



Ciclogénesis intensas en la cuenca occidental del Mediterráneo y temperatura superficial del mar: Modelización y evaluación de las áreas de recarga

Francisco Juan Pastor Guzmán

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

CICLOGÉNESIS INTENSAS EN LA CUENCA
OCCIDENTAL DEL MEDITERRÁNEO Y
TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR:
MODELIZACIÓN Y EVALUACIÓN DE LAS
ÁREAS DE RECARGA



TESIS DOCTORAL

Francisco Juan Pastor Guzman

Departament d'Astronomia i Meteorologia

Facultad de Física

Universitat de Barcelona

Mayo 2012

Documento maquetado con T_EX_S v.1.0.



CICLOGÉNESIS INTENSAS EN LA
CUENCA OCCIDENTAL DEL
MEDITERRÁNEO Y
TEMPERATURA SUPERFICIAL
DEL MAR: MODELIZACIÓN Y
EVALUACIÓN DE LAS ÁREAS DE
RECARGA

Tesis doctoral presentada por Francisco Juan Pastor Guzman en el
Departament d'Astronomia i Meteorologia de la Universitat de
Barcelona y realizada en la Fundació de la Comunitat Valenciana
Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo.

Esta tesis ha sido dirigida por los doctores María José Estrela
Navarro de la Universitat de València y Bernat Codina Sánchez del
Departament d'Astronomia i Meteorologia de la Universitat de
Barcelona.

Departament d'Astronomia i Meteorologia
Facultad de Física
Universitat de Barcelona

Mayo 2012

Copyright © Francisco Juan Pastor Guzman

Las cosas que yo sé las sabe un tonto cualquiera.
Jose María López Sanfeliu (Kiko Veneno)

A Hèctor i Aitana, a Susanna
i a la resta de la família

Agradecimientos

I know it's only rock and roll but I like it

Jagger, Richards, Wood, Wyman and
Watts

Cuando era niño la vida en casa solamente se paraba para ver “el tiempo”. Mi abuela Dolores, la matriarca de una familia de pescadores, nos ponía firmes a todos para ver la previsión del tiempo en televisión. En la mar el tiempo era algo fundamental, de él dependían tanto la pesca como que se pudiera volver a casa. Nadie sabía que aquello de lo que hablaban en televisión se llamaba meteorología y se podía estudiar. Yo nunca pensé que me iba a dedicar a esto pero sí recuerdo que me gustaba que lloviera y que el viento soplara fuerte, me sigue gustando más el “mal tiempo”.

Al comenzar a estudiar Física en Barcelona apuntaba más alto, quería licenciarme en Astronomía o Astrofísica. Pero aún recuerdo la primera clase de meteorología en cuarto curso con Jeroni Lorente, por tanto el primero en la lista de agradecimientos. Ese día recordé o redescubrí mi afición por la meteorología y vi claramente que mi futuro estaba en levantar la cabeza y mirar el cielo pero un poco más abajo de las estrellas, a la altura de las nubes. A partir de ahí tropecé con una serie de gente a la que debería citar aquí agradeciendo su amistad, su apoyo o su guía en la travesía hasta escribir estos agradecimientos. Recuerdo a todos mis profesores en la Universitat de Barcelona, algunos con mejor recuerdo que otros más por lo árido de sus asignaturas que por ellos mismos. Recuerdo también a algunos compañeros de clase pero especialmente a Carlos Cerro y Joan Bech con quienes compartí un minúsculo despacho en el departamento, bien apretados los tres. No puedo olvidar tampoco el viaje/excursión con Jeroni Lorente y Ángel Redaño al observatorio de Tortosa a por las bandas de precipitación. Pero aquella etapa se cerró y, sin beca, volví a Castellón y dejé de lado la meteorología para buscar otras salidas profesionales. Y dentro del departamento debo agradecer especialmente su colaboración a Bernat Codina Sánchez, codirector de esta tesis, por todas las facilidades y ayuda que siempre me ha brindado.

Entonces llegó mi gran oportunidad, un curriculum entregado, más por no lamentar no haberlo hecho que por otra cosa, surtió efecto y recibí una

llamada del CEAM. Tras la entrevista con la que sería mi jefa y directora de esta tesis, comencé en 1998 a trabajar en el CEAM y aquí sigo, catorce años después en el área de Meteorología-Climatología del CEAM. En este tiempo he aprendido, espero, a investigar y he ido poniendo las bases para esta tesis, dentro de la línea de investigación del CEAM, con la ayuda de mis compañeros. De los primeros días resisten Maria José Estrela, ya más amiga que jefa, y Jose Antonio Valiente, que me ayudó con los satélites y sus datos y que vive en este mundo solamente algunas veces. Tristemente nos dejó David Peñarrocha, un gran climatólogo y un ejemplo de lucha y superación personal. Más tarde llegaron Javi Miró, mucho mejor meteorólogo y cantante que yo, David Corell, nunca dice que no a lo que se le pida, Igor Gómez, monstruo informático que me ha ayudado enormemente con el modelo RAMS, y Maria Jesús Barberá, que me hizo los mejores mapas de temperatura del mar que se puedan encontrar, la alegría de la huerta y la que traía los mejores cacahuetes que he probado, una “xiqueta”. Todos ellos han ayudado de alguna manera no solamente en esta tesis sino en todo mi trabajo de estos años en el CEAM. También pasaron por aquí otros compañeros como Amparo, Raquel, Maria José y el fanático de la meteorología César. Quiero recordar especialmente a Javi, Igor y Maria Jesús, a quienes la ineptitud e incompetencia de los políticos valencianos ha impedido seguir investigando igual que otros compañeros en otros departamentos del CEAM. No quiero ni puedo olvidar a Millán Millán, el padre y “líder espiritual” del CEAM. Aunque su carácter puede traicionarle en ocasiones fue un ejemplo para mí por su intuición, su imaginación y su afán por cuestionar las cosas; espero que algo se me haya pegado porque son las bases para ser un buen científico.

También se suele dar las gracias en las tesis a los padres, los míos se lo merecen. Me educaron para que fuera libre, nunca me impusieron nada. Hicieron lo mejor que se puede hacer por un hijo, darme la oportunidad de elegir como quería vivir. Espero haber aprovechado la oportunidad y sea donde sea que estoy o donde vaya a llegar se lo agradeceré siempre. Me hubiera gustado que mis abuelos vivieran para ver esta tesis, como les hubiera gustado, especialmente a mi abuelo Pepito que hasta los 93 años estuvo aprendiendo algo cada día. Aunque mi abuela Dolores no me hubiera dejado tranquilo con lo del tiempo. Lástima que he tardado tanto en hacer la tesis, si hubiera sido la mitad de trabajador que mi hermana Maria Dolores, gracias por estar siempre ahí pase lo que pase, haría años ya del final de esta tesis.

Y mientras comenzaba con la tesis conocí a Susana y ahora tenemos dos hijos, Héctor y Aitana. Qué voy a decir de ellos, que son infinitamente más importantes para mí que cualquier tesis, proyecto o cualquier cosa que tenga que ver con la meteorología. No cambio nada de este mundo ni de otros por un minuto con ellos. No puedo, como se hace en muchas tesis, agradecer a Susana su infinita paciencia mientras escribía la tesis porque nunca me he

obsesionado con ella, con la tesis quiero decir; no he seguido ni el ritmo ni el proceso habituales en las tesis. Pero tengo tantas cosas que agradecerle que tendría que escribir otra tesis. Héctor y Aitana no se están enterando de nada de todo esto, son niños, que disfruten de la vida aunque seguro que no puede ser tanto como ellos me hacen disfrutarla. Nos lo pasamos muy bien juntos.

En realidad nunca quise hacer la tesis aunque todo el mundo me lo pedía, y cuando digo todo el mundo no exagero. No sé para que me va a servir si es que sirve para algo. No va a mejorar mi situación laboral y puede que haga caer sobre mi la maldición de la burocracia si consigo dirigir algún proyecto de investigación. La carrera normal de un científico pasa de la universidad al doctorado y a la investigación. Yo me salté el paso que ahora estoy dando y creo que me ha ido bien, he podido dedicarme a lo que me gustaba evitando su parte más engorrosa. Me gustaría seguir así pero quizá haya que pagar ese peaje para seguir en esto, lo pagaré con gusto. Y como dicen que es mejor permanecer callado y parecer tonto que hablar y despejar las dudas definitivamente termino esta sección con un agradecimiento general a todo el que ha pasado por mi vida porque, queriendo o sin querer, me han ayudado a llegar hasta aquí.

Agradecimientos técnicos.

Quiero agradecer a Marco Antonio Gomez-Martin y Pedro Pablo Gomez-Martin que ofrezcan la plantilla TeXiS (<http://gaia.fdi.ucm.es/projects/texis/>) sobre la cual he escrito este documento; si esta tesis tiene buen aspecto es gracias a ellos. Esta plantilla está basada en L^AT_EX por lo que debo dar las gracias también a sus creadores, a los que han contribuido a su desarrollo y a todos aquellos que ponen en Internet miles de trucos y consejos que me han permitido adentrarme en este mundo. El sistema L^AT_EX, fue desarrollado inicialmente por Leslie Lamport para facilitar el uso del lenguaje de composición tipográfica T_EX creado por Donald Knuth. En este trabajo he utilizado además otras herramientas libres como el editor TeXnicCenter y la distribución MikTeX. De igual manera quiero dar las gracias a los centenares de desarrolladores del paquete estadístico R (<http://cran.r-project.org/>) con el que he tratado los datos de temperatura superficial del mar. El día que sepa algo de estadística podré aprovechar el 0.01% del potencial de R. Y todo esto no hubiera sido posible sin la existencia de Linux.

The AVHRR Oceans Pathfinder SST data were obtained from the Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) at the NASA Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA. <http://podaac.jpl.nasa.gov>.

Reanalysis data for this study are from the Research Data Archive (RDA) which is maintained by the Computational and Information Systems Laboratory (CISL) at the National Center for Atmospheric Research (NCAR). NCAR is sponsored by the National Science Foundation (NSF). The original

data are available from the RDA (<http://dss.ucar.edu>) in dataset number ds090.0.

Índice

Agradecimientos	IX
1. Introducción	1
1.1. Justificación del estudio	1
1.2. Interacciones mar-atmósfera: Antecedentes	4
1.3. Interacciones mar-atmósfera: Formulación teórica	6
1.3.1. Teoría de intercambios en el sistema mar-atmósfera	6
1.3.2. Turbulencia en la capa límite	8
1.3.3. Balances físicos	8
1.4. Ciclogénesis marinas: Simulaciones numéricas	12
1.5. Ciclogénesis marinas: Estudios en el Mediterráneo	15
1.6. Objetivos y novedades	19
2. Metodología	25
2.1. Esquema general	25
2.2. Estudio de la temperatura superficial del mar	27
2.3. Eventos de precipitaciones torrenciales	29
2.4. Modelización numérica	31
2.4.1. Configuración RAMS	33
3. Climatología de la temperatura superficial del mar	35
3.1. Datos de temperatura superficial del mar y metodología	37
3.2. Análisis de la temperatura superficial del mar	38
3.2.1. Climatología	40
3.2.2. Distribución espacial	40
3.2.3. Resultados	44
4. Análisis de eventos torrenciales	47
4.1. Descripción sinóptica	48
4.1.1. Evento de Octubre de 2007	49
4.1.2. Evento de Octubre de 2000	52
4.1.3. Evento de Septiembre de 1989	56

4.2. Modelización eventos	60
4.2.1. Evento de Octubre de 2007	60
4.2.2. Evento de Octubre de 2000	67
4.2.3. Evento de Septiembre de 1989	75
4.3. Resultados	82
5. Conclusiones	85
5.1. Conclusiones	85
A. Regional Atmospheric Modelling System	93
A.1. Introducción	93
A.1.1. Estructura e inicialización	94
A.1.2. Esquemas físicos y matemáticos	97
A.2. Descripción técnica	99
A.2.1. Ecuaciones generales	100
A.2.2. Mallas y coordenadas	101
A.2.3. Esquemas de tiempo	102
A.2.4. Advección	103
A.2.5. Parametrización de la turbulencia	103
A.2.6. Parametrizaciones en la capa superficial, el suelo y la vegetación	105
A.2.7. Técnicas de análisis de datos	105
A.2.8. Parametrización convectiva	108
A.2.9. Parametrizaciones de la radiación	109
B. Mapas sinópticos	111
B.1. Mapas NCEP	112
B.1.1. Evento de Septiembre de 1989 (E0989)	112
B.1.2. Evento de Octubre de 2000 (E1000)	119
B.1.3. Evento de Octubre de 2007 (E1007)	126
C. Mapas de temperatura superficial del mar	133
C.1. TSM media mensual del periodo 1982-2009	134
C.2. Mapas mensuales de TSM media	135
C.3. Mapas de anomalía de TSM media	147
C.4. Mapas de distribución espacial de TSM media	160
Bibliografía	173

