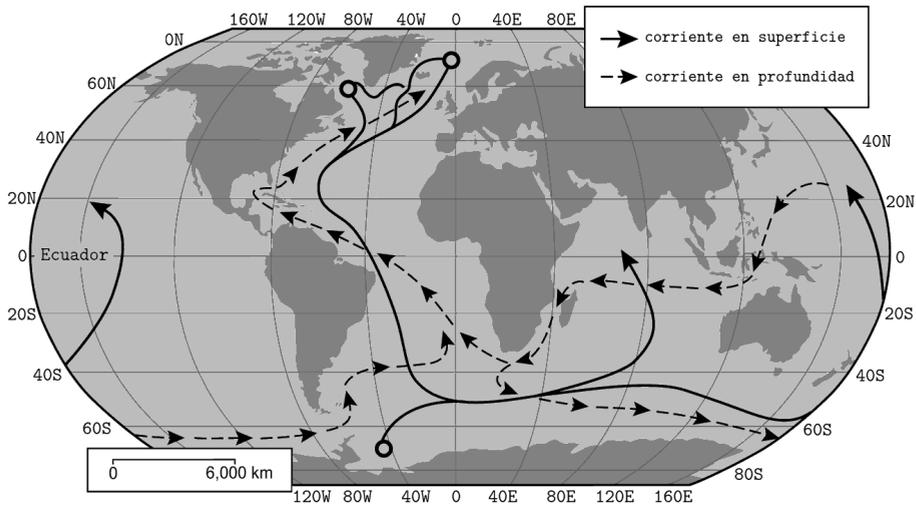


Figura 1.1: Modelo general de circulación oceánica en profundidad y superficie. Adaptado de Cambridge University Press.

ya de las latitudes medias.

La dinámica de la ciclogénesis en las latitudes medias, debida principalmente a la inestabilidad baroclínica, es tremendamente compleja, siendo todavía una cuestión de amplio estudio que no conviene trivializar y que queda fuera del ámbito de competencia de esta Tesis. Sin embargo, puede introducirse que la dinámica de estas estructuras depende de la acción conjunta del contraste de temperaturas asociado a la existencia de los frentes y las fuerzas no inerciales creadas por la acción de la rotación terrestre, particularmente la fuerza de Coriolis. Atendiendo estrictamente a la localización de su génesis, pueden reconocerse tres orígenes diferenciados. Por un lado, cabe la posibilidad de que el ciclón extratropical tenga como origen un ciclón tropical que, al adquirir estructuras baroclínicas a lo largo de su vida, ha logrado continuar su avance hacia el norte. Por otro lado, es habitual que estos ciclones tengan su origen en desprendimientos del frente polar, situado en un cinturón natural de bajas presiones. Finalmente, estos ciclones pueden también formarse en las propias latitudes medias; mediante diversos mecanismos de inestabilidad baroclíni-

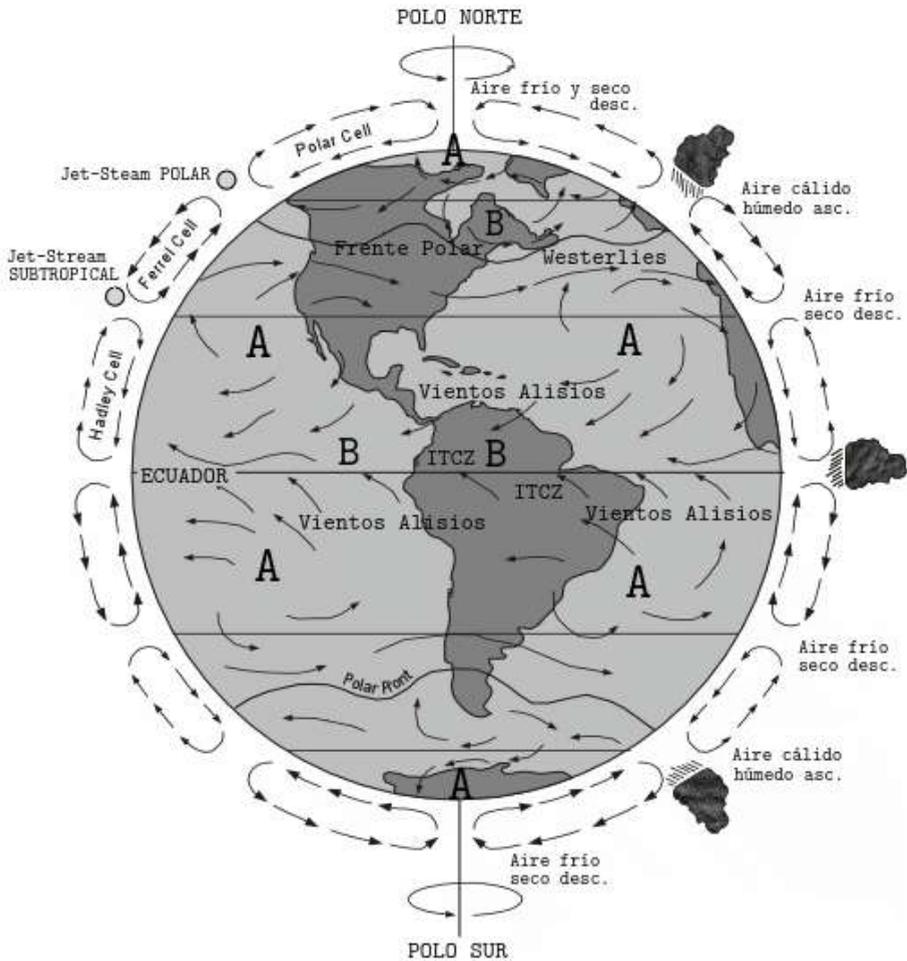


Figura 1.2: Esquema representativo del modelo de circulación general de la atmósfera. Nótese las tres células de circulación, delimitadas por los cinturones de alta y baja presión; así como las regiones de convergencia y divergencia de los flujos de viento. Adaptado de <http://nasa.gov>.

ca que convergen en una simplificación planteada por el modelo noruego durante la Segunda Guerra Mundial. Como se ha comentado anteriormente, no siendo el objetivo del desarrollo de esta Tesis Doctoral, no conviene extenderse innecesariamente en esta cuestión.

1.2. Introducción al Río Atmosférico

En términos cualitativos, se entiende por río atmosférico (AR, por las siglas en inglés de *atmospheric river*) la región de la baja troposfera que presenta una gran concentración de humedad en comparación con su entorno; mostrando una forma alargada y relativamente estrecha [e.g.][103, 32, 31]. En términos cuantitativos, existe un cierto consenso en la literatura en considerar que para ser identificados como tal, las estructuras candidatas deben presentar estas anomalías de humedad –y/o de flujo de humedad, esta cuestión será discutida en detalle– con valores por encima del percentil 85 para cada punto en las variables analizadas, a lo largo de una extensión superior a los 2000 km. Por su naturaleza, estas regiones están asociadas a los sectores cálidos prefrontales de los frentes fríos. Estas regiones tan concretas, al tratarse de las más húmedas y cálidas del sistema dinámico, facilitan valores de humedad y flujo de humedad muy elevados en comparación con el resto del sistema (entorno), y son conocidas en la literatura como *warm conveyor belts* (en adelante, WCB). Si bien es cierto que pueden encontrarse estructuras que aún cumpliendo la definición preestablecida no se sitúen en regiones prefrontales, o incluso en latitudes extratropicales; tiende a no considerarse como AR toda región que no cumpla estas dos condiciones (aunque esta idea continúa siendo objeto de debate).

En términos cuantitativos y a nivel global, los ARs tienen una longitud media de 3600 km, con un ratio largo/ancho de 7, y una cantidad promedio de flujo de vapor de agua de $370 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; localizados en los tres primeros km de la troposfera, con el máximo de flujo situado cerca de los 1000 m [34, 31]. En todo momento, pueden encontrarse en el sistema climático entre tres y cinco ríos atmosféricos por hemisferio [103], fácilmente identificables sobre los océanos en los mapas de agua precipitable o de columna verticalmente integrada de vapor de agua. Un ejemplo de un AR bien desarrollado puede verse

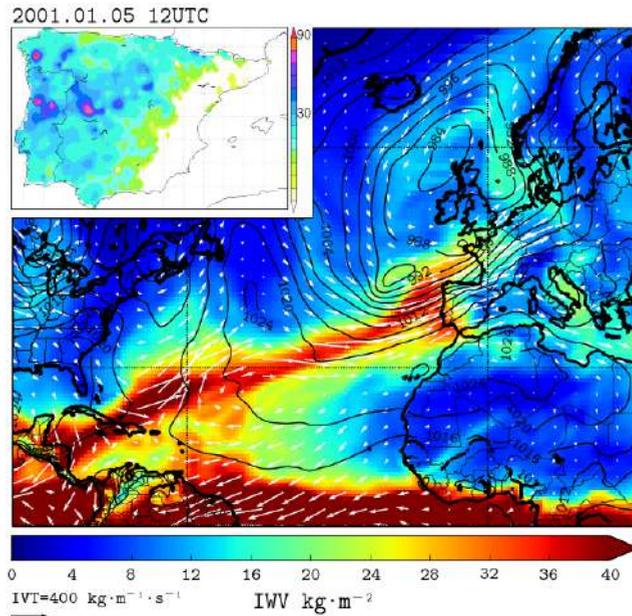


Figura 1.3: Ejemplo de un AR bien desarrollado tocando tierra en el margen atlántico de la Península Ibérica el día 2001.01.05 a las 12 UTC (Datos de ERA-In). También se muestra la precipitación acumulada durante dicha jornada (en mm), con valores extremos localizados entre el sur de Galicia y el norte de Portugal (Datos de precipitación: IBERIA02) [36, 5].

en la figura 1.3. Particularmente, la figura muestra un AR bien desarrollado, tanto en el campo de la columna vertical integrada de vapor de agua (campo escalar, IWV, por las siglas en inglés de *integrated water vapor*) como de flujo vertical integrado de vapor de agua (vectores, IVT, por las siglas en inglés de *integrated vapor transport*), situado en la región prefrontal de un frente frío que atraviesa un corredor oceánico, alimentando un sistema dinámico situado frente al margen atlántico ibérico.

Esta fenomenología tiene una elevada importancia en términos tanto climáticos, como termodinámicos y meteorológicos. A nivel climático, los ARs son responsables del 84 % y 88 % del transporte meridional de flujo de humedad en los Hemisferios Norte y Sur respectivamente [34]; contribuyendo mediante el

transporte del calor latente asociado al proceso evaporación-condensación a la transferencia de energía –en forma de calores latente y sensible– entre las regiones tropicales y las latitudes medias y altas; y con ello al equilibrio termodinámico del planeta. A nivel termodinámico, está sobradamente demostrada la capacidad de un AR para activar la dinámica de un sistema baroclínico, mediante la liberación de calores latente y sensible en zonas cercanas a su núcleo [1]. Finalmente, a nivel meteorológico, y debido a la elevada cantidad de agua precipitable que el fenómeno transporta (suele aludirse a que es equivalente a varias veces el caudal del río Mississippi); la correlación entre ARs y precipitaciones extremas es muy elevada para todas las regiones que dispongan de un margen oceánico zonal; entendido éste como aquel margen que reciba flujo oceánico por causa de la circulación general de la atmósfera (e.g. el margen atlántico europeo o el margen pacífico americano).

Precisamente es esta última característica, la de su asociación con las precipitaciones extremas, la más estudiada. Existe copiosa literatura, publicada eminentemente en la última década, que correlaciona la llegada a tierra de un AR con la consecuencia de la precipitación extrema. La región del planeta más estudiada en este sentido es la Costa Oeste americana [37, 75, 77, 76, 73, 2, 67, 52, 19, 98, 99, 83, 47] seguida de la Costa Atlántica europea [49, 51, 50, 80, 79, 25]. Los porcentajes de correlación varían, naturalmente, en función de la región de estudio y de otras cuestiones menores como los algoritmos y metodologías utilizados. Sin embargo, en una puesta en común de todos ellos puede asumirse que más del 80 % de las precipitaciones extremas de los meses de invierno en las regiones comentadas están relacionadas con la detección de un AR.

La actividad de los ARs y la mezcla asociada ha sido también estudiada en términos de sistema dinámico, observando que éstos se comportan como estructuras lagrangianas coherentes que motivan la mezcla de las masas de aire [29, 30] en la baja troposfera.

1.3. Cuestiones Carentes de Consenso en la Ciencia del Río Atmosférico

La propia definición de AR es una cuestión que todavía puede considerarse como subjetiva, y que por tanto es necesario aclarar con anterioridad al desarrollo de cada uno de los estudios que se publican al respecto. Si bien nadie duda en que el AR presenta valores “elevados” de humedad, en regiones relativamente “largas” y “estrechas”; los valores concretos que han de regir la detección de estas estructuras en los diferentes algoritmos no están absolutamente consensuados. Esta falta de acuerdo ha derivado en la existencia de una larga sucesión de algoritmos de detección de ARs que aunque coinciden en la identificación de los eventos más extremos, pueden presentar variaciones significativas en la detección de eventos ordinarios [e.g.][26]. La sección siguiente de este capítulo entra en discusión a este respecto.

Por último, aunque cada vez en menor medida, existen todavía entre la comunidad científica ciertas dudas sobre el origen de la humedad que alimenta el AR. Está aceptado que el AR se alimenta de dos fuentes de humedad; primeramente la humedad tropical, transportada por advección en los campos de viento desde los trópicos mediante un mecanismo conocido como *tropical moisture exports* (TME). Sin embargo, también está identificada una segunda fuente de humedad, y es la convergencia de humedad local que se produce en el río sin necesidad de un aporte procedente de regiones foráneas.

Si bien es cierto que existe un cierto consenso en el hecho de que ambos mecanismos alimentan al río, no existe todavía un acuerdo sobre cual de ellos es el más relevante. En este sentido, esta Tesis Doctoral ha procurado hacer una aportación a la discusión; y esta cuestión es tratada con profundidad en el capítulo 2.

1.4. Métodos de Detección de Ríos Atmosféricos: Estado del Arte

Como se ha comentado anteriormente, la falta de consenso en la definición cuantitativa de AR ha motivado en los últimos años la publicación de varias metodologías y algoritmos de detección. Con independencia del lenguaje en el que han sido programados, o el modelo para el que han sido ideados; estos algoritmos se clasifican, esencialmente en función de los siguientes parámetros:

1. Variable de diagnóstico: IWV o IVT.
2. Condiciones longitudinales: 2000 km o desarrollo zonal de 2000 km.
3. Condiciones de coherencia del campo.
4. Condiciones de persistencia temporal del AR.
5. Condiciones de umbral (*threshold*) en las variables de diagnóstico.
6. Condiciones latitudinales impuestas en el AR.

Es decir, a falta de un consenso o un convenio internacionalmente establecido, el investigador debe “programar” subjetivamente su algoritmo para que actúe de un modo establecido frente a cada uno de esos parámetros de cara a la eventual detección de un AR. Así, por ejemplo, sería perfectamente lícito que para llevar a cabo un estudio concreto que implique la detección de ARs, un investigador decida programar un algoritmo que evalúe solo IVT, exija una longitud de 2000 km a la estructura, no exija coherencia en el campo, exija una persistencia de 12 horas, un umbral de 85 y solo detecte a partir de una latitud de 40°. Esta configuración sería aceptable, tanto como cualquier otra que sea razonable. Por tanto, la subjetividad relativa a la detección de ARs es una cuestión a tener, al menos, en cuenta; ya que resta consistencia a la comparación de resultados obtenidos con algoritmos y protocolos de detección diferentes.

Aunque existen diferencias técnicas entre los algoritmos más habituales, dos son las principales diferencias que deben considerarse. La primera es la varia-

ble sobre la que “buscan” el AR (parámetro 1). A falta de un consenso al respecto, algunos algoritmos identifican los AR sobre los campos de flujo de vapor de agua, otros sobre los campos de vapor de agua (o en su defecto, agua precipitable) y otros exigen que el AR esté definido sobre ambas variables. El segundo parámetro es la exigencia de ciertas condiciones de coherencia en estos campos que pueden operarse en estos algoritmos o no, a criterio del investigador (parámetro 3).

Aunque existen numerosos algoritmos y variaciones de los mismos, serán comentados cuatro de éstos, que darán una visión apropiada del estado del arte.

Algoritmo de **Lavers et al. (2011)**: Inicialmente propuesto en *The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation* [49] en el año 2011, este algoritmo propone la identificación de un AR como toda estructura que supere un umbral fijo (en tiempo y espacio) de la variable de flujo de vapor de agua a lo largo de una estructura de más de 2000 km. Esta estructura se construye localizando los máximos de esta variable con un criterio de búsqueda de vecinos más próximos, y fue el primero en ofrecer una metodología de detección aplicable a nivel climático sobre una región concreta con datos de reanálisis de un modelo meteorológico.

Como evoluciones del algoritmo de Lavers, surgieron unos años después los algoritmos de **Eiras-Barca et al. (2016)** [25] y de **Brands et al. (2016)** [7]. Siguiendo el mismo criterio de inicio en un meridiano de control y localización de vecinos más próximos; Eiras-Barca et al. (2016) impone la condición de percentil 85 tanto en el campo de IVT como de IWV; al considerar los autores que el AR debe estar correctamente definido sobre ambas variables, al menos en términos de detección operativa. Así mismo, el percentil 85 que los puntos pertenecientes a la estructura del AR deben superar es variable, dependiendo de cada punto y mes del año, calculados climatológicamente a lo largo del período 1979-2011. De esta forma, se adquiere capacidad para operar también durante los meses de verano, que de otra forma difícilmente superarían un percentil de IVT comparable con el de los meses de invierno. El algoritmo de Brands et al. (2016) es similar al de Eiras-Barca et al. (2016), pero evaluando únicamente IVT y variando ligeramente la manera en la que el eje central del AR es definido.

Finalmente, aunque de manera coetana a estos últimos, fue publicado el algoritmo de **Guan et al. (2015)** [34]. Utilizando también un criterio mensual de umbral variable, este algoritmo presenta un salto conceptual importante, al no requerir un meridiano de control para ser inicializado; sino operar con un conjunto de herramientas destinadas al análisis de imágenes que permiten la múltiple detección de estructuras en una región suficientemente amplia. Es un algoritmo basado en el tratamiento de imágenes, con lo que permite requerir una serie de condiciones de coherencia de los campos. Actualmente se encuentra publicado en versión multimodelo para todo el globo¹ y aún operando a baja resolución, se ha convertido en una herramienta suficientemente buena para incorporar la detección de ARs a cualquier receta.

¹<http://ucla.box.com/ARcatalog>

Capítulo 2

El Origen de la Humedad en Eventos de Río Atmosférico

El contenido de este capítulo está basado en el siguiente artículo:

Eiras-Barca, J., Dominguez, F., Hu, H., Garaboa-Paz, D., and Miguez-Macho, G.: Evaluation of the moisture sources in two extreme landfalling atmospheric river events using an Eulerian WRF tracers tool, *Earth Syst. Dynam.*, 8, 1247-1261, 2017.

Resumen del Capítulo

Una adaptación tridimensional de la herramienta *WRF Tracers Tool (WTT)*, desarrollada por el Grupo de Física No Lineal es presentada y usada en este capítulo para analizar el origen de la humedad en dos eventos extremos de AR: los denominados *Great Coast Gale of 2007* en el océano Pacífico, y la *Great Storm of 1987* en el Atlántico Norte. Los resultados muestran que entre el 80% y el 90% de la humedad advectada por los ARs en estos eventos, así como un similar porcentaje de la precipitación

asociada, tienen origen tropical. En general, la contribución de la región tropical a la precipitación asociada a estos eventos es superior al 50%, excediendo notablemente este valor en las regiones más afectadas. El mecanismo de convergencia local es responsable del resto de la precipitación y del aporte de humedad. El cociente de humedad tropical frente a humedad total se maximiza con la llegada del frente a tierra. Los cortes transversales correspondientes a esta situación sugieren que la humedad tropical no se transporta necesariamente sobre el *low-level jet* (LLJ) del ciclón extratropical. En su lugar, este máximo de humedad está localizado cerca de la superficie en latitudes bajas, y va ascendiendo a lo largo de la estructura del AR, pudiendo situarse encima, debajo o delante del LLJ en ambos casos estudiados.

Abstract of the Chapter

A new 3D tracer tool is coupled to the WRF model to analyze the origin of the moisture in two extreme Atmospheric River (AR) events: the so-called "Great Coast Gale of 2007" in the Pacific Ocean, and the "Great Storm of 1987" in the North Atlantic. Results show that between 80% and 90% of moisture advected by the ARs, and a high percentage of the total precipitation produced by the systems, have a tropical origin. The tropical contribution to precipitation is in general above 50%, and largely exceeds this value in the most affected areas. Local convergence transport is responsible for the remaining moisture and precipitation. The ratio of tropical moisture to total moisture is maximized as the cold front arrives to land. Vertical cross sections of the moisture content suggest that the maximum in tropical humidity does not necessarily coincide with the Low-Level Jet (LLJ) of the extratropical cyclone. Instead, the amount of tropical humidity is maximized in the lowest atmospheric level in southern latitudes, and can be located above, below or ahead of the LLJ in northern latitudes in both analyzed cases.

2.1. Introducción

Como se ha comentado en el capítulo introductorio, la cuestión sobre el origen de la humedad asociada a los eventos de AR es todavía motivo de debate. En el resurgimiento del estudio de este fenómeno, en la última década, se mantuvieron dos corrientes de pensamiento aparentemente diferenciadas. Por un lado estaba la literatura que apoyaba la idea de que el AR no es más que una huella (*footprint*) dejada por el frente a su paso. Según esta teoría, la gran can-

tividad de humedad asociada no es más que humedad local atraída por los mecanismos de convergencia del propio sistema [2, 13, 15]. Por otro lado estaba la literatura que asumía como hipótesis la imposibilidad de la región local para aportar tal cantidad de vapor de agua, y que por tanto esta humedad no podía sino proceder de las regiones tropicales mediante un mecanismo de advección a lo largo del propio AR.

Lo cierto es que ninguna de las teorías estaba basada en simples suposiciones, sino que ambas, aunque incompatibles entre ellas, tienen su fundamento y justificación. Por un lado, las teorías favorables a la humedad local, entre las que destaca Dacre et al. (2014) [15] obtienen sus conclusiones procedentes del formalismo matemático euleriano. Particularmente han evaluado la ecuación de continuidad de fuente-sumidero:

$$P - E = -\frac{1}{g} \int_{P_{500}}^{P_s} \frac{\partial q}{\partial t} dp - \frac{1}{g} \int_{P_{500}}^{P_s} \nabla \cdot (q\vec{u}) dp \quad (2.1)$$

a lo largo del trayecto de un elevado número de casos de ARs. Tras esta evaluación matemática han observado que no se requerían grandes flujos de advección tropical para explicar los campos de IWV.

Por otro lado, las teorías favorables a identificar las regiones tropicales como regiones fuente, acuden principalmente a modelos lagrangianos (especialmente el modelo de dispersión lagrangiana FLEXPART [90]) capaces de identificar regiones fuente o sumidero de humedad. Todas las publicaciones presentadas en estos términos concuerdan en el hecho de que las latitudes tropicales son una región fuente activa, sin la cual no podrían explicarse las cantidades de humedad presentes en este fenómeno. En estos términos, la exportación de humedad tropical, conocida como TME por las siglas en inglés de *Tropical Moisture Exports*, a lo largo de los grandes corredores que atraviesan los océanos, sería responsable del principal aporte de humedad.

La tendencia actual a este respecto pasa por asumir que el TME es responsable de la mayor parte del contenido de humedad, mientras que la convergencia local, que sin duda también existe, es un mecanismo de aporte más bien secundario [20]. Con este concilio concordamos absolutamente y también es

necesario asumir que, en todo caso, esto dependerá de la definición que se considere de río atmosférico, lo cual no es tampoco una cuestión cerrada. Desde este punto de vista, es esperable que aquellos ARs mejor definidos; con los más intensos campos de viento y una clara conexión tropical tengan un aporte de humedad por TME mucho más reforzado. Por otro lado, aquellos ARs que se encuentren en el umbral de su definición, con campos de vientos no especialmente intensos, o incluso con un bloqueo situado entre las latitudes tropicales y ellos encontrarán en el TME una fuente muy debilitada, pudiendo incluso alimentarse de humedad local como principal fuente de suministro.

Con el objetivo de realizar un aporte a la discusión, se ha aplicado la metodología presentada en este capítulo. Haciendo uso de una herramienta desarrollada por nuestro grupo, que será descrita en detalle en las siguientes secciones, y que aporta un nuevo formalismo de estudio de la fenomenología –se superan por vez primera el formalismo euleriano de fundamento matemático que analiza las propiedades netas del campo y el estudio de naturaleza lagrangiana que analiza la evolución de unos trazadores de humedad (activos o pasivos) para implementar una herramienta de estudio de trazadores desde el formalismo euleriano– haciendo uso del modelo meteorológico de mesoescala WRF. Esta herramienta permite determinar la cantidad exacta de humedad y precipitación existentes en una región dada, con origen en otra previamente determinada. Particularmente, se ha aplicado esta herramienta al estudio de dos casos muy concretos, que han destacado por su dureza tanto en términos meteorológicos como sociales, atendiendo estos últimos al cuantioso coste económico y humano derivado de los mismos.

Los resultados obtenidos de estas simulaciones también permitirán abordar una cuestión que, aunque menos polémica que la del origen de la humedad, tampoco cuenta con un consenso absoluto. Dicha cuestión es la de la asociación de los máximos de humedad a lo largo de la estructura del AR con el LLJ del sistema. Si bien es cierto que tiende a identificarse uno con otro, especialmente en las definiciones más elementales de AR, nuestros resultados refuerzan aquellos que vienen a proponer que dicha asociación no es adecuada, al menos en todos los casos, si se pretende un estudio estricto de la estructura vertical del río.

2.2. Métodos

2.2.1. Eventos Estudiados

El primero de los eventos analizados es el correspondiente a diciembre de 2007, en la Costa Oeste americana. Denominado con el pseudónimo de *The Great Coast Gale* (Figura 2.1.a) es un evento de especial notoriedad, al ser el causante de la pérdida de 680 millones de dólares y once muertes [16, 23]. Su explosividad fue causada por la participación conjunta de los remanentes de los huracanes Hagibis y Mitag en su ciclogénesis, lo que derivó en la observación de vientos huracanados. Por si esto no fuera suficiente, su acción sobre las poblaciones de la costa tuvo lugar como el tercer ciclón de una serie de tres ciclones consecutivos, cada cual con mayor impacto que el anterior [71]. La evolución sinóptica de los campos de IVT, IWV y presión puede observarse en la Figura 2.2.a-d. La precipitación acumulada derivada de la misma puede observarse en la Figura 2.5.b (que será introducida más adelante) donde se observan valores extremos superiores a los 120 mm en un día.

El segundo de los eventos corresponde a la Costa Atlántica europea, concretamente al mes de octubre del año 1987. Este evento fue denominado *The Great Storm of 1987* (Figura 2.1.b) y tuvo también una muy importante notoriedad. Esta notoriedad internacional vino causada no tanto por las precipitaciones extremas causadas en Galicia –superiores a los 100mm en un día, Figura 2.5.d – sino por los efectos que tuvo sobre las islas británicas, donde la falta de predicción de la misma –habitual en los eventos de ciclogénesis explosiva, tal es el caso– supuso un revuelo mediático que cuestionó la operatividad de la MetOffice en la época. Las precipitaciones y vientos extremos se saldaron con la pérdida de millones de libras y 18 muertes [11]. La virulencia de este evento puede explicarse por la acción conjunta de una importante baja en altura conjuntamente con una baroclinicidad especialmente activa en niveles bajos [39].

Los eventos se han escogido siguiendo criterios de intensidad y relevancia. No solo son eventos detectados, naturalmente, por todos los algoritmos de detección de ARs, sino que son relevantes y existe bastante literatura al respecto de su formación y de la relevancia social que han tenido.

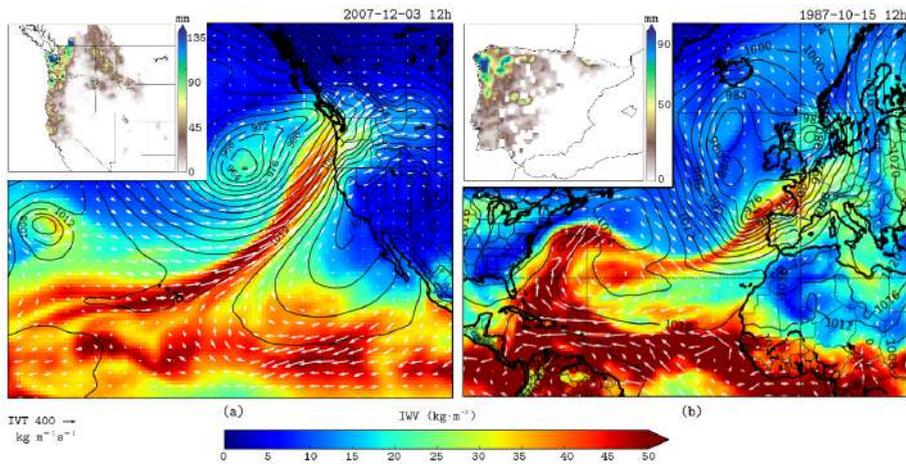


Figura 2.1: Instante de llegada del AR a tierra (*landfall event*) para la *Great Coast Gale* de 2007 (a) y la *Great Storm* de 1987 (b) en los campos de IWV (escalar) e IVT (vectores). Se acompañan también las precipitaciones diarias extremas, en mm, acumuladas a lo largo de sendas jornadas.

2.2.2. WRF Tracers Tool

La herramienta que aquí se describe tiene su fundamento en un acople de la técnica de trazado o identificación de la humedad contenida en ciertas regiones del dominio de simulación, desde el formalismo euleriano natural del modelo WRF [88]. Como analogía puede pensarse en un tinte o un colorante que se libera en una región de un fluido en movimiento, para estudiar su distribución al cabo de un tiempo. La metodología replica todas las ecuaciones de pronóstico relativas a la humedad total (donde q_n representa todas las especies de humedad, \vec{u} es el campo horizontal de vientos y t es el tiempo)¹:

¹El primer término de la ecuación representa la advección, el segundo la difusión y los tres últimos términos hacen referencia a los intercambios de humedad resueltos por las parametrizaciones de capa límite planetaria (CLP), microfísica de nubes y convección respectivamente.