Capítulo 1

Introducción

*Es peligroso cruzar el umbral de tu
puerta, pones los pies en el camino y si
no cuidas tus pasos no sabes donde te
pueden llevar. El camino más largo
empieza con un pequeño paso.*

Bilbo Bolsón

1.1. Justificación del estudio

El Mediterráneo occidental, pese a ser un área con un clima caracterizado por su benignidad, es una de las zonas de Europa con mayor potencial para ciclogénesis intensas (Gleeson, 1954; Pettersen, 1955; Elías y Ruiz, 1979; Campins et al., 2000; Alpert et al., 2002; Armengot Serrano, 2002; Alpert, 2003; Estrela et al., 2002; Riesco y Alcover, 2003). No en balde, una de las características principales del clima mediterráneo es la irregularidad espacio-temporal de sus precipitaciones y su carácter marcadamente torrencial, presentando algunas zonas de la Comunitat Valenciana los mayores índices de torrencialidad registrados en 24 horas en la Península Ibérica (Elías y Ruiz, 1979) e incluso en la cuenca mediterránea occidental. En otros trabajos (Estrela et al., 2002) se detalla el área de la Comunitat Valenciana donde esa torrencialidad es máxima, estando comprendida en la zona Sur del Golfo de Valencia donde se han registrado durante el periodo 1971-2000 24 eventos de precipitación intensa superiores a 300 mm y 80 casos en los que se han superado los 250 mm en 24 horas. Los máximos absolutos registrados en esta área en el periodo 1971-2000 son de 790 y 817 mm en 24 horas en el observatorio de Oliva (este último valor en el evento de Noviembre de 1987, uno de los más destacados en los últimos años) y, aunque no durante este periodo, el valor máximo registrado en la Comunitat Valenciana se obtuvo en Xàbia el 2 de Octubre de 1957 durante la riada que inundó la ciudad de Valencia con 878 mm. Cabe destacar que fuera del territorio de la Comunitat Valenciana

solo se encuentran valores superiores a 800 mm en el área de Liguria en el norte de Italia (Pérez Cueva y Armengot, 1983).

Estas precipitaciones intensas se han reproducido históricamente en el territorio de la Comunitat Valenciana, conservándose registros de dichos eventos desde periodos tan alejados de la actualidad como la Baja Edad Media. El estudio de estas precipitaciones se ha realizado mediante la reconstrucción de los registros de los ríos Túria, Xúquer y Segura que dan cuenta del régimen de inundaciones en la Comunitat Valenciana. Se dispone también de información histórica relativa a eventos de inundaciones destacadas como la avenida que afectó a la Ribera del Xúquer en Noviembre de 1864 o, ya en el siglo XX, las avenidas del Xúquer en 1923, Túria en 1957 o las inundaciones en Castellón en 1962. Ya en los últimos años del siglo XX destacan los eventos de precipitaciones torrenciales de Octubre de 1982, Noviembre de 1987, Septiembre de 1989, Septiembre de 1997 y Octubre de 2000 (Armengot Serrano, 2002). Esta amplia sucesión de eventos de inundaciones históricas y recientes hace patente la importancia y frecuencia de los episodios de precipitación intensa en la Comunitat Valenciana. De esta recurrencia histórica de las lluvias intensas se desprende el importante impacto que estos fenómenos han causado en la sociedad valenciana, siendo extensible a las sociedades de otras áreas mediterráneas de España e incluso del resto de países de la cuenca occidental del Mediterráneo igualmente afectados por lluvias torrenciales.

De hecho, una línea de estudio que se está abriendo en la actualidad es la del impacto social de las precipitaciones intensas en el Mediterráneo. Estas ciclogénesis provocan fenómenos meteorológicos de gran impacto en las sociedades de los países ribereños (con graves avenidas fluviales o inundaciones) que, en gran número de casos, provocan cuantiosas pérdidas materiales e incluso humanas. Según datos del Consorcio de Compensación de Seguros (Ferrer Gijón, 2004) en el periodo 1987-2001 se registraron en España pérdidas por inundaciones por valor de 11.921.035.348 de euros, de los que 3.353.227.646 corresponden a la Comunitat Valenciana, lo cual supone aproximadamente el 25% y la sitúa en cabeza de las regiones con mayores pérdidas por inundaciones en España junto a Andalucía que presenta valores similares. Según el informe del Consorcio de Compensación de Seguros se estima que en el periodo 2004-2033 estas cuantías podrían llegar a duplicarse. En la actualidad se está desarrollando estudios sobre las afecciones sociales causadas por las tormentas intensas en el Mediterráneo dentro del proyecto internacional *Mediterranean Experiment* (MEDEX) llevado a cabo por organizaciones meteorológicas y universidades de toda la cuenca mediterránea. También se está desarrollando el proyecto europeo *FLASH Observations, Analysis and Modelling of Lightning Activity in Thunderstorms, for use in Short-Term Forecasting of Flash Floods* dedicado al estudio de los episodios de inundaciones en la cuenca mediterránea tanto desde el punto de vista meteorológico como de su impacto social (Llasat et al., 2010).

Debido a estos importantes efectos sobre las poblaciones de las regiones mediterráneas, las lluvias torrenciales han sido objeto de numerosos estudios enfocados desde diferentes puntos de vista para profundizar en su comprensión. Muchos de estos estudios se han centrado en la elaboración de climatologías de fenómenos meteorológicos violentos o la caracterización de ciclones mediterráneos, como los realizados por Campins et al. (2002) o Gil et al. (2002) en el marco del proyecto MEDEX, en el estudio de las condiciones sinópticas para su desarrollo Estrela et al. (2003); Millán et al. (1995); Armengot Serrano (2002), simulaciones numéricas de casos concretos (Codina et al., 1997; Romero et al., 1997, 2000; Pastor et al., 2001) y otros aspectos, en general encaminados a conseguir una mejor previsión de estas situaciones meteorológicas.

En los últimos años se han realizado estudios sobre la temperatura superficial del mar a escala global (Barbosa y Andersen, 2009; Casey y Cornillon, 2010; Barbosa, 2011) o regional en el Mediterráneo (Nykjaer, 2009) que se han dirigido principalmente a la investigación de la evolución temporal de la temperatura superficial del mar (en adelante TSM) y al análisis de su tendencia. También se ha intentado determinar la posible relación entre la temperatura superficial del mar y el desarrollo o la intensidad de las lluvias torrenciales mediante modelización numérica con modelos regionales (Bozkurt y Sen, 2009) o con modelos de mesoescala tanto en el Mediterráneo occidental (Pastor et al., 2001; Lebeaupin et al., 2006) como en el Mediterráneo oriental (Katsafados et al., 2011). En estos trabajos se intenta encontrar alguna relación entre la temperatura superficial del mar y las precipitaciones mediante el estudio de la aportación de una distribución de temperatura superficial del mar concreta o de la diferencia en los resultados de la simulación al utilizar diferentes fuentes de datos para la temperatura superficial del mar.

En un trabajo reciente Duffourg y Ducrocq (2011) estudia el origen de la humedad para eventos de precipitaciones torrenciales que tienen lugar en el Sur de Francia, encontrando que la principal fuente de humedad es el Mediterráneo, mediante evaporación durante los dos días previos al evento de lluvias, aunque también puede llegar humedad procedente de áreas más distantes en los cuatro días anteriores. Duffourg encuentra que en los eventos de tipo convectivo la entrada de humedad se produce en una capa superficial de la atmósfera que no excede los 1000 m de altura mientras que en eventos no convectivos puede alcanzar hasta 3000 m.

Del estudio de los trabajos citados se desprende que del análisis de las trayectorias de las masas de aire previas al evento, a lo largo de las cuales se producirá la evaporación del agua del mar y la recarga de humedad de la masa de aire, y la temperatura superficial del mar en ese recorrido podría determinarse la cantidad de humedad aportada por el Mediterráneo a los eventos de precipitaciones torrenciales. El estudio de una serie larga

de eventos de precipitaciones torrenciales desde este punto de vista podría permitir la determinación de posibles áreas de recarga de humedad en el Mediterráneo. Otra manera novedosa de abordar este problema, que se presenta en este trabajo, sería un estudio climatológico de la distribución espacial de la temperatura superficial del mar con el fin de encontrar las áreas o zonas de agrupamiento de la temperatura superficial del mar habituales en el Mediterráneo. Una vez determinadas los patrones de distribución de temperatura superficial del mar podrían estudiarse, mediante simulación numérica, un número más reducido de eventos que se podrían seleccionar en función del campo de temperatura superficial del mar. Por ello, es necesario el estudio de la temperatura superficial del mar para determinar las áreas del Mediterráneo que pueden incrementar o determinar el riesgo en las precipitaciones torrenciales y, por tanto, mejorar de la predicción meteorológica en el Mediterráneo, especialmente en el caso de las lluvias torrenciales.

1.2. Antecedentes en el estudio de las interacciones mar-atmósfera

Uno de los principales campos de estudio en las ciclogénesis marinas ha sido el de los procesos o factores físicos necesarios, o al menos copartícipes en mayor o menor medida, para el desarrollo e intensificación de las ciclogénesis marinas. Entre otros factores, se ha destacado la importancia de los intercambios de humedad y calor en el sistema mar-atmósfera. En diferentes trabajos realizados en el estudio de estos fenómenos se han propuesto formulaciones teóricas (Emanuel, 1986, 2003; Rotunno y Emanuel, 1987), se ha estudiado la influencia de los flujos de humedad y calor en las ciclogénesis marinas (Davis y Emanuel, 1988; Nuss, 1986) y se han medido los valores reales de dichos intercambios mediante campañas de medida como FASTEX (Joly et al., 1997), Agulhas Current Air-Sea Exchange Experiment (Rouault et al., 2002), ERICA (Hadlock y Kreitzberg, 1988) o SEMAPHORE (Eymard et al., 1996). También se han realizado numerosos ejercicios de simulaciones numéricas de episodios de ciclogénesis marina (Nuss, 1987; Homar et al., 1999, 2002c,a,b; Codina et al., 1997; Romero et al., 1997, 2000) tanto en el área del Mediterráneo como en otras zonas del planeta.

Las interacciones entre la atmósfera y el mar se han observado ya desde la antigüedad en el Mediterráneo. Pensadores como Tales observaron la influencia del viento sobre las aguas del Nilo, de tal manera que aminoraba la fuerza de la corriente al soplar vientos en sentido contrario, pudiendo resultar incluso en crecidas del río. Durante los siglos posteriores se amplió el conocimiento sobre vientos y corrientes marinas, principalmente en las zonas costeras, debido a su importancia para la navegación y el comercio. No fue hasta 1663 cuando Robert Hooke propuso el uso de observaciones meteorológicas rutinarias que en los años siguientes se realizaron también en

barcos.

Fue con estas medidas realizadas a bordo de barcos como Meyrac (1852) pudo establecer la importancia del transporte atmosférico a gran escala y de los intercambios en el sistema mar-atmósfera al establecer el origen marino de moléculas de NaCl observadas en el centro de Francia. Ya en 1853 se organizó la primera conferencia internacional sobre meteorología marina en Bruselas; tras esta conferencia se impulsó enormemente el estudio de esta disciplina, principalmente debido a su utilidad en las pesquerías y el comercio marítimo. A principios del siglo XX se desarrolló intensamente el conocimiento de la turbulencia atmosférica y, por tanto, de la capa superficial de la atmósfera, cuya interacción con la superficie del mar aún era poco conocida debido principalmente a la falta de observaciones en las áreas marinas. Durante la década de los 50 se iniciaron las medidas, parametrizaciones y cálculos de coeficientes de transporte y flujos de momento, calor y humedad en la capa límite de la atmósfera con trabajos como los publicados por Monin y Obukhov (1954). Dentro de toda esta serie de experimentos e investigaciones se incluyeron también medidas de los flujos, transportes e intercambios entre la atmósfera y el mar. A partir de los años 60 se experimentó un fuerte avance en la observación meteorológica en las áreas marinas con el inicio del desarrollo de los satélites meteorológicos, así como de nueva instrumentación para las mediciones en superficie. Se llevaron a cabo entonces importantes campañas de medida como el Indian Ocean Experiment en 1964, en el cual se pudo medir de manera intensiva flujos de momento, calor y temperatura, o como el Atlantic Trade Wind Experiment (ATEX) en 1974 (Dunckel et al., 1974) donde se tomaron medidas de las mismas variables con diferentes métodos. También se midieron directamente flujos de vapor de agua durante el Barbados Ocean and Meteorology Experiment (BOMEX) en 1968 (Pond et al., 1971).

El proyecto GARP Atlantic Tropical Experiment (Kuettner, 1974) fue el primer experimento internacional enmarcado en el GARP (Global Atmospheric Research Programme) y estuvo dedicado al estudio de los *clusters* nubosos que se desarrollan en África y se desplazan sobre el Atlántico donde modulan la convección en la zona de convergencia intertropical. En el transcurso del GATE se estableció el importante papel de la temperatura superficial del océano en la determinación de la tasa de evaporación hacia la atmósfera. También se desarrollaron experimentos similares cerca de Japón durante el Air Mass Transformation Experiment en los años 1974-1975 (Agee y Howley, 1977; Sheu y Agee, 1977).

A finales de la década de los 70 y durante los 80 se siguieron llevando a cabo grandes campañas de medida de los flujos e intercambios mar-atmósfera como fueron el Joint Air Sea Interaction Experiment (Pollard, 1978), así como el lanzamiento del primer satélite destinado a la monitorización ambiental Seasat. Se realizaron entonces por primera vez campañas de medida

extensivas con aviones equipados con sensores meteorológicos en los años 80 durante el Storm Transfer and Response Experiment (Fleagle et al., 1982). El experimento Humidity Exchange Over the Sea (DeCosmo et al., 1996), llevado a cabo en 1986, fue el primer proyecto que puso énfasis en la medida de los procesos de intercambio en la superficie marina. A principios de los años 90 (1992-1993) se diseñó el experimento Tropical Ocean Global Atmosphere (Webster y Lukas, 1992) para estudiar los procesos de interacción entre el océano y la atmósfera en el océano Pacífico, incluyendo las dinámicas de los fenómenos de anomalías térmicas de la temperatura superficial del mar El Niño y la Niña. En este experimento se realizaron tanto medidas directas como simulaciones numéricas del sistema mar-atmósfera.

Otro tipo de experimentos o campañas de medida dirigidos específicamente al estudio de ciclones o tormentas sobre el océano se han llevado a cabo durante los años 80 y 90 como pueden ser el Genesis of Atlantic Lows Experiment (GALE; Dirks et al., 1988 (Dirks et al., 1988)) que se centró en una mejor comprensión de la capa fronteriza marina particularmente en situaciones de irrupción de aire frío, el Experiment on Rapid Intensifying Cyclones over the Atlantic (Hadlock y Kreitzberg, 1988) o el Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (Joly et al., 1997) destinado al estudio de los ciclones en el Atlántico Norte para mejorar la previsión de procesos ciclogénicos sobre el mar en el rango de 24 a 72 horas y llevado a cabo entre Enero y Febrero de 1997. También a mediados de los años 90 se desarrolló el Agulhas Current Air-Sea Exchange Experiment (Rouault et al., 1997) en el que se medían los flujos de calor en el seno de la corriente de Agulhas.

En el transcurso del experimento ACASEX se obtenían valores para la transferencia de vapor de agua desde el mar a la atmósfera 5 veces superiores en el núcleo de la corriente cálida (de unos 80 km de anchura) que en las aguas circundantes (Rouault et al., 2002). Como en otras corrientes oceánicas, corriente del Golfo en el Atlántico o de Kuro-Shivo en el Pacífico, se encuentran aquí gradientes para la TSM de $10^{\circ}\text{C}/100\text{km}$. En el citado trabajo el autor mostraba la relación entre dicho flujo de vapor de agua entre el océano y la atmósfera en un evento de precipitaciones intensas en Sudáfrica.

1.3. Formulación teórica de las interacciones en el sistema mar-atmósfera

1.3.1. Teoría de intercambios en el sistema mar-atmósfera

El proceso que rige la mayor parte de los flujos e intercambios en el sistema mar-atmósfera es el transporte turbulento en la capa límite, desde las zonas superficiales hasta su límite superior. La capa límite oceánica determina la mayoría de los flujos en la interfase mar-atmósfera (por ejemplo la distribución de las burbujas producidas por el mar), aunque éstos también se

ven influidos por la actividad bioquímica, sobre todo en la película superficial del mar. Los intercambios se producen en dos tipos de sucesos: “puntuales”, como el rompimiento de las olas, y en fenómenos más prolongados en el tiempo como fenómenos de difusión superficial.

En los intercambios del sistema mar-atmósfera intervienen dos capas límite, la oceánica y la atmosférica que presentan comportamientos físicos y dinámicos similares. Esta última se encuentra, habitualmente, confinada por una inversión en su cima y puede extenderse desde unas decenas de metros en situaciones de fuerte estabilidad hasta varios kilómetros en fenómenos convectivos. La capa de mezcla oceánica comprende habitualmente desde 5 a 50 m de profundidad, dependiendo de la estratificación, del efecto del viento y de la intensidad de la termoclina. El espesor de ambas capas es de orden similar si se normalizan sus espesores por la densidad. La capa límite atmosférica a menudo contiene remolinos turbulentos que son elongados por los vientos dando lugar a pasillos de nubes y del mismo modo la capa límite oceánica presenta las circulaciones de Langmuir, con patrones de comportamiento similares aunque de menor escala. También presenta características similares la energía cinética turbulenta en ambas capas, como muestra de la disminución de la magnitud de la turbulencia al alejarse de la interfase entre ambas hacia sus respectivos extremos.

Existen, sin embargo, algunas diferencias entre ambas capas límite. Las ondas superficiales ejercen una influencia en la turbulencia y los flujos que se extiende entre dos y cinco veces la longitud de la onda; esto es insignificante en la capa atmosférica pero no así en la oceánica donde puede llegar a afectar a su espesor completo. También se dan en la capa límite atmosférica complejos mecanismos de retroalimentación causados por procesos termodinámicos como puede ser la formación de nubes o por la interacción con sistemas meteorológicos de mayor escala. Mientras, la capa límite oceánica puede verse influida por el relieve del fondo marino o por la interacción con aguas profundas y corrientes oceánicas.

La capa límite atmosférica ejerce, en general, la mayor influencia sobre la interfase mar-atmósfera, que a su vez rige los flujos e intercambios en dicho sistema, pudiendo decirse, por tanto, que la componente atmosférica es la predominante. Para situaciones de vientos entre moderados y fuertes los intercambios superficiales de calor, momento, aerosoles y humedad están gobernados solamente por las circunstancias meteorológicas. Sin embargo, para muchos flujos gaseosos y para la temperatura es importante la distribución de burbujas en la columna de agua; por ejemplo, las circulaciones de Langmuir crean y distribuyen las burbujas que son cruciales en estos flujos.

La teoría de los intercambios y procesos en el sistema mar-atmósfera y la turbulencia en la capa límite es muy extensa, p.e., Geernaert (1999), Kraus y Businger (1994) y Stull (1988). A continuación solo mostramos una breve descripción de los conceptos, ecuaciones y parametrizaciones descritos en

dicha teoría.

1.3.2. Turbulencia en la capa límite

La turbulencia atmosférica se caracteriza por ser un conjunto de movimientos y flujos de direcciones e intensidades muy irregulares y aleatorias. En general, se describen dichos movimientos en términos de un amplio espectro de remolinos y torbellinos de muy distintas escalas, siendo cada uno de ellos responsable o capaz de producir diferentes fenómenos de difusión de momento, calor o masa.

La energía cinética asociada a los movimientos turbulentos se transforma rápidamente en energía interna debido a la viscosidad molecular. Como la disipación de energía se asocia con la disipación de los remolinos de menor escala (alrededor de 1 mm de diámetro), por tanto, la fuente de energía para la turbulencia vendrá de los remolinos de mayor tamaño; con esto se produce la llamada “cascada de energía” que transfiere la energía de los remolinos mayores hacia los menores.

Los remolinos de la parte superior del espectro pueden tener tamaños dominados por la convección en la capa límite y alturas del orden de la inversión (o de la profundidad de la termoclina en el caso de la capa límite oceánica). Estos remolinos grandes siguen a menudo al flujo dominante y son deformados por éste. De este modo, en ocasiones no transportarán ningún flujo hacia la superficie mientras que en otras ocasiones dominarán el flujo.

En la atmósfera los flujos de momento y calor tienden a disminuir de forma monótona con la altura a lo largo de la capa límite. Resulta entonces útil definir una “capa superficial” donde el flujo no se desvíe significativamente de su valor en la superficie. Tradicionalmente, esta capa se define sobre el 10 % de la altura de la capa límite (o de la capa de mezcla oceánica) y se conoce como de “flujo constante”; por supuesto, no es una capa donde los flujos sean constantes sino que pueden considerarse los flujos aproximadamente constantes con la altura. Por encima de esta capa superficial los valores medios de los flujos cambian poco con la altura debido a que los remolinos turbulentos de mayor escala presentan una gran eficiencia de mezcla. La capa límite está limitada verticalmente por una inversión térmica que puede extenderse centenares de metros sobre ella.

1.3.3. Balances físicos

Partiendo de la forma fundamental de las ecuaciones de Navier-Stokes en un fluido en rotación,

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho u_i + \frac{\partial}{\partial x_k} \rho u_i u_k = - \frac{\partial}{\partial x_k} [p \delta_{ik} - \sigma_{ik}] - \rho g \delta_{i3} - 2\rho \Omega \varepsilon_{ijk} \eta_j u_k \quad (1.1)$$

teniendo en cuenta la ecuación de continuidad y si se asumen las hipótesis de incompresibilidad y de Boussinesq se llega a la siguiente expresión de la ecuación fundamental de la transferencia de calor, aplicada normalmente a la atmósfera libre

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + u_k \frac{\partial\theta}{\partial x_k} = \frac{\theta}{T} \kappa \frac{\partial T}{\partial x_k \partial x_k} - \frac{\alpha}{c_p} \frac{\theta}{T} \frac{\partial R_k}{\partial x_k} \quad (1.2)$$

donde T y θ son respectivamente la temperatura y la temperatura potencial y c_p es el calor específico del aire a presión constante. Otros términos son el volumen específico $\alpha = 1/\rho$; la difusividad térmica molecular κ y el flujo radiativo R_k .

Las ecuaciones y los balances termodinámicos en los flujos turbulentos tienen comportamientos altamente no lineales. Una aproximación práctica, conocida como descomposición de Reynolds, es separar los flujos en dos términos, la componente media y la componente turbulenta (p.e. $u_i = \bar{u}_i + u'_i$). Aplicando esta descomposición se obtiene la siguiente ecuación para el balance termodinámico

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = - \frac{\overline{u'_j \theta'}}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho} c_p} \frac{\bar{\theta}}{T} \frac{\partial R_k}{\partial x_k}. \quad (1.3)$$

Se puede obtener también una ecuación para la energía cinética turbulenta (ECT) aplicando la descomposición de Reynolds a las componentes promediadas y turbulentas de la ecuación de Navier-Stokes y haciendo uso de la ecuación de continuidad. De esta forma se obtiene la siguiente ecuación para la ECT por unidad de volumen

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} - \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial \overline{u'_j e'}}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \overline{u'_i p'}}{\partial x_i} + \frac{g}{T_v} \overline{u'_i T'_v} \delta_{3i} - \nu \frac{\partial \overline{u'_i \partial u'_i}}{\partial x_j \partial x_j} \quad (1.4)$$

donde el primer término representa la advección de ECT, los otros términos representan la producción por la cizalladura, la divergencia del flujo de ECT y la divergencia del flujo de presión. Los dos últimos términos representan respectivamente la producción o pérdida debido a la flotabilidad y la pérdida de ECT debido a la viscosidad.

Debido a la complejidad de estas ecuaciones debe formularse alguna hipótesis para su resolución. Según la teoría de similaridad se pueden formar grupos de variables adimensionales que tienen relaciones funcionales con los campos y flujos del sistema que a su vez caracterizan el comportamiento de términos de orden superior. La capa límite atmosférica fue descrita por Monin y Obukhov (1954) según la hipótesis de similaridad, postulando que las escalas fundamentales de la capa superficial (supuesta como capa de flujo constante) son la velocidad de fricción u^* , el flujo de calor $\langle w'T' \rangle$,

la altura sobre la superficie, z ; y el parámetro de flotabilidad $\frac{g}{T}$. En esta teoría se supone que las variaciones en la densidad se deben solamente a la temperatura sin influencia de la humedad.