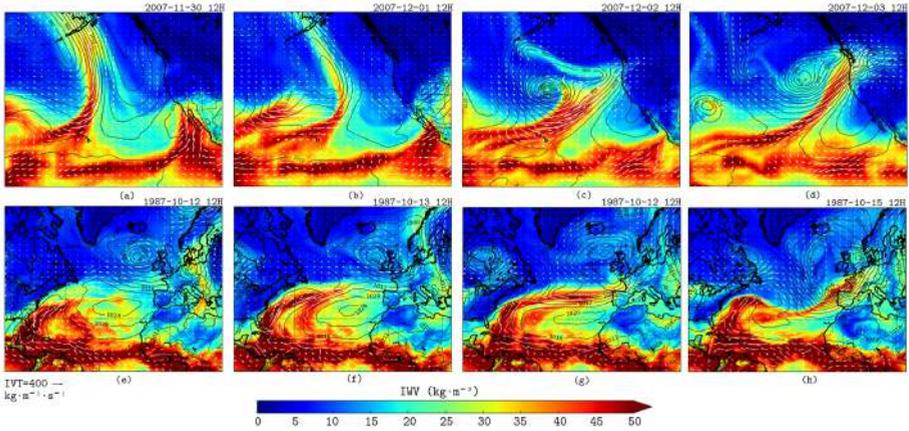


Figura 2.2: Figura análoga a la Figura 2.1 pero mostrando la evolución sinóptica a lo largo de las cuatro jornadas anteriores para la *Great Coast Gale* (a-d) y la *Great Storm* (e-h).

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -\vec{u} \cdot \nabla q_n + \nu_q \cdot \nabla^2 q_n + \left(\frac{\partial q_n}{\partial t} \right)_{CLP} + \left(\frac{\partial q_n}{\partial t} \right)_{microf} + \left(\frac{\partial q_n}{\partial t} \right)_{conv} \quad (2.2)$$

Las parametrizaciones de WRF son nuevamente aplicadas únicamente a la humedad contenida en ciertas regiones, y a su evolución en el tiempo en el resto del dominio. Por tanto, la difusión, la convección, la microfísica, el cambio de fase y naturalmente la advección están perfectamente contempladas en el ciclo de vida de la humedad que inicialmente se “etiqueta” (Figura 2.3). Todos los procesos que afectan a la humedad quedan, por tanto, perfectamente representados.

La técnica es, por ello, absolutamente precisa en el “mundo del modelo”, y toda divergencia con la realidad vendrá determinada por las incertidumbres asociadas al propio modelo. Una descripción más detallada de la herramienta puede encontrarse en Insua-Costa y Miguez-Macho (2017) [42], donde sólo cabe añadir que para llevar a cabo el estudio que se presenta en este capítulo, se ha realizado una modificación *ad-hoc* de la herramienta para poder operar con la humedad inicialmente contenida en la celda en tres dimensiones,

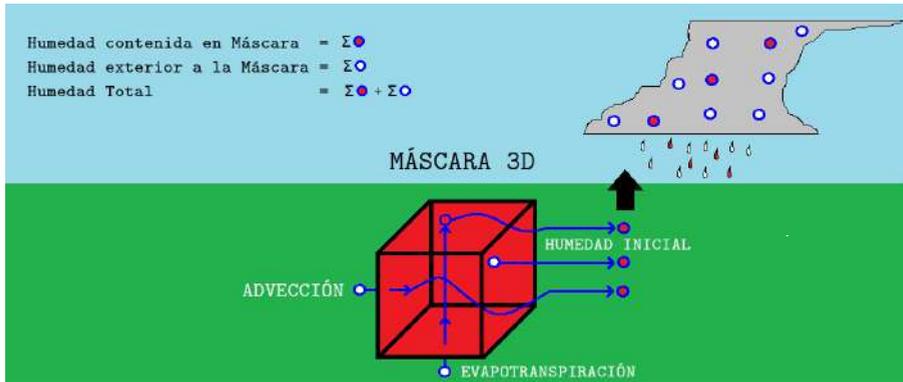


Figura 2.3: Esquema básico de funcionamiento de la *WRF Tracers Tool*. Basado en Insua-Costa y Míguez-Macho (2017) [42].

en lugar de requerirse una evapotranspiración previa de la misma, condición necesaria en la versión inicial del código.

La simulación de WRF no se ve, por tanto, alterada por la incorporación de la herramienta WTT, sino que se ve sencillamente ampliada en una serie de variables nuevas que estudian únicamente la humedad inicialmente etiquetada. Las ecuaciones de pronóstico de la humedad etiquetada tienen en cuenta, naturalmente, la humedad total del sistema en cada paso de tiempo, pero no al contrario.

Por tanto, y para las simulaciones concretas presentadas en este capítulo; la herramienta opera de la siguiente manera: Habiendo seleccionado el dominio (Atlántico Norte o Pacífico Norte), se etiqueta toda la humedad contenida en las regiones tropicales (Figura 2.4) en toda la columna vertical. Todo el vapor de agua contenido en estas regiones, incluido el asimilado por evapotranspiración a lo largo de la simulación es seguido en tiempo y espacio. De esta forma, tras avanzar varios días en la simulación, puede determinarse qué cantidad de humedad presente en cualquier otra región del dominio procede de la región inicialmente etiquetada. Esta conclusión puede obtenerse tanto para la humedad específica como para la precipitación.

Como se ha comentado, la herramienta se ha aplicado en dos casos de estudio

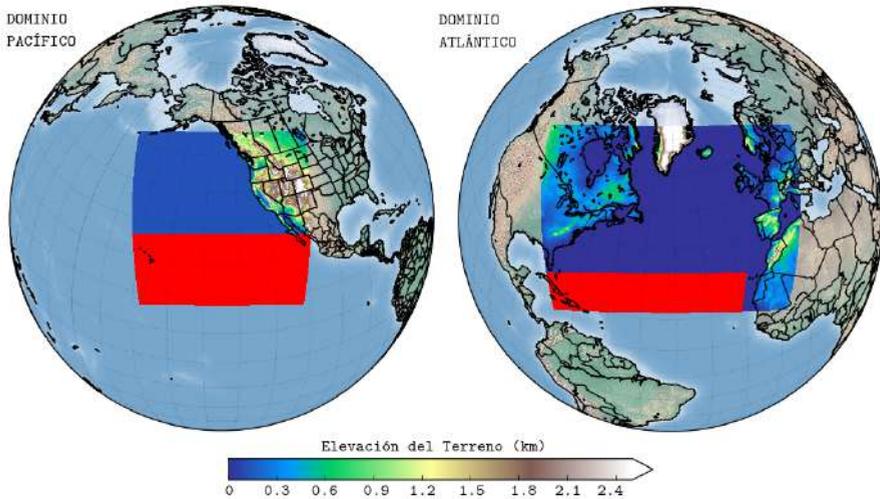


Figura 2.4: Dominios de simulación de WRF (azul) para la *Great Coast Gale* (dic. 2007) (a) y la *Great Storm* (oct. 1987) (b). El área resaltada en rojo en cada figura corresponde a la región donde inicialmente es “etiquetada” la humedad, para posteriormente ser estudiada a lo largo del resto del dominio como trazadores.

concretos. El correspondiente al dominio Pacífico, con una resolución horizontal de 15 km y 40 niveles verticales, y el correspondiente al dominio Atlántico, con una resolución horizontal de 20 km y 50 niveles verticales. En ambos casos se ha cubierto un período de tiempo de 10 días; tiempo suficiente para que el proceso de advección a través de los corredores oceánicos quede adecuadamente descrito. Se ha aplicado un anidamiento espectral (*spectral nudging*) de número de onda superior a 1000 km con un tiempo de relajación de 1 h, para evitar la distorsión producida por la interacción entre el modelo y las condiciones de contorno [63, 64]. Las parametrizaciones operativas del modelo han sido las siguientes:

- Parametrización de capa límite: Yonsei University Paramerization (YSU) [38, 87, 41, 40].
- Parametrización de convección: Kein-Fritsch convection scheme [46].

- Parametrización de microfísica de nubes: WRF Single Momentum 6-Class Microphysics Scheme (WSM6) [38].
- Parametrización de radiación de onda larga: Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) [65].
- Parametrización de radiación de onda corta: Dudhia Scheme [24].

Las condiciones iniciales y de contorno del modelo han sido alimentadas por el modelo de reanálisis del ECMWF ERA-Interim [6]. Este modelo ha sido probado con eficacia en el estudio de ARs [84]. El cálculo de las variables de diagnóstico de interés, que son la columna vertical integrada de vapor de agua y su flujo; tanto total como de los trazadores, se ha realizado según el siguiente esquema de integración vertical:

$$\text{IVT} = \left| \frac{1}{g} \int_{\text{sup}}^{\text{tope}} q \vec{u} dp \right| \quad (2.3)$$

$$\text{IWV} = \frac{1}{g} \int_{\text{sup}}^{\text{tope}} q dp \quad (2.4)$$

$$\text{IWV}_{\text{TR}} = \frac{1}{g} \int_{\text{sup}}^{\text{tope}} q_{\text{TR}} dp \quad (2.5)$$

$$q = \frac{w}{w+1}, \text{ con } w \ll 1 \Rightarrow q \approx w \quad (2.6)$$

$$\vec{u} = (u, v) \quad (2.7)$$

Donde sup corresponde al nivel superficial, tope corresponde al último nivel de la troposfera, \vec{u} es el campo de viento, g es la aceleración gravitatoria, q corresponde a la humedad específica y w es el cociente de mezcla (*mixing ratio*).

2.3. Resultados y Discusión

Primeramente se ha procedido a una validación de los resultados obtenidos, por comparación con modelos de reanálisis y datos de observación. La Figura 2.5 muestra la comparación entre los valores obtenidos para la precipitación procedentes de la simulación con WRF con los ofrecidos por dos bases de datos de observación fiables; la base de datos de LIVNEH [54] para el dominio Pacífico y la base de datos IBERIAO2 [36, 5]. Por otro lado, la figura 2.6 presenta la comparación entre IVT del WRF frente al IVT obtenido del modelo de reanálisis MERRA de la NASA [81].

La figura 2.6 muestra que WRF ha representado correctamente los campos de IVT, fundamentales para este estudio. Con respecto a los campos de precipitación presentados en la Figura 2.5, puede observarse mayores divergencias entre los resultados del modelo y las observaciones. Estas diferencias son, sin embargo, pequeñas e insalvables por el momento, teniendo en cuenta que la precipitación es considerada como la variable de más compleja resolución en todo modelo meteorológico de mesoescala (e.g. [61, 8]).

La Figura 2.7 muestra la distribución tridimensional de los campos de IWV total (a) y de trazadores, IWV_{TR} (b) para el momento de arribada a tierra del AR para el evento del Pacífico. Nótese que las subfiguras (c) y (d) muestran la misma información que (a) y (b) respectivamente, pero a través de una serie de cortes transversales que facilitan el estudio de la columna vertical. Las figuras muestran el elevado grado de coincidencia entre IWV e IWV_{TR} , especialmente en la región frontal y prefrontal donde se observa la práctica totalidad de la humedad procede de la región enmascarada, i.e. tiene un origen tropical. La Figura 2.8 es análoga a la la Figura 2.7 pero para el caso europeo. Las conclusiones obtenidas en esta figura son equivalentes a las del caso americano, aunque con porcentajes de coincidencia ligeramente inferiores; debido al bloqueo de advección generado por un anticiclón de las Azores que se encontraba fuertemente desarrollado en ese momento. Los bloqueos de esta naturaleza obligan a la humedad a “rodear” el centro de altas presiones, con las consiguientes pérdidas esperables por el aumento del recorrido.

La figura 2.9 muestra los cocientes de la columna vertical integrada de cada variable; tropical (de trazadores) frente a total. Es decir, para la columna vertical integrada, muestra cuánta de la humedad contenida en la misma es de origen tropical (a y c para los casos Pacífico y Atlántico, respectivamente); así como para la precipitación obtenida, muestra cuánta de ella proviene de la región tropical enmascarada, en una ventana temporal de 24 horas (b y d), en los puntos donde la precipitación haya superado el umbral de precipitación diaria acumulada de 3 mm [10]².

Se observa sin ambigüedad como los porcentajes de precipitación y, especialmente humedad tropicales son ampliamente superiores al 70% en las zonas de impacto del AR. Además, se observan, como cabría esperar, valores superiores al 80% en las regiones montañosas y más meridionales, al favorecer el alzamiento orográfico las condiciones necesarias para la precipitación.

Si bien esta información es de por sí ilustrativa, ofrece únicamente un “fotografía” del momento concreto de la llegada del AR, y no aporta ningún detalle sobre la evolución temporal. Con el objetivo de estudiar esta última se ha analizado el valor de estos cocientes, a lo largo de una región integrada que cubre los estados de Washington y Oregon, en función del tiempo (Figura 2.10). Se observa como globalmente, el cociente de humedad tropical tiene una evolución quasi-gaussiana con centro en la llegada del río a tierra. El mismo comportamiento presenta la precipitación que tiene, además, un máximo relativo previo correspondiente con toda probabilidad a la llegada del frente cálido.

Conclusiones interesantes pueden también ser obtenidas si se analizan una serie de cortes transversales que, a lo largo de la estructura del AR, permitan estudiar la distribución vertical de la humedad tropical. Estos cortes corresponden a las Figuras 2.11 y 2.12 para los eventos Pacífico y Atlántico respectivamente.

Las figuras citadas en el párrafo anterior muestran sendos cortes transversales, a lo largo de la estructura de los ARs en el momento de su llegada a tierra.

² El filtro situado entre el valor de 1mm y 3mm es habitual en este tipo de análisis, y es usado para evitar el “ruido” derivado de considerar en la serie los días sin precipitación.

Las variables graficadas son la humedad tropical (IWV_{TR}) y el módulo de viento, representado este último con el fin de localizar el LLJ. En ambos eventos se observa que en la “raíz” del AR, la mayor parte de la humedad permanece en los niveles inferiores, significativamente por debajo del LLJ. A medida que aproximamos el estudio a la cabeza del AR, la humedad tropical tiende a ascender –como cabría esperar, como resultado de los procesos de ascendencia dinámica y convección ligados al WCB del sistema frontal–, pero no necesariamente en coincidencia con la posición del LLJ. Ya en la cabeza del AR, este fenómeno se ve enteramente determinado por la interacción con la orografía.

Estos resultados muestran que la clásica asociación entre LLJ y humedad tropical transportada a lo largo del AR no es correcta. Si bien es cierto que ningún trabajo que haya analizado rigurosamente la distribución vertical de la humedad a lo largo del AR ha llegado a la conclusión de que el máximo de humedad –tropical o no– coincida necesariamente con el LLJ, sí pueden encontrarse en la literatura numerosas descripciones de los AR como “estructuras que transportan una gran cantidad de humedad a lo largo del LLJ de los ciclones extra-tropicales”. Esta definición debe ser matizada, pues dada la distribución observada de los campos de humedad, aunque en el LLJ se produjera un máximo de IVT –debido a los intensos campos de viento–, se observa que este flujo de humedad no coincide con el máximo de humedad tropical, que en todo caso se ha mostrado que es mayoritaria.

2.4. Conclusiones

La adaptación tridimensional de la herramienta *WRF Tracers Tool (WTT)* ha permitido en este capítulo el análisis del origen de la humedad en dos eventos de río atmosférico de alto impacto; la *Great Coast Gale* de diciembre de 2007 en la Costa Oeste americana, y la *Great Storm* de octubre de 1987 en la Costa Atlántica europea. Los resultados muestran que la inmensa mayoría de la humedad asociada a los eventos, así como la precipitación resultante, son de origen tropical. El máximo de los cocientes humedad tropical frente a total coinciden, además, con la llegada del río atmosférico a tierra, y afectan especialmente a las regiones montañosas cercanas a la costa. En el caso europeo, la dependencia tropical es sensiblemente inferior al caso americano, debido al eventual

bloqueo producido por la presencia del anticiclón de las Azores.

En base a estos resultados, consideramos apropiado hipotetizar que las mayores cantidades de agua precipitable están asociadas a eventos de AR que tienen una clara conexión tropical. El mecanismo de convergencia de humedad local parece jugar un papel de segundo orden en los casos de AR más extremos. Para fortalecer estas conclusiones, así como para demostrar formalmente la hipótesis, deberá de repetirse el estudio con un caso superior de eventos.

Finalmente, el estudio de la distribución vertical de la humedad tropical muestra que su máximo tiende a situarse en los niveles más bajos de la baja troposfera, con cierta capacidad de ascenso a medida que se aproxima a la cabeza del AR. No se observa, como sugieren algunos textos, una coincidencia necesaria entre el máximo de humedad y el *Low-Level Jet*, dado que este último tiende a estar situado en la región inmediatamente pre-frontal, dada su naturaleza de viento térmico.

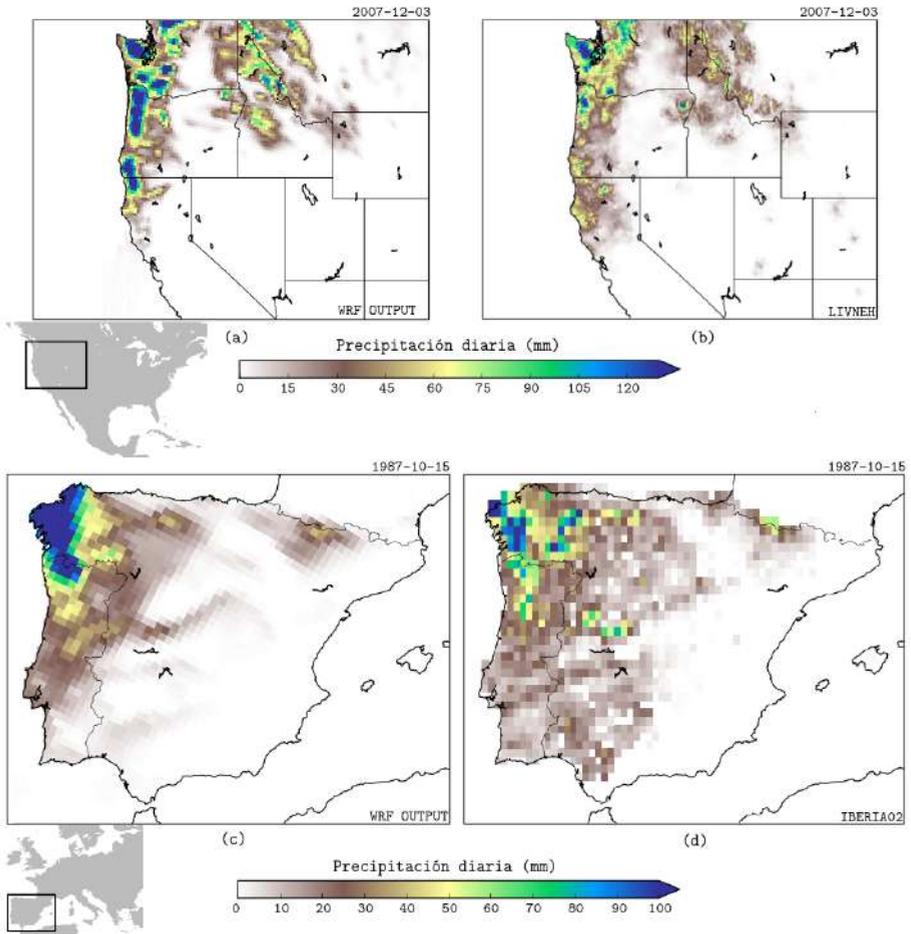


Figura 2.5: Comparación/validación entre las salidas de precipitación 24-H de WRF para los eventos estudiados (a y c) y sus correspondientes bases de datos de precipitación observada LIVNEH (b) e IBERIA02 (d), respectivamente.

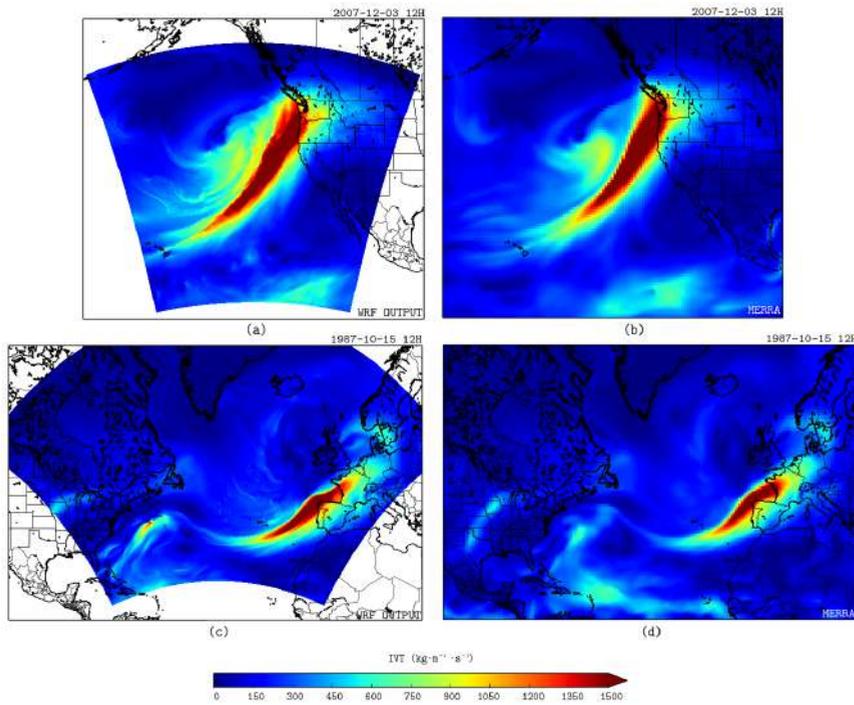


Figura 2.6: Validación de las salidas de WRF (a y c) en la variable IVT frente al reanálisis MERRA (b y d).

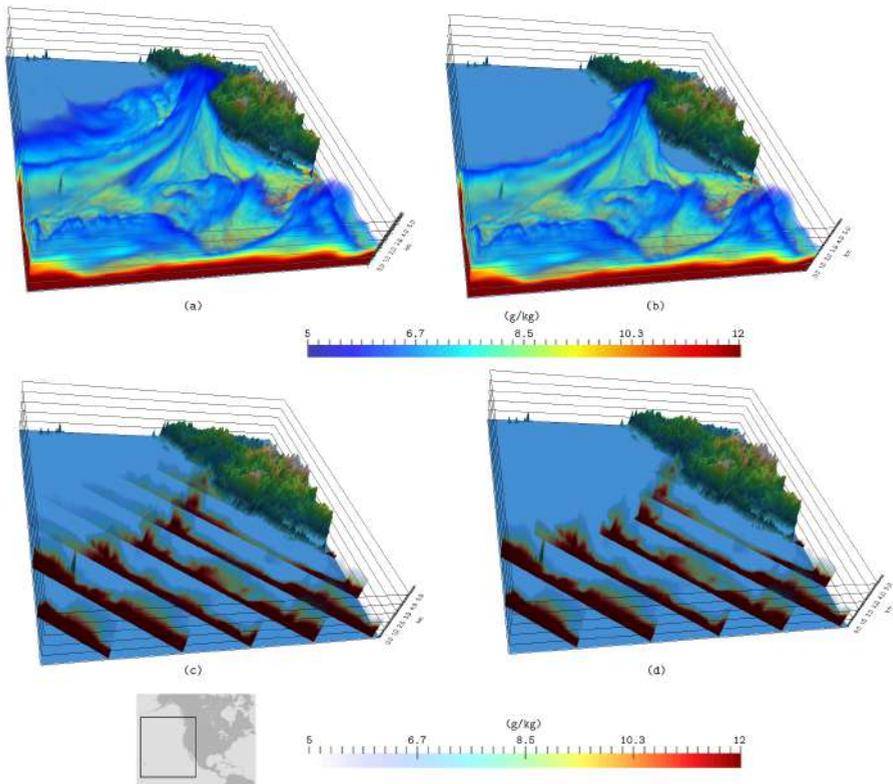


Figura 2.7: **a)** Distribución vertical de IWV para la *Great Coast Gale* (2007.12.03 12UTC). **b)** Distribución vertical de IWV_{TR} para el mismo evento y momento que (a). **c)** representación de (a) mediante cortes transversales. **d)** representación de (b) mediante cortes transversales.

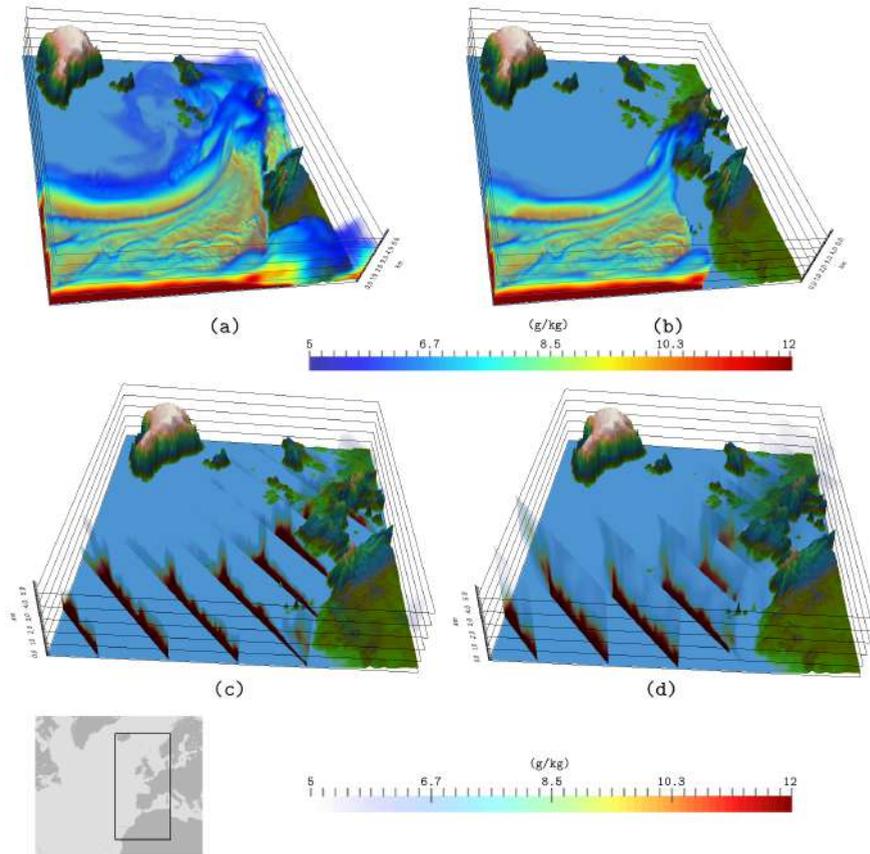


Figura 2.8: Equivalente a 2.7 pero para el dominio atlántico de la *Great Storm* (1987.10.15 12UTC).

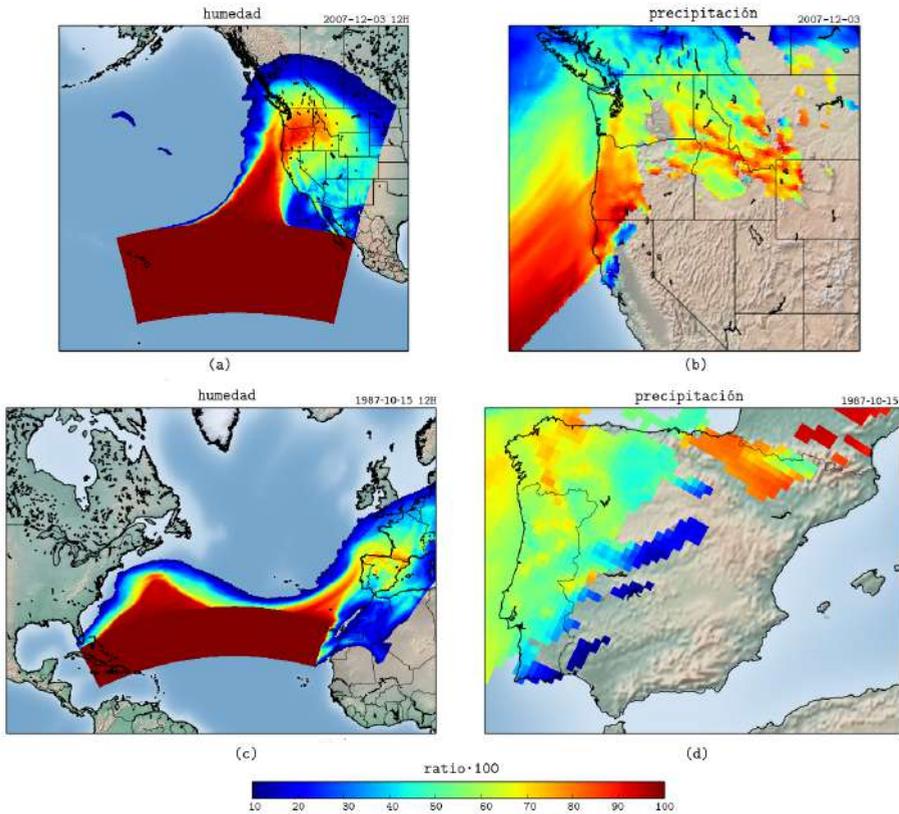


Figura 2.9: **a)** Cociente de humedad tropical frente a humedad total para el evento del Pacífico. **b)** Cociente de precipitación tropical frente a precipitación total para el evento del Pacífico. **c)** y **d)** son equivalentes a (a) y (d) respectivamente pero para el caso atlántico.

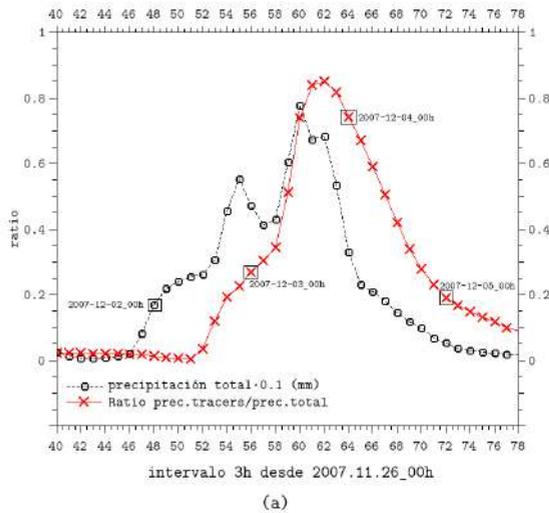


Figura 2.10: Evolución temporal de la humedad tropical (cruces rojas) y la precipitación total (círculos negros) durante el evento del Pacífico **(a)**. Los datos representados corresponden a la integración espacial de la región resaltada en **(b)**.