Introduciendo la constante de Von Karman y la longitud de Obukhov L en las ecuaciones de similitud se pueden definir las escalas que representan a la capa superficial como u^* , la escala de temperatura T^* y dos escalas de longitud, z y L ; siendo T^* y L respectivamente

$$T^* = \frac{\overline{w'T'}}{u^*} \quad (1.5)$$

$$L = \frac{kg\overline{\omega'T'}}{Tu_*^3}. \quad (1.6)$$

Se puede reescribir, por tanto, la ecuación que representa el momento de flujo de la siguiente forma

$$\langle -u'w' \rangle = K_m \frac{\partial U}{\partial z} \quad (1.7)$$

donde K_m es la viscosidad turbulenta. Y de la misma manera los perfiles de temperatura y humedad se escriben como

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T^*}{k} z \Psi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad (1.8)$$

Estas ecuaciones fueron derivadas suponiendo que las variaciones de densidad se deben solamente a los flujos de temperatura. Sobre los océanos el flujo de calor depende de la temperatura y del vapor de agua (Geernaert, 1999). Teniendo esto en cuenta debe modificarse la longitud de Obukhov en términos de la temperatura virtual, T_v , según $T_v = T(1+0,61q)$. De este modo se pueden obtener las siguientes expresiones para los perfiles de velocidad del viento, temperatura y vapor de agua

$$U - U_0 = \frac{u^*}{k} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_m \right) \quad (1.9)$$

$$T - T_0 = \frac{T^*}{k} \left(\ln \frac{z}{z_{0T}} - \Psi_T \right) \quad (1.10)$$

$$q - q_0 = \frac{q^*}{k} \left(\ln \frac{z}{z_{0q}} - \Psi_q \right) \quad (1.11)$$

Los flujos entre la atmósfera y el océano dependen de una gran cantidad de procesos. Algunos de estos procesos son el transporte turbulento en las capas límite; las pendientes de las olas y el flujo de presión; los rompimientos de las olas; reacciones químicas; difusión laminar en las subcapas; difusión de partículas del spray gaseoso y sus reacciones con las capas superficiales del agua y las interacciones biológicas con la superficie. Sería muy complejo

caracterizar todos estos procesos debido a su enorme complejidad y al escaso conocimiento de algunos de ellos. La manera de afrontar este problema es la de suponer cuales serán los procesos que dominarán los procesos de intercambio y simplificar las ecuaciones de este modo. Para el momento, calor y humedad se supone que el transporte turbulento es el proceso dominante en la capa límite atmosférica; con la salvedad que supone que, al considerar solamente el transporte turbulento, se pierde información sobre el resto de procesos que pueden provocar minusvaloraciones en las estimaciones de los flujos.

Utilizando la teoría de similaridad de Monin-Obukhov se pueden obtener expresiones para los valores del forzamiento (stress), $\vec{\tau}$, el flujo de calor sensible, H , y el flujo de calor latente, E ; sabiendo que éstos pueden expresarse como ρu_*^2 , $\rho u_* T_*$ y $\rho u_* q_*$ respectivamente.

$$\left| \frac{\vec{\tau}}{\rho} \right| = C_D (U - U_0)^2 \quad (1.12)$$

$$\frac{H}{\rho c_p} = C_H (U - U_0) (T - T_0) \quad (1.13)$$

$$\frac{E}{\rho L_v} = C_E (U - U_0) (q - q_0) \quad (1.14)$$

donde L_v es el calor latente de vaporización y los coeficientes C_D , C_H y C_E son respectivamente el coeficiente de rozamiento, el número de Stanton y el número de Dalton.

Los coeficientes de intercambio de las ecuaciones anteriores han sido calculados empíricamente con diversos métodos directos e indirectos obteniendo diferentes valores. En general, las variaciones en el coeficiente de rozamiento se encuentran en un intervalo de entre un 30-40 %, siendo aún mayor en el caso de los números de Stanton y Dalton. Se ha encontrado que los valores empíricos del coeficiente de rozamiento difieren según las regiones en que se miden por lo que se deduce que la capa superficial de cada zona tiene influencia en su propio coeficiente de rozamiento, además del transporte turbulento.

Las magnitudes de los flujos de calor sensible y latente también han sido calculadas mediante diversas técnicas empíricas. En general, no se ha encontrado una dependencia sistemática respecto a la velocidad del viento o al estado del oleaje. Solamente en la campaña experimental Risoe Air Sea Experiment (RASEX) se encontró que C_H se incrementaba ligeramente con la velocidad del viento y que decrecía al aumentar la edad de vida del oleaje según el trabajo de (Oost et al., 2000).

Se comprueba, por tanto, que la suposición de que solamente se deben tener en cuenta los fenómenos de transporte turbulento introduce una gran incertidumbre en los cálculos de los coeficientes antes mencionados. Estos

errores en las parametrizaciones se propagan, a su vez, en los resultados de los modelos meteorológicos que los utilizan. Se necesitan, por tanto, mejores parametrizaciones de los flujos mar-atmósfera que solamente se podrán mejorar si se introducen en su obtención la gran cantidad de complejos procesos físicos, químicos, dinámicos y biológicos que intervienen en ellos.

1.4. Antecedentes de simulaciones numéricas en el sistema mar-atmósfera

En un trabajo reciente, (Mak, 1998) estudia el efecto del flujo de calor sensible en ciclogénesis marinas incipientes. En dicho trabajo, se muestra la existencia de una serie de ondas inestables en la escala meso- α debidas a la presencia del flujo de calor sensible, cuyas longitudes de onda tanto vertical como horizontal vienen dadas por la intensidad del calentamiento y, por tanto, por el espesor de la capa límite. De este modo, Mak llega a la conclusión que el flujo de calor sensible juega un papel importante en la inestabilización diabática de las capas inferiores de la troposfera; paralelamente llega a la conclusión de que la presencia de inestabilidad o forzamiento en niveles altos no es un factor esencial en los primeros estadios de formación de las ciclogénesis marinas. Como consecuencia de esto, Mak indica la necesidad de mejorar la formulación de la capa límite en los modelos numéricos a fin de que resuelvan adecuadamente el transporte vertical de calor por las turbulencias de pequeña escala.

Además de las formulaciones teóricas y los estudios de cuantificación de los intercambios mar-atmósfera, también se ha realizado un gran número de simulaciones numéricas de eventos de ciclogénesis marinas, cuyo objetivo era evaluar la influencia de los diferentes factores que intervienen en su génesis y posterior evolución. Entre estos factores destacan los flujos de calor latente y sensible entre la superficie del mar y la capa fronteriza atmosférica. Una de las estrategias utilizadas en las modelizaciones de estos eventos es realizar diferentes simulaciones de un mismo evento activando, o desactivando, las opciones del modelo que rigen los intercambios mar-atmósfera para evaluar las precipitaciones obtenidas en cada caso y definir el aporte de cada uno de los factores.

Pero no solamente se evalúan estos aportes sino también cuales son los mecanismos mediante los cuales los intercambios mar-atmósfera intervienen en el desarrollo de estos eventos. Al estar centrados en diferentes episodios desarrollados en diferentes regiones del planeta, las condiciones meteorológicas iniciales y el marco geográfico otorgarán diferentes comportamientos a estos eventos y diferentes grados de influencia a los factores básicos en un proceso ciclogénético. También es de prever que en diferentes áreas del planeta los distintos procesos y factores que intervienen en estos eventos tengan un peso relativo diferente en la evolución e intensidad de las ciclogénesis.

Por tanto, no todas estas simulaciones conceden la misma importancia a los distintos procesos físicos o a los flujos de calor y humedad en el desarrollo de las tormentas simuladas. En ocasiones se ha encontrado que eran más importantes las aportaciones de los flujos de calor latente y la evaporación, considerándose el papel del flujo de calor sensible de menor importancia; mientras en otras ocasiones se destaca la mayor influencia de los intercambios de calor sensible en el desarrollo del evento. No solo la interrelación entre el sistema mar-atmósfera es, por supuesto, el único y principal factor en la génesis de las precipitaciones torrenciales en la cuenca mediterránea sino que intervienen, además, otros mecanismos como son las advecciones de masas de aire de diferentes características tanto en superficie como en altura, los usos del suelo, las interacciones de los flujos de aire con la orografía u otros factores meteorológicos.

En general, de los resultados de las simulaciones numéricas se establece que la evaporación y el flujo de calor latente provocan un calentamiento diabático de las capas inferiores de la troposfera reduciendo la estabilidad y dando lugar a condiciones propicias para el desarrollo de la actividad ciclogénica en las capas inferiores de la troposfera. En diferentes trabajos, principalmente en simulaciones numéricas como las realizadas por Nuss (1986, 1987); Homar et al. (1999, 2002c,a,b); Romero et al. (1997) se encuentra que solamente con esta inestabilización puede ser suficiente para el desarrollo de un pequeño ciclón o tormenta mientras que en otros casos pueden ser necesarios factores adicionales como la existencia de inestabilidad en niveles altos de la troposfera. En todo caso, dadas las condiciones iniciales para el desarrollo de la tormenta se produce un fenómeno de retroalimentación ya que, una vez iniciado el proceso, se profundiza la depresión en superficie; lo que a su vez provoca una intensificación de los vientos en capas bajas de la troposfera. Esto intensifica la turbulencia y la mezcla en la capa superficial con lo que se refuerzan la evaporación y la liberación de más calor latente que pueden acabar produciendo una convección profunda. Todo este proceso de desarrollo de una potente convección de origen superficial puede verse reforzado por la interacción entre la inestabilidad en niveles superficiales y la inestabilidad en niveles medios o altos de la troposfera que profundizarán aún más todo el proceso, dando lugar a un mecanismo de retroalimentación de la inestabilidad hasta desarrollar un fenómeno o sistema convectivo de mesoescala sobre la superficie marina. Un trabajo de Lebeauvin et al. (2006) encuentra que una temperatura superficial del mar más cálida incrementa los flujos de calor en la interfaz mar-atmósfera que incrementan el contenido en humedad e inestabilizan la capa superficial de la atmósfera hasta 2000-3000 m de altura, resultando en una intensificación de la convección y en los totales de precipitación acumulada. Por el contrario, encuentran que valores de temperatura superficial del mar más fríos reducen la inestabilidad disponible y, por tanto, la intensidad del evento. En otros casos el mecanismo de disparo

que inicia el ascenso de la masa húmeda e inestable superficial puede no ser la presencia de inestabilidad en niveles altos sino el ascenso orográfico (Pastor et al., 2010) que aparece cuando esta masa de aire húmedo y potencialmente inestable alcanza costas con pronunciados relieves como en el caso del Mediterráneo occidental (fig. 2.1), un mar pequeño encerrado por una serie de cadenas montañosas en su mayor parte. Como ejemplo, cabe citar el trabajo de (Ramis et al., 1998) en el que se establece que el efecto combinado de la orografía y la evaporación del mar fueron elementos decisivos en la distribución espacial de las precipitaciones en el caso simulado. También apuntan el importante papel que el intercambio de calor latente puede desempeñar en dichas precipitaciones y la sensibilidad que las previsiones numéricas pueden tener respecto a este factor.

En este punto cabe destacar la importancia de seguir estudiando el comportamiento de la capa fronteriza sobre el mar y los intercambios en el sistema mar-atmósfera ya que algunos trabajos (Ivanova y Mitchell, 2003) muestran cambios en la capa límite y en el contenido en agua precipitable de la atmósfera según el valor de la temperatura superficial del mar. Estos estudios son de mayor interés en situaciones de vientos fuertes como los que se producen en este tipo de desarrollos convectivos de mesoescala. En la campaña FASTEX dicho estudio se centraba en la interacción de la capa límite atmosférica con la superficie del océano en situaciones de vientos superiores a 15m/s en zonas abiertas.

El mejor conocimiento de estos procesos favorecerá la mejora de los mecanismos de implementación de los intercambios mar-atmósfera en los modelos meteorológicos y, en consecuencia, facilitará unas mejores previsiones de estos eventos. En la actualidad los modelos meteorológicos han mejorado en gran medida los cálculos de los procesos de intercambios entre la superficie del mar y la atmósfera. A pesar de esta mejora evidente, se debe continuar profundizando tanto en la correcta resolución de estos problemas como en la mejor determinación de la TSM y su implementación en los modelos meteorológicos. En el trabajo de Rouault et al. (2003) se ha demostrado que modelos globales como el ECMWF o el NCEP proporcionan valores para los flujos de calor latente y sensible entre la superficie del mar y la atmósfera inferiores a los obtenidos en campañas de medida. Esta minusvaloración de los flujos se debe en gran medida a la utilización de valores de TSM mal determinados (en general inferiores a los reales), habiéndose comprobado que las recientes mejoras en la entrada de datos y en las resoluciones espaciales de dichos modelos globales han mejorado sus resultados, aunque todavía no pueden explotar suficientemente la precisión ya disponible en las medidas de TSM recogidas por los satélites meteorológicos. Evidentemente los modelos meteorológicos de área limitada ofrecen una mayor resolución espacial, es por ello que deben ser utilizados en este tipo de estudios.