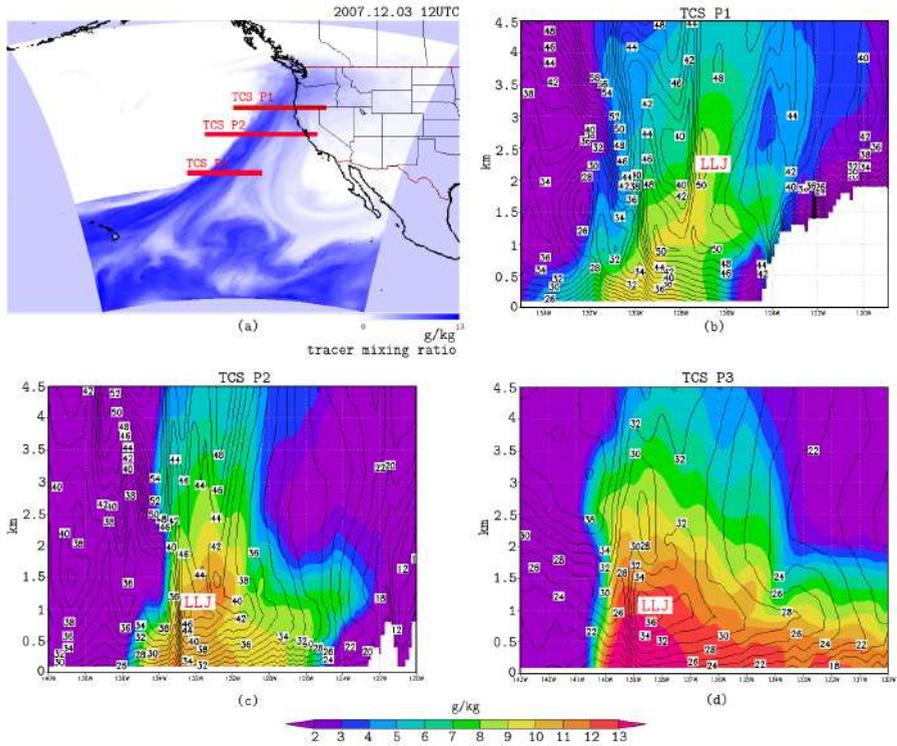


Figura 2.11: Cortes transversales analizados a lo largo de la estructura del AR en la *Great Coast Gale* (2007.12.03 00UTC). Las imágenes b,c y d muestran la distribución de humedad tropical (IWV_{TR}) a lo largo de la columna vertical en los tres segmentos detallados en la imagen a. Las isosuperficies detallan los campos de módulo de viento horizontal, en las que se ha identificado el *low-level jet*.

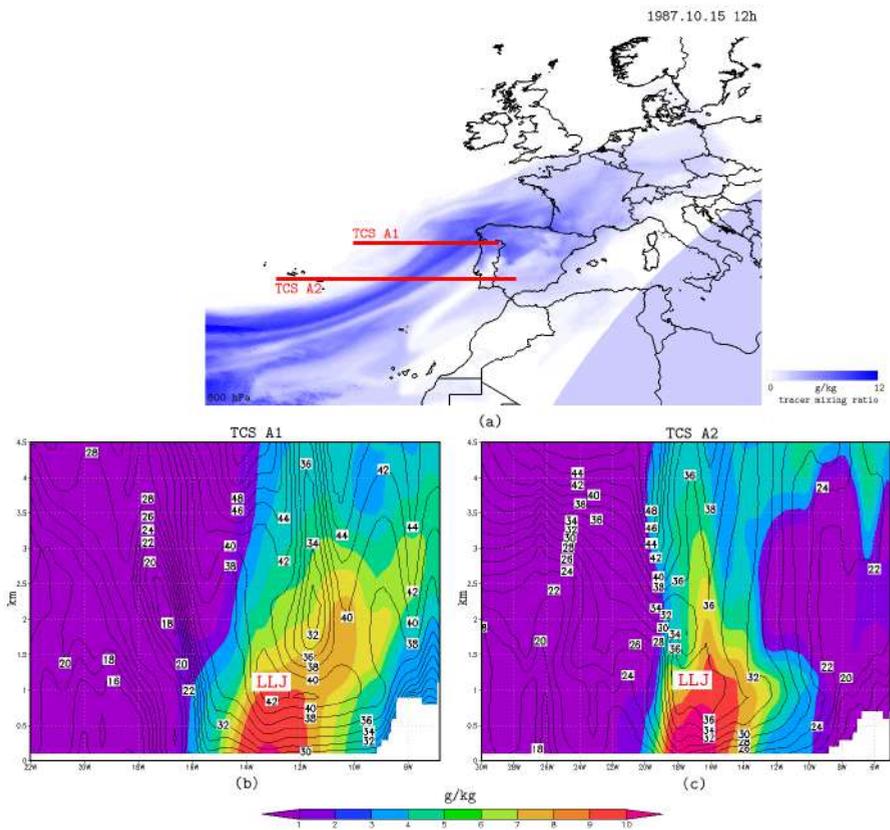


Figura 2.12: Análogo a la Figura 2.11 pero para la *Great Storm* de 1987. (1987.10.15 12UTC).

Capítulo 3

Variación Estacional e Interanual de la Actividad de Ríos Atmosféricos sobre el Atlántico Norte

El contenido de este capítulo está parcialmente basado en el siguiente artículo:

Eiras-Barca, J., Brands, S., & Miguez-Macho, G. (2016). Seasonal variations in North Atlantic atmospheric river activity and association with anomalous precipitation over the Iberian Atlantic Margin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(2), 931-948.

Resumen del Capítulo

En este capítulo se presenta un algoritmo propio de detección de ARs, con capacidad operativa tanto para los meses de invierno como para los de verano. Dicho algoritmo, basado en la evaluación de las variables IVT e IWV para cada punto del AR, es usado para analizar la incidencia de ARs sobre la cuenca del Atlántico Norte durante el período 1979-2013. El ciclo estacional de la actividad de ARs para la región descri-

ta muestra una amplitud relativamente baja, estando acentuado en el sureste de la región analizada, como consecuencia del desplazamiento estacional del cinturón de altas presiones asociado a dicha región. La variación interanual de la detección de ARs es débil, y no se localizan patrones coherentes de la misma.

Abstract of the Chapter

In the present chapter, a novel atmospheric river (AR) detection scheme based on column-integrated water vapor and column-integrated water vapor flux is presented and applied for a wider area covering the North Atlantic Ocean for the period 1979–2013. The seasonal cycle in AR frequency over the North Atlantic exhibits a relatively small amplitude, being more pronounced toward the east and south of the oceanic basin, as it is increasingly related to the seasonal cycle in storm activity and the meridional displacement of the subtropical high. In the eastern North Atlantic, downwind of the North American continent, it shows a more complex behavior. The interannual variability of AR frequency is weak across the entire North Atlantic, and it does not present consistent long-term spatiotemporal patterns.

3.1. Introducción

Si bien es cierto que comienza a ser abundante la bibliografía que estudia la llegada de los eventos a la costa, en diversas regiones del mundo, no lo es, sin embargo, aquella que analiza la variabilidad de la presencia de actividad de ARs en las cuencas oceánicas. Aunque es obvio que el AR adquiere una relevancia mayor cuando llega a tierra –pues es aquí cuando el alzamiento orográfico puede motivar las precipitaciones más extremas, y es aquí, en todo caso, cuando mayor incidencia tiene sobre la actividad humana–; no se debiera, en nuestra opinión, despreciar el papel jugado por éstos a lo largo de los propios corredores oceánicos.

Se ha discutido anteriormente el rol jugado por los ARs en el transporte de energía en forma de calor latente, papel relevante en equilibrio termodinámico del planeta. Esta distribución de energía se realiza con independencia de que el AR toque tierra; es, por tanto, relevante, y debe ser estudiada. También serán comentados en este capítulo sus correlaciones con los diferentes índices y modos de variabilidad utilizados en la simplificación del estudio de la

dinámica de la atmósfera. Con estos términos como coartada, no queda sino llegar a la conclusión de que la actividad de ARs debe ser estudiada con independencia de que lleguen a la costa.

Con esta motivación propusimos para publicación una sección del artículo *Seasonal variations in North Atlantic atmospheric river activity and association with anomalous precipitation over the Iberian Atlantic Margin* [25]. Este estudio fue el primero, según nuestro conocimiento, en analizar la actividad de ARs sobre el Atlántico Norte, sin imponer la llegada del AR como condición previa. Aunque las conclusiones obtenidas son escuetas, hemos creído que la novedad de las mismas merecía un capítulo independiente en esta Tesis Doctoral.

3.2. Métodos

El presente estudio se ha realizado haciendo uso del algoritmo de detección de ARs de Eiras-Barca et al. (2016), programado *ad hoc* por primera vez para este análisis y cuyos pormenores serán detallados a continuación.

3.2.1. El Algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016)

Como se ha comentado brevemente en el capítulo introductorio, el objetivo de este algoritmo es la identificación del eje central del AR –entendido como la región coherente con el máximo de humedad–, para determinar tanto su presencia como su extensión y orientación. El algoritmo es inicializado a lo largo de un meridiano (marcado por un rango de latitudes) denominado “meridiano de control”, que cubre la región de estudio (e.g. el margen Atlántico Norte de la Península Ibérica). A lo largo de ese meridiano, el código busca el máximo de IWV. Una vez el punto con máxima IWV es encontrado, se evalúa si dicho punto cumple una serie de criterios que se comentarán en el párrafo siguiente. Si el punto cumpliera dichos criterios, se busca entre los vecinos más próximos aquel que tenga mayor IWV, y así sucesivamente. Se procede a llevar a cabo esta metodología tanto al este como al oeste del meridiano de control, para resolver así el eje central del AR de forma completa. Finalmente, para que una eventual estructura sea detectada como AR, debe presentar una

extensión superior a los 2000 km.

Con respecto a las condiciones que debe satisfacer todo punto, se ha determinado que los mismos deben superar un valor umbral de IWV e IVT que viene determinado por el percentil 85 correspondiente a dicho punto y dicho mes del año (Figura 3.1). Estos percentiles han sido calculados a lo largo del período 1979-2013, haciendo uso del reanálisis ERA-Interim [6] para la obtención de los resultados concretos que se presentan en este apartado. Dicho de otro modo, para que un punto dado pueda ser reconocido por Eiras-Barca et al. (2016) como parte de un AR, su valor tanto de IWV como de IVT tienen que ser superiores a los valores de percentil 85 de IWV e IVT que haya tenido ese mismo punto a lo largo de todos los días pertenecientes al mes del año en que se encuentre y en el período 1979-2013. Es un procedimiento estadístico estandar para determinar que un punto tiene valores anómalos de IWV e IVT que es, en nuestra opinión, lo que cabe esperar de todo AR para poder ser considerado como tal.

En este punto consideramos apropiado comentar que si bien es cierto que la naturaleza de este algoritmo fue inspirada en el propuesto por Lavers et al. 2011 [49], Eiras-Barca et al. (2016) presentó dos características diferenciadas con respecto al mismo. Por un lado, Lavers et al. (2011) evalúa únicamente una condición sobre IVT, no sobre IWV. La inconveniencia de esta limitación será discutida a continuación. Por otro lado, en Lavers et al. (2011) el valor del umbral se propone como fijo para una región extensa y cualquier mes del año, con lo que el algoritmo quedaría inoperativo en los meses de verano, donde no cabe esperar que la atmósfera presente flujos de humedad comparables con los de los meses de invierno. En este sentido, Eiras-Barca et al. (2016) fue el primer algoritmo publicado con capacidad para la detección de ARs en cualquier región del mundo (a pesar de que solo se haya operado sobre el Atlántico Norte) y cualquier fecha del año, al ser dependientes de estas dos condiciones los umbrales que ha de superar cada punto.

Dos ejemplos ilustrativos sobre el funcionamiento de Eiras-Barca et al. (2016) pueden verse en las Figuras 3.2 y 3.3 para un caso de invierno y un caso de verano respectivamente. Las subfiguras (a) muestran dos eventos de AR claramente identificables en los campos de IWV. Las subfiguras (b) muestran sólo aquellos puntos que se encuentran sobre los valores propios de umbral

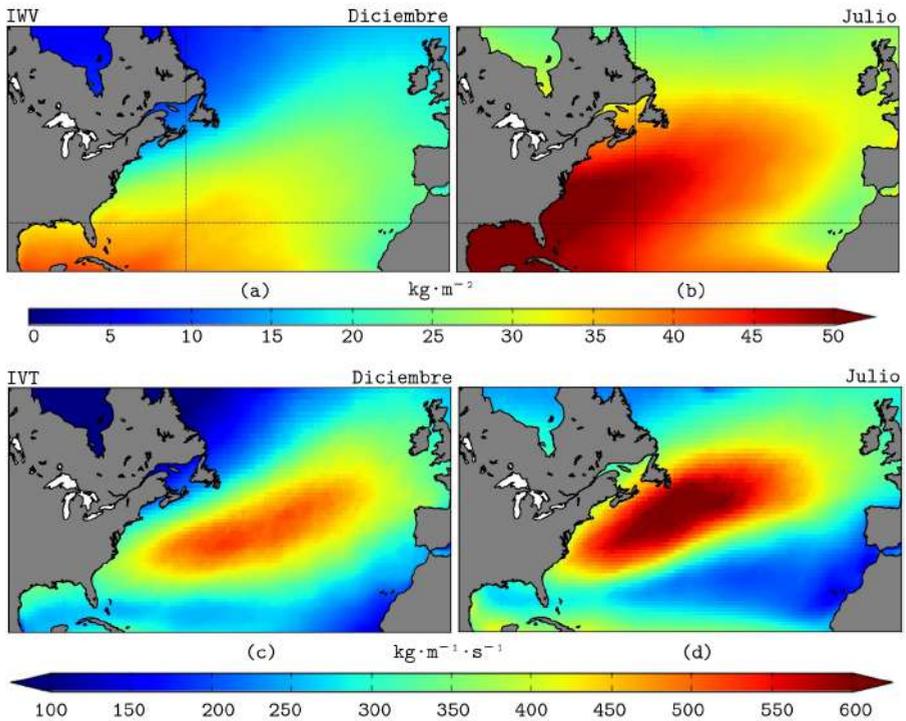


Figura 3.1: Umbrales de IWV (a y b) e IVT (c y d) que cada punto evaluado debe superar para ser detectado como perteneciente a un AR. Se presentan a modo de ejemplo los meses de diciembre (a y c) y julio (b y d).

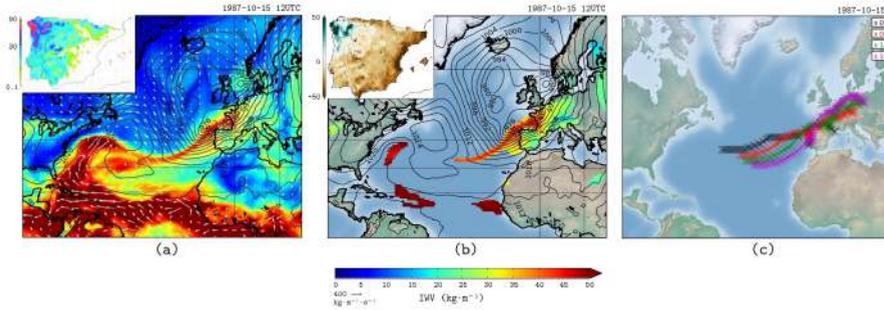


Figura 3.2: **a)** Ejemplo de un AR de invierno (1987.10.15 12UTC) muy bien definido en los campos de IWV (escalar) e IVT (vectorial), que se representa conjuntamente con la precipitación total acumulada a lo largo de toda la jornada. **b)** Puntos que cumplen la condición de estar por encima de su percentil 85 correspondiente a ese punto y el mes de octubre en ambas variables IVT e IWV. **c)** *tracking* de la detección del eje central del AR por parte del algoritmo Eiras-Barca et al. (2016) en el intervalo 6-horario.

correspondientes; es decir, aquellos puntos que son considerados anómalos dentro de los campos conjuntos de IWV e IVT y que podrían, por tanto, ser susceptibles de formar parte de un AR si también se cumple la condición longitudinal de los 2000 km. Finalmente, las subfiguras (c) muestran la detección propiamente dicha, con los ejes centrales localizados para los cuatro intervalos 6-horarios de la jornada en cuestión.

Nuevamente, debe hacerse notar que la ciencia de la detección de ARs está sometida a una serie de arbitrariedades insalvables. ¿Qué percentil usar?, ¿qué longitud mínima de la estructura exigir? o si verificar la condición de punto sobre la variable IWV, la variable IVT o ambas; son cuestiones discutibles. Si bien existe un consenso suficiente en el uso de un percentil comprendido entre los valores 85 y 90, o en el hecho de exigir una longitud mínima de 2000 km; no existe tal consenso la/las variables a evaluar, pudiendo encontrar en la literatura metodologías que evalúan únicamente IWV [76, 22, 101], únicamente IVT [103, 49, 80, 7, 34] o ambas [25].

En este sentido, nosotros tenemos claro la conveniencia de evaluar tanto IWV como IVT. Si bien es cierto que esto convierte el algoritmo en un algoritmo

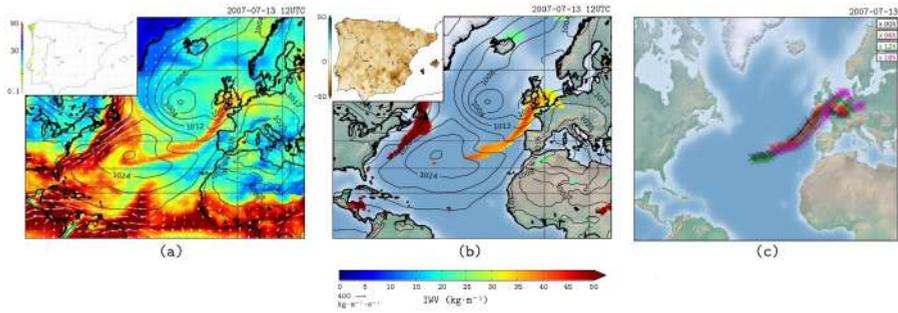


Figura 3.3: Análoga a la Figura 3.2 pero para un caso de verano (2007.03.13). Nótese que la atmósfera presenta una riqueza de humedad muy superior al caso de invierno, debido a la mayor temperatura a la que se encuentra. Por tanto, el AR, además de ser menos intenso en el campo de IWV, destaca menos con respecto a su contorno.

más bien restrictivo, imponiendo esta condición se tiene una certeza alta de que las estructuras detectadas tienen una identidad suficiente para ser consideradas ARs. La Figura 3.4 muestra como ejemplo una falsa detección que se hubiera producido sobre el sur de la Península Ibérica si nuestro algoritmo operara únicamente sobre IVT. Un sistema ciclónico con fuertes vientos y algo de resiliencia de humedad en la atmósfera motivan valores elevados de IVT (3.4.b), mientras que los campos de IWV en los mapas sinópticos (3.4.a) muestran que no existe ninguna estructura de humedad anómala con estructura longitudinal definida. Análogamente, la Figura 3.5 muestra una falsa detección que se habría producido sobre el estrecho de Gibraltar si el algoritmo hubiera operado únicamente en IWV. Una cantidad elevada de humedad alojada en el norte de África (3.5.a) sería suficiente para motivar una detección de AR (Figura 3.5.a) a pesar de la nula existencia de un flujo o de una estructura filamentosa.

Naturalmente, esta discusión tiene una componente técnica, pero fundamentalmente tiene una componente conceptual sobre qué debe considerarse un AR y qué no. Nuestro criterio al respecto se ha mantenido estable en que un AR debe identificarse visualmente al observar primeramente un mapa de IWV (o de agua precipitable), y secuenciariamente en un mapa de IVT. Si bien es cierto que un AR es un abrupto fenómeno de transporte, debe, en nuestra opi-

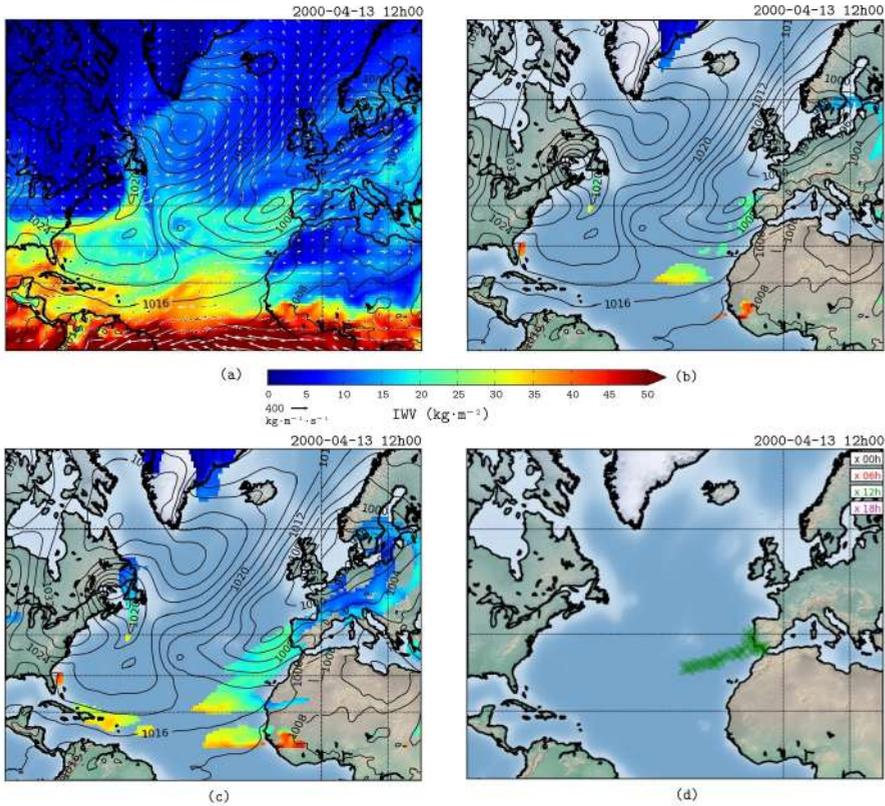


Figura 3.4: **a)** IWV, IVT y SLP para el 13 de abril del 2000. **b)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para ambas IVT e IWV conjuntamente para la situación sinóptica presentada en a). **c)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para IVT. **d)** Falsa detección que se habría producido en caso de que el algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016) hubiera operado únicamente sobre IVT sin tener en cuenta la condición sobre IWV.

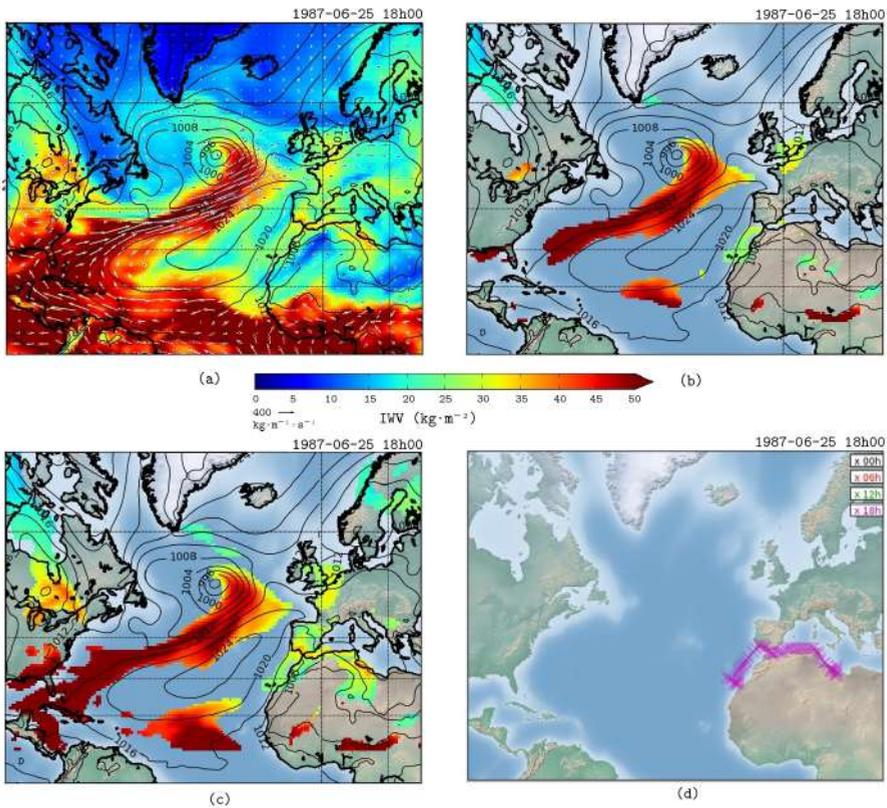


Figura 3.5: **a)** IWP, IVT y SLP para el 25 de junio de 1987. **b)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para ambas IVT e IWP conjuntamente para la situación sinóptica presentada en a). **c)** Puntos del dominio que superan el percentil 85 para IWP. **d)** Falsa detección que se habría producido en caso de que el algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016) hubiera operado únicamente sobre IWP sin tener en cuenta la condición sobre IVT.

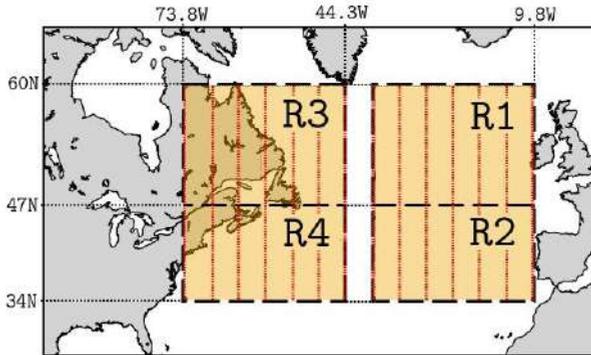


Figura 3.6: Regiones en las que se ha subdividido el Océano Atlántico Norte para la detección de ARs haciendo uso del algoritmo Eiras-Barca et al. (2016) (cajas negras). Cada una de las regiones cuenta con siete meridianos de control espaciados una distancia de 5° (líneas rojas).

nión, tenerse claro que lo que caracteriza al AR en última instancia es la cantidad anómala de humedad que aloja con respecto a su contorno, no los fuertes vientos que son propios de cualquier *low level jet* asociado a un frente.

3.2.2. Detección sobre el Atlántico Norte

El algoritmo de detección presentado en este capítulo requiere, como se ha comentado, comenzar la detección en un meridiano acotado dado. Con tal fin, se ha dividido el Océano Atlántico Norte en cuatro regiones, con siete meridianos de control cada una de ellas, que componen una red completa de detección que cubre toda la región de interés (Figura 3.6).

Esta división tiene su fundamento en la imposibilidad de estudiar la presencia de ARs sobre el Atlántico Norte considerando este último como un todo. Ha de tenerse en cuenta que la existencia de un AR sobre algún punto del Atlántico es prácticamente constante a lo largo de todo el año. De no proceder a una división de la cuenca oceánica completa se tendría una detección todos los días. La división propuesta permite además inferir la relación entre la formación de ARs y otros actores dependientes de la localización dentro de una propia

cuencia oceánica como pudieran ser, por ejemplo, algunos modos principales de variabilidad.

El algoritmo ha sido inicializado en cada uno de los meridianos de control marcados en rojo sobre la Figura 3.6, en busca de que un AR sea detectado en al menos uno de ellos. Este proceso es repetido con un intervalo temporal de seis horas.

3.3. Resultados

La Figura 3.7 muestra la variación intra-anual de la detección de ARs a lo largo del período 1979-2013 para las regiones anteriormente descritas. Para los sectores R1 y R2, la actividad de ARs presenta un mínimo en los primeros meses de verano, y un máximo en los meses de invierno. El ciclo estacional es más pronunciado en el segundo sector que en el primero. La actividad baroclínica se presenta, por tanto, como la principal precursora de ARs para estas regiones. Contrariamente, los sectores R3 y R4 presentan una complejidad mayor. Una posible explicación para la aparente existencia de más actividad de ARs en los meses de verano que en los de invierno viene dada por el hecho de que el anticiclón de las Azores no supone un bloqueo suficiente en el sector oeste del Atlántico, en comparación con el sector este, y la cercanía de la ITCZ en términos comparativos con respecto al invierno favorecería la detección de ARs.

Como medida indicativa de la dispersión de cada una de las series (i.e. de la importancia del ciclo estacional) se presenta entre paréntesis el valor de la desviación típica de cada una ellas. La región coincidente con el sur oriental del Atlántico es aquella que más variación sufre entre verano e invierno, probablemente motivada por el desplazamiento del anticiclón de las Azores, cuyo bloqueo oscila a lo largo del año, evitando la entrada de frentes y, con ello, de ARs.

La Figura 3.8 muestra la serie interanual de detección de ARs en intervalos 6-horarios. El coeficiente de variación (Ecuación 3.1, donde σ es la desviación típica y μ es la media) es inferior al 15% en todo caso, lo que muestra que, en términos generales y con las condiciones de detección establecidas, la varia-

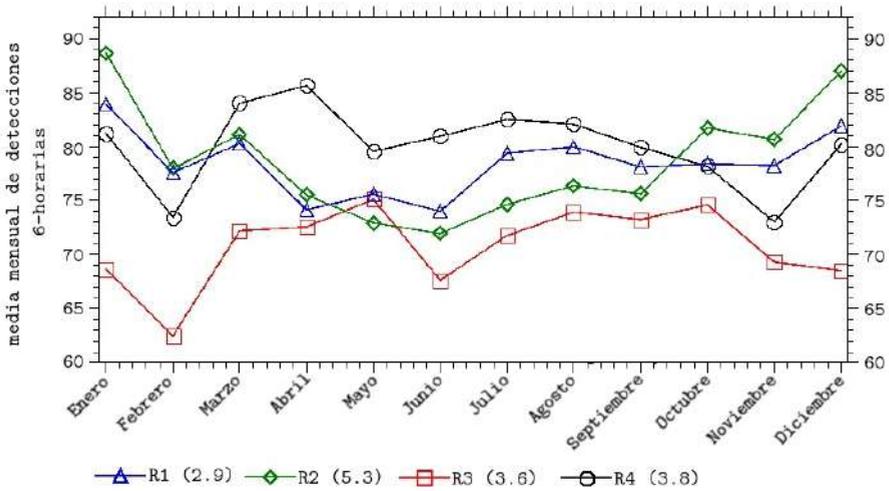


Figura 3.7: Variación intra-anual (intermensual) de la detección 6-horaria de ARs sobre cada una de las regiones presentadas en la Figura 3.6. En la leyenda se presenta entre paréntesis el valor de la desviación típica (σ) de cada una de las series, como valor indicativo de la dispersión de las mismas.

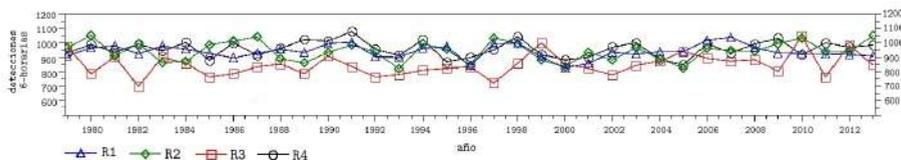


Figura 3.8: Variación interanual de la detección 6-horaria de ARs sobre cada una de las regiones presentadas en la Figura 3.6.

ción interanual en la detección de ARs sobre el Atlántico Norte es pequeña. Los coeficiente de correlación de r-pearson entre las regiones son pequeños cuando se analiza el período completo, lo cual indica que si bien temporalmente no hay grandes variaciones en la detección, esta sí que es altamente dependiente de la región analizada. Un análisis más detallado de esta serie de datos muestra una correlación estadísticamente significativa entre las regiones R1, R2 y R4 durante la década de los 90. Una explicación posible a esta correlación viene dada por los valores excepcionalmente altos de la NAO observados en esta época [4], que pudieron motivar patrones de bloqueo que pudieran eventualmente afectar a todo el Atlántico Norte.

$$cv = \frac{\sigma}{\mu} \cdot 100 \tag{3.1}$$

3.4. Conclusiones

En este capítulo se introduce un algoritmo novedoso de detección de ARs (Eiras-Barca et al. 2016), basado en el estudio de las dos variables principales que caracterizan un AR, la IVT y la IWV; así como en el uso de percentiles de detección variables que permiten la detección a lo largo de todo el año. En el momento de ser publicado dicho algoritmo, su publicación supuso un salto conceptual importante en el estado del arte, al presentar la capacidad de detectar la actividad de ARs durante el verano.

El uso del mismo para el estudio de la actividad de ARs en la cuenca oceánica atlántica muestra una variabilidad interanual muy débil, en la que no se obser-

van patrones consistentes que puedan ser correlacionados con ningún modo de variabilidad concreto, de manera estadísticamente significativa. Una excepción a esta idea la constituye la década de los años 90, en la que sí se aprecian correlaciones significativas entre la actividad de las diversas regiones. Los valores excepcionalmente altos de la NAO observados en dicha época, que modularían la actividad del flujo en la cuenca oceánica, podrían constituir una explicación a esta correlación.

Capítulo 4

La Importancia de los Ríos Atmosféricos en la Formación y el Mantenimiento de Ciclogénesis Explosivas

El contenido de este capítulo está basado en el siguiente artículo:

Eiras-Barca, J., Ramos, A. M., Pinto, J. G., Trigo, R. M., Liberato, M. L. R., and Miguez-Macho, G.: The concurrence of Atmospheric Rivers and explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins, *Earth Syst. Dynam.*, <https://doi.org/10.5194/esd-2017-76>, 2017

Resumen del Capítulo

La ciclogénesis explosiva en ciclones extratropicales y la ocurrencia de ríos atmosféricos son características habituales de las atmósferas baroclínicas; y están ambas intrínsecamente ligadas a los eventos hidrológicos extremos, particularmente en regiones costeras que reciben un flujo de viento zonal con origen en los océanos. Los ARs tienen un característico potencial en el favorecimiento de la explosividad de la ciclogénesis que ya ha sido previamente estudiado para una serie limitada de casos de

estudio, pero nunca de manera climática. Haciendo uso del reanálisis ERA-Interim (1979-2011), este capítulo analiza la concurrencia entre la formación explosiva de los ciclones y la cercanía de un AR para las cuencas oceánicas Atlántica y Pacífica durante el invierno extendido. Como resultado de este análisis, se ha identificado la presencia de un AR en la formación de al menos el 80 % de las ciclogénesis explosivas ocurridas en el período analizado. Estudiando las ciclogénesis no explosivas, el porcentaje de coincidencia con la detección cercana de un AR se reduce al 40 %. Los elevados valores de IVT presentes en la climatología de la formación de ciclogénesis explosivas en comparación con ciclogénesis ordinarias, son también un indicador del papel fundamental que juega la liberación de calor latente en la eventual explosividad de las mismas.

Abstract of the Chapter

The explosive cyclogenesis of extratropical cyclones and the occurrence of atmospheric rivers are characteristic features of a baroclinic atmosphere, and are both closely related to extreme hydrometeorological events in the mid-latitudes, particularly on coastal areas on the western side of the continents. The potential role of atmospheric rivers in the explosive cyclone deepening has been previously analysed for selected case studies, but a general assessment from the climatological perspective is still missing. Using ERA-Interim reanalysis data for 1979–2011, we analyse the concurrence of atmospheric rivers and explosive cyclogenesis over the North Atlantic and North Pacific basins for the extended winter months (ONDJFM). Atmospheric rivers are identified for almost 80 % of explosive deepening cyclones. For non-explosive cyclones, atmospheric rivers are found only in roughly 40 % of the cases. The analysis of the time evolution of the high values of water vapour flux associated with the atmospheric river during the cyclone development phase leads us to hypothesize that the identified relationship is the fingerprint of a mechanism that raises the odds of an explosive cyclogenesis occurrence and not merely a statistical relationship. These new insights on the relationship between explosive cyclones and atmospheric rivers may be helpful to a better understanding of the associated high-impact weather events.

4.1. Introducción

Como se ha comentado anteriormente, la importancia de los AR para el mantenimiento del Sistema Climático tal y como es actualmente entendido no tiene su naturaleza únicamente en su incidencia sobre la precipitación, sino también sobre la cantidad de jules emitidos a la atmósfera en forma de calor sensible, y los transportados en forma de calor latente.

Es bien sabido que cuando se produce la evaporación de agua, la atmósfera absorberá una energía que emitirá de nuevo en el momento en que la celda de aire se sature y el vapor de agua se condense en forma de nube. En estos términos, ningún fenómeno atmosférico tiene la capacidad de transportar una cantidad tan elevada de energía entre dos puntos de latitudes tan opuestas. Otra estructura atmosférica que también es responsable de un elevado –aunque no comparable, y menos meridional– porcentaje del transporte de vapor de agua es el huracán. Pero incluso los huracanes cuando adquieren estructuras baroclínicas al abandonar los trópicos en forma de tormenta tropical transportan meridionalmente el calor latente mediante un AR.

Como se ha comentado, este transporte de humedad meridional, y con ello de calor latente por parte de ARs ha sido clásicamente cuantificado con un valor medio del 90 % [103] y recientemente precisado con un valor del 84 % para el Hemisferio Norte y un 88 % para el Hemisferio Sur. Queda claro, por tanto, que los términos río atmosférico y transporte de calor latente van de la mano.

Por otro lado, debe tenerse en cuenta que la inyección de energía en un sistema dinámico –e.g. una borrasca– procedente del transporte de calor latente influye más que notablemente en la profundización de la misma e incrementa la dinámica vertical [1]. Las causas que producen una repentina profundización de un sistema dinámico no son únicamente las relacionadas con la liberación de calor latente; ya que la vorticidad en niveles superiores del sistema o la propia dinámica vertical tienen una afectación relevante [86]. Sin embargo, Tsou et al. (1987) [96] ha mostrado que incluso en casos donde estos dos factores son prominentes, la liberación de calor latente es la principal causa de caídas abruptas de la presión atmosférica en el seno de los ciclones; siendo este factor el que más vorticidad potencial aporta a un eventual sistema [27, 89, 17]. Son numerosos, por tanto, los estudios que han demostrado la presencia de

un máximo de liberación de calor latente en el sector cálido de un ciclón, documentando con ello la aportación de los procesos diabáticos a la ciclogénesis [72, 53, 59].

El caso más notorio de ciclogénesis, en diferentes términos, es el de las ciclogénesis explosivas, comunmente conocidas como “bombas”. No siendo estas más que ciclogénesis que han sobrepasado unos umbrales de caída de presión en un tiempo dado -24 hPa en 24 horas a una latitud de referencia de 60° (ecuación 4.1) –, por lo abrupto de su naturaleza suelen presentar un estudio diferenciado al del resto de ciclogénesis extratropicales. Si bien los ciclones extratropicales son de por sí identificados como la principal causa de impactos socioeconómicos en latitudes medias [66] derivados de los fuertes vientos y precipitaciones [48]; las ciclogénesis explosivas asocian consecuencias de un impacto muy superior a la media, y además con un rango de predictabilidad muy inferior [85, 100, 28].

$$\text{ciclogénesis explosiva} \Leftrightarrow \Delta p \geq 24 \frac{\text{sen}(\phi)}{\text{sen}(60^\circ)} \text{ hPa} \quad (4.1)$$

Teniendo en cuenta por un lado el hecho probado de que un AR tiene la capacidad de profundizar una eventual ciclogénesis, y definiendo las ciclogénesis explosivas como aquellas que han sido especialmente profundas; puede inferirse una correlación, e incluso una causalidad entre la presencia de un AR bien definido y la explosividad de una ciclogénesis. Aunque la literatura es abundante en estudios de casos concretos, no existía con anterioridad al trabajo que se presenta en este capítulo un estudio en estos términos de carácter climático, considerando un elevado número de casos y una región de la Tierra suficientemente amplia. Con este objetivo, se ha desarrollado este trabajo, analizando esta correlación, que infiere causalidad, para todo el Atlántico Norte y Pacífico Norte en el período 1979-2011 durante el invierno extendido.

4.2. Datos y Método

4.2.1. Detección de Ciclones

Primeramente se ha procedido a la generación de una base de datos de ciclones sobre las cuencas oceánicas atlántica y pacífica durante el invierno extendido (octubre a marzo) del período 1979-2011, ambos inclusive. Para ello se ha aplicado el procedimiento de identificación de ciclones expuesto en [93, 92, 91, 69] a las regiones mencionadas, para los campos de altura geopotencial extraídos de ERA-Interim. Posteriormente se ha procedido al filtrado de aquellos ciclones cuya presión mínima fuera superior a los 1010 hPa, o cuyo ciclo de vida fuera inferior a las 24h. Seguidamente se ha procedido a la identificación del intervalo de decaimiento máximo de la presión (MDP, por sus siglas en inglés de *“maximum deepening point”*), que es el momento en el que el ciclón sufre una caída de presión mayor, considerando siempre intervalos 6-horarios. Finalmente se ha separado la base de datos en dos grupos; ciclogénesis explosivas y resto de ciclones. Los ciclones cuyo MDP se haya producido por debajo de la latitud de 25°N han sido filtrados para evitar la interferencia de ciclones tropicales en el análisis.

Los dominios de estudio han sido divididos en dos regiones; atlántica y pacífica. La región atlántica comprendida entre las latitudes 25°N y 60°N, y las longitudes 80°W y 10°E. La región pacífica comprendida entre las mismas latitudes y las longitudes 120°E y 125°W. Para el dominio atlántico se han catalogado un total de 8048 ciclones, de los cuales 733 han sido catalogados como explosivos. Para el dominio pacífico se han catalogado un total de 12005 ciclones, de los cuales 1115 han sido catalogados como explosivos.

4.2.2. Detección de Ríos Atmosféricos

Para la detección de Ríos Atmosféricos se ha procedido a utilizar dos metodologías concretas de todas las propuestas por la literatura. Por un lado, el algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016) presentado en el capítulo 3 [25]. Como se ha comentado, este algoritmo está basado en el seguimiento de vecinos más próximos que han de superar un umbral de IWV e IVT. Por otro lado se ha pro-

cedido al uso del algoritmo de Guan et al. (2015). Este último algoritmo supone un salto cualitativo, al identificar ARs haciendo uso de criterios complejos de coherencia sobre un campo de IVT, evitando con ello ser inicializado en una región arbitraria. Desde su publicación, ha venido utilizándose en numerosos estudios que requerían la identificación de ARs tanto a nivel climático como a nivel meteorológico. Por este motivo hemos considerado oportuno el considerarlo para poder comparar los resultados derivados de su detección con los obtenidos haciendo uso de nuestro algoritmo propio [26].

Si bien es cierto que actualmente Guan et al. (2015) está publicado con resultados multimodelo en <http://ucla.box.com/ARcatalog>, en su formato original este algoritmo era alimentado únicamente por datos de ERA-Interim, al igual que Eiras-Barca et al. (2016). Esto permite realizar una comparación entre ambas detecciones, descartando que las divergencias puedan venir dadas por el modelo base utilizado, en lugar de por la metodología aplicada.

El análisis de la presencia de un AR en las cercanías de una ciclogénesis –explosiva u ordinaria–, se ha hecho tomando un radio de 1500 km rodeando la localización del mínimo de presión de la borrasca. Es decir, si en una región circular de radio 1500 km se encuentra algún punto de un AR bien definido, se entenderá que en ese evento concurren simultáneamente un AR y una ciclogénesis. Naturalmente, este radio ha sido determinado de forma empírica, pues no existe un valor asumido como adecuado para ser usado en este tipo de análisis. Se ha determinado dicho valor tras observar que distancias sustancialmente superiores pueden dar lugar a correlacionar ciclogénesis con ARs que no están asociados a las mismas, y distancias sustancialmente inferiores pueden dar lugar a no tener en cuenta correctamente la presencia de un AR en las cercanías de un ciclón. Es preceptivo comentar que con distancias de 1000 km y 2000 km (utilizadas también al principio de este estudio) los resultados son similares a los obtenidos.

4.3. Resultados

La Figura 4.1 muestra el cociente de coincidencia estadística entre una ciclogénesis y la presencia de un AR. En otras palabras, el cociente de correlación

sin atender a cuestiones deterministas. Para ello se utiliza una ventana temporal de 36 horas con respecto al MDP, que, recuérdese, fue definido como el intervalo 6-horario en el que más se haya profundizado la borrasca. La imagen muestra una comparación de los resultados obtenidos haciendo uso de Guan et al. (2016) y Eiras-Barca et al. (2016). Las diferencias observadas entre estas detecciones serán discutidas más adelante. También son analizadas por separado las ciclogénesis que han sido identificadas como explosivas de las que han sido identificadas como ordinarias.

Como ejemplo de interpretación de esta gráfica puede tomarse el caso del estudio de ciclogénesis explosivas analizadas con Guan et al. (2016). Se observa que para el intervalo $[MDP - 6h, MDP + 6h]$ aproximadamente el 80 % de las ciclogénesis explosivas han tenido un AR en su cercanía. Esta gráfica, aún aportando una información muy valiosa, que admite múltiples interpretaciones, no puede ser considerada como determinista, ya que muestra correlaciones pero no necesariamente causalidad. Se observa claramente cómo la correlación entre ciclogénesis y ARs es más potente a medida que se acerca el MDP, y mucho más intensa para ciclogénesis explosivas que para ciclones ordinarios, pero no se puede determinar a partir de la misma que una cosa sea causada por la otra, o viceversa, sino que hay una coincidencia espacial y temporal entre ambos fenómenos. Las conclusiones deterministas serán inferidas en las imágenes posteriores.

Con el fin de determinar las barras de error estadísticas asociadas a esta serie, en lugar de tomar la totalidad de los ciclones (1979-2011), se ha obtenido un valor medio y una desviación típica asociadas a la serie interanual. Es decir, en lugar de coger, e.g. todos los MDP-12h de el período 1979-2011 y ver en cuantos hay detección de un AR; esto se ha hecho buscando una coincidencia para cada año 1979,1980,...,2011; obteniendo con ello un indicativo de la dispersión de la serie. Se observa que esta desviación estadística tiende a cero a medida que uno se acerca al MDP y, en todo caso, es muy pequeña siempre. De esto inferimos que los resultados no variarían si en lugar de tomar el período de estudio 1979-2011 hubiéramos tomado otro cualquiera; aportando peso estadístico a las conclusiones obtenidas.

Las conclusiones generales que pueden ser obtenidas de esta figura son múltiples. Por un lado, y obviando por el momento la comparación entre ambos

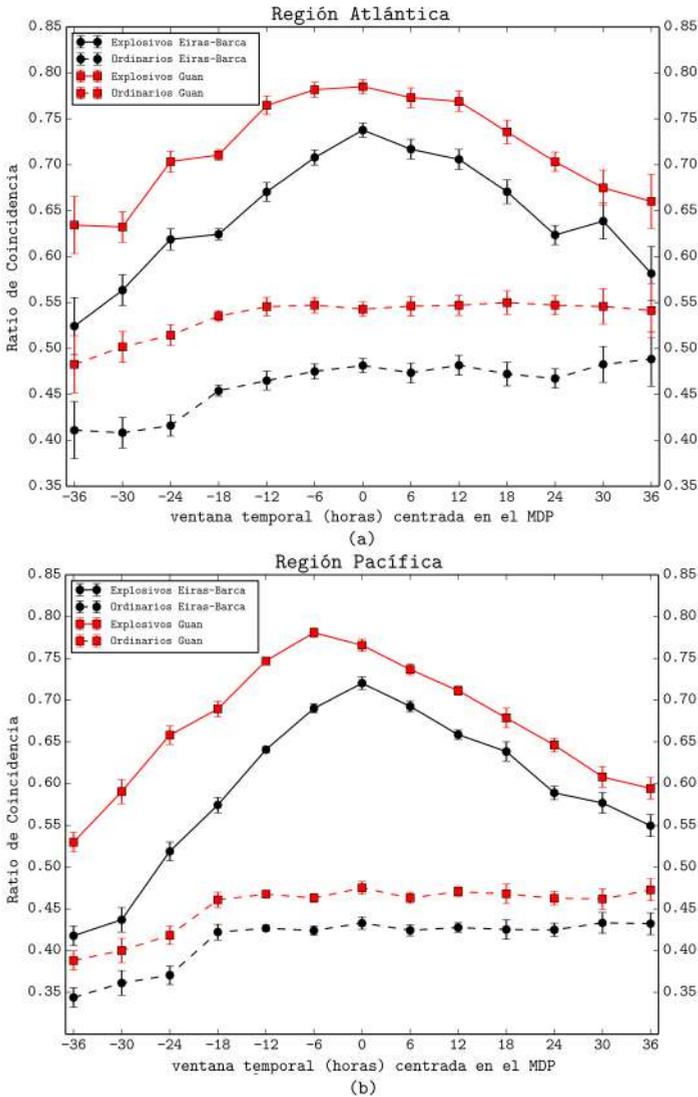


Figura 4.1: Cociente de presencia de un AR en la cercanía del proceso de ciclogénesis de ciclones explosivos (línea continua) y ordinarios (línea discontinua). Se toma como referencia el MDP y se cubre una ventana temporal de 36 horas con respecto a este. La región atlántica (a) y la región pacífica (b) son presentadas por separado. Las conclusiones obtenidas mediante la detección de los algoritmos de Eiras-Barca et al. (2016) y de Guan et al. (2015) son también presentadas por separado para favorecer una comparativa.

algoritmos, puede observarse que existe una clara diferencia entre las ciclogénesis explosivas y el resto de ciclones. Las ciclogénesis explosivas tienen una potente señal de correlación con la cercanía de un AR; señal que se incrementa sustancialmente en los momentos de máxima profundización de la borrasca. Esto es así con independencia de la cuenca –atlántica o pacífica– analizada. Esta señal no se observa en el caso de los ciclones ordinarios, que no presentan un máximo claro ni una correlación potente, cuyo valor puede incluso ser azaroso.

Llegados a este punto estaría justificado plantearse que “o bien la inyección de calor latente de un AR tiene capacidad de profundizar una borrasca, o bien una borrasca profunda tiene más capacidad para asociar un AR, o bien ambas cosas a la vez”. Estas conclusiones causales, si bien pueden sospecharse, no estamos en disposición de afirmarlas en base a la Figura 4.1, que es puramente correlativa.

Las conclusiones deterministas (i.e., que traten de identificar una causalidad y no una mera correlación espacial) pueden tratar de obtenerse del análisis de las Figuras 4.2 y 4.3. Estas figuras muestran los composites de IVT para todos los casos analizados en la ventana temporal completa [MDP-36h,MDP+36h], separando los casos entre explosivos y ordinarios. Las figuras muestran información climática –pues son tenidos en cuenta un gran número de casos a lo largo de un período temporal amplio– sobre el desarrollo de los campos de IVT con respecto a la formación de un ciclón, explosivo o no. Es decir, estas figuras son obtenidas como una composición de todas las que se pueden obtener centrando el punto de mínima presión de una borrasca y analizando los campos de IVT que rodean a ese punto en un radio de 1500 km; a lo largo de todo el período estudiado y en el momento (MDP-36,...,MDP,...,MDP+36) que sea de interés.

De las dos imágenes anteriormente citadas pueden extraerse varias conclusiones. La más inmediata procede de observar que sin lugar a dudas el AR –o más estrictamente, un campo intenso de IVT– juega un papel fundamental en el proceso de ciclogénesis explosiva, especialmente notorio cuando es comparado con la ciclogénesis ordinaria. Los composites de IVT están bien definidos y con identidad propia en el caso de ciclones explosivos, pero responden sin embargo a campos mucho más difusos en el caso de ciclones ordinarios. Esto

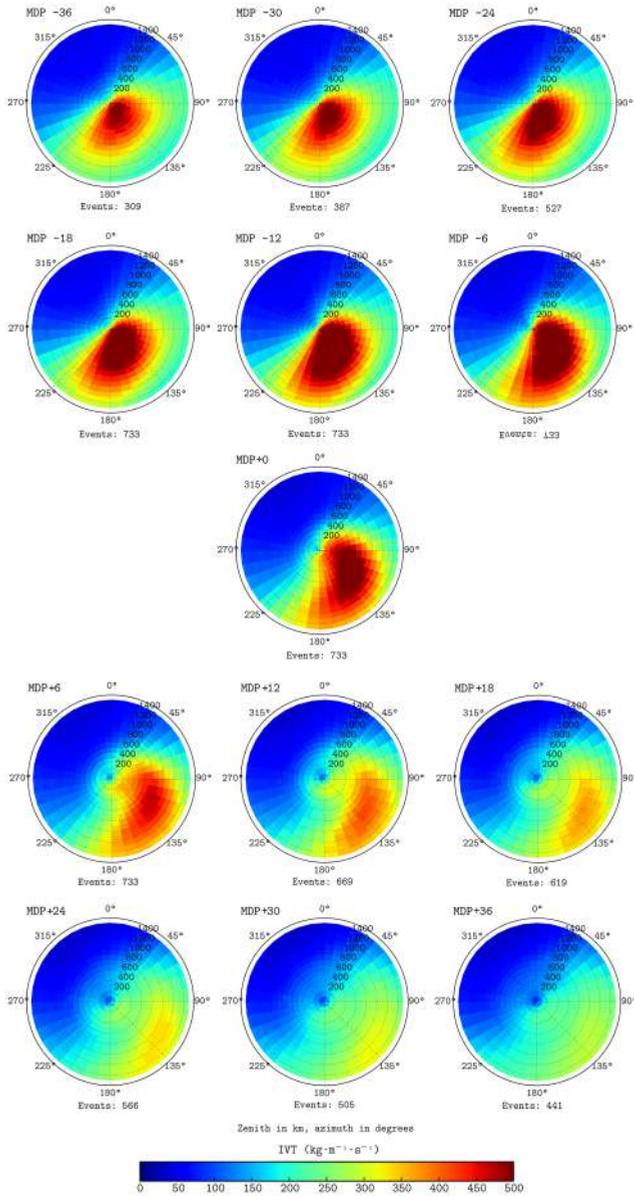


Figura 4.2: Composites de IVT para la ventana temporal de 36 horas con respecto al MDP, en un radio de 1500 km con respecto al centro del ciclón para todos los eventos de **ciclón explosivo** analizados en la cuenca atlántica. Nótese el “desprendimiento” del máximo de IVT (del AR) en el momento del MDP.

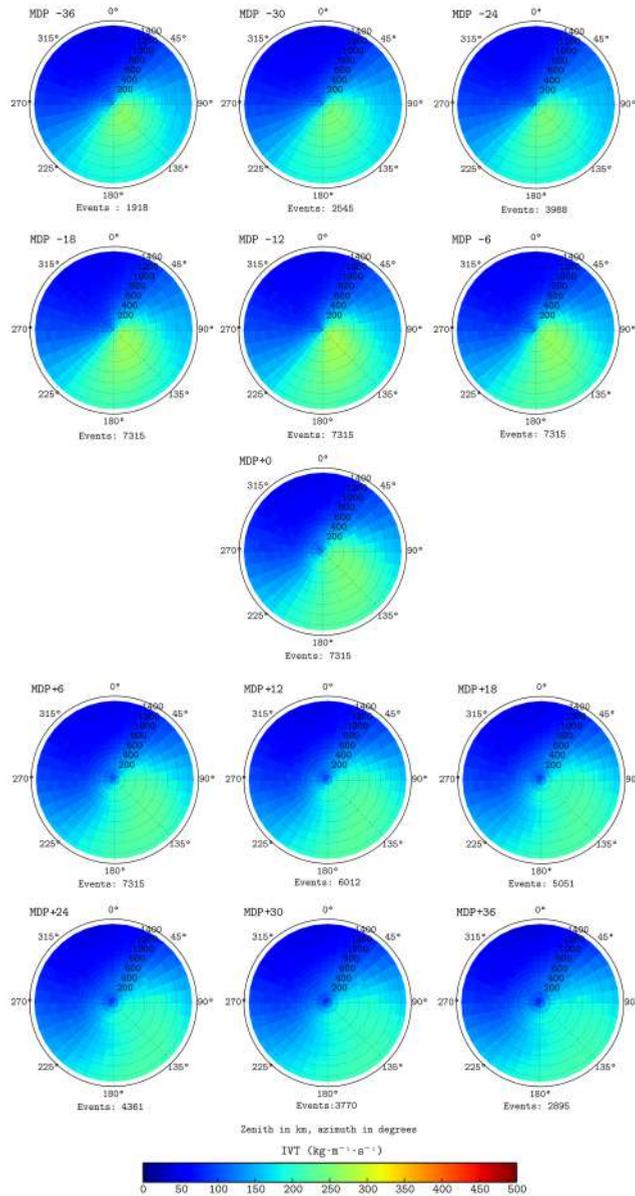


Figura 4.3: Figura análoga a la 4.2 pero para los eventos de **ciclón ordinario**.

ya estábamos en disposición de afirmarlo en base a la Figura 4.1. La conclusión realmente interesante procede del análisis de la evolución de estos campos climáticos de IVT con respecto al MDP.

Puede dividirse la evolución de estos campos en dos períodos diferenciados [MDP-36h,MDP] y (MDP,MDP+36h). Para el primer período, que representa al intervalo temporal comprendido entre 36 horas antes de la máxima profundización de la borrasca y este momento, puede observarse cómo a medida que avanza el tiempo el campo de IVT tiende a rotar sobre el centro y a intensificarse. En este momento particular, el campo de IVT está representando el comportamiento esperado de la región cálida del sistema en el modelo clásico de ciclones de la escuela de Bergen. La conclusión que en nuestra opinión es realmente interesante es la obtenida a partir del MDP, donde se observa que el campo de IVT se “desprende” del núcleo de la borrasca, y tiende a alejarse del mismo y a debilitarse a medida que avanza el tiempo. Si bien es cierto que las figuras anteriormente mentadas corresponden a la cuenca atlántica, no existen diferencias apreciables con la cuenca pacífica (Figuras 4.4 y 4.5).

De esta conclusión puede inferirse un tipo de **causalidad**. Es decir, una relación entre el AR y la ciclogénesis explosiva que va más allá de una pura correlación estadística. No puede determinarse con claridad si la borrasca ha dejado de profundizarse porque el AR se ha desprendido o si el AR se ha desprendido porque la borrasca ha dejado de profundizarse (probablemente ambos fenómenos sean uno). En otras palabras, no puede determinarse cuál es la causa o cuál es el efecto, pero sí puede inferirse que la relación entre el AR y la profundización de un ciclón es de origen **termodinámico** y no puramente estadístico o casual. Es decir, lejos de existir una mera correlación espacial entre ambos fenómenos, puede inferirse que la dinámica motivada por la liberación de energía del AR en el seno del ciclón favorece su profundización a unos valores de presión que a su vez motivan la persistencia del AR.

Si bien esta es la primera vez que, hasta donde nos consta, se hace un estudio climático sobre esta casuística; estos resultados son acordes a los obtenidos por Zhu and Newell (1994) [102], en el que con unos pocos casos de estudio se observó esta tendencia del ciclón de hacer coincidir el fin del profundizamiento de la borrasca (que habitualmente coincide con la presión mínima) con el “desprendimiento del AR”.

Nótese que las Figuras 4.2 y 4.3 se han realizado teniendo en cuenta todos los ciclones, con independencia de si asocian un AR o no. Para estas figuras se observa que los casos en los que hay explosividad los campos están notablemente reforzados, mientras que en los casos ordinarios, los campos están debilitados.

4.4. Discusión

Puede observarse que la mayor parte de la incertidumbre concerniente a este estudio viene dada o bien por la base de datos de ciclones, o bien por la metodología utilizada en la detección de ARs. Si bien el procedimiento utilizado en la detección de ciclones está aceptado, y puede considerarse fiable; la detección de ARs merece ser comentada. La figura 4.1 muestra una coincidencia cualitativa entre las conclusiones obtenidas haciendo uso de los algoritmos de Guan et al. (2016) y de Eiras-Barca et al. (2016). El máximo situado cerca del MDP para el caso de las bombas, la distribución cuasi gaussiana para este mismo caso, y la ausencia de una tendencia clara en el caso de todos los eventos son conclusiones que se obtienen con independencia del algoritmo utilizado, y esto refuerza claramente las conclusiones obtenidas. Teniendo en cuenta lo diferente de las características operacionales que presentan ambos algoritmos entre ellos, no cabe esperar la obtención de un resultado diferente si se hubiera hecho uso de algún otro de los algoritmos que pueblan la literatura.