1.5. Antecedentes de estudios de ciclogénesis en el Mediterráneo

Aunque de lo anteriormente explicado podría entenderse que los fenómenos convectivos en áreas marinas está perfectamente estudiados en meteorología, en el caso del Mediterráneo la situación es muy diferente. Las peculiaridades del Mediterráneo influyen también en sus características climáticas y determinan la aparición de procesos específicamente mediterráneos, como se describe en Millán et al. (1997, 2005) para el Mediterráneo occidental y por Millán et al. (1997); Kallos et al. (1998) para el Mediterráneo oriental. Según indican Prodi et al. (2000) la convección en el área mediterránea ha sido poco estudiada, debido principalmente a la falta de observaciones. En este punto indica el papel crucial que las mediciones de los satélites meteorológicos pueden desarrollar en este campo, dado que muchos de los sistemas o complejos convectivos en el Mediterráneo consumen gran parte de su ciclo de vida sobre el mar. No obstante, existen trabajos desarrollados como climatologías de los ciclones en el Mediterráneo (Trigo et al., 1999; Maheras et al., 2001), sobre su estructura vertical y los factores que intervienen en su desarrollo (Maheras et al., 2002), como son la orografía, las condiciones en niveles altos y los flujos de superficie; también se han realizado climatologías de los mecanismos de ciclogénesis en el Mediterráneo (Trigo et al., 2002)), aunque en este trabajo solamente se tenían en cuenta las condiciones de presión en superficie, en niveles medios y altos y la orografía pero no se estudiaban los flujos superficiales y los intercambios mar-atmósfera.

En climatologías de sistemas convectivos de mesoescala realizadas mediante imágenes de satélite como las realizadas por Carretero y Riosalido (1996) y Morel et al. (1999) (citados en Prodi et al. (2000)) se ha encontrado que, dependiendo del umbral de temperatura de la cima nubosa escogido, se obtienen diferentes distribuciones para estos eventos. Escogiendo un umbral de temperaturas de 212K se obtiene una mayor frecuencia de casos sobre las costas del Mediterráneo, con trayectorias preferentemente sobre el mar, mientras que aumentando los niveles de temperatura la distribución de eventos tiende a situarse predominantemente sobre los relieves orográficos más marcados. Una posible interpretación es que el complicado relieve de Europa dificulta el desarrollo de grandes complejos de mesoescala mientras que sobre el mar, una vez iniciada la convección, las tormentas pueden desarrollarse plenamente alcanzando su etapa de madurez y organizando sistemas convectivos de mesoescala; más aún teniendo en cuenta que disponen de una fuente continua de humedad en la capa límite marina.

En su trabajo, Prodi define cinco tipos de sistemas convectivos en el Mediterráneo basados en escalas espacio-temporales y características estructurales estudiadas por medio de satélites meteorológicos. Estos tipos son:

1. Tormentas aisladas: De pequeña escala y corta duración. Ocurren en

épocas del año favorables a la convección (primavera, verano) y suelen seguir el ciclo diurno.

2. Sistemas y complejos convectivos de mesoescala: su mecanismo de iniciación más común suele ser el ascenso orográfico de un flujo húmedo e inestable, aunque en algunos casos la aparición de este tipo de sistemas se produce sobre el mar sin efecto orográfico. En esta situación un posible mecanismo de iniciación sería puramente convectivo o asociado a algún tipo de inestabilidad en niveles altos. Suelen producirse en otoño sobre el mar.
3. Frentes fríos: En otoño pueden aparecer sistemas tormentosos inmersos en estructuras nubosas de tipo frontal debido al movimiento del frente frío sobre los relieves orográficos. Estos sistemas se pueden producir tanto sobre el mar como sobre tierra.
4. Tormentas pseudo-tropicales: La presencia de tormentas de características pseudo-tropicales en el Mediterráneo ha sido descrita mediante observaciones de satélite y simulaciones numéricas, (Reale y Atlas (2001), citados en Prodi et al. (2000)). Estas tormentas presentan características análogas a las de las tormentas tropicales en cuanto a estructura, escala, intensidades de precipitación, influencia de los flujos superficiales,... Son tormentas que se desarrollan principalmente sobre el mar siendo más frecuentes en otoño.
5. PVA/MCS bajos: En algunas observaciones de satélite se ha encontrado un posible acoplamiento entre anomalías de vorticidad potencial en niveles altos con depresiones en niveles bajos que producen convergencias en niveles medios que pueden acabar provocando fenómenos de convección profunda de larga duración temporal.

Todos estos tipos de sistemas convectivos presentan características específicas del entorno del Mediterráneo y deben aún ser estudiados en profundidad.

En un trabajo realizado por Millán et al. (2005) se establece la existencia de tres tipos de precipitaciones claramente distinguibles espacial y temporalmente en la Comunitat Valenciana según su origen sinóptico; precipitaciones provenientes de frentes atlánticos, tormentas de verano y lluvias intensas por frente de retroceso. Según este trabajo las precipitaciones de tipo frontal atlántico contribuyen aproximadamente en un 20 % al total de las precipitaciones en la Comunitat Valenciana, las tormentas de verano en un 11 % y las lluvias intensas en un 65 %.

Las precipitaciones intensas se producen en la Comunitat Valenciana, en otoño-invierno cuando masas de aire frías respecto a la temperatura del mar son impulsadas a lo largo del Mediterráneo de Este a Oeste hasta alcanzar

las costas y barreras montañas de la cuenca occidental del Mediterráneo. Dependiendo de la dirección de esta advección las lluvias intensas se producen en diferentes puntos del Mediterráneo occidental. Advecciones de componente Norte a Noroeste a lo largo del valle del Ródano refuerzan las ciclogénesis en la zona del Golfo de Génova con precipitaciones intensas que afectan a Italia y partes del Norte de África (Túnez); las costas occidentales del Norte de África, del Este de la Península Ibérica y del Sur de Francia reciben precipitaciones intensas con flujos que van desde la componente Sudeste al Nordeste.

Centrándonos en la cuenca occidental del Mediterráneo, la Comunitat Valenciana presenta los mayores índices de torrencialidad de la Península Ibérica; concretamente el área del Sur del Golfo de Valencia presenta valores de recurrencia de 300 mm para un periodo de retorno de 30 años (Elías y Ruiz, 1979), amén de otras zonas de la Comunidad con valores de recurrencia de 175 mm en el mismo periodo. En la Comunitat Valenciana se ha estudiado las precipitaciones intensas (Estrela et al., 2000) determinándose que los principales eventos de precipitación torrencial se han dado con situaciones sinópticas marcadas por advecciones del Este sobre la fachada mediterránea de la Península Ibérica; distinguiéndose tres subtipos sinópticos pero siempre con presencia de advecciones del Este de mayor o menor recorrido sobre el Mediterráneo. En muchas de estas situaciones, las de mayor recorrido marítimo, se ha observado el paso de una masa de aire fría y seca de origen continental sobre una superficie del Mediterráneo más cálida. Esto propiciaba fenómenos de intercambio de calor y humedad en el sistema mar-atmósfera que producían un cambio en las características de la masa de aire durante su trayectoria sobre el Mediterráneo (Estrela et al., 2003). Estos cambios consistían en un incremento de la humedad y la temperatura en el seno de la masa de aire, con lo que al llegar a las costas de la Comunitat Valenciana la masa de aire, originariamente fría y seca, se había transformado en húmeda, cálida (o relativamente cálida respecto a su origen) y potencialmente inestable. Uno de los agentes principales en estos cambios sufridos por la masa de aire podría, por tanto, ser la diferencia entre la temperatura original de la masa de aire y la de la superficie del mar. Recientemente, Duffourg y Ducrocq (2011) han estudiado el origen de la humedad interviniente en varios eventos de precipitaciones torrenciales en el Sureste de Francia, pudiendo determinar la importante aportación del intercambio de humedad entre el mar Mediterráneo y la masa de aire que circula sobre él en el desarrollo de las lluvias torrenciales, especialmente en los últimos días u horas antes de la precipitación.

Fijándonos en el caso de las ciclogénesis mediterráneas y específicamente en las que han afectado a la Comunitat Valenciana algunos autores han destacado la importancia capital, entre otros factores necesarios o coadyuvantes, de la TSM en el desarrollo e intensificación de eventos de precipitación in-

tensa en la Comunitat Valenciana (Millán et al., 1995; Quereda y Montón, 1994). En el trabajo de Millán se estudiaban las trayectorias de las masas de aire antes y después de varios eventos de precipitación intensa en la Comunitat Valenciana observando la variación de la TSM a lo largo de esas trayectorias. Se encontró un descenso significativo en la TSM en las zonas por donde había circulado la masa de aire que finalmente provocó las precipitaciones en la Comunitat Valenciana. Esto sugería que el mar podía actuar como fuente de humedad y energía que favorecía la recarga e inestabilización de la masa de aire a través de intercambios de humedad, calor latente y calor sensible. Aunque una parte de ese descenso en la TSM podría deberse a la precipitación caída sobre el mar, el descenso registrado en grandes zonas de la cuenca mediterránea donde no se observaron precipitaciones refuerza la tesis de que el descenso de TSM se debería al trasvase de calor entre el mar y la masa de aire sobre él. Otros autores (Riesco y Alcover, 2001) han descrito algunos de los factores que dan lugar a precipitaciones fuertes en la Comunitat Valenciana. Uno de estos elementos es la diferencia entre la TSM y la de la masa de aire al nivel de 850 hPa (Riesco et al., 2003), cifrando en 8 grados el umbral de riesgo para la formación de fenómenos convectivos que puedan provocar precipitaciones fuertes.

Cabe citar otro trabajo de (Barbero et al., 2004) en el que se estudia la relación entre las precipitaciones en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica y la TSM del Mediterráneo occidental. En este trabajo, sus autores no encuentran una relación especialmente significativa, a efectos de previsión meteorológica, entre los valores medios mensuales de TSM y los valores mensuales de precipitación, aunque sí una cierta relación que muestra el importante papel de la TSM en la génesis de las precipitaciones en las costas del Este peninsular. Barbero et al. (2004) estiman que la ausencia de correlación a efectos predictivos se debe a la utilización de valores mensuales así como a la estructura de la base de datos utilizada. Los datos de TSM estudiados se organizan en una rejilla de $5 \times 5^\circ$, en base a observaciones de boyas, barcos,... que pueden no ser homogéneos durante el periodo de estudio ni tampoco espacialmente. Queda, por tanto, de manifiesto la necesidad de utilización de datos de TSM de mayor resolución, cobertura y homogeneidad espaciales y temporales, como son los utilizados en este trabajo.

En cuanto a la relación entre los calores latente-sensible y la precipitación en el Mediterráneo, (Lolis et al., 2004) llegan a la conclusión de que las precipitaciones de invierno (el periodo estudiado en su trabajo) en las regiones occidentales de Grecia y las islas orientales del mar Egeo están fuertemente correlacionadas con los flujos de calor latente y sensible en el Mediterráneo occidental. Aunque lo describen como una relación indirecta, explican que el 50 % de la varianza de las precipitaciones en las áreas expuestas a los vientos del Oeste en Grecia se explica por los ritmos de intercambios de calores latente y sensible. También encuentran una fuerte correlación, a su vez, entre

los flujos de calor sensible y latente. Asimismo, Davolio et al. (2009) estudian la formación y desarrollo de un ciclón quasitropical en el Mediterráneo, que comienza como una ciclogénesis de origen orográfico al Sur del Atlas y se intensifica en su camino hacia Sicilia y el Sur de Italia debido a los flujos de calor latente y sensible en superficie así como al calor latente liberado por mecanismos convectivos.

También en el Mediterráneo occidental se han realizado numerosas simulaciones numéricas de eventos de precipitación intensa que han puesto de relieve el papel fundamental de la interacción mar-atmósfera y, por tanto, de la TSM. En estudios de sensibilidad de los modelos meteorológicos respecto a las variaciones en los datos de inicialización de la TSM se ha constatado que incrementando (disminuyendo) los valores de TSM se intensificaban (inhibición o disminución) los complejos convectivos de mesoescala formados en el Mediterráneo (Fernández et al., 1995, 1997; Lebeaupin et al., 2006). En otros experimentos de simulación numérica se comprobaba que el uso de datos de TSM obtenidos en tiempo real y con la mayor precisión posible mejoraban apreciablemente los resultados de los modelos numéricos en lo relativo a precipitación (Pastor et al., 2001). No obstante lo dicho, cabe citar algunos trabajos de simulación numérica (Katsafados et al., 2011) en los que se apunta a un menor efecto de la temperatura superficial del mar en el desarrollo de eventos de precipitaciones torrenciales en un caso estudiado en el Mediterráneo oriental. Más allá de simulaciones relativas a eventos de precipitaciones torrenciales concretos, se ha estudiado también la influencia de la temperatura superficial del mar en simulaciones con modelos climáticos como RegCM3 (Bozkurt y Sen, 2009) que también indican un aumento en las precipitaciones en la península de Anatolia a lo largo de modelizaciones climáticas de 10 años de duración.