Con respecto a las aparentes diferencias cuantitativas, se observa que existe una diferencia de aproximadamente un 10 % de media en las conclusiones obtenidas entre un algoritmo y otro. Como se ha comentado convenientemente en el capítulo 3, el Eiras-Barca et al. (2016) es un algoritmo muy restrictivo en comparación con otros publicados, incluido el Guan et al. (2016). En ausencia de un criterio claro asumido por la comunidad científica para la detección de ARs, no existe un algoritmo que se pueda considerar apropiado en lo referente a la metodología de detección, y por tanto esto queda a criterio del investigador. No hay ningún motivo para afirmar que el Eiras-Barca et al. (2016) es un poco más restrictivo de lo que debiera, o que el Guan et al. (2016) lo sea un poco menos. En todo caso, un 10 % de media de diferencia de detección en-

tre dos algoritmos tan diferentes refuerza la idea de que el valor más apropiado (no entendido este como el “real”, pues este sencillamente no existe; sino entendiendo el más apropiado como el obtenido haciendo la media de todos los algoritmos existentes en la literatura) será muy probablemente del orden del presentado en este capítulo.

Con respecto a la causalidad AR-ciclogénesis explosiva: El estudio termodinámico del proceso por el cual la inyección de calor latente profundiza una borrasca, y a la vez una borrasca profundizada refuerza el AR que le ha inyectado calor latente es de muy alto interés teórico, pero se encuentra fuera de nuestras pretensiones para con este capítulo, y el artículo en el que se ha inspirado. La literatura sacada a colación en la Introducción de este capítulo analiza estos procesos para algunos casos de estudio y probablemente deba ser completada con herramientas modernas como la herramienta de trazadores de WRF u otros modelos que permitan el estudio de procesos adiabáticos. Es nuestra intención continuar trabajando en esta línea en el futuro.

4.5. Conclusiones

En este capítulo se ha analizado la importancia de los ARs en la eventual explosividad en la génesis de un ciclón para las cuencas del Atlántico y Pacífico Norte. Se ha hecho uso de dos de los algoritmos presentes en la literatura; Eiras-Barca et al. (2016), desarrollado por nuestro grupo, y Guan et al. (2015), algoritmo cuyo uso se está extendiendo notablemente. Para ello, se ha cuantificado la concurrencia entre la génesis de un gran número de ciclones, y la presencia de un AR en la cercanía, a lo largo de todo el proceso de ciclogénesis, obteniendo con ello las siguientes conclusiones:

- La presencia de un AR en las cercanías de una ciclogénesis explosiva es mucho más frecuente que su presencia en la cercanía de una ciclogénesis ordinaria (80% frente a 42-46% habiendo analizado el MDP, o momento de máximo decaimiento de la presión en el seno del ciclón).
- Los resultados cuantitativos obtenidos de la comparación de ambas metodologías de detección difieren en un 10%, y los resultados cualitativos

son coincidentes. Ello ocurre a pesar de las notables diferencias entre los procedimientos de detección de ambos algoritmos, lo cual refuerza los resultados obtenidos.

- La evolución de los campos de IVT a lo largo del proceso de génesis de los ciclones muestra que estos campos están más reforzados cerca del MDP, y muestra también un proceso de desacople del AR con el ciclón justo cuando este deja de profundizarse. Puede por tanto inferirse una relación causal entre la presencia del AR y la profundización del ciclón.
- Los campos de IVT son notablemente más débiles en el caso de los ciclones ordinarios frente a los ciclones explosivos. Esta conclusión refuerza el papel destacado que eventualmente puede jugar un AR en la profundización explosiva de los ciclones.

En este estudio no se ha pretendido profundizar en los detalles termodinámicos relativos a la eventual profundización sufrida por un ciclón tras la inyección de calor latente llevada a cabo por un AR en su seno. Sin embargo, de sus resultados puede inferirse la hipótesis de que este papel jugado por el AR es necesario para que esta profundización alcance los valores más violentos.

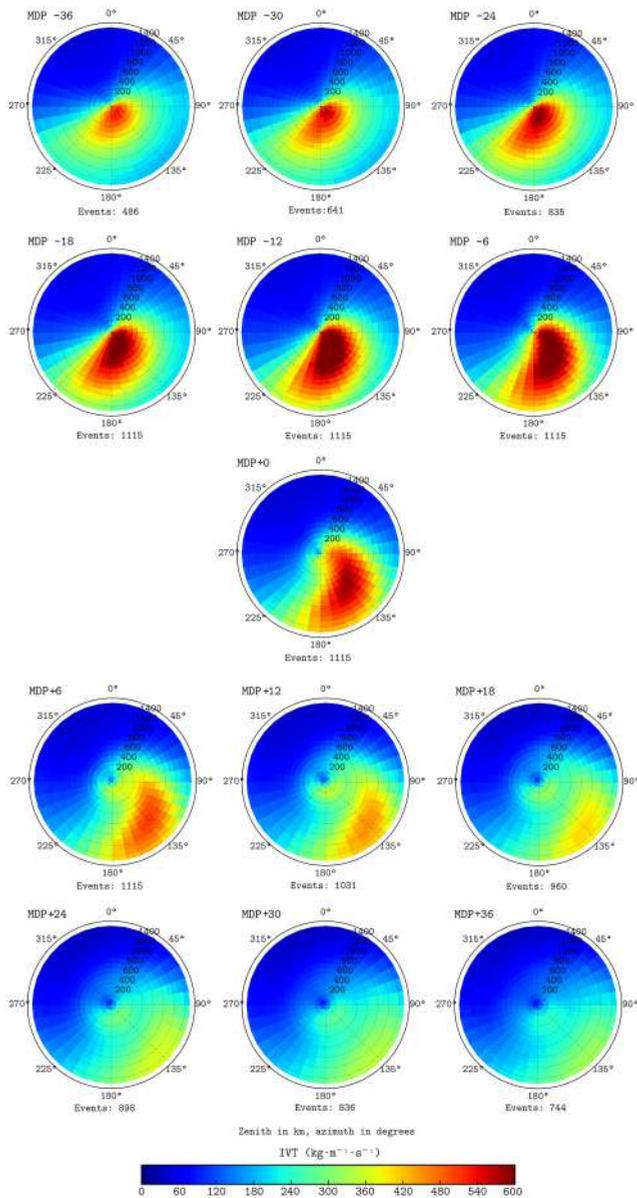


Figura 4.4: Análoga a la Figura 4.2 pero para la cuenca pacífica.

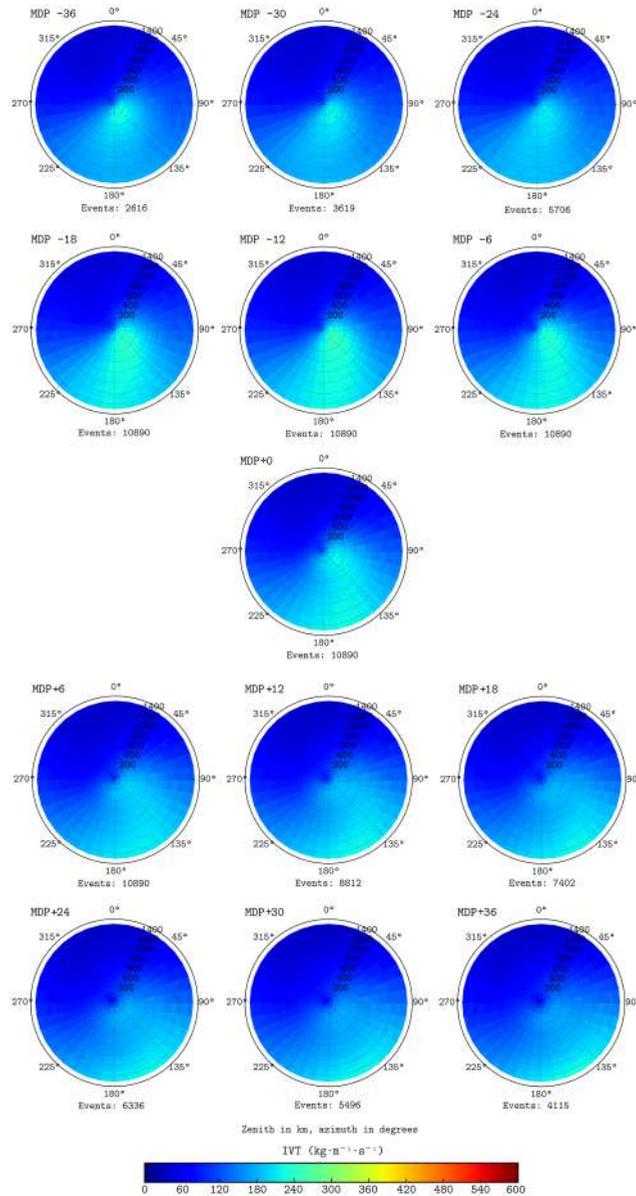


Figura 4.5: Análoga a la Figura 4.3 pero para la cuenca pacífica.

Capítulo 5

Impacto de los Ríos Atmosféricos en las Precipitaciones Extremas de la Península Ibérica

El contenido de este capítulo está parcialmente basado en el siguiente artículo:

Eiras-Barca, J., Brands, S., & Miguez-Macho, G. (2016). Seasonal variations in North Atlantic atmospheric river activity and association with anomalous precipitation over the Iberian Atlantic Margin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(2), 931-948.

Resumen del Capítulo

El algoritmo de detección Eiras-Barca et al. (2016), presentado en el capítulo 3 es aplicado al margen atlántico de la Península Ibérica con el objetivo de analizar el papel que desempeñan los ARs en las precipitaciones extremas sobre dicha región, en el

período 1979-2013. El ciclo estacional de detección de ARs, así como su influencia en dichas precipitaciones extremas presenta su valor máximo en los meses de invierno, y su mínimo en primavera-verano. Más del 80 % de la precipitación extrema (con picos de hasta el 95 % en zonas montañosas) en el margen atlántico ibérico está relacionada con la detección de ARs, especialmente en invierno (90 % frente al 75 % de los meses de verano, donde los eventos convectivos explicarían una gran parte de la variabilidad). A pesar de que la mayor parte de los eventos de precipitación extrema pueden explicarse por la detección de un AR, sólo es esperable que en un 20 % de los casos un AR pueda generar precipitación extrema en un punto dado del dominio. Para el margen atlántico sur se observa, además, que un valor negativo de la NAO en los días previos favorece la llegada de ARs a la región.

Abstract of the Chapter

The AR detection scheme Eiras-Barca et al. (2016), presented in chapter 3 is now applied to the Iberian Atlantic Margin (IAM) in order to analyze the role of ARs in local extreme precipitation for the period 1979-2013. The seasonal cycle of AR detection and connection to extreme precipitation events peaks in winter and has its minimum in spring and summer. Up to 80 % of the anomalous precipitation events (above the 95th percentile) in the IAM are associated with ARs; these values exceed 90 % in winter and decrease to 75 % in spring when convection not related to ARs becomes a significant precipitation mechanism. Moisture advection within ARs is thus a very important contributor to anomalous precipitation. Likewise, the strength of the associated storm systems and the characteristics of the ARs themselves are also very relevant factors. The percentage of total ARs linked to anomalous precipitation is relatively low, only reaching 20 % where topographic features are favorable. For the southern IAM, AR occurrence is slightly enhanced by the negative phase of the North Atlantic Oscillation during the previous days.

5.1. Introducción

Existe abundante bibliografía que correlaciona de manera indeterminista la detección de un AR con un evento de precipitación extrema en diversas partes del mundo (e.g.: [31, 47, 74, 33, 49, 50, 52, 77, 68, 19, 37, 21, 60, 97, 22]). Sin embargo, las cuestiones más específicas acerca de esta correlación río atmosférico-precipitación extrema son locales, y por tanto no deben extrapolarse de unas

regiones a otras.

De manera coetanea a la publicación del artículo que es referencia para este capítulo, Ramos et al. (2015) [80] analiza los efectos derivados del impacto de los ARs sobre el margen atlántico de la Península Ibérica (PI) para los inviernos extendidos del período 1950-2008, mostrando que los ARs juegan un papel destacado en las precipitaciones extremas de las cuencas del Miño, el Tajo, el Duero y el sur de Portugal. En dicho artículo se destaca que los ARs más persistentes –de varios días– correlacionarían mejor con las precipitaciones más extremas, y las regiones situadas más al este correlacionarían peor que las costeras.

El margen atlántico ibérico (MAI) es una región geográfica de alto interés en el estudio de los ARs. Despierta nuestro interés no sólo porque sea precisamente nuestra región, o la parte de la Península que más impacto tiene de frentes atlánticos, sino también por la similitud que presenta con la otra región occidental que más afectada se ve por la penetración de ARs; la Costa Oeste de los EEUU. En ambas regiones, la componente predominante del viento en latitudes medias impone la llegada continua de frentes a lo largo de todo el año, con especial intensidad en los meses de invierno. Por otro lado, ambas zonas presentan cadenas montañosas a unos pocos cientos de km de la costa (Figura 5.1), favoreciendo con ello el alzamiento orográfico, y la condensación de humedad que derivará en precipitación. En este sentido, presenta grandes similitudes con la Costa Oeste de Estados Unidos, región, sin embargo, mucho más estudiada que la primera.

El Atlántico Ibérico es también un margen altamente dependiente –en términos climáticos– de los modos principales de variabilidad que afectan habitualmente al Atlántico Norte, en especial el *East Atlantic* (EA) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés). Con ambos correlacionará también de una manera relevante la llegada de ARs a la costa Ibérica.

La NAO es un índice de variabilidad constituido por la diferencia de presiones entre el anticiclón de las Azores y la baja de Islandia, en presión reducida a nivel del mar (SLP, por sus siglas en inglés). Una NAO muy positiva implica que tanto el anticiclón de las Azores como la baja de Islandia estén muy fortalecidos, con el frente polar situado típicamente entre ellos. Por su parte una NAO negativa implica que ambos sistemas están muy debilitados. A su vez, el

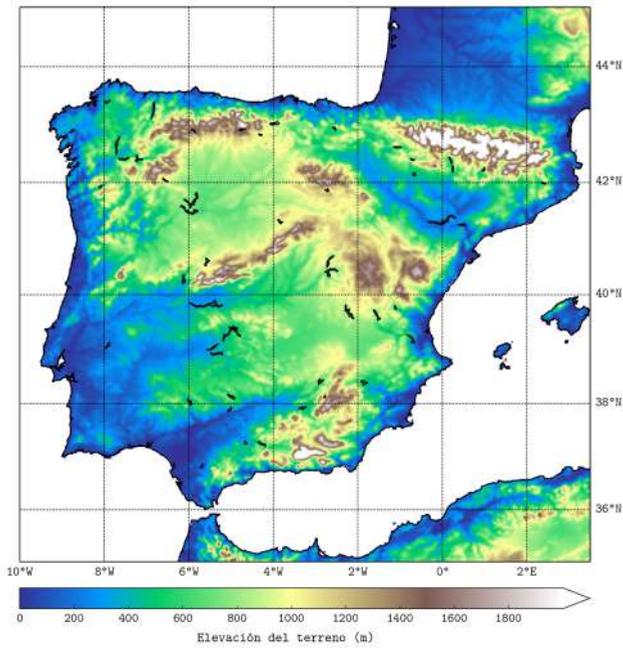


Figura 5.1: Topografía de la Península Ibérica.

EA es el segundo modo de variabilidad de baja frecuencia sobre el Atlántico Norte. Estructuralmente es muy similar a la NAO, constituido por un dipolo de presiones, pero con el centro desplazado hacia el sureste [3].

Este capítulo presenta un análisis de correlación entre la detección de un AR y la observación de un evento de precipitación extrema. El análisis no es determinista, y por tanto no puede probarse una causalidad en los términos más estrictos. Sin embargo, cuesta imaginar un evento de precipitación extrema que coincida con un AR, y que no sea producido por este propio AR. De la misma forma, se analiza el papel que tiene la NAO en esta correlación. Si bien es cierto que pudieran haberse analizado otros muchos modos de variabilidad climática (particularmente, el EA), se ha optado por elegir la NAO debido a la gran incidencia que clásicamente se le asocia en las precipitaciones del margen atlántico europeo.

La estructura de este capítulo es como sigue. La sección 2 presentará la metodología y las fuentes de datos usadas en el análisis. La sección 3 comentará los resultados obtenidos, y finalmente las conclusiones y una breve discusión sobre las mismas serán presentadas en la sección 4.

5.2. Métodos

Los eventos de precipitación extrema (EPE) sobre la Península Ibérica han sido identificados haciendo uso de la base de datos de observación IBERIAO2 durante el período 1979-2013. Esta base de datos proviene de la unificación de las bases SPAINO2 [36] y PORTUGALO2 [5]. Ambas cubren sendos territorios de España y Portugal con observación de precipitación interpolada con una resolución de $0.2^\circ \times 0.2^\circ$; para una densa red de estaciones validadas (3100 estaciones). A pesar de que la mayor parte de los estudios similares a este, centrados en otras partes de Europa tienden a hacer uso de la base de datos europea E-OBS [35], en este caso se ha optado por IBERIAO2 al presentarse como una base más fiable para el territorio ibérico, en el período estudiado [36].

Sobre la base de datos indicada, se han identificado los EPE como aquellos eventos en los que se ha superado el valor correspondiente al percentil 95, calculado sobre una serie de datos formada por días de lluvia (precipitación ≥ 1

mm). Este percentil es calculado para cada uno de los meses del año desde octubre hasta mayo (invierno extendido) e independientemente para cada uno de los puntos del dominio. Para los meses de verano se ha tomado un percentil único, dado que la ausencia de lluvia característica de estos meses haría que el percentil individualizado para cada mes careciera de significancia estadística. La figura 5.2 muestra, a modo de ejemplo, el valor de estos percentiles para cada uno de los meses de verano y para el mes de diciembre.

La detección de ARs se ha llevado a cabo mediante el mismo procedimiento presentado y justificado en el Capítulo 3, con un meridiano inicial de control que cubre la totalidad del margen atlántico ibérico (MAI), situado a una longitud de $9^{\circ}30'W$ y unas latitudes comprendidas entre los $35.5^{\circ}N$ y los $45.3^{\circ}N$.

5.3. Resultados

La Figura 5.3 presenta la variación intermensual de detección de ríos atmosféricos, evaluada en intervalos 6-horarios, así como la desviación típica de la serie entre paréntesis. Como cabría esperar, se identifican los meses de invierno con aquellos en los que la actividad de ríos, asociada en todo caso a la actividad baroclínica, es más activa. Los meses de verano, por su parte, presentan una actividad significativamente menor, aunque nada despreciable. Recuérdese que en el momento de la publicación de estos resultados, el algoritmo propio utilizado fue el primero con capacidad para la detección en los meses de verano, que hasta entonces eran despreciados. Estos resultados muestran cómo la actividad de ARs a lo largo de la estación estival debe ser considerada, pues aunque en menor intensidad en comparación con los meses de invierno, esta es estadísticamente significativa.

La Figura 5.4 presenta, a su vez, la variación interanual de la misma detección 6-horaria de ARs. Si bien la variación interanual de la actividad de ARs para el Atlántico Norte, presentada en la Figura 3.8 del capítulo 3 no presenta una variabilidad importante para toda la cuenca; se observa que en el caso del MAI esta variabilidad sí es relevante, con años con el doble de detecciones que otros. Esto es comprensible teniendo en cuenta la pequeña región que representa el MAI frente a toda la cuenca atlántica, así como la elevada dependencia

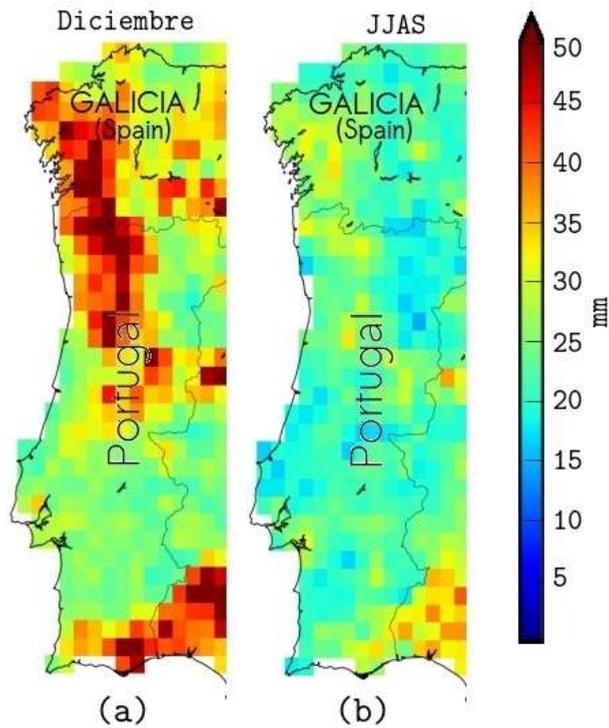


Figura 5.2: Valores del percentil 95 de precipitación de la base de datos IBERIAO2 para el dominio estudiado. A modo de ejemplo, se presenta el mes de diciembre (a) en representación del invierno, y los meses de verano en su conjunto (b).

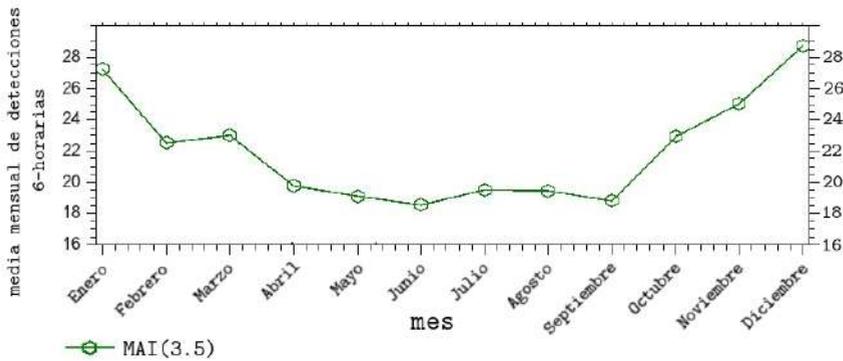


Figura 5.3: Ciclo intraanual (intermensual) de media mensual de detecciones 6-horarias de ARs sobre el MAI durante el período 1979-2013.

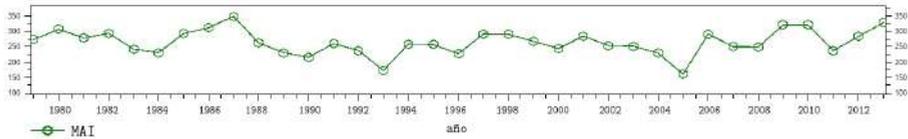


Figura 5.4: Ciclo interanual de media anual de detecciones 6-horarias de ARs sobre el MAI durante el período 1979-2013.

de los *storm tracks* frente a los diferentes modos de variabilidad que tratan de dar respuesta a la actividad baroclínica en el Atlántico.

De todos estos modos es la NAO, junto con el EA el más sospechoso de incidir en la detección de ARs sobre el MAI. La Figura 5.5 muestra la media condicional de la NAO diaria, así como su desviación típica (σ) para cada una de las detecciones de AR sobre la región. Se analiza también una ventana temporal con los cinco días previos y posteriores a la detección. Para este análisis se han estudiado separadamente el MAI Norte y el MAI Sur, –separados por el paralelo 40°N–, tal y como se muestra en el Figura 5.1; estableciendo como hipótesis que la incidencia de la NAO sobre el MAI es significativamente diferente en función de que se considere el norte o el sur del mismo.

En dicha figura (Figura 5.5) se analiza también por separado cada estación del año. Los cuadrados corresponden al MAI sur y los círculos al MAI norte. Sólo aquellos puntos que se pueden considerar estadística y significativamente diferentes al valor medio de la NAO en el período considerado (que es cercano a cero, marcado con una estrella en cada caso) están marcados con el círculo o el cuadrado relleno de color. El test aplicado para estudiar si la media de la NAO en eventos de detección de AR difiere significativamente del valor medio de la NAO para todos los días fue un t-test con una significancia del 95% (p-valor aceptado ≤ 0.05). Puede observarse que en prácticamente todos los casos de puntos significativos el valor de la NAO en eventos de AR es inferior al valor medio normal de la NAO. Esto es especialmente cierto para el MAI sur y los meses de septiembre, octubre y noviembre. También se puede observar que el valor del propio día de la detección es mínimo o cercano al mínimo en la ventana temporal de 5 días considerada a priori y posteriori. De estas conclusiones puede inferirse que la NAO tiene una significancia relevante en la detección de ARs en el MAI, favoreciéndose la detección de los mismos en eventos de NAO negativa. Este resultado es acorde al obtenido por Ramos et al. (2015) [80], y es esperable teniendo en cuenta que el especial desarrollo del anticiclón de las Azores que se produce en eventos de NAO positiva motiva el flujo hacia el norte de la costa, bloqueando en cierto modo la llegada de estructuras baroclínicas al MAI.

Finalmente, esta relación entre ARs y EPEs puede analizarse para cada uno de los puntos de malla considerados en el estudio. Este análisis basa su interés en

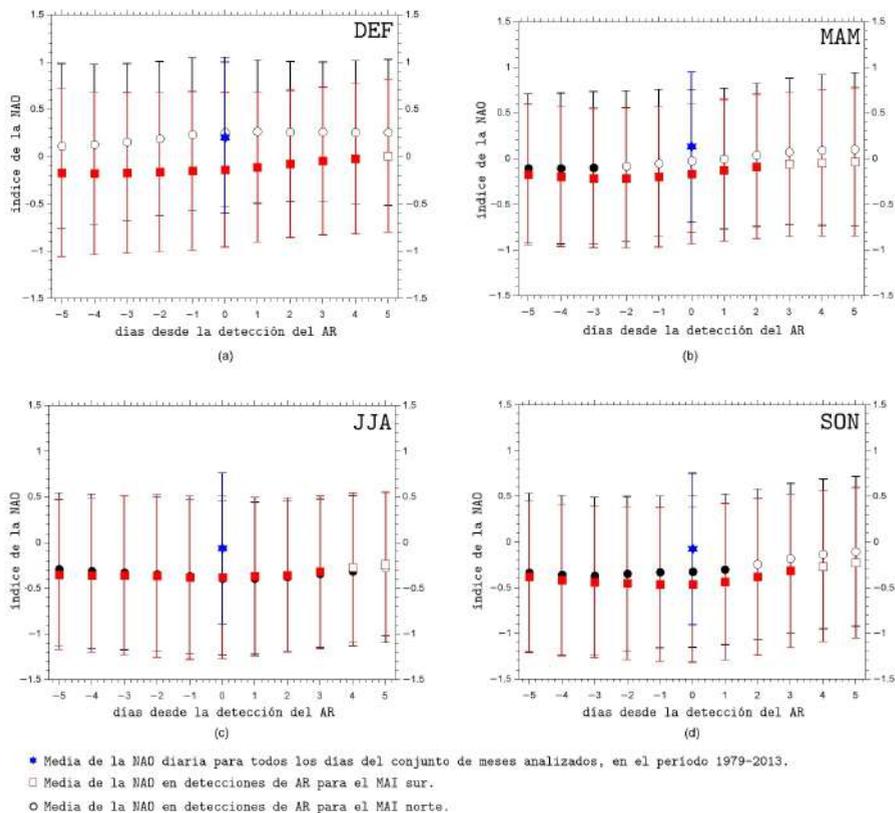


Figura 5.5: Medias y desviaciones típicas del valor de la NAO observado en coincidencia con la detección de un AR para los MAI Norte (círculos) y Sur (cuadrados). Se presenta una ventana temporal de 5 días con respecto al día de la detección del AR. Nótese que aquellos valores que difieren estadísticamente del valor medio general de la NAO (estrella azul) están coloreados. El análisis se presenta independientemente para las cuatro estaciones del año; invierno (a), primavera (b), verano (c) y otoño (d).

la hipótesis de que esta relación puede ser maximizada en aquellas regiones donde la orografía es accidentada.

La figura 5.6 muestra el cociente de coincidencia $EPE|AR$, i.e., para cada punto de malla del MAI y cada uno de los meses del año se estudia, para todos los eventos de EPE, cuántos han ocurrido en coincidencia con un AR. Se observa un ciclo estacional notablemente marcado, con valores dominantes superiores al 90 % de coincidencia para los meses de invierno e inferiores al 75 % para los meses de primavera. Este ciclo estacional era esperado y puede ser explicado en términos de la variación en los mecanismos de precipitación y disponibilidad de humedad en larga escala [67, 98]. Puede observarse también que la distribución de la coincidencia viene determinada en gran medida por la orografía, maximizándose en las zonas montañosas. Como se ha comentado anteriormente, en los meses de primavera y verano la cantidad de humedad resiliente en la atmósfera es muy superior, y la precipitación anómala en estos meses vendrá en primer orden determinada por causas convectivas o por la ascendencia dinámica de esta humedad asociada a estructuras diferentes a un AR. Los meses de verano asocian un cociente superior al de los meses de primavera, pues el fenómeno convectivo es menos frecuente en verano que en primavera [78, 82]. Adicionalmente, la cantidad de humedad presente en la atmósfera en verano es comparativamente tan grande, que cualquier frente de baja intensidad puede motivar una precipitación anómala sin la necesidad de la presencia de un AR bien definido. Dicho de otro modo, aunque la cantidad de humedad asumible por la atmósfera sea mayor en verano, es esperable que el mismo contraste térmico en un frente cause mayor precipitación en verano que en invierno.

La figura 5.7 muestra el cociente contrario a la Figura 5.6; i.e. el cociente de ARs que causan una precipitación extrema en cada punto. Han de esperarse en este caso valores muy inferiores, primero por lo localizado del fenómeno del AR –en principio un AR maximizará la probabilidad de motivar un EPE sólo sobre aquellos puntos que han formado parte de su eje central– y segundo por la relativa frecuencia de detección de ARs, que es notablemente superior a la frecuencia de EPEs para un punto dado. La figura muestra cómo estos porcentajes se maximizan para el norte de Portugal y para las zonas costeras de Galicia, que presentan una elevación de aproximadamente 500-600 m de altura, factor muy favorable para que se produzcan precipitaciones importan-

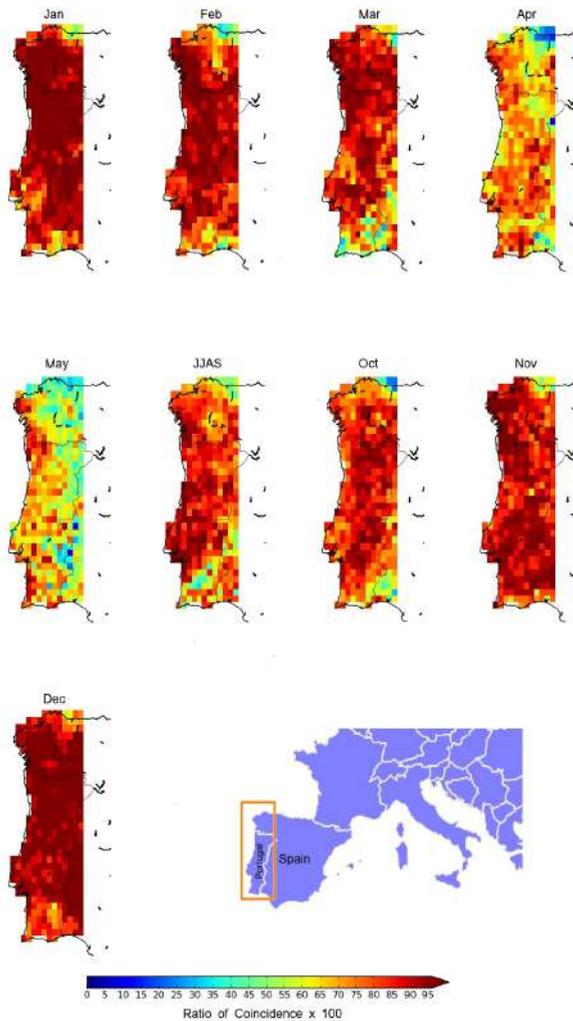


Figura 5.6: Porcentaje de coincidencia entre una detección de un AR y una detección de un EPE tomando como referencia la detección del EPE. i.e, para cada punto y mes del año, número de EPEs en los que se detecta la presencia de AR, sobre el número total de EPEs.

tes [76, 75, 67, 98]. El ciclo anual de este cociente sugiere que las características de cada sistema, el perfil termodinámico de la columna y la interacción con la topografía son aspectos determinantes en la relación $AR|EPE$.

5.3.1. Correlación $AR|EPE$ de segundo orden

Aunque no se ha estudiado formal, objetiva y climáticamente; a lo largo de los experimentos llevados a cabo para obtener las conclusiones alcanzadas en este capítulo hemos observado un fenómeno de relativa frecuencia que, en nuestra opinión, merece ser comentado. La Figura 5.8 muestra un ejemplo del mismo. En dicha figura se observa la detección de un AR el día 2007.02.15 (b), que tan solo deja precipitaciones importantes en la costa gallega, pero que hace penetrar una cantidad importante de humedad en el Golfo de Vizcaya. La humedad permanece en la atmósfera a lo largo del día siguiente (c), pero no se produce ningún forzamiento atmosférico que motive su precipitación hasta el día 17 (d). Ese día se produce un EPE en el norte de España motivado por la precipitación de la humedad que dos días antes ha dejado el AR, al producirse en la zona una ciclogénesis que aportaría el forzamiento dinámico necesario. Según los objetivos seguidos en este estudio, este evento no sería un positivo en la correlación $AR|EPE$ ni en la correlación $EPE|AR$, pues la precipitación extrema se produce dos días después de la llegada del AR. Sin embargo una inspección visual del mismo permite llegar a la conclusión unánime de que esa relación sí existe.

Se observa por tanto que los ARs tienen una cierta capacidad para transportar humedad que puede llegar a precipitar, y de forma extrema, varios días después de su advección, si por cualquier causa se produce una ascendencia de esta humedad. Este es un fenómeno interesante que consideramos debe ser estudiado en detalle en un futuro próximo.

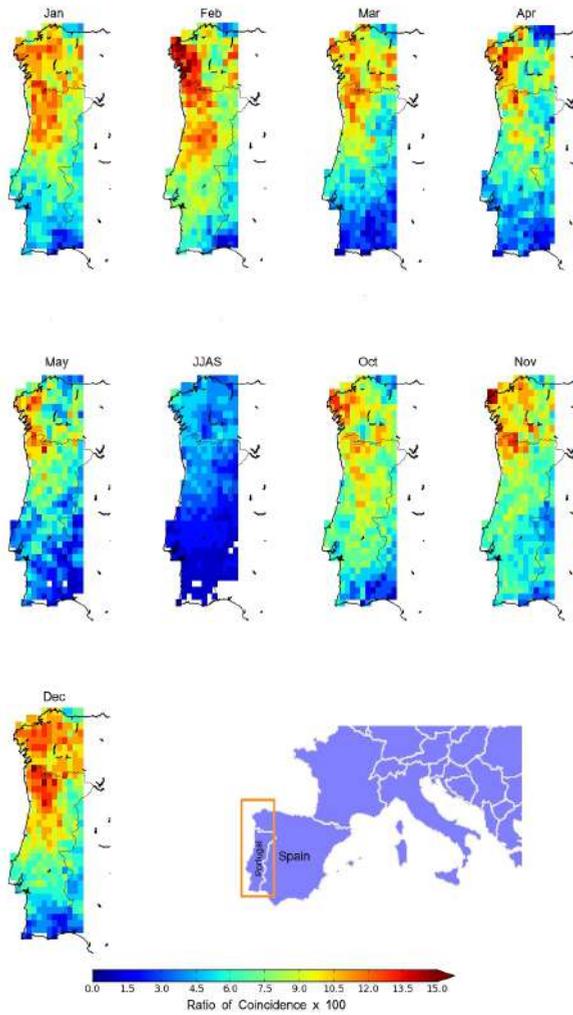


Figura 5.7: Porcentaje de ARs detectados sobre el MAI que han causado una precipitación extrema en cada uno de los puntos del dominio.

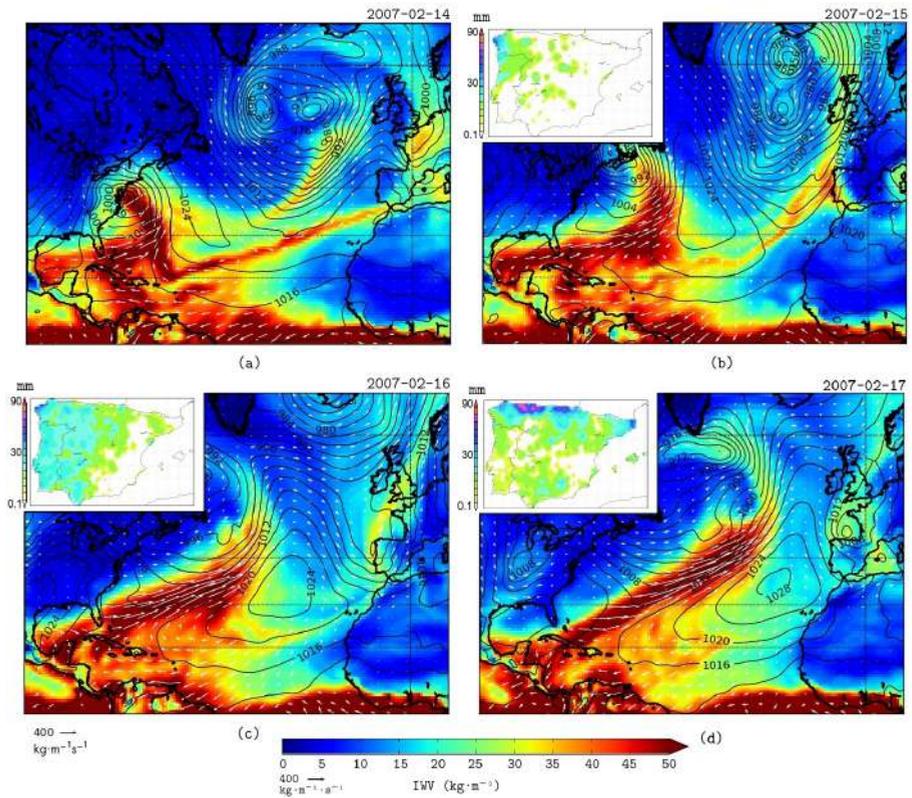


Figura 5.8: Ejemplo de una “correlación de segundo orden” EPE|AR. Nótese el AR que toca costa el día 15 (b) y la precipitación extrema observada dos días después (d) motivada por la humedad transportada por el AR dos días antes.

5.4. Conclusiones

El algoritmo de Eiras-Barca et al. (2016), presentado en detalle en el Capítulo 3 es aplicado en este para analizar la correlación entre ARs y precipitaciones extremas, así como la conexión entre ARs y la NAO para el Margen Atlántico Ibérico (MAI) en el período 1979-2013.

Se observa que valores cercanos al 80 % de la precipitación extrema en dicha región (aprox. 90 % en invierno y 75 % en verano) están asociados a la detección de un AR. Tanto la actividad de ARs, como la correlación de estos con dichos valores de lluvia extrema presenta un pico en los meses de invierno, reduciéndose en verano a pesar de continuar manteniéndose en estos meses una correlación estadísticamente significativa. En el capítulo siguiente serán discutidas las causas de esta disminución en la correlación correspondiente a los meses de verano.

Estos porcentajes elevados corresponden a la correlación $EPE|AR$, i.e., eventos de precipitación extrema que pueden ser explicados por la llegada de un AR. Analizando la correlación $AR|EPE$, i.e., número de ARs que derivan en precipitaciones extremas en cada punto; o dicho de otro modo, probabilidad de que un AR produzca una precipitación extrema en un punto dado, los porcentajes disminuyen al 20 %. Esta disminución es explicable por lo localizado del evento de AR en comparación con la totalidad del tamaño del MAI.

También se ha analizado el papel jugado por la NAO en la detección de ARs sobre los MAI Norte y Sur estudiados por separado. Se observa que a pesar de la existencia de un elevado número de ARs que ocurren conjuntamente con una NAO positiva (evidenciada por el gran tamaño de las barras de error asociadas a la serie), en general, las condiciones negativas de la NAO favorecen la llegada de ARs a la región de estudio. Esta conclusión es especialmente sólida para el MAI Sur y en los meses del invierno extendido.

Capítulo 6

Los Ríos Atmosféricos y las Inundaciones en Galicia desde la Perspectiva de los *Weather Types*

El contenido de este capítulo está basado en el siguiente artículo:

Eiras-Barca, J., Lorenzo, N., Taboada, J., Robles, A., and Míguez-Macho, G.: On the Relationship Between Atmospheric Rivers, Weather Types and Floods in Galicia (NW Spain), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.* (**accepted**), <https://doi.org/10.5194/nhess-2017-145>, in review, 2018.

Resumen del Capítulo

Este capítulo analiza la correlación entre ARs y eventos catalogados de inundación para la región de Galicia (N.O. de España), con la coincidencia de diferentes situaciones sinópticas caracterizadas por una serie de “tipos de tiempo” (*weather types*). La clasificación de estos patrones sinópticos ha sido llevada a cabo mediante la aplicación del procedimiento de Lamb a diferentes variables de ERA-Interim, quedando los patrones reducidos a los campos más característicos de presión superficial a nivel del mar. La base de datos de inundaciones ha sido obtenida del sistema de Protección Civil del Gobierno de España, y la detección de ARs se ha obtenido de la base de datos del

algoritmo de Guan et al. (2015). Los resultados sugieren que a pesar de que la mayor parte de eventos de inundación en Galicia no coinciden con la detección de un AR en la costa, estos sí están presentes en la mayor parte de los casos severos, especialmente en las regiones costeras. La mayor correlación AR-inundación se produce con *weather types* de tipo ciclónico de componente oeste y suroeste, particularmente en los meses de invierno. La conexión AR-inundación se debilita sustancialmente en las regiones interiores de la comunidad gallega, así como en los meses de verano, donde las inundaciones tienen un carácter eminentemente convectivo. Finalmente, los resultados muestran que en presencia de un AR, cabe esperar el doble de precipitación en un evento de inundación que en el caso de que no exista su detección.

Abstract of the Chapter

ARs have been shown to be closely related to extreme precipitation and flooding. In this paper we analyze the connection between ARs and floods in the northwestern Spanish region of Galicia under different synoptic conditions represented by the so-called "weather types", a classification of daily sea level pressure patterns obtained by means of a simple scheme that adopts the subjective procedure of Lamb. Flood events are identified from official reports of the Spanish Emergency Agency from 1979 to 2010. Our results suggest that although most flood events in Galicia do not coincide with the presence of an overhead AR, the latter are present in the majority of severe cases, particularly in coastal areas. Flood events associated with ARs are connected to cyclonic weather types with westerly and southwesterly flows and which occur mostly in winter months. The link between ARs and severe flooding is not very apparent in inland areas or during summer months, in which cases heavy precipitation is usually not frontal in nature but is convective. Nevertheless, our results show that, in general, the amount of precipitation in flood events in Galicia more than doubles when an AR is present.

6.1. Introducción

Como se ha comentado en capítulos anteriores, la precipitación extrema, así como su causalidad o correlación estadística con la llegada de un AR a la costa, son fenómenos cuyo estudio se ha desarrollado notablemente en los últimos años, en diferentes partes del mundo. Estos estudios se han multiplicado gracias, en parte, a la alta disponibilidad de bases de datos de precipitación que

facilitan su cruce con los resultados obtenidos por cualquiera de los algoritmos de detección de ARs. Sin embargo, no ocurre lo mismo con el fenómeno de la inundación. Las bases de datos de fenómenos de inundación son escasas, y por tanto también los estudios que analizan el impacto de los ARs sobre éstas.

Aunque a menudo tiende a identificarse la precipitación extrema con la inundación, esta no es una identificación apropiada. Debe tenerse en cuenta que el último es un fenómeno mucho más complejo que el primero. Para que una eventual precipitación sea considerada como extrema, bastará con que supere cierto umbral –que puede ser establecido de diferentes formas: o bien mediante un valor fijo, o bien mediante un eventual percentil–. Sin embargo, para que se produzca un evento de inundación no bastará con que se produzca una precipitación copiosa. Adicionalmente, deberán darse otros factores, relacionados con la orografía, con la actividad humana, con el nivel freático, etc. Dicho de otro modo, para buscar la explicación a un evento de inundación deberá hacerse referencia a la historia previa a dicho evento. El deshielo –causante de un elevado número de las inundaciones de la Galicia interior en primavera–, la saturación del suelo, etc, son factores determinantes. Así pues, tendremos casos de precipitaciones muy extremas que no hayan dado lugar a eventos de inundación, y casos de precipitaciones que sin llegar a ser extremadamente anómalas han causado un evento de este tipo.

En nuestra opinión, si el objetivo de un trabajo es el estudio de los efectos de la llegada de un AR sobre la población humana, deberá procurarse cruzar la detección de ARs con bases de datos de inundación en lugar de precipitación extrema. Esto es así, pues aunque muchos de los factores que desencadenan un evento de inundación a partir de una precipitación anómala son eventuales o coyunturales; otros tenderán a repetirse en el futuro, y deberán, por tanto, ser tenidos en cuenta de cara a una estadística de predicción y mitigación de los efectos de las inundaciones.

La región en la que se centra este estudio, Galicia, es una de las más propensas a la inundación de tipo no-convectivo de España, por ser la única región española con margen atlántico. Por su localización, Galicia está muy influenciada por la continua llegada de sistemas baroclínicos procedentes del océano; situándose en la ruta habitual seguida por las borrascas en latitudes medias

atlánticas [70]. Estas condiciones se cumplen especialmente en los meses de otoño e invierno; dado que en los restantes meses del año la precipitación extrema viene dominada por fenomenología de carácter convectivo (e.g. [25]).

Aunque son diversos los modos de variabilidad que correlacionan con la precipitación gallega [55, 58, 56, 57], es la NAO la que habitualmente se identifica como más relevante. Este modo de variabilidad regula el desarrollo de la baja de Islandia y la alta de Azores, así como la posición de este último; favoreciendo o evitando un bloqueo de los sistemas dinámicos que pueden eventualmente llegar a la región [95]. Otros modos que explican órdenes menores de variabilidad, pero suficientemente importantes como para ser tenidos en cuenta serían el *Easter Atlantic* (EA) o el patrón escandinavo (SCAND) [58, 9, 80].

La Figura 6.1 muestra los ayuntamientos gallegos con riesgo de inundación. La precipitación extrema y los vientos anómalos son las principales causas de riesgo climático en esta región [62]. Los impactos relevantes sobre los sistemas de transporte o suministro son consecuencias sobrevenidas habituales de los eventos de inundación en Galicia. Es por ello que todo esfuerzo que contribuya a un mejor entendimiento de las causas, relevante a nivel heurístico pero también práctico, estará justificado en aras de proteger los intereses de las personas y la economía de esta región [12].

Por su parte, los “tipos de tiempo” (WT, por las siglas en inglés de *weather types*) es una metodología útil que integra diversas variables meteorológicas tales como la presión atmosférica, la temperatura o el módulo y dirección del viento. De esta forma, cada instante de tiempo sobre una región dada puede ser asignado a un WT concreto, característico de las condiciones meteorológicas observables (e.g. una presión baja, con precipitación de un cierto tipo y viento de componente S se asignará al WT “C”). De esta forma, se simplifica enormemente el análisis de las condiciones meteorológicas imperantes, que aunque presentes en forma de las infinitas variables meteorológicas que se pudieran considerar, no podrían ser analizadas holísticamente si no se contara con una metodología que las integrara a todas ellas.

En este capítulo ponemos en conjunto la teoría de los WTs, con las bases de datos históricas de inundación en Galicia, y la búsqueda de su correlación con la detección de la llegada de ARs a la costa gallega. El objetivo del artículo inspirador de este capítulo es sentar una primera base para determinar la proba-

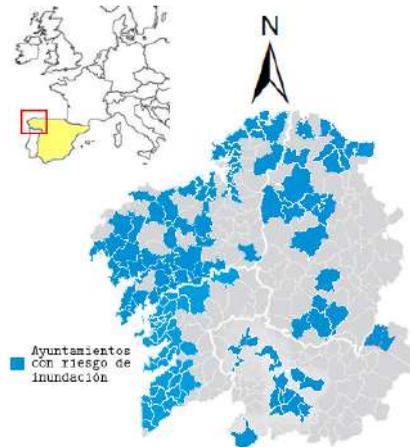


Figura 6.1: Ayuntamientos de Galicia en riesgo de inundación, según la autoridad fluvial de la cuenca Miño-Sil.

bilidad de que un AR pueda producir un evento de inundación, en el mes de interés y con el WT que se prevea para cada momento.

6.2. Datos y Métodos

Los eventos de inundación (FEs, por las siglas en inglés de *flood events*) fueron obtenidos de la base de datos oficial publicada por Protección Civil [43]. Dicha base datos registra eventos de inundación sobre un extenso dominio durante el período 1979-2010. La región gallega ha sido dividida en dos zonas geográficas naturales; Galicia costa (COSTA) y Galicia interior (SIL), que representan a las cuencas hidrográficas Costa y Miño-Sil, respectivamente.

Durante el período indicado, se han detectado 754 eventos de AR sobre la región gallega, 357 inundaciones sobre SIL y 548 inundaciones sobre COSTA¹. La distribución estacional de las inundaciones está reflejada en la Tabla 6.1.

La base de datos Guan et al. (2015,2017) [34, 97] ha sido utilizada para cuan-

¹Un total de 151 eventos ocurrieron conjuntamente en ambas regiones.

Estación	Región MIÑO-SIL	Región COSTA
DJF	206	190
MAM	45	102
JJA	9	102
SON	97	154

Tabla 6.1: Distribución estacional de las inundaciones en Galicia durante el período 1979-2010.

tificar la detección de ARs. Las características de esta base de datos ya han sido detalladas en numerosas partes de esta Tesis Doctoral. En esta base, se han filtrado los días con detección de AR sobre la costa gallega (desde 41.5°N a 44°N en 9°W). Con respecto al formalismo de los *weather types*, se ha seguido el procedimiento adoptado en Trigo et al. (2000) [94]. Esta metodología fue adaptada de Jenkinson and Collison (1977) [44] y Jones et al. 1993 [45]. Las variables de diagnóstico necesarias para caracterizar un WT:

- SF : *southerly flow* : flujo meridional.
- WF : *westerly flow* : flujo zonal.
- TF : *total flow* : flujo total.
- ZS : *southerly shear vorticity* : vorticidad de cizalladura meridional.
- ZW : *westerly shear vorticity* : vorticidad de cizalladura zonal.
- Z : *total shear vorticity* : vorticidad de cizalladura total.

fueron determinadas haciendo uso de la presión reducida a nivel del mar (SLP, por sus siglas en inglés) sobre los 16 puntos referenciados en la Figura 6.2, siguiendo el criterio determinado en Lorenzo et al. (2008) [56]. Para el cálculo de este índice característico a cada situación sinóptica hemos hecho uso del reanálisis del NCAR (2.5° × 2.5°), con las condiciones propuestas en Trigo et al. (2000) [94]. Con el fin de evitar sobreinformación irrelevante, hemos filtrado los WT que no presentaran una frecuencia de aparición superior al 3%. Bajo estas condiciones, se ha finalmente considerado un número total de 9 WT en

los meses de invierno extendido (ONDEFM) y de 12 WT en los meses de verano extendido (AMJJAS). La Tabla 6.2 presenta una breve descripción de cada uno de los WT considerados. Así mismo, la Figura 6.3 muestra el patrón sinóptico promedio de cada uno de los WTs considerados en este capítulo.

NE : Verano : Alta presión extendida y situada sobre el oeste de Irlanda conjuntamente situada con una borrasca situada en el mar Mediterráneo.

E : Verano : Situaciones sinópticas caracterizadas por un anticiclón situado sobre las Islas Británicas y una borrasca situada en el norte de África.

SE : Invierno : Sistema de baja presión sobre Madeira y sistema de alta presión sobre el norte de Europa.

S : Ver,Inv : Sistema de alta presión sobre las Islas Británicas y de baja presión sobre las Islas Azores.

SW : Invierno : Sistema de bajas presiones localizado al oeste de las Islas Británicas y situación anticiclónica sobre el Mediterráneo.

W : Ver,Inv : Sistema de bajas presiones centrado al noroeste de las Islas Británicas y situación anticiclónica sobre las Islas Azores.

NW : Ver,Inv : Sistema de bajas presiones centrado al noreste de las Islas Británicas y situación anticiclónica sobre las Islas Azores.

N : Verano : Anticiclón de las Azores desplazado hacia el norte y sistema de bajas presiones sobre el sur de Europa y el Mediterráneo.

C : Ver,Inv : Sistema de bajas presiones localizado entre la Península Ibérica y las Islas Británicas.

A : Ver,Inv : Sistema de altas presiones extendido en todo el sur de Europa.

Tabla 6.2: *Weather types* habituales utilizados en el análisis. Adaptación de la tabla contenida en la siguiente tesis doctoral:

Improving circulation weather type classifications using a 3D framework: relationship with climate variability and projections for future climates.

A.M. Ramos, UVIGO 2012.

Finalmente, en los resultados de este capítulo se presentan también una serie de composites de campos de SLP, IVT e IWV, correspondientes a las diferentes posibilidades de detección (AR-Inundación). Estos composites han sido generados haciendo uso de los datos de reanálisis ERA-Interim del ECMWF

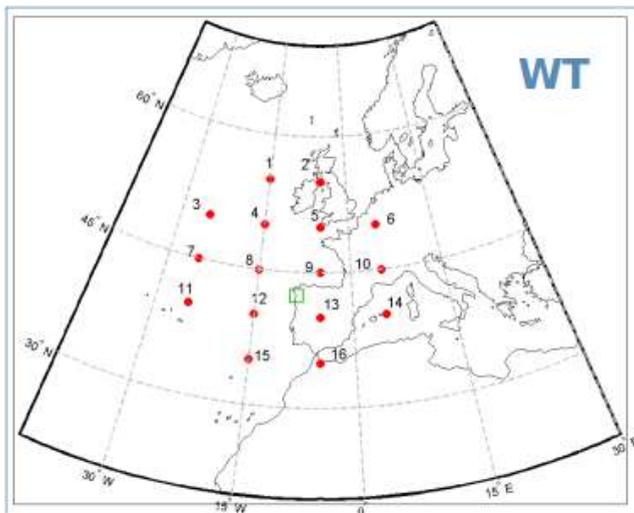


Figura 6.2: Malla de puntos de presión superficial utilizada en la caracterización de *weather types* sobre la comunidad gallega. Obtenido de Lorenzo et al. (2008) [56].

[18].

6.3. Resultados y discusión

La Figura 6.4 muestra la frecuencia de ocurrencia de cada uno de los WTs estadísticamente significativos para ambas zonas en coincidencia con FEs. Para estas regiones, los eventos de inundación correlacionan altamente con la detección de ARs en los meses de invierno. Por el contrario, las inundaciones de la primavera y el verano correlacionan con WTs de tipo anticiclónico que bloquean la llegada de sistemas baroclínicos procedentes del Atlántico, y por tanto de ARs. Esto es un indicador de que debe buscarse en la tormenta convectiva la causa primaria de las inundaciones correspondientes a estos meses.

Por tanto, los tipos W, SW, C y NW modulan las inundaciones invernales, mientras que los tipos NE, A y AE modulan las inundaciones estivales. Es ne-

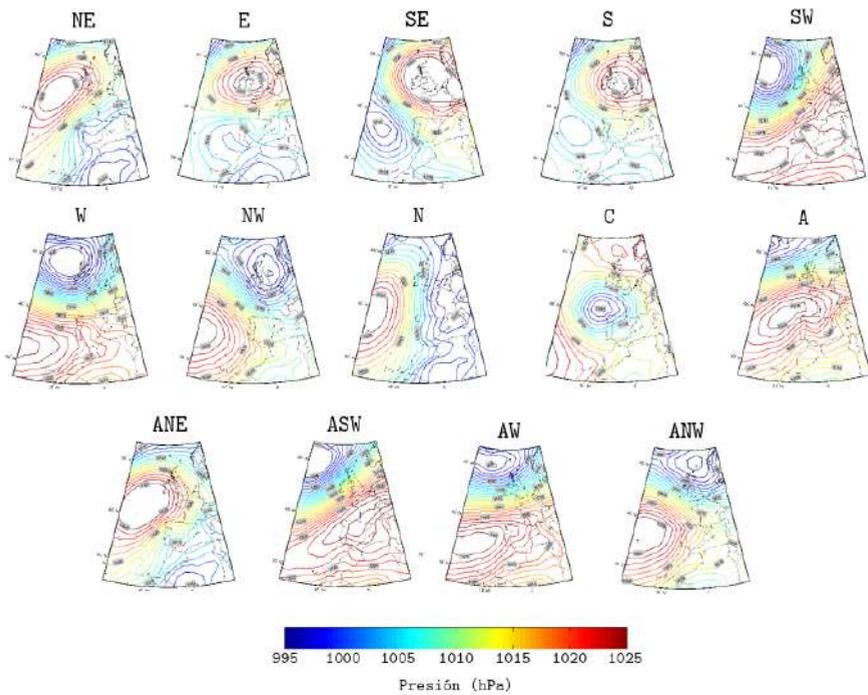


Figura 6.3: Campos de presión representativos de cada uno de los WTs puros utilizados.

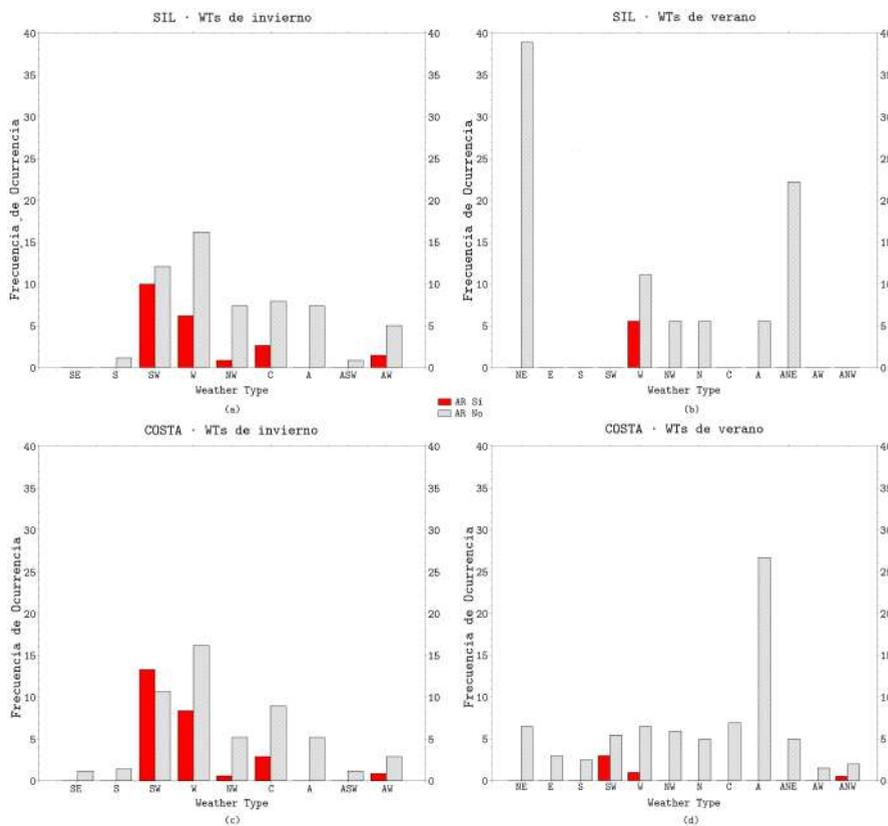


Figura 6.4: Frecuencia de ocurrencia para cada uno de los WTs ocurridos en coincidencia con un FE para el invierno extendido (ONDEFM) (a,c) y verano extendido (AMJJAS) (b,d) para las regiones SIL y COSTA respectivamente. Las barras rojas representan WTs asociados con FEs y con la detección de un AR. Las barras negras representan WTs asociados con FEs pero sin detección de AR.

cesario tener en cuenta que los períodos de inundación no coinciden necesariamente con períodos de precipitación extrema. Si bien es cierto que una precipitación extrema debe ser precursora de una inundación, esta puede mantenerse en el tiempo con valores de precipitación ordinarios. Por este motivo, un cruce entre las bases de datos de días de inundación y las bases de datos de días de detección de ARs determina que la mayor parte de días de inundación no coinciden con la detección de un AR. Para llevar a cabo un análisis más apropiado de la causalidad AR-FEs se han seleccionado las inundaciones más relevantes para ambas regiones y se ha estudiado la detección de un AR en la jornada de mayor precipitación observada para cada evento. Los resultados de este análisis pueden observarse en las tablas 6.3 y 6.4.