1.6. Objetivos y novedades

De esta relación se desprende que la mejor evaluación del valor real de la TSM disponible en la actualidad mejoraría los resultados de los modelos de simulación meteorológica. Para ello es necesario implementar con la mejor resolución posible esta información en su inicialización. El mejor conocimiento de la TSM sobre el Mediterráneo puede permitir simular con mayor detalle estos eventos, estudiando las zonas por donde circula la masa de aire, su interacción con la superficie del mar y determinando las zonas donde se localizan los mayores aportes de inestabilidad (i.e.: evaporación, “humidificación”, calor latente, “calentamiento e inestabilización”). De esta forma podrían determinarse las “zonas de recarga” o “fuentes de inestabilidad” para las lluvias torrenciales en el Mediterráneo occidental y más específicamente en la Comunitat Valenciana o vertiente mediterránea de la Península Ibérica.

Estas áreas de recarga deberían localizarse estudiando una sucesión lo

bastante larga de eventos mediante el estudio de las trayectorias antes y después de esos eventos y cual ha sido la variación de la TSM. Una vez determinadas las posibles áreas de recarga podría facilitarse la vigilancia de los posibles riesgos asociados a estos eventos monitorizando la TSM o el “potencial de inestabilización” de dichas zonas, pudiendo alertar sobre la peligrosidad de un evento con trayectoria sobre éstas. Es, por tanto interesante elaborar una regionalización de áreas de recarga en el Mediterráneo occidental y estudiar la climatología de la TSM en estas zonas y su influencia en las lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana.

Un estudio en la misma línea fue realizado por Davis y Emanuel (1988) en el que se estudiaban los “potenciales de calentamiento máximo” de la atmósfera por efecto de la TSM en 29 casos de ciclogénesis explosiva sobre el Atlántico occidental. En ese trabajo se elaboró también una climatología de regiones con potencial de calentamiento elevado y se observó que coincidía con regiones en las que se producían con frecuencia ciclogénesis explosivas. En el caso del Mediterráneo, esta región fue excluida del estudio debido a que es una zona en la que las ciclogénesis explosivas son de corta duración, aunque de elevada frecuencia por lo que no encajaba en los requerimientos fijados para dicho estudio.

Una vez determinadas zonas potenciales de recarga debe estudiarse su aporte efectivo a las precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana mediante la simulación numérica de un número suficiente de eventos de precipitaciones torrenciales o, en su defecto, seleccionar un número reducido de eventos que sean representativos. Los resultados de estas modelizaciones deberían permitir evaluar el “aporte individualizado” de las distintas áreas a la masa de aire que finalmente provoca las precipitaciones.

Una continuación lógica de estos estudios serán la realización de una prospección de futuro en cuanto al comportamiento de las lluvias torrenciales en el Mediterráneo occidental. En el contexto de los estudios sobre cambio climático sería interesante evaluar las tendencias futuras de las precipitaciones torrenciales en relación con las tendencias probables o posibles de la TSM. En este estudio se podrían buscar las correlaciones existentes, caso de haberlas, entre TSM y precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana (el objeto de este trabajo) y, tras estudiar las tendencias de la TSM, proponer escenarios de comportamiento futuro de este tipo de eventos en lo relativo preferentemente a la intensidad y “frecuencia” de dichos eventos en la cuenca mediterránea occidental.

En un trabajo reciente (Millán et al., 2005) estudian los ciclos hidrometeorológicos en la cuenca mediterránea. En ese trabajo se determina la tendencia en el régimen de precipitación en la Comunitat Valenciana, distinguiendo las aportaciones de los diferentes regímenes de precipitación según el tipo de proceso que las genera. En el citado trabajo de Millán, uno de los efectos de este cambio en el régimen de precipitaciones, sobre todo debido

a la disminución de las tormentas de verano, sería la acumulación de calor en el mar (incremento de la TSM) que reforzaría y extendería a otras épocas del año las lluvias torrenciales. En el caso de las lluvias torrenciales se observa un incremento a la vez que se observa una extensión de la época de precipitaciones hacia la primavera. También se apunta la disminución de las tormentas de verano en las zonas montañosas cercanas a la costa.

El objetivo final, y la novedad, de esta tesis es determinar la existencia de áreas del Mediterráneo occidental que puedan actuar como zonas de carga de humedad e inestabilización de la masa de aire implicadas en eventos de precipitaciones torrenciales en el Mediterráneo occidental, específicamente en la Comunitat Valenciana. Este objetivo principal se determinará a partir de otros objetivos específicos como son el estudio de la climatología de la temperatura superficial del mar y la simulación numérica mesoescalar de eventos de precipitaciones torrenciales.

Dentro de este marco, esta tesis se estructura en dos líneas de trabajo principales. En la primera se realiza un estudio de la temperatura superficial del mar en el Mediterráneo con el fin de elaborar una climatología mensual de la misma así como determinar su estructura espacial, intentando encontrar patrones de agrupación mensuales o estacionales. Este tipo de estudio de distribución espacial de la temperatura superficial del mar no se ha desarrollado en el Mediterráneo hasta la actualidad. El estudio de la temperatura superficial del mar se realiza para todo el Mediterráneo al considerar que este mar constituye una cuenca quasicerrada con características propias y diferenciadas respecto a otras masas de agua como son el océano Atlántico y el Mar Negro. El Mediterráneo se puede dividir en dos subcuencas, occidental y oriental, entre las cuales existen intercambios de masas de agua por lo que hemos decidido realizar el estudio para la cuenca mediterránea completa. Además, este análisis de la temperatura superficial del mar ha sido objeto de trabajo en el proyecto europeo Climate Change and Impact Research: the Mediterranean Environment y, sin duda, puede resultar de interés en futuras investigaciones en el ámbito del cambio climático en toda el área mediterránea.

Aunque el estudio de la temperatura superficial del mar se haya realizado para todo el Mediterráneo, el objetivo final de la tesis se refiere exclusivamente a los eventos de precipitaciones torrenciales en el Mediterráneo occidental. Por este motivo, una vez determinadas las zonas de distribución de la temperatura superficial del mar se lleva a cabo la simulación numérica de eventos de precipitaciones torrenciales mediante el modelo meteorológico Regional Atmospheric Modelling System teniendo en cuenta la distribución de temperatura superficial del mar en el Mediterráneo occidental. En esta parte de la tesis la estrategia seguida para la selección de los eventos a simular se ha realizado, de manera novedosa, en base a las distribuciones de temperatura superficial del mar con el fin de que aquellos sean representati-

vos de las diferentes características estacionales de la temperatura superficial del mar. Una vez seleccionados los eventos de precipitaciones torrenciales se realizan diferentes simulaciones para cada uno de ellos con el fin de determinar la influencia de la temperatura superficial del mar de cada zona en los resultados finales de la simulación. Esta novedosa selección de los eventos de precipitaciones torrenciales a simular permite una considerable reducción de los tiempos de computación a la par que permite mantener la consistencia y validez científica de los resultados, siendo además el objetivo de esta tesis evaluar la influencia de la temperatura superficial del mar en las lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana.

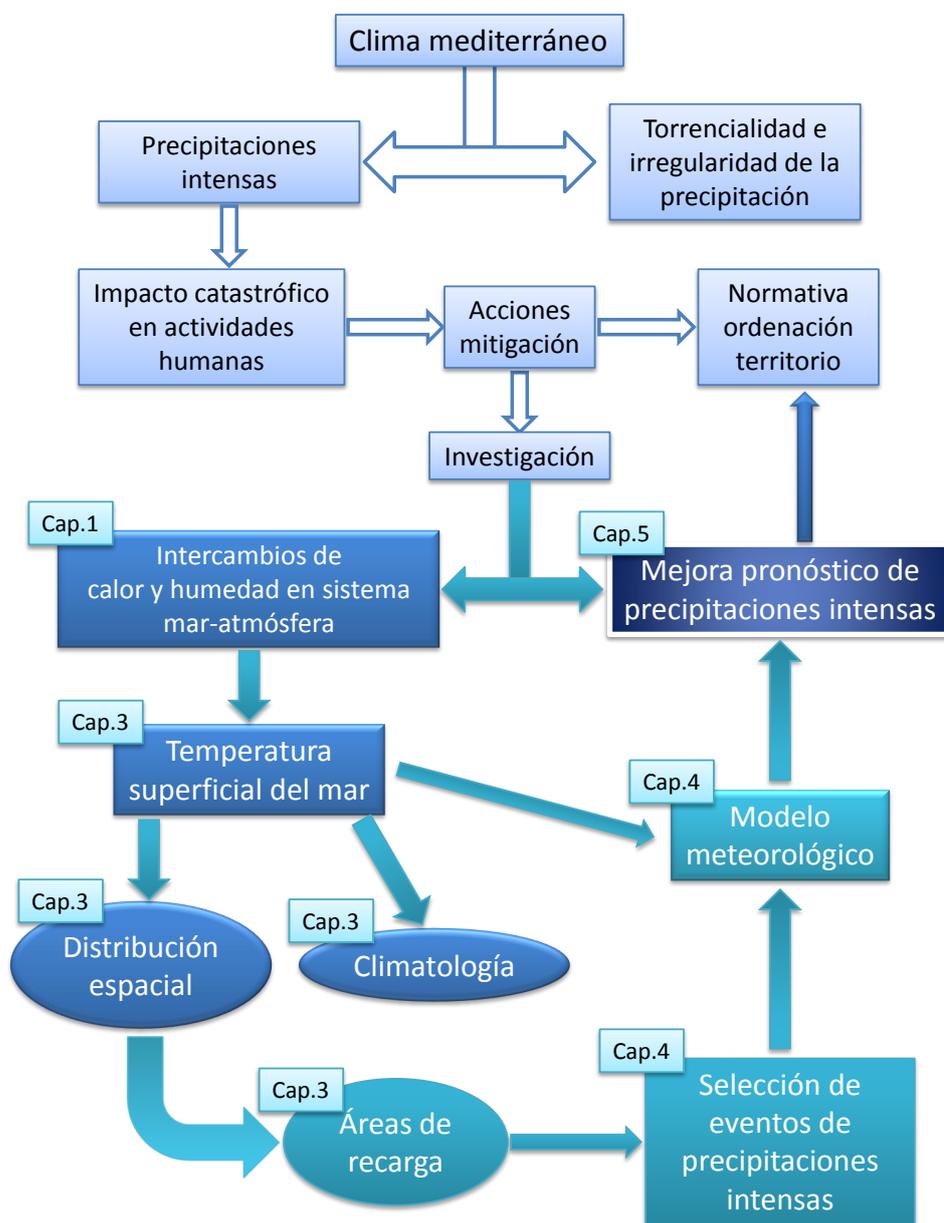


Figura 1.1: Marco conceptual y esquema de trabajo.

Capítulo 2

Metodología

La mejor estructura no garantizará los resultados ni el rendimiento. Pero la estructura equivocada es una garantía de fracaso.

Peter Drucker

RESUMEN: En este capítulo se describen someramente los estudios preliminares y la metodología seguida en la elaboración de este trabajo.

2.1. Esquema general

El trabajo presentado en este documento se puede dividir en tres fases o tareas principales. La primera fase consiste en el estudio regionalizado de la temperatura superficial del mar (TSM) en la cuenca del Mediterráneo occidental para la elaboración de su climatología y el estudio de su distribución espacial; en segundo lugar se lleva a cabo la selección de eventos de precipitaciones torrenciales y su estudio meteorológico y sinóptico; finalmente se realizan simulaciones de dichos eventos con el modelo Regional Atmospheric Modelling System (RAMS) (Pielke et al., 1992) para analizar la influencia en sus resultados de la temperatura superficial del mar.

De la relación apuntada en la introducción de este trabajo entre la TSM y los eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana, se desprende que la mejor evaluación del valor real de la TSM podría mejorar los resultados de los modelos de simulación meteorológica. Para ello es necesario implementar, con la mayor resolución posible, esta información en su inicialización. El mejor conocimiento de la TSM sobre el Mediterráneo puede permitir simular con mayor detalle estos eventos, estudiando las zonas por donde circula la masa de aire y su interacción con la superficie del mar para

intentar determinar las zonas donde se localizan los mayores aportes de inestabilidad (i.e.: evaporación, “humidificación”, calor latente, “calentamiento e inestabilización”). De esta forma podrían determinarse “zonas de recarga” o “fuentes de inestabilidad” para las lluvias torrenciales en el Mediterráneo occidental y más específicamente en la Comunitat Valenciana o la vertiente mediterránea de la Península Ibérica.