Con independencia de la estacionalidad, estas tablas muestran que para COSTA, el 70 % de las inundaciones relevantes están relacionadas con la detección de un AR. Analizando la región SIL este porcentaje se reduce a un 40%. Si se analizan únicamente los meses del invierno extendido, el porcentaje para COSTA aumenta hasta un 79 %, y el porcentaje para SIL aumenta hasta un 54 %. Puede concluirse que la correlación FEs-ARs es especialmente relevante en los meses de invierno y en las zonas costeras. En los meses de verano y/o en las zonas interiores, debe buscarse otra causa como principal precursora de los FEs. Esta causa será con toda probabilidad la precipitación de carácter convectivo; aunque este particular no ha sido estudiado en este trabajo.

Como complemento a estas conclusiones, la Figura 6.5 muestra el cociente devenido de dividir la precipitación total asociada a cada WT en coincidencia con un AR (o no) entre la precipitación total asociada a ese WT, siempre durante un FE. En general, se observa que la precipitación esperable durante un FE es más del doble si existe la detección de un AR. Un caso particular que merece ser comentado es el del WT SW en los meses de verano. Aunque este WT es característico de los meses de invierno, también tiene presencia en los meses de verano, y suele venir asociado, además, a precipitaciones intensas. Esto es debido a que en los meses de verano, aunque en menor frecuencia, siguen llegando frentes atlánticos a Galicia, acompañados en los casos más notables de ARs bien desarrollados, que dejan precipitaciones notables.

Estos resultados refuerzan aquellos obtenidos por la bibliografía hasta la fecha, en los que se determinaba que la mayor parte de la precipitación anual y

Tabla 6.3: Eventos de inundación más relevantes en orden descendiente para la región COSTA.

Evento	Región	Máx. Prec.	(mm)	AR	WT
13.OCT.1987-16.OCT.1987	COSTA	14.OCT.1987	286.8	1	W
19.DEC.1989-21.DEC.1989	COSTA	19.DEC.1989	253.7	1	SW
07.SEP.1999-09.SEP.1999	COSTA	08.MAR.1999	253.6	1	C
20.OCT.2000-10.ENE.2001	COSTA	06.DEC.2000	202.8	1	SW
02.OCT.2006-25.OCT.2006	COSTA	21.OCT.2006	189.1	1	SW
11.NOV.2002-31.DEC.2002	COSTA	12.NOV.2002	185.0	0	W
13.NOV.2009-29.DEC.2009	COSTA	05.DEC.2009	182.1	1	SW
21.FEB.2010-01.MAR.2010	COSTA	21.FEB.2010	181.2	1	CNW
19.OCT.2001-23.OCT.2001	COSTA	21.OCT.2001	179.9	1	SW
03.OCT.2010-09.OCT.2010	COSTA	08.OCT.2010	160.0	0	S
21.DEC.1995-23.ENE.1996	COSTA	23.DEC.1995	156.9	1	W
05.ENE.1988-05.ENE.1988	COSTA	05.ENE.1988	145.9	1	CW
18.NOV.2006-07.DEC.2006	COSTA	27.NOV.2006	139.2	1	SW
19.MAR.2001-24.MAR.2001	COSTA	20.MAR.2001	105.2	1	CW
24.ABR.2000-25.MAY.2000	COSTA	24.ABR.2000	103.9	1	CW
28.OCT.2005-02.NOV.2005	COSTA	29.OCT.2005	103.0	1	SW
12.ENE.2010-23.ENE.2010	COSTA	22.ENE.2010	88.2	0	W
10.NOV.1997-13.NOV.1997	COSTA	10.NOV.1997	83.0	1	W
30.ABR.1998-01.MAY.1998	COSTA	30.ABR.998	66.0	0	N
09.JUN.2010-11.JUN.2010	COSTA	10.JUN.2010	63.6	0	C
04.ABR.2004-08.SEP.2004	COSTA	04.SEP.2004	62.6	0	AE
06.NOV.1994-06.NOV.1994	COSTA	06.NOV.1994	41.7	0	CW
23.ENE.2009-25.ENE.2009	COSTA	24.ENE.2009	40.8	1	W
15.JUN.1988-21.JUN.1988	COSTA	15.JUN.1988	27.9	0	NE

particularmente invernal en Galicia está asociada a WTs C, SW y W [94, 56, 14]. Se observa en este estudio que estas conclusiones no cambian cuando se consideran eventos de inundación, y que además los ARs juegan un papel decisivo en los mismos.

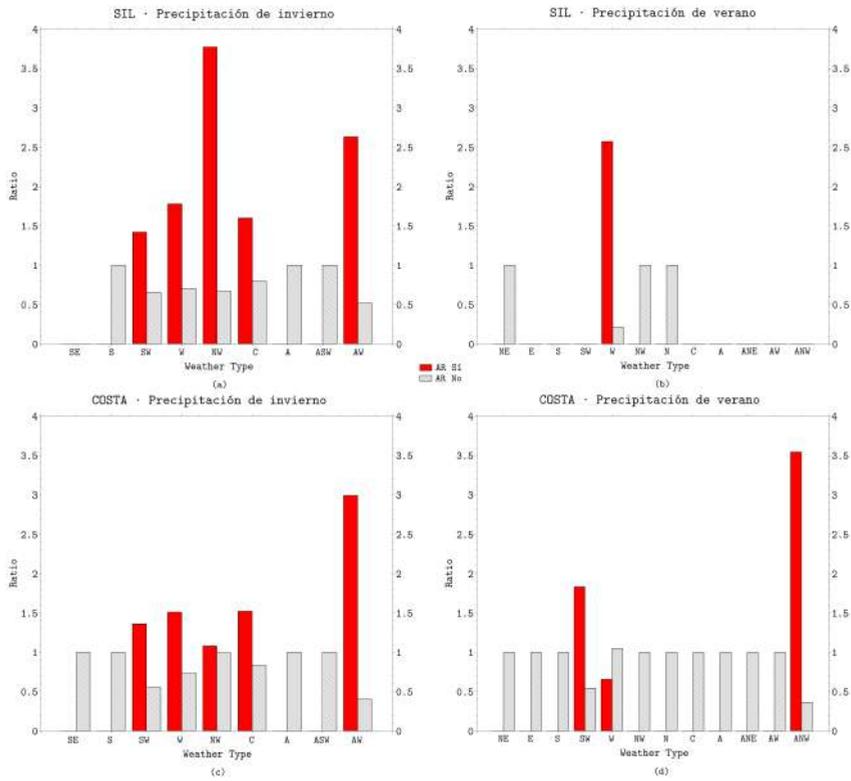


Figura 6.5: Figura análoga a la Figura 6.4 pero con el cociente de precipitación.

Tabla 6.4: Eventos de inundación más relevantes en orden descendiente para la región SIL.

Evento	Región	Máx. Prec.	(mm)	AR	WT
14.OCT.1987-16.OCT.1987	SIL	15.OCT.1987	95.4	1	C
31.DEC.1994-01.ENE.1995	SIL	31.DEC.1994	88.7	1	NW
12.DEC.1989-24.DEC.1989	SIL	16.DEC.1989	69.2	1	WC
01.ENE.1994-17.ENE.1994	SIL	05.ENE.1994	68.1	1	W
24.DEC.1995-02.ENE.1996	SIL	30.DEC.1995	66.6	0	WC
01.NOV.1996-30.NOV.1996	SIL	22.NOV.1996	60.2	0	W
10.ENE.1991-12.ENE.1991	SIL	10.ENE.1991	58.4	1	W
14.DEC.1999-16.DEC.1999	SIL	14.DEC.1999	56.8	1	NC
06.ENE.1996-13.ENE.1996	SIL	06.ENE.1996	50.2	0	WC
15.ENE.1988-21.ENE.1988	SIL	15.JUN.1988	46.4	0	NE
30.OCT.2000-31.MAR.2001	SIL	21.NOV.2000	36.5	1	W
05.DEC.2000-13.DEC.2000	SIL	07.DEC.2000	29.9	0	WC
30.ABR.1998-04.MAY.1998	SIL	30.ABR.1998	26.6	0	N
01.NOV.2002-31.DEC.2002	SIL	20.NOV.2002	24.7	0	SW
01.DEC.2003-31.DEC.2003	SIL	09.DEC.2003	12.6	0	C
27.DEC.2003-27.DEC.2003	SIL	27.DEC.2003	12.6	1	C

6.3.1. Mapas de Anomalía

Un resultado interesante, derivado de las conclusiones obtenidas en el apartado anterior, se obtiene al estudiar la situación sinóptica promedio asociada a cada una de las situaciones consideradas. Concretamente, en lo relacionado con las variables representativas de la fenomenología del AR; la SLP, la IWV y el IVT. Así, la Figura 6.6 muestra el mapa de anomalía (colores) y de valores medios (isobaras) correspondientes a cada una de las detecciones AR-FEs, con independencia de la cuenca hidrográfica considerada, para los meses de invierno y verano extendidos analizados por separado. Para la composición de estos mapas de anomalía se han representado las variables de interés a lo largo de todos los días considerados de SI(NO) inundación y SI(NO) AR para cualquiera de las dos regiones en el período 1979-2010, separadamente para los meses de verano e invierno extendido.

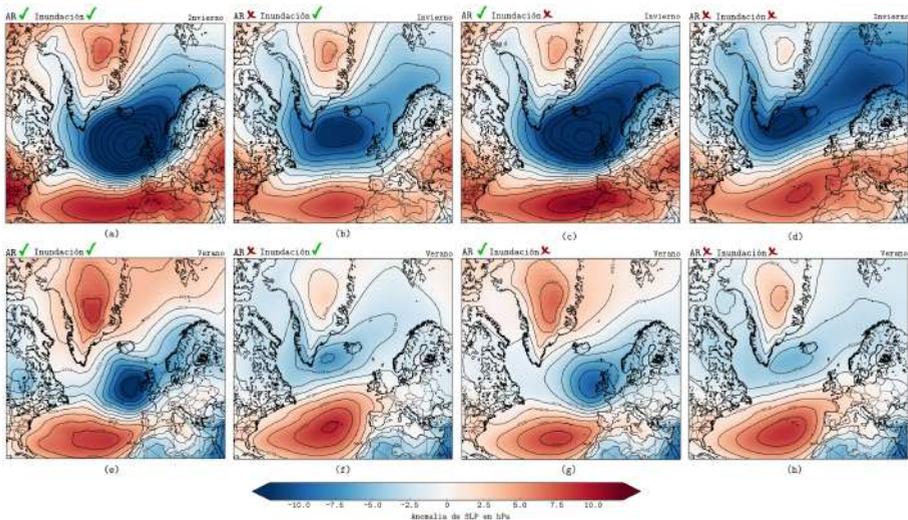


Figura 6.6: Composites de SLP para todos los eventos ocurridos en función de que sean detectados conjuntamente un FE y un AR o no. Nótese que en la parte superior izquierda de cada una de las figuras aparece la condición de detección. Se presentan separadamente los meses de invierno extendido (a,b,c,d) y verano extendido (e,f,g,h).

Esta figura es muy ilustrativa, pues se observa que en el caso de coincidencia AR-FE, el campo de presión crea un corredor de viento muy bien determinado por un sistema de alta presión al sur, y uno de baja presión al norte, que desemboca en Galicia. Esta es, indiscutiblemente, la situación más favorable para la detección de un AR. También es especialmente representativa la información obtenida de la subfigura (f), que corresponde a los campos medios derivados de los eventos de inundación sin detección de AR en invierno. Efectivamente, se observa un bloqueo anticiclónico sobre las Azores, con Galicia situada cerca del eje de la dorsal anticlónica y alejada de su centro; situación muy favorable para la precipitación convectiva.

La Figura 6.6 sin embargo, no da respuesta a los casos en los que sí se produce inundación pero no AR en invierno. Para ello debe recurrirse a la Figura 6.7, que es análoga a la anterior pero con campos de IVT. Se observa que todos los casos en los que existe una detección de AR tienen una conexión clara con el

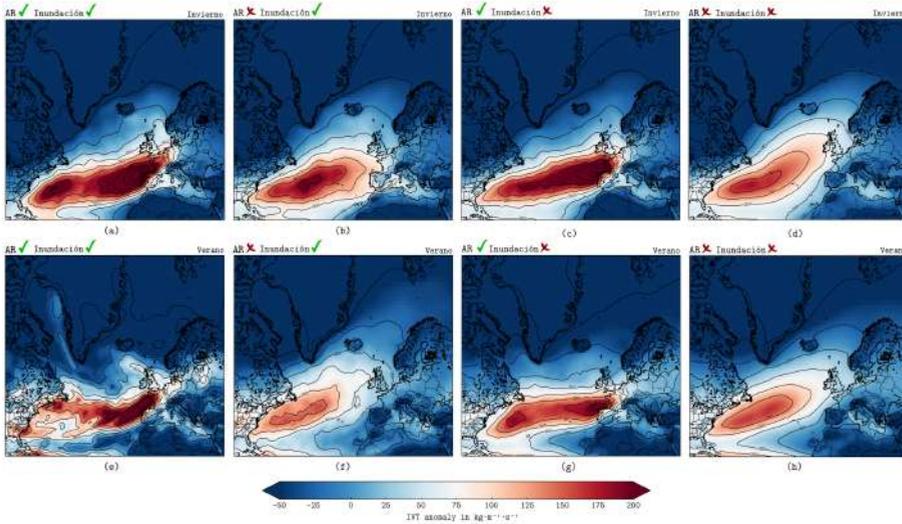


Figura 6.7: Figura análoga a la Figura 6.6, pero con campos de IVT.

Golfo de México, especialmente en los meses de invierno. Los campos de IVT maximizados a lo largo del corredor del Atlántico son, naturalmente, favorables a la presencia de un AR sobre Galicia.

Finalmente, puede estudiarse el campo medio de IWV, correspondiente a la Figura 6.8. Los campos de IWV, al depender únicamente de la humedad sin considerar el viento, son mucho más estables, en general, que los de IVT. A pesar de ello, dos conclusiones pueden obtenerse de ellos. Primeramente, se observan anomalías positivas cuando hay detección de AR, lo cual es esperable. Adicionalmente, también se observa que los eventos de inundación corresponden a perturbaciones y discontinuidades de los campos de esta variable sobre Galicia; lo cual tampoco es de extrañar teniendo en cuenta la alteración en los campos de humedad observables en las firmas tanto del paso de un frente como en un evento de precipitación convectiva.

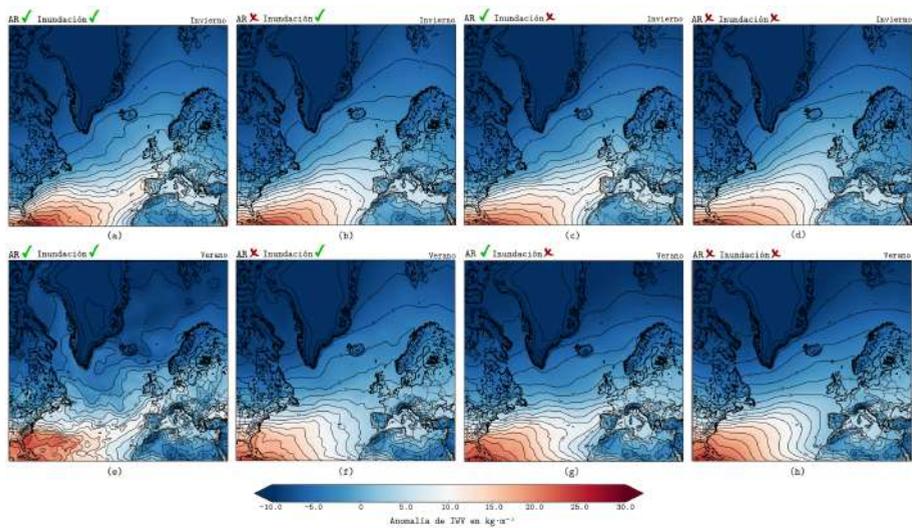


Figura 6.8: Figura análoga a la Figura 6.6, pero con campos de IWW.

6.4. Conclusiones

Se observa que los eventos de inundación en los meses comprendidos entre octubre y marzo, en las regiones costeras de Galicia están asociados a WTs de tipo W, NW y C. Estos WTs están relacionados con la llegada de frentes procedentes del Océano Atlántico. Estas estructuras, asociadas a ciclones extratropicales, tienden a venir acompañadas de un AR en los eventos más extremos. Los resultados presentados en este capítulo muestran que los AR juegan un papel potenciador en los eventos de inundación (FEs), estando presentes en más del 70% de los casos de FEs relevantes en la región costera gallega. En estos términos debe, además, esperarse que cuando un evento de inundación ocurra en coincidencia con un AR, la precipitación observada será muy superior.

La relación anteriormente descrita, aunque válida para todo el año y para las dos cuencas hidrográficas gallegas, es especialmente notable en los meses de invierno y en la cuenca Galicia-Costa. Las inundaciones en los meses de verano, así como en la cuenca Miño-Sil también se ven afectadas por la llegada

de ARs, pero se requieren otros factores en la ecuación –presumiblemente el fenómeno convectivo– para explicar la totalidad de la variabilidad.

Capítulo 7

Conclusiones Generales

Nota a este capítulo: Dado que cada uno de los capítulos presentados en esta tesis dispone de una sección propia de conclusiones, hemos creído más ilustrativo y menos recurrente el presentar este capítulo de conclusiones generales a modo de respuestas rápidas a las preguntas científicas planteadas.

¿De dónde provienen las cantidades ingentes de humedad asociadas a un evento de AR?

La convergencia de humedad local está reconocida como uno de los mecanismos que alimentan al AR. Sin embargo, las simulaciones realizadas sobre los casos de estudio presentados en esta tesis muestran que más del 80 % de la humedad asociada al río y de la precipitación resultante del evento tienen su origen en latitudes tropicales. Los eventos analizados fueron escogidos por su especial intensidad, y por tanto estos porcentajes no pueden ser extrapolados a la mayoría de los eventos de AR. Sin embargo, resulta razonable hipotetizar que los eventos que se asocian a una precipitación más extrema disponen de una clara conexión tropical.

¿Cómo se transporta esta humedad tropical?

A diferencia de lo que está comunmente aceptado, la humedad tropical no se transporta necesariamente sobre el LLJ del ciclón extratropical, que se sitúa inmediatamente adosado al frente frío. Los resultados de estas simulaciones

muestran que la humedad se transporta a lo largo de todo el sector cálido, especialmente cerca de los primeros niveles verticales en la raíz del AR, y ascendiendo a niveles más superiores a medida que nos aproximamos a su cabeza o al centro del ciclón extratropical.

¿Cómo son los ciclos estacional e interanual de la actividad de ARs sobre el Atlántico Norte?

Habiendo dividido la cuenca atlántica norte en diferentes subregiones, se observa que la estacionalidad de la actividad de ARs sobre dicha región está determinada por el desplazamiento estacional del cinturón de altas presiones subtropicales. Este cinturón, situado junto a las latitudes tropicales, afecta especialmente a la región sureste de la cuenca, maximizando la detección en los meses de invierno y minimizándola en los meses de verano. Con respecto a la variación interanual, ésta es débil, detectándose una cantidad similar de ARs cada año.

¿Qué papel juegan los ARs en la génesis explosiva de un ciclón y su posterior mantenimiento?

Los estudios climáticos llevados a cabo en esta Tesis Doctoral sobre las cuencas atlántica y pacífica muestran que la concurrencia entre un AR y ciclón explosivo es muy superior a la concurrencia entre un AR y un ciclón ordinario. Adicionalmente, el hecho de que esta concurrencia se maximice precisamente en el momento en el que el sistema sufre la mayor caída de presión, así como la evolución de los composites de IVT analizados a lo largo de todo el proceso de ciclogénesis permiten descartar una mera concurrencia estadística. Contrariamente, se puede inferir un proceso de causalidad dual, en el que la liberación de calor latente por parte del AR en el seno del ciclón favorece la profundización del mismo; y a su vez un ciclón asocia un AR mejor definido cuanto más profundo es. Se observa también que el proceso de caída de presión en el ciclón finaliza precisamente cuando éste se “desprende” del AR que tenía asociado durante su génesis.

¿Qué papel juegan los ARs en los eventos de precipitación extrema en el margen atlántico de la Península Ibérica?

Se observa que si bien es cierto que lo más probable es que un AR no desencane-

dene de por sí solo un evento de precipitación extrema, la mayor parte de los eventos de precipitación extrema son concurrentes con la detección de un AR. Esta conclusión es especialmente cierta para los meses de invierno extendido y las regiones de orografía más accidentada.

¿Qué papel juega la NAO en la detección de ARs sobre el margen atlántico ibérico?

En general, se observa que una NAO negativa favorece la detección de ARs sobre el margen atlántico ibérico, bajo la premisa de que una NAO positiva desplaza los flujos hacia el norte de Europa. A pesar de ello, existe un gran número de eventos de AR sobre el margen atlántico ibérico que ocurren en condiciones de NAO positiva. Estos resultados sugieren que la NAO es un factor influyente pero no determinante a este respecto. Esta conclusión es acorde a otros estudios que concluyen que otros modos de variabilidad climática, particularmente el EA, pueden tener mayor influencia.

¿Qué relación existe entre la detección de un AR y un evento de inundación en Galicia, y bajo qué patrones sinópticos?

El análisis llevado a cabo para tratar de dar respuesta a esta pregunta determina que no se requiere la detección de un AR para que se produzca un evento de inundación en Galicia, pero éstos sí están presentes en los casos más severos analizados, especialmente en la región costera. La coincidencia AR-inundación está maximizada con patrones sinópticos de tipo ciclónico de componente oeste y suroeste, especialmente en los meses de invierno. Tras analizar la cantidad de precipitación asociada a cada evento de inundación, se determina que cuando estos ocurren en coincidencia con un AR, la precipitación observada es superior al doble del valor observado en el caso contrario.

General Conclusions

Chapter note: Given that each chapter presented in this Thesis provides a section of its own conclusions, we thought it would be more enlightening and less recurrent to present this chapters conclusions with a series of quick responses to the scientific questions raised.

Where do the large quantities of humidity associated with an AR event come from?

The convergence of local humidity is recognized as one of the moisture sources for AR's. However, the simulations executed concerning the case studies presented in this thesis show that more than 80% of the humidity associated with the river and the precipitation resulting from the event, originated in tropical latitudes. The analyzed events were selected for their unique intensity, and thus, these percentages cannot be extrapolated to the majority of AR events. It is nevertheless reasonable to hypothesize that the events associated with a more extreme rainfall provide a clear tropical connection.

How is the tropical humidity transported in AR events?

Unlike what is commonly accepted, tropical humidity is not necessarily transported by the LLJ of an extratropical cyclone, which is situated directly alongside the cold front. The results from these simulations show that the humidity is transported along all of the warm sector, particularly close to the first vertical levels at the source of the AR, and ascending to higher levels as approached to the head of the AR or the center of the extratropical cyclone, that is, within the warm conveyor belt of the system.

How are the seasonal and interannual cycles of AR activity over the North Atlantic?

Dividing the North Atlantic basin into different subregions, we observed that the seasonality of activity of the AR's in said region is determined by the seasonal shift of the high pressure subtropical belt, which especially affects the southeastern region of the basin, maximizing detection in the months of winter and minimizing it in summer months. In regards to the interannual variation, this is weak, detecting a similar quantity of AR's each year.

What role do AR's play in the explosive genesis of a cyclone and its subsequent maintenance?

The climatic studies carried out in this doctoral thesis over the Atlantic and Pacific basins, show that the concurrency between an AR and an explosive cyclone is greater than the concurrency between an AR and an ordinary cy-

clone. Additionally, the fact that this concurrence maximizes precisely at the moment of greatest pressure drop driving the explosive cyclogenesis event, as well as the evolution of the IVT composites analyzed throughout the cyclogenesis process, allow us to discard a mere statistical concurrence. On the contrary, one could infer a process of dual causality, in which latent heat release by the AR in the heart of the cyclone promotes its deepening; and in turn, the cyclone becomes associated with a more well defined AR the deeper it is. It was also observed that the process of pressure dropping in a cyclone ends precisely when it “detaches” from the AR in which it was associated with during its genesis.

What role do AR's play in events of extreme precipitation in the Atlantic Iberian Peninsula margin.

It was observed that the majority of the events of extreme precipitation are concurrent with the detection of an AR. This conclusion is especially true throughout extended winter months and in regions with more uneven terrain. The opposite is not true, and most probably an AR does not cause an extreme precipitation event.

What role does the NAO play in the detection of AR's over the Iberian Atlantic margin?

In general, we observe that a negative NAO is linked with the detection of AR's over the Iberian margin of the Atlantic, under the assumption that a positive NAO moves the westerly flow towards northern Europe. Despite this, there is a large amount of AR events over the Atlantic Iberian Margin that occur in positive NAO conditions. These results suggest that the NAO is an influencing factor but not a determining one in this respect. This conclusion agrees with other studies concluding that other modes of climatic variability, particularly EA, could have a greater influence.

What relation exists between the detection of an AR and a flooding event in Galicia, and under what synoptic patterns?

The analysis carried out to give a response to this question showed that the detection of an AR is not necessary to produce flooding in Galicia, but that ARs are present in the most severe cases analyzed, especially in

the coastal region. The AR-flooding coincidence is maximized by cyclonic synoptic patterns of eastern and southeastern components, especially in winter months. After analyzing the amount of precipitation associated with each flooding event, we determined that when these coincide with an AR, the observed precipitation is greater than double the value observed in the opposite case.

Índice alfabético

- advección, mecanismo de, 37
- albedo, efecto, 24
- algoritmo de detección
 - Brands et al. (2016), 33
 - Eiras-Barca et al. (2016), 33, 59
 - Lavers et al. (2011), 33
- alzamiento orográfico, 91
- anidamiento espectral, 43
- Atlántico Norte, 66, 69, 91
- Atlántico Norte , 59
- atmósfera, 23
- Azores, anticiclón de, 67

- biosfera, 23
- borrasca, 73

- célula
 - de Ferrel, 25
 - de Hadley, 25
 - polar, 25
- calor
 - latente, 73
 - sensible, 73
- causalidad
 - análisis, 93
- ciclogénesis, 73, 74
- ciclones
 - extratropicales, 25, 74
 - tropicales, 25

- circulación
 - general de la atmósfera, 25
- circulación general, modelo, 25
- coherente
 - región, 59
- coincidencia EPE-AR de segundo orden, 101
- continentalidad, 25
- continuidad
 - ecuación de, 37
- convergencia
 - mecanismo de, 37
- costa oeste, EEUU., 91
- criosfera, 23
- cuerpo negro, 24

- determinista
 - análisis, 93

- East Atlantic, EA, 91, 97

- FLEXPART, 37
- flujo de humedad
 - transporte meridional, 29
- frente térmico, 26

- hidrosfera, 23
- humedad
 - origen de, 36

- huracán, 73
- IBERIA02, 93
- interanual, detección de ARs, 67
- intra-anual, variación, 67
- litosfera, 23
- low-level jet, 38, 66
- margen atlántico ibérico
 - norte, 97
 - sur, 97
- mezcla, cociente de, 45
- mixing ratio, 45
- NAO, 69, 91, 97
- p-valor, 97
- Península Ibérica, 93
 - margen atlántico, 91
- percentil
 - de IVT, 60
 - de IWV, 60
 - de precipitación, 94
- PORTUGAL02, 93
- precipitación extrema
 - eventos de, 93
- río atmosférico, 23, 28
 - definición, 28
 - detección, 62
 - detección de invierno, 62
 - detección de verano, 62
 - falsa detección, 62
- resiliencia, 101
- sector cálido, 28
- sistema climático, 23, 73
- SPAIN02, 93
- t-test, 97
- típica, desviación, 67
- termohalina, circulación, 25
- termoregulación, 24
- TME, 31, 37
- topografía
 - interacción con, 101
- troposfera, 28
- vapor de agua
 - columna vertical integrada (IWV), 28
 - flujo vertical integrado (IVT), 28
- variación, coeficiente de, 67
- vorticidad
 - potencial, 73
- WCB, 28
- weather types, descripción de, 111

Bibliografía

- [1] Aubert, E. J. On the release of latent heat as a factor in large scale atmospheric motions. *Journal of Meteorology* 14, 6 (1957), 527–542.
- [2] Bao, J.-W., Michelson, S. A., Neiman, P. J., Ralph, F. M., and Wilczak, J. M. Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: Their formation and connection to tropical moisture. *Mon. Wea. Rev.* 134, 4 (Apr. 2006), 1063–1080.
- [3] Barnston, A., and Livezey, R. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. We* 115, 6 (JUN 1987), 1083–1126.
- [4] Barriopedro, D., García-Herrera, R., Lupo, A. R., and Hernández, E. A climatology of northern hemisphere blocking. *Journal of Climate* 19, 6 (2006), 1042–1063.
- [5] Belo-Pereira, M., Dutra, E., and Viterbo, P. Evaluation of global precipitation data sets over the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.* 116 (2011), D20101.
- [6] Berrisford, P. et al. The ERA-Interim archive (second edition):. *ERA Report Series, 1* (2011).
- [7] Brands, S., Gutiérrez, J., and San-Martín, D. Twentieth-century atmospheric river activity along the west coasts of Europe and North America: algorithm formulation, reanalysis uncertainty and links to atmospheric circulation patterns. *Climate Dynamics* (2016), 1–25.

- [8] Buckley, M. W., and Marshall, J. Observations, inferences, and mechanisms of the atlantic meridional overturning circulation: A review. *Reviews of Geophysics* (2016).
- [9] Bueh, C., and Nakamura, H. Scandinavian pattern and its climatic impact. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133, 629 (2007), 2117–2131.
- [10] Buishand, T. Some remarks on the use of daily rainfall models. *Journal of Hydrology* 36, 3-4 (1978), 295–308.
- [11] Burt, S., and Mansfield, A. The great storm of 15-16 October 1987. *Weather* (1988), 90–114.
- [12] Cabalar-Fuentes, M. Los tetemporales de lluvia y viento en Galicia. propuestas de clasificación y análisis de tendencias (1961-2001). *Investigaciones Geográficas*, 36 (2005), 103–118.
- [13] Cordeira, J. M., Ralph, F. M., and Moore, B. J. The development and evolution of two atmospheric rivers in proximity to western North Pacific tropical cyclones in october 2010. *Monthly Weather Review* 141, 12 (2013), 4234–4255.
- [14] Cortesi, N., Gonzalez-Hidalgo, J. C., Trigo, R. M., and Ramos, A. M. Weather types and spatial variability of precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 34, 8 (2014), 2661–2677.
- [15] Dacre, H., Clark, P., Martinez-Alvarado, O., Stringer, M., and Lavers, D. How do atmospheric rivers form? *Bulletin of the American Meteorological Society* (2014).
- [16] Dallerba, A. A. Comparing the economic impact of natural disasters generated by different input-output models. An application to the 2007 Chehalis river flood (WA). *North American Regional Science Conference, Minneapolis*. (2016).
- [17] Davis, C. A. Piecewise potential vorticity inversion. *Journal of the atmospheric sciences* 49, 16 (1992), 1397–1411.

- [18] Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 656 (2011), 553–597.
- [19] Dettinger, M. Climate change, atmospheric rivers, and floods in California - A multimodel analysis of storm frequency and magnitude changes I. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 47, 3 (2011), 514–523.
- [20] Dettinger, M., Ralph, F., and Lavers, D. Setting the stage for a global science of atmospheric rivers. *Eos* 96 (2015).
- [21] Dettinger, M. D. Atmospheric rivers as drought busters on the US West Coast. *Journal of Hydrometeorology* 14, 6 (2013), 1721–1732.
- [22] Dettinger, M. D., Ralph, F. M., Das, T., Neiman, P. J., and Cayan, D. R. Atmospheric rivers, floods and the water resources of California. *Water* 3, 2 (2011), 445–478.
- [23] Dominguez, F., Dall'Erba, S., Huang, S., Avelino, A., Mehran, A., Hu, H., Schmidt, A., Schick, L., and Lettenmaier, D. Tracking an atmospheric river in a warmer climate: From water vapor to economic impacts. *Earth System Dynamics Discussions 2017* (2017), 1–31.
- [24] Dudhia, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences* 46, 20 (1989), 3077–3107.
- [25] Eiras-Barca, J., Brands, S., and Miguez-Macho, G. Seasonal variations in North Atlantic atmospheric river activity and associations with anomalous precipitation over the Iberian Atlantic margin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (2016).

- [26] Eiras-Barca, J., Ramos, A. M., Pinto, J. G., Trigo, R. M., and LR, M. The concurrence of atmospheric rivers and explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins.
- [27] Emanuel, K. A. The dependence of hurricane intensity on climate. *Nature* 326, 6112 (1987), 483–485.
- [28] Fink, A. H., Pohle, S., Pinto, J. G., and Knippertz, P. Diagnosing the influence of diabatic processes on the explosive deepening of extratropical cyclones. *Geophysical Research Letters* 39, 7 (2012).
- [29] Garaboa-Paz, D., Eiras-Barca, J., Huhn, F., and Pérez-Muñuzuri, V. Lagrangian coherent structures along atmospheric rivers. *Chaos* 25, 6 (2015).
- [30] Garaboa-Paz, D., Eiras-Barca, J., and Pérez-Muñuzuri, V. Climatology of lyapunov exponents: the link between atmospheric rivers and large-scale mixing variability. *Earth System Dynamics* 8, 3 (2017), 865–873.
- [31] Gimeno, L., Dominguez, F., Nieto, R., Trigo, R., Drumond, A., Reason, C. J., Taschetto, A. S., Ramos, A. M., Kumar, R., and Marengo, J. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annual Review of Environment and Resources* 41 (2016), 117–141.
- [32] Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M., and Lavers, D. A. Atmospheric rivers: A mini-review. *Frontiers in Earth Science* 2, 2 (2014).
- [33] Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Fetzer, E. J., and Neiman, P. J. Extreme snowfall events linked to atmospheric rivers and surface air temperature via satellite measurements. *Geophysical Research Letters* 37, 20 (2010).
- [34] Guan, B., and Waliser, D. E. Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120, 24 (2015), 12514–12535.
- [35] Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., and New, M. A european daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, D20 (2008).

- [36] Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Ancell, R., Pons, M. R., Frías, M. D., and Fernández, J. Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (SPAINO2). *International Journal of Climatology* 32, 1 (2012), 74–85.
- [37] Higgins, R., Schemm, J., Shi, W., and Leetmaa, A. Extreme precipitation events in the western United States related to tropical forcing. *Journal of Climate* 13, 4 (FEB 15 2000), 793–820.
- [38] Hong, S.-Y., and Lim, J.-O. J. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc* 42, 2 (2006), 129–151.
- [39] Hoskins, B., and Berrisford, P. A potential vorticity perspective of the storm of 15–16 October 1987. *Weather* 43, 3 (1988), 122–129.
- [40] Hu, X.-M., Klein, P. M., and Xue, M. Evaluation of the updated YSU planetary boundary layer scheme within WRF for wind resource and air quality assessments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 18 (2013).
- [41] Hu, X.-M., Nielsen-Gammon, J. W., and Zhang, F. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 49, 9 (2010), 1831–1844.
- [42] Insua-Costa, D., and Miguez-Macho, G. A new moisture tagging capability in the Weather Research and Forecasting model: formulation, validation and application to the 2014 Great Lake-effect snowstorm. *Earth System Dynamics* 9, 1 (2018), 167.
- [43] Interior, M. Catálogo nacional de inundaciones históricas. *Dirección General de Protección Civil y Emergencias. Ministerio del Interior español* (2014).
- [44] Jenkinson, A., and Collison, F. An initial climatology of gales over the North Sea, synoptic climatology branch memorandum, no. 62, Meteorological Office, Bracknell. Available from the National Meteorological Library, Meteorological Office, Bracknell, UK (1977).
- [45] Jones, P., Hulme, M., and Briffa, K. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology* 13, 6 (1993), 655–663.

- [46] Kain, J. S. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology* 43, 1 (2004), 170–181.
- [47] Kim, J., Waliser, D. E., Neiman, P. J., Guan, B., Ryoo, J.-M., and Wick, G. A. Effects of atmospheric river landfalls on the cold season precipitation in California. *Climate dynamics* 40, 1-2 (2013), 465–474.
- [48] Lamb, H., and Frydendahl, K. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press, 1991.
- [49] Lavers, D. A., Allan, R. P., Wood, E. F., Villarini, G., Brayshaw, D. J., and Wade, A. J. Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters* 38, 23 (2011).
- [50] Lavers, D. A., and Villarini, G. The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophysical Research Letters* 40, 12 (2013), 3259–3264.
- [51] Lavers, D. A., Villarini, G., Allan, R. P., Wood, E. F., and Wade, A. J. The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117, D20 (2012).
- [52] Leung, L. R., and Qian, Y. Atmospheric rivers induced heavy precipitation and flooding in the Western U.S. simulated by the WRF regional climate model. *Geophysical Research Letters* 36, 3 (2009).
- [53] Liberato, M. L., Ramos, A. M., Trigo, R. M., Trigo, I. F., Durán-Quesada, A. M., Nieto, R., and Gimeno, L. Moisture sources and large-scale dynamics associated with a flash flood event. *Lagrangian Modeling of the Atmosphere* (2013), 111–126.
- [54] Livneh, B., Bohn, T. J., Pierce, D. W., Munoz-Arriola, F., Nijssen, B., Vose, R., Cayan, D. R., and Brekke, L. A spatially comprehensive, hydrometeorological data set for Mexico, the US, and Southern Canada 1950–2013. *Scientific data* 2 (2015).
- [55] Lorenzo, M., and Taboada, J. Influences of atmospheric variability on freshwater input in galician rías in winter. *Journal of Atmospheric & Oceanic Science* 10, 4 (2005), 377–387.

- [56] Lorenzo, M., Taboada, J., and Gimeno, L. Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain). *International Journal of Climatology* 28, 11 (2008), 1493–1505.
- [57] Lorenzo, M. N., Ramos, A. M., Taboada, J. J., and Gimeno, L. Changes in present and future circulation types frequency in northwest Iberian Peninsula. *PLoS one* 6, 1 (2011), e16201.
- [58] Lorenzo, N., Taboada, J. J., Sarmiento, M., Alvarez, I., Gomez-Gesteira, M., et al. Influence of teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the miño river basin (NW Iberian Peninsula). *Climate research* 32, 1 (2006), 63–73.
- [59] Ludwig, P., Pinto, J. G., Meyers, M., and Gray, S. L. The role of anomalous SST and surface fluxes over the southeastern North Atlantic in the explosive development of windstorm Xynthia. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140, 682 (2014), 1729–1741.
- [60] Mahoney, K., Jackson, D. L., Neiman, P., Hughes, M., Darby, L., Wick, G., White, A., Sukovich, E., and Cifelli, R. Understanding the role of atmospheric rivers in heavy precipitation in the southeast United States. *Monthly Weather Review* 144, 4 (2016), 1617–1632.
- [61] Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A., Chandler, R., Kendon, E., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H., Sauter, T., Themeßl, M., et al. Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics* 48, 3 (2010).
- [62] Martínez, E. G., and Ezpeleta, A. M. Riesgos climáticos en Galicia: Una aproximación a través de la prensa (1983-1997). *Ería*, 53 (2000), 259–269.
- [63] Miguez-Macho, G., Stenchikov, G. L., and Robock, A. Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109, D13 (2004).

- [64] Miguez-Macho, G., Stenchikov, G. L., and Robock, A. Regional climate simulations over North America: Interaction of local processes with improved large-scale flow. *Journal of climate* 18, 8 (2005), 1227–1246.
- [65] Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102, D14 (1997), 16663–16682.
- [66] Munich, R. Natural catastrophes 2014, analysis, assesments, positions. *TROPICS-GEO* 67 (2015).
- [67] Neiman, P. J., Ralph, F. M., Wick, G. A., Kuo, Y.-H., Wee, T.-K., Ma, Z., Taylor, G. H., and Dettinger, M. D. Diagnosis of an intense atmospheric river impacting the pacific northwest: Storm summary and offshore vertical structure observed with cosmic satellite retrievals. *Mon. Wea. Rev.* 136, 11 (Nov. 2008a), 4398–4420.
- [68] Neiman, P. J., Ralph, F. M., Wick, G. A., Lundquist, J. D., and Dettinger, M. D. Meteorological characteristics and overland precipitation impacts of atmospheric rivers affecting the West Coast of North America based on eight years of SSM/I satellite observations. *J. Hydrometeor* 9, 1 (Feb. 2008), 22–47.
- [69] Neu, U., Akperov, M. G., Bellenbaum, N., Benestad, R., Blender, R., Caballero, R., Cocozza, A., Dacre, H. F., Feng, Y., Fraedrich, K., et al. Imilast: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94, 4 (2013), 529–547.
- [70] Nieto, R., Taboada, J., Crespo, A., Ramos, A., Iglesias, I., Gómez-Gesteira, J., Santo, F., Barriopedro, D., and Trigo, I. The state of climate in NW Iberia. *Clim Res* 48 (2011), 109–144.
- [71] National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Pacific Northwest storms of december. *U.S. Department of Commerce, NOAA Service Silver Spring, Mariland* 1-3 (2008).

- [72] Pinto, J. G., Zacharias, S., Fink, A. H., Leckebusch, G. C., and Ulbrich, U. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Climate dynamics* 32, 5 (2009), 711–737.
- [73] Ralph, F. M., Coleman, T., Neiman, P. J., Zamora, R. J., and Dettinger, M. D. Observed Impacts of Duration and Seasonality of Atmospheric-River Landfalls on Soil Moisture and Runoff in Coastal Northern California. *Journal of hydrometeorology* 14, 2 (APR 2013), 443–459.
- [74] Ralph, F. M., and Dettinger, M. D. Storms, floods, and the science of atmospheric rivers. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 92, 32 (2011), 265–266.
- [75] Ralph, F. M., Neiman, P. J., and Rotunno, R. Dropsonde observations in low-level jets over the northeastern Pacific Ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001: Mean vertical-profile and atmospheric-river characteristics. *Mon. Wea. Rev.* 133, 4 (Apr. 2005), 889–910.
- [76] Ralph, F. M., Neiman, P. J., and Wick, G. A. Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific ocean during the winter of 1997/98. *Mon. Wea. Rev.* 132, 7 (July 2004), 1721–1745.
- [77] Ralph, F. M., Neiman, P. J., Wick, G. A., Gutman, S. I., Dettinger, M. D., Cayan, D. R., and White, A. B. Flooding on California's russian river: Role of atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters* 33, 13 (2006), n/a–n/a.
- [78] Ramos, A. M., Ramos, R., Sousa, P., Trigo, R. M., Janeira, M., and Prior, V. Cloud to ground lightning activity over Portugal and its association with circulation weather types. *Atmospheric Research* 101, 1–2 (2011), 84 – 101.
- [79] Ramos, A. M., Trigo, R. M., Liberato, M. L., and Lavers, D. A. Atmospheric rivers moisture sources from a lagrangian perspective. *Earth System Dynamics* 7, 2 (2016), 371.
- [80] Ramos, A. M., Trigo, R. M., Liberato, M. L. R., and Tomé, R. Daily precipitation extreme events in the Iberian Peninsula and its association with atmospheric rivers. *J. Hydrometeor* (Jan. 2015), –.

- [81] Rienecker, M. M., Suarez, M. J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M. G., Schubert, S. D., Takacs, L., Kim, G.-K., et al. Merra: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of climate* 24, 14 (2011), 3624–3648.
- [82] Rios-Entenza, A., and Miguez-Macho, G. Moisture recycling and the maximum of precipitation in spring in the Iberian Peninsula. *Climate Dynamics* 42, 11-12 (2014), 3207–3231.
- [83] Rutz, J. J., Steenburgh, W. J., and Ralph, F. M. Climatological characteristics of atmospheric rivers and their inland penetration over the western united states. *Mon. Wea. Rev.* 142, 2 (Oct. 2013), 905–921.
- [84] Rutz, J. J., Steenburgh, W. J., and Ralph, F. M. Climatological characteristics of atmospheric rivers and their inland penetration over the western United States. *Monthly Weather Review* 142, 2 (2014), 905–921.
- [85] Sanders, F., and Gyakum, J. R. Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review* 108, 10 (1980), 1589–1606.
- [86] Shapiro, M., Wernli, H., Bao, J.-W., Methven, J., Zou, X., Doyle, J., Holt, T., Donall-Grell, E., and Neiman, P. A planetary-scale to mesoscale perspective of the life cycles of extratropical cyclones: The bridge between theory and observations. *The life cycles of extratropical cyclones* (1999), 139–185.
- [87] Shin, H. H., and Hong, S.-Y. Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the wrf model for a single day from cases-99. *Boundary-Layer Meteorology* 139, 2 (2011), 261–281.
- [88] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., and Powers, J. G. A description of the advanced research WRF version 2. Tech. rep., DTIC Document, 2005.
- [89] Snyder, C., and Lindzen, R. S. Quasi-geostrophic wave-cisk in an unbounded baroclinic shear. *Journal of the atmospheric sciences* 48, 1 (1991), 76–86.
- [90] Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., and Wotawa, G. The lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmospheric Chemistry and Physics* 5, 9 (2005), 2461–2474.

- [91] Trigo, I. F. Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics* 26, 2-3 (2006), 127–143.
- [92] Trigo, I. F., Bigg, G. R., and Davies, T. D. Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Monthly Weather Review* 130, 3 (2002), 549–569.
- [93] Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R. Objective climatology of cyclones in the mediterranean region. *Journal of Climate* 12, 6 (1999), 1685–1696.
- [94] Trigo, R. M., DaCAMARA, C. C., et al. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* 20, 13 (2000), 1559–1581.
- [95] Trigo, R. M., Valente, M. A., Trigo, I. F., Miranda, P., Ramos, A. M., Paredes, D., and García-Herrera, R. The impact of North Atlantic wind and cyclone trends on european precipitation and significant wave height in the Atlantic. *Annals of the New York Academy of Sciences* 1146, 1 (2008), 212–234.
- [96] Tsou, C.-h., Smith, P. J., and Pauley, P. M. A comparison of adiabatic and diabatic forcing in an intense extratropical cyclone system. *Monthly weather review* 115, 4 (1987), 763–786.
- [97] Waliser, D., and Guan, B. Extreme winds and precipitation during land-fall of atmospheric rivers. *Nature Geoscience* 10, 3 (2017), 179–183.
- [98] Warner, M. D., Mass, C. F., and Salathé, E. P. Wintertime extreme precipitation events along the Pacific Northwest coast: Climatology and synoptic evolution. *Mon. Wea. Rev.* 140, 7 (Feb. 2012), 2021–2043.
- [99] Warner, M. D., Mass, C. F., and Salathé, E. P. Changes in winter atmospheric rivers along the North American West Coast in CMIP5 climate models. *J. Hydrometeor* 16, 1 (Sept. 2014), 118–128.
- [100] Wernli, H., Dirren, S., Liniger, M. A., and Zillig, M. Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm “Lothar” (24–26 December 1999). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128, 580 (2002), 405–429.

- [101] Wick, G. A., Neiman, P. J., Ralph, F. M., and Hamill, T. M. Evaluation of forecasts of the water vapor signature of atmospheric rivers in operational numerical weather prediction models. *Weather and Forecasting* 28, 6 (2013), 1337–1352.
- [102] Zhu, Y., and Newell, R. E. Atmospheric rivers and bombs. *Geophysical Research Letters* 21, 18 (1994), 1999–2002.
- [103] Zhu, Y., and Newell, R. E. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Wea. Rev.* 126, 3 (Mar. 1998), 725–735.

Prólogo

Algoritmo Operativo de Detección de ARs en Tiempo Real

Como resultado de una parte las investigaciones presentadas en esta tesis doctoral, se ha desarrollado un algoritmo de detección de ARs, haciendo uso de la metodología de Eiras-Barca et al. (2015). Este algoritmo está publicado operativamente en <http://www.meteo.usc.es/ARs>, con predicción de detección de llegada de ARs para diferentes regiones del margen atlántico europeo. La herramienta, desarrollada en colaboración con MeteoGalicia, se encuentra actualmente en fase de prueba y tiene como objetivo ayudar en la detección de los eventos con precipitación más extrema.

Ejemplo de salida gráfica del algoritmo de predicción con 3 días de antelación:

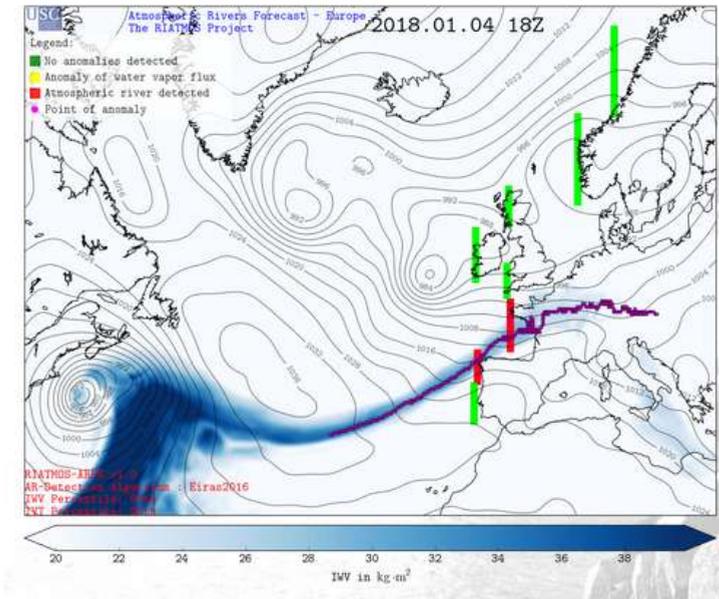


Figura 7.1: Ejemplo de detección operativa de un AR sobre el sur de Europa. La detección se ha efectuado con tres días de antelación.

Lista de Contribuciones Científicas y Transversales del Autor Producidas durante la Etapa de Tesis

Publicaciones

- On the Relationship Between Atmospheric Rivers, Weather Types and Floods in Galicia (NW Spain). Eiras-Barca, J., Lorenzo, N., Taboada, J., Robles, A., and Miguez-Macho, G.: , Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2017-145>, in review, 2017.
- Evaluation of the Moisture Sources in two Extreme Landfalling Atmospheric River Events using an Eulerian WRF-Tracers tool. Jorge Eiras-Barca, Francina Dominguez, Huancui Hu, A.Daniel Garaboa-Paz and Gonzalo Miguez-Macho. Earth Syst. Dynam., 8, 1247-1261.
- The Concurrence of Atmospheric Rivers and Explosive Cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific Basins. Jorge Eiras-Barca, Alexandre M. Ramos, Joaquim G. Pinto, Ricardo M. Trigo, Margarida L.R. Liberato, and Gonzalo Miguez-Macho. Earth Syst. Dynam., 9, 91-102.
- Climatology of Lyapunov Exponents: The influence of Atmospheric Rivers on large-scale mixing variability. D. Garaboa-Paz, J. Eiras-Barca

- and V.Pérez-Muñuzuri. *Earth Syst. Dynam.*, 8, 865-873.
- Seasonal Variations in North Atlantic Atmospheric River Activity and Associations with Anomalous Precipitation over the Iberian Atlantic Margin. Jorge Eiras-Barca, Swen Brands and Gonzalo Miguez-Macho; *Journal of Geophysical Research*, 121, 2. pp[931-948], 2016.
 - Lagrangian Coherent Structures Along Atmospheric Rivers. Daniel Garaboa-Paz, Jorge Eiras-Barca, Florian Huhn and Vicente Pérez-Muñuzuri. *Chaos* 2015.
 - Impacto Meteorológico de los Ríos Atmosféricos en las Precipitaciones Anómalas de Galicia. Jorge Eiras-Barca, Juan Taboada and Gonzalo Miguez-Macho. *ACT Vol,5* pp[10-22], 2015.
 - Análisis del transporte y la dispersión de ceniza y SO₂ de origen volcánico en atmósfera. Javier Blanco-Portals, Carlos Otero-Casal, Daniel Garaboa-Paz, Jorge Eiras-Barca, Gonzalo Miguez-Macho. Accepted in *ACT Vol, 6*, 2016.
 - Tipos de Tiempo y su Relación con los Ingresos por Ictus. Altea Villalón, María Nieves Lorenzo, Jorge Eiras-Barca. *ACT Vol. 6*.
 - Climatology of Lyapunov Exponents: The Link between Atmospheric Rivers and large-scale mixing variability. D. Garaboa, J. Eiras-Barca, V.P. Muñuzuri. Accepted in *earth system dynamics*.

Contribuciones a Congresos

- Jorge Eiras-Barca et al. Evaluation of the moisture sources in two extreme landfalling atmospheric river events using an Eulerian WRF tracers tool. EGU 2018 Vienna Poster.
- Jorge Eiras-Barca et al. The concurrence of Atmospheric Rivers and explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins. EGU 2018 Vienna Poster.

- Jorge Eiras-Barca, Nieves Lorenzo, Juan Taboada, Alba Robles and Gonzalo Miguez-Macho. On the Relationship Between Atmospheric Rivers, Weather Types and Floods in Galicia (NW Spain). EMS 2017 Dublin.
- Jorge Eiras-Barca, A.M. Ramos, M.R.L. Liberato, G. Miguez-Macho, R.M. Trigo, J.G. Pinto, H. Dacre. The importance of Atmospheric Rivers in the development of explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins. FISES2017 Sevilla Poster.
- Jorge Eiras-Barca, H. Hu, D. Garaboa-Paz, F. Dominguez and Gonzalo Miguez-Macho. On the origin of the moisture in Atmospheric Rivers using a WRF tracers tool. EGU Leonardo 2016 Lecture by Jorge Eiras-Barca.
- F. Dominguez, H. Hu, Jorge Eiras-Barca, D. Lettenmaier, A. Mehran, S. Huang, A. Schmidt, S. Dall'erba, A. Avelino. The lifecycle of an Atmospheric River – from Moisture Sources to Socioeconomic Impacts. EGU Leonardo 2016 Lecture by Francina Dominguez.
- D. Garaboa-Paz, Jorge Eiras-Barca, V. Pérez-Muñuzuri. Atmospheric Rivers as Lagrangian Coherent Structures. EGU Leonardo 2016 Lecture by V. Pérez-Muñuzuri.
- Jorge Eiras-Barca, A.M. Ramos, M.R.L. Liberato, G. Miguez-Macho, R.M. Trigo, J.G. Pinto, H. Dacre. The importance of Atmospheric Rivers in the development of explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins. EGU Leonardo 2016 Poster.
- M.N. Lorenzo, Jorge Eiras-Barca, J. Taboada, S. Brands, G. Miguez-Macho. How does the interplay between atmospheric rivers and circulation weather types affect precipitation over the northwestern Iberian Peninsula? EGU Leonardo 2016 Poster.
- Jorge Eiras-Barca, Swen Brands and Gonzalo Miguez-Macho; Anomalous Precipitation Events over the Iberian Atlantic Margin: The Role of Atmospheric Rivers. American Geoscience Union (AGU) Agu Fall Meeting 2014, San Francisco (CA, EEUU)

- Jorge Eiras-Barca and Gonzalo Miguez-Macho; Extreme Precipitation Events over the Iberian Atlantic Margin: The Role of Atmospheric Rivers. European Geoscience Union (EGU) General Assembly 2014, Vienna (Austria)
- Daniel Garaboa, Jorge Eiras-Barca, Florian Huhn, Gonzalo Miguez-Macho and Vicente Pérez-Muñuzuri; Are Atmospheric Rivers Lagrange Coherent Structures?. European Geoscience Union (EGU) General Assembly 2014, Vienna (Austria)
- Daniel Garaboa, Jorge Eiras-Barca, Florian Huhn and Vicente Pérez-Muñuzuri; Are Atmospheric Rivers Lagrange Coherent Structures in the wind field?. FisEs 2014, XIX Congreso Nacional de Física Estadística, Ourense-Galicia (Spain)
- Daniel Garaboa, Jorge Eiras-Barca, Florian Huhn, Vicente Pérez-Muñuzuri. Lagrangian analysis of Atmospheric Rivers. V Conferencia Nacional de Mecánica de Fluidos, Termodinámica y Energía de Portugal (MEFTE2014) Sep. 2014. Porto. (Portugal)
- Alexandre Ramos, Jorge Eiras-Barca, Margarida Liberato, Gonzalo Miguez-Macho y Ricardo Trigo. The importance of Atmospheric Rivers in the development of explosive cyclogenesis in the North Atlantic Basin. 5th Workshop on European Storms. Berna (Suiza)
- S. Arias Rivas, M. Cadavid, E. Rodríguez-Castro, I. López Dequidit, Jorge Eiras-Barca, MDLN Lorenzo-González and M. Rodríguez-Yáñez. Influencia de los factores medioambientales en la incidencia del ictus en el Área Sanitaria de Santiago de Compostela. LXVIII Reunión Anual Sociedad Española de Neurología. (Valencia) Nov. 2016.
- Jorge Eiras-Barca, A.M. Ramos, M.R.L. Liberato, G. Miguez-Macho, R.M. Trigo, J.G. Pinto, H. Dacre. The importance of Atmospheric Rivers in the development of explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins. Fises 2017 Poster. Sevilla.

Aportaciones Académicas Transversales del Doctorando

- Ventajas y percepción del uso de LaTeX en el entorno académico y en la investigación (Benefits and perception of LaTeX in education and research). Jorge Eiras-Barca. Revista Internacional de Investigación e Innovación en Didáctica de las Humanidades y las Ciencias, Num 2 (2015).
- Breve repaso a las relaciones bélicas España-Marruecos desde la España de los Reyes Católicos hasta nuestros días. Aceptado en la Revista de Relaciones Internacionales, Estrategia y Seguridad (FARIES).
- Investigador del Centro de Estudios de la Seguridad (CESEG-CESEDEN).
- Colaborador del Instituto de Estudios Estratégicos (IEEE).
- Investigador del Grupo de Innovación Docente en Enseñanza No Presencial (GIDENOP).
- *Editor reviewer* en la revista *Frontiers in Geophysics*.
- Revisor habitual de la Revista Internacional de Investigación en Innovación en Didáctica de las Humanidades y las Ciencias.
- Revisor habitual de la Revista *Nonlinear Processes in Geophysics*.
- Revisor habitual de la Revista *Journal of Hydrometeorology*.

Agradecimientos

La etapa de tesis doctoral es, no sé si la más dura o la más sencilla de un investigador, pero desde luego sí la más bonita. Y es de rigor agradecer ante todo a quien la ha hecho posible, y ese es en mi caso mi Director de tesis, Gonzalo Miguez Macho, al que estaré agradecido de por vida. Lo que convierte en bella una etapa de tu vida es la gente que a uno le rodea; en el ámbito profesional son los compañeros, podría escribir un libro entero de agradecimientos... Vicente, por su impagable ayuda y consejo continuo. Charly, por tantas horas de apoyo y debate (incluido el político, del que ambos hemos aprendido mucho, o eso espero), por ser un buen compañero, el hombre más bueno del mundo. Garaboa, siempre ahí para solucionar los problemas, el mejor camarada. Mikel, querido amigo, siempre aguantando mis locuras con una sonrisa. Damián, la sangre joven, por su pasión por lo que hacemos, llegarás muy lejos en este mundo, seguro. Alber, la avanzadilla, siempre tranquilo y ahí cuando hacía falta. Swen, un ejemplo a seguir, un buen amigo, el compañero que me enseñó que es más importante leer que escribir. Nieves Lorenzo, Juan Taboada, Francina Domínguez, Alexandre Ramos, Alexandre Ríos, Breo, Sabela, Albertos, Irma, David, Mariamo, Darío... podría escribir un libro entero de agradecimientos, un libro entero.

Mi familia, el mejor apoyo que un hombre puede tener; en mi caso al menos. Mis abuelos, abuelo Antonio, la abuela Fefa, la abuela Marilé, mi abuelo Ramón... qué decir, qué sería yo sin vuestro ejemplo... nada, no sería nada. Mis padres; Papá, Mamá, Pili; qué decir, esto es gracias a vosotros. Celita, la niña más lista de España (sí, ¡de España!), tú sigues siendo buena y estudiando mucho. Mis tíos, mis primos, mis amigos... podría escribir un libro entero de agradecimientos. Tami, por supuesto, la mujer de mi vida; siempre ahí, aguantándome, mi mal humor, mis manías, mis "cosas"; me habría derrumbado mil veces si no fuera por tí.

Como he dejado claro al principio de esta tesis, "si he visto más allá es porque estoy sentado a hombros de gigantes", los que han sido, pero sobre todo los que están. A todos vosotros, gracias, muchas muchas gracias.

Santiago de Compostela, 17 de enero de 2018.