En primera instancia se deberá elaborar una climatología de la TSM en el Mediterráneo occidental a fin de determinar, en una primera aproximación, las posibles zonas de recarga de las precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana. Un trabajo en la misma línea fue realizado por Davis y Emanuel (1988) en el cual se estudiaban los “potenciales de calentamiento mínimo” de la atmósfera por efecto de la TSM en 29 casos de ciclogénesis explosiva sobre el Atlántico occidental. En ese trabajo se elaboró también una climatología de regiones con “*potencial de calentamiento elevado*” y se observó que coincidían con regiones en las que se producían con frecuencia ciclogénesis explosivas. El Mediterráneo no se incluyó en dicho estudio debido a que se trata de una zona en la que las ciclogénesis explosivas son de corta duración, aunque de elevada frecuencia, por lo que no encajaba en los requerimientos fijados para dicho estudio. Además de la climatología, también se debe realizar un análisis de la estructura regional de la temperatura superficial del mar para localizar áreas con patrones similares de temperatura a lo largo del periodo de estudio que pueden indicar la existencia de las citadas áreas de recarga. Esto se realizará mediante un análisis de tipo cluster que identificará agrupamientos en los valores medios mensuales de temperatura superficial del mar.

Para la selección de los eventos de precipitaciones torrenciales a estudiar se deben buscar las distribuciones de temperatura superficial del mar representativas de las distintas estaciones del año, caso de haberlas, y a partir de ellas seleccionar eventos de precipitaciones torrenciales que se den en cada una de ellas. En el siguiente paso deben estudiarse los eventos de precipitaciones torrenciales mediante su análisis sinóptico y la elaboración de las trayectorias antes del episodio para analizar en primera instancia qué áreas del Mediterráneo occidental, obtenidas en el estudio previo de la temperatura superficial del mar, pueden ser responsables del aporte de humedad mediterráneo a la masa de aire y su inestabilización potencial.

Una vez determinadas las zonas potenciales de recarga debe estudiarse su aporte efectivo a las precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana mediante la simulación numérica de eventos de precipitaciones torrenciales. Los resultados de estas modelizaciones deberían permitir evaluar el “*aporte individualizado*” de las distintas áreas a la masa de aire que finalmente provoca las precipitaciones así como las diferencias en la precipitación calculada por el modelo en cada caso, bien sean diferencias en la distribución espacial como en la precipitación acumulada.

2.2. Estudio de la temperatura superficial del mar

Para el estudio de la TSM se ha utilizado datos del periodo 1982-2009 obtenidos mediante mediciones de satélite pertenecientes a la base de datos de la NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder. Este periodo de estudio es el mayor posible dada la aún reciente puesta en servicio de los satélites meteorológicos; es más, se trata del periodo más largo posible para disponer de datos de TSM a una alta resolución. Las mediciones para la elaboración de la citada base de datos han sido tomadas en el canal 5 del radiómetro de alta resolución AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) situado a bordo de los satélites de órbita polar NOAA-7, -9, -11 y 14.

Pathfinder es un programa conjunto de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y la National Aeronautics and Space Administration (NASA) dedicado a la producción de mapas globales de TSM desde el año 1981 hasta la actualidad. Los datos de este proyecto se pueden obtener en diferentes resoluciones, habiendo escogido para este trabajo la versión 5.0 de la base de datos con una resolución espacial de 4 km (la mayor disponible) para el periodo de estudio. Estos datos diarios están organizados en mallas equiespaciadas de cobertura global, celdas de igual ángulo y de dimensiones 8192x4096. Los datos de temperatura superficial del mar están disponibles para los dos pases diarios del satélite, ascendente (diurno) y descendente (nocturno).

Los datos brutos de TSM han sido procesados por el proyecto Pathfinder según los algoritmos descritos en Kilpatrick et al. (2001). En un trabajo llevado a cabo por D'Ortenzio et al. (2000) se realizó la validación de los datos de TSM del AVHRR Pathfinder para el periodo 1985-1996 mediante la comparación con datos medidos in situ en el proyecto Mediterranean Hydrographic Atlas (MEDATLAS, MAST Supporting Initiative MAS2-CT93-0074). En este estudio se concluyó que dicha base de datos constituye una serie temporal consistente de valores adecuada para el estudio de la TSM en el Mediterráneo. Los autores encontraron que la desviación (calculada estacionalmente y como diferencia entre los valores medidos in situ y los valores medidos mediante satélite) es inferior en general a 0.5°C, siendo su valor medio 0.2°C. Sólo se hallaron desviaciones que alcanzaban 1°C en el caso de los valores referidos al invierno de 1985, probablemente debido al escaso número de medidas disponibles para la comparación.

Los datos de temperatura superficial del mar utilizados en este estudio corresponden al mar Mediterráneo durante el periodo que va desde Enero de 1982 a Diciembre de 2009. La estructura original de los datos consiste en tres valores por pixel (punto de malla) en toda la malla, siendo éstos la TSM, la calidad de la observación y el número de observaciones realizadas para el cálculo de la TSM. Los valores de calidad de las medidas van de 0 a 3 y se asignan en función de la superación de tests de coherencia y ho-

mogeneidad del conjunto de los datos o de la comparación con los valores de TSM semanales de resolución 1 grado obtenidos por interpolación óptima por Reynolds y Marsico (1993). Se considera un dato incorrecto aquel que presenta un atributo de calidad 0 (probablemente contaminado por la nubosidad) mientras que los pixels con atributo de calidad 3 han superado todos los tests aplicados.

Para el tratamiento de los datos de temperatura superficial del mar se ha elaborado diferentes programas informáticos que seleccionaban los datos correspondientes a la región mediterránea. Tras la extracción de este subconjunto de los datos originales se construyó entonces tres archivos diarios que reflejaban respectivamente la temperatura superficial del mar, la calidad de la observación y el número de observaciones realizadas. A continuación se realizaba una depuración de los datos mediante la aplicación de los siguientes filtros:

1. Eliminación de todos los pixels con calidad 0
2. Eliminación de todos los valores de TSM inferiores a 8° C
3. Eliminación de todos los valores de TSM con factor de calidad mayor que 0 pero con diferencias mayores a 5°C respecto a más del 65 % de los valores de TSM colindantes
4. Eliminación de todos los valores cuya desviación respecto a la TSM media de sus colindantes es superior a 5°C

Con este filtrado se ha intentado eliminar todos los valores susceptibles de ser considerados erróneos por cualquier concepto. Se ha eliminado los datos que los propios autores de las medidas califican como incorrectos así como aquellos valores que habían superado alguno de los tests de calidad pero que presentaban valores de temperatura superficial del mar poco habituales en el Mediterráneo como pueden ser valores inferiores a los 8°C muy difícilmente alcanzados.

Mediante los dos últimos filtros antes citados se ha excluido del conjunto de datos final aquellos que presentaban grandes diferencias con sus colindantes, a pesar de haber superado los tests correspondientes. En este punto cabe aclarar que un criterio demasiado estricto en este filtro puede eliminar datos válidos que caracterizan intrusiones o pequeñas masas de agua más fría en entornos más cálidos. Se ha establecido en este caso un umbral de desviación con más del 65 % de los valores de TSM que rodean al punto de malla “conflictivo” o cuya desviación con la media de los valores colindantes sea superior a 5°C. Con estas restricciones se ha conseguido que el filtro solamente elimine los valores claramente erróneos, como son los datos obtenidos en retículas que incluían zonas de tierra para el cálculo de la TSM y cuyo valor no era, por tanto, fiable. También cabe recordar que dada la resolución

espacial de los datos, éstos muestran claramente corrientes, meandros y gradientes de temperatura que hemos procurado conservar dado nuestro interés en caracterizar de la forma más fidedigna la TSM.

Este tratamiento de los datos se realiza para todos los archivos diarios, tanto para el pase ascendente como descendente. Una vez filtrados los datos, se comparan los pasos ascendente y descendente, eligiéndose como dato válido el correspondiente al pase descendente del satélite para evitar posibles datos erróneos por calentamiento solar (Gentemann et al., 2003); asignándose el valor del pase ascendente en caso de que el primero hubiera sido descartado en el proceso de filtrado de los datos. Se obtiene así como resultado final un archivo diario con el valor de TSM depurado.

Con estos datos se pretende estudiar la climatología de la TSM del Mediterráneo mediante la elaboración de valores medios mensuales y estacionales, tanto a escala global como regionalizada. Para la regionalización del Mediterráneo se ha realizado un análisis estadístico de la TSM media mensual mediante técnicas de clustering. Estas técnicas permiten agrupar los datos de manera que se identifican áreas con características similares. En este caso hemos utilizado la técnica Clustering for LARge Applications (CLARA) desarrollada por Kaufman y Rousseeuw (1990) e implementada en el proyecto R para la computación estadística (R-Team, 2010).

Con los resultados obtenidos del estudio de la temperatura superficial del mar se pueden diferenciar dos regímenes estacionales en la distribución espacial de la misma en época invernal y estival. Entre ambas se encuentran regímenes transitorios, de diferente duración e intensidad en diferentes años, tanto en primavera como en otoño. Teniendo en cuenta esta clasificación temporal se ha elegido tres eventos de precipitaciones torrenciales que serán representativos de cada uno de los regímenes espaciales identificados en la temperatura superficial del mar.

2.3. Eventos de precipitaciones torrenciales

Una característica destacable del régimen de precipitaciones en la Comunitat Valenciana es la presencia de eventos de precipitaciones torrenciales con relativa frecuencia. Para el presente estudio se ha realizado una selección preliminar de eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana que comprenden las precipitaciones máximas registradas en la misma. Posteriormente se analizarán las trayectorias de las masas de aire en los días previos a las precipitaciones para determinar las posibles zonas de recarga de la humedad.

En la mayoría de eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana se observa la presencia de un flujo de vientos de componente marítima, variando desde SE a NE según la situación sinóptica, con mayor o menor recorrido sobre el Mediterráneo occidental que llegan hasta las costas

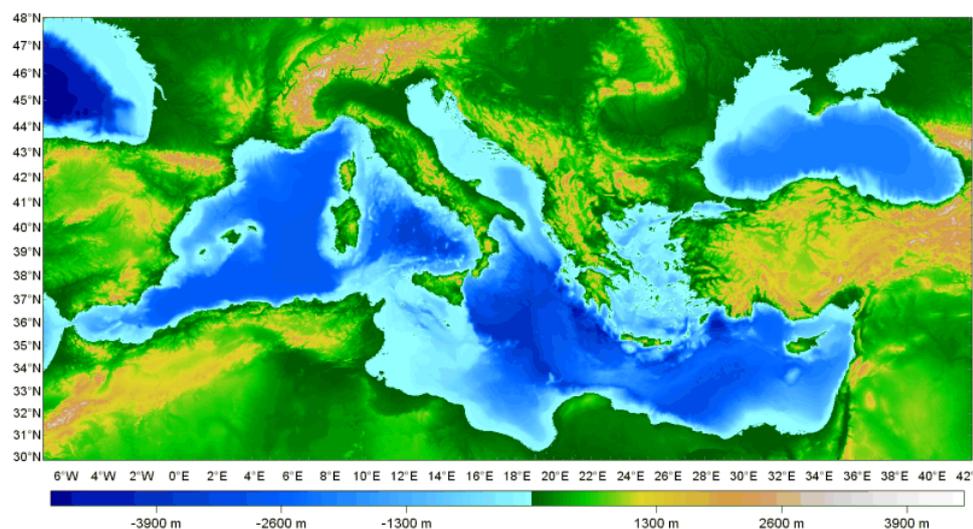


Figura 2.1: Topografía y batimetría del Mediterráneo

Fecha	PMAX en 24 h	PMAX acumulada
28/09-01/10/1986	350.1	567.6
03-04/11/1987	817	881
04-07/09/1989	255.6	619
11-12/03/1995	122	122
11-12/09/1996	520	524.5
21-26/10/2000	376	570
06-08/05/2002	400	516
10-12/10/2007	400	404.4

Tabla 2.1: Listado de eventos de precipitación torrencial en la Comunitat Valenciana (PMAX=Precipitación máxima)

de la Comunitat Valenciana. Estos vientos normalmente discurren entre un centro de altas presiones situado sobre el centro-sur del continente europeo y un área de bajas presiones sobre el Norte de África o Sur-Sureste de la Península Ibérica (fig. 2.2a). Este esquema conceptual en que se establece un flujo de vientos y movimiento de una masa de aire en sentido opuesto a la circulación general del Oeste se ha denominado “frente de retroceso”, habiéndose estudiado en trabajos como los de Huschke (1959), Bluestein (1993) o Millán et al. (2005). En el caso del Mediterráneo se ha comprobado que durante su

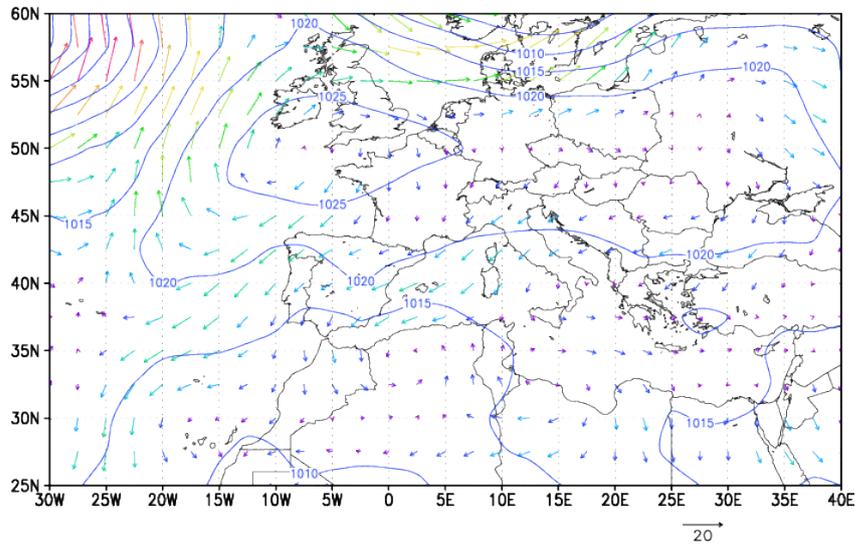
recorrido Este-Oeste sobre el Mediterráneo occidental la masa de aire impulsada por el frente de retroceso modifica sus características debido, con toda probabilidad, a la interacción con un mar relativamente cálido (Estrela et al., 2003). También es frecuente, aunque no estrictamente necesaria para el desarrollo de este tipo de eventos de precipitaciones torrenciales, la irrupción de aire frío en niveles altos de la troposfera de aire frío con la entrada de una vaguada inestable o un embolsamiento de aire frío que se centran sobre el Este o Sur-Sureste peninsulares (fig. 2.2b). Una descripción más detallada de la situación sinóptica para cada episodio de lluvia torrencial estudiado se desarrolla en la sección 4.1.

2.4. Modelización numérica

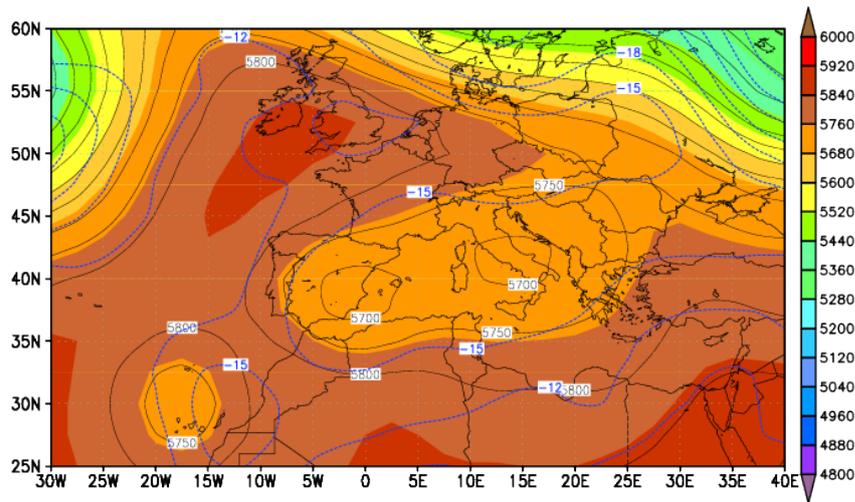
El objetivo de las simulaciones que se realizan con el modelo RAMS es el de determinar el efecto de la temperatura superficial del mar (TSM) de las distintas regiones en las que se agrupa la misma en la precipitación obtenida por el modelo en la Comunitat Valenciana. Se intenta evaluar, por tanto, la influencia de un factor (TSM de una zona) en el resultado de la simulación. Para evaluar este efecto se sigue el método de separación de factores propuesto por Stein y Alpert (1993), en el que se determina que para el estudio del efecto de n factores en una simulación deben realizarse 2^n simulaciones a fin de tener en cuenta no solamente el efecto de esos factores sino las interacciones entre ellos. De este modo pueden delimitarse con mayor precisión los efectos debidos exclusivamente a un factor al no enmascarar sus interacciones con otros factores estudiados.

En nuestro caso intentamos evaluar el efecto de un solo factor, la TSM de una zona, por lo que solamente serán necesarias dos simulaciones para cada zona de agrupación de TSM según el método de separación de factores de Stein y Alpert citado previamente. Es decir, para cada evento y para evaluar el efecto de la TSM de una determinada zona en la simulación deben realizarse dos simulaciones con diferentes valores de TSM. La primera de ellas se realizará utilizando la TSM real de la base de datos BSST Pathfinder de NOAA y será la simulación de control. En la segunda se sustituirá la TSM de la zona en cuestión por un valor fijo que será claramente inferior (se fijará la temperatura de la zona en cuestión en 10°C) a fin de “inhibir” o al menos disminuir notablemente los intercambios en el sistema tierra atmósfera. Para determinar las zonas de TSM que, previsiblemente, puedan afectar a las lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana se analizarán las trayectorias de la masa de aire en los días previas. De esta manera se podrá seleccionar las zonas de agrupamiento de TSM a modificar en las subsiguientes simulaciones de los eventos de precipitaciones torrenciales.

Como previsiblemente habrá más de una zona cuya TSM afecte a los resultados de precipitación del modelo RAMS deberán realizarse tantas si-



(a) Viento y presión en superficie



(b) Altura geopotencial (m) y temperatura (C) a 500 hPa

Figura 2.2: Ejemplo de mapas sinópticos típicos en situaciones de precipitaciones torrenciales en la Comunidad Valenciana

mulaciones como áreas de recarga queramos verificar. Para evaluar el efecto de la TSM de cada una de las zonas en el resultado del modelo se presentarán tanto los resultados de precipitación de cada simulación como mapas de diferencia entre la simulación de control y las respectivas simulaciones de cada zona.

2.4.1. Configuración del modelo meteorológico RAMS

Para la realización de las simulaciones de los eventos de precipitaciones torrenciales se ha utilizado el modelo meteorológico Regional Atmospheric System, ampliamente utilizado en el programa de Meteorología-Climatología de la Fundación CEAM. El modelo RAMS es un modelo originalmente diseñado para simular procesos de mesoescala, o de escalas incluso menores, ya que surgió de la unión de un modelos de brisas y otro de nubosidad. Durante los últimos años se ha llevado a cabo un proceso de adaptación del modelo a las condiciones específicas de la cuenca del Mediterráneo occidental y especialmente de la Comunidad Valenciana. En concreto se ha analizado la influencia de distintos factores en los resultados del modelo como son la orografía (Pastor et al., 2010) así como la configuración óptima para resolver los procesos meteorológicos locales o mesoescalares propios de la cuenca mediterránea en lo referido a la resolución espacial (Salvador et al., 1999), la inicialización de la humedad del suelo (Pérez-Landa et al., 2007b) o a las parametrizaciones de la convección (Gómez et al., 2011). El modelo RAMS ha sido ya utilizado en la Fundación CEAM para evaluar la influencia de la temperatura superficial del mar en eventos de precipitaciones torrenciales (Pastor et al., 2001) y para el estudio de la dispersión de contaminantes (Palau et al., 2005; Pérez-Landa et al., 2007b,a).

Las condiciones iniciales y de contorno para el modelo se obtienen a partir de los datos de reanálisis del NCEP, obtenidos del Research Data Archive (RDA) del National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001). Los productos de reanálisis del NCEP/NCAR están disponibles en una malla de resolución de 2.5x2.5 grados y en 17 niveles de presión con valores de altura geopotencial, temperatura, humedad relativa, componentes U y V del viento,... El modelo RAMS utiliza métodos de asimilación 4-dimensional para definir los forzamientos en las celdas exteriores del dominio más externo de la simulación. Para las condiciones de contorno de la superficie se han utilizado los datos de cobertura y usos del suelo proporcionados por el US Geological Survey.

Para evaluar los flujos de calor sensible y latente entre la atmósfera y el sistema suelo-vegetación se aplica el módulo LEAF-3 del modelo RAMS. Este módulo ha sido diseñado para una estructura de suelo de tipo arcilloso en el que la columna de suelo se divide en 11 capas hasta una profundidad de 2m y con la humedad inicializada con un valor uniforme de 0.38 m³ de agua por metro cúbico de volumen total. El perfil inicial de temperatura del suelo se obtiene restando 2.3°C a la temperatura del aire para el nivel superior del suelo. La temperatura decrece linealmente hasta un descenso total de 1°C en el nivel inferior de suelo (Pérez-Landa et al., 2007b).

Las simulaciones constan de 4 dominios anidados e interactivos con resoluciones de 40.5, 13.5, 4.5 y 1.5 km respectivamente desde el dominio externo hasta el dominio interno de mayor resolución. En cuanto a la resolución ver-

tical, el modelo consta de 45 niveles verticales de resolución variable que van desde 30 m en el primer nivel junto a la superficie y que se va incrementando progresivamente hasta un máximo de 1000 m cerca de la cima de las mallas del modelo, aproximadamente a 17000 m de altura. RAMS utiliza el esquema de radiación de Chen y Cotton (1983) que tiene en cuenta la presencia de nubosidad para el cálculo de la radiación de onda corta y larga. A partir del trabajo de Gómez et al. (2011) se ha podido determinar que el esquema de parametrización de cúmulos de Kuo es el que obtiene mejores resultados en la simulación de eventos de precipitaciones torrenciales. Los esquemas de microfísica de nubosidad y precipitación de Walko et al. (1995a) se aplican para todas las mallas del dominio.

Capítulo 3

Climatología de la temperatura superficial del mar

Qué inapropiado llamar Tierra a este planeta, cuando es evidente que debería llamarse Océano.

Arthur C. Clarke

RESUMEN: Este capítulo describe la climatología y la distribución espacial de la temperatura superficial del mar en el Mediterráneo. En primer lugar se elabora una climatología en términos clásicos mediante el cálculo de medias y anomalías mensuales. Posteriormente se realiza un análisis estadístico de tipo cluster a fin de delimitar con mayor claridad la distribución regional de la temperatura superficial del mar y las áreas geográficas con un comportamiento más homogéneo de la misma.

El Mediterráneo es un mar semicerrado casi completamente rodeado por tres continentes (fig. 2.1) en el que el intercambio de masas de agua se produce casi exclusivamente con el océano Atlántico a través del estrecho de Gibraltar y con el mar Negro a través de los estrechos del Bósforo y Dardanelos. El Mediterráneo se divide en dos cuencas distintas con profundidades importantes, el Mediterráneo occidental (WMED) y oriental (EMED). Las dos cuencas están interconectadas a través del estrecho de Sicilia donde se produce el intercambio de masas de agua en profundidades intermedias. Según se establece en Bethoux et al. (1999) el Mediterráneo constituye un “océano en miniatura” en términos de circulación de las masas de agua y de su circulación, por lo que puede considerarse un paradigma para el estudio de las circulaciones oceánicas y la relación mar-atmósfera en el sistema climático. De esta manera, el estudio y vigilancia del Mediterráneo puede ser

un buen indicador de cambios a medio o largo plazo en el estado del clima global, como sugieren Vargas-Yanez et al. (2010).

Uno de los mecanismos clave en el sistema clima-océano es el intercambio de calor y humedad entre la atmósfera y el mar. En el caso del Mediterráneo occidental, la relación entre la temperatura superficial del mar y el clima ha sido estudiado durante los últimos años desde diferentes puntos de vista, centrándose sobre todo en los eventos de precipitaciones torrenciales (Millán et al., 1995; Pastor et al., 2001; Estrela et al., 2003; Lebeau-pin et al., 2006). Estos estudios han demostrado que un buen conocimiento de la temperatura superficial del mar en el Mediterráneo favorecerá una mejor comprensión de la variabilidad climática y explorar las posibilidades de predicción de escenarios climáticos futuros tanto a escala regional como global.

En los últimos años, diferentes autores han encontrado distintos valores para la tendencia de la temperatura superficial del mar en el Mediterráneo. En un trabajo reciente Nykjaer (2009) calculó una tendencia lineal de $0.03^{\circ}\text{C}/\text{año}$ en el Mediterráneo occidental y de $0.009^{\circ}\text{C}/\text{año}$ en su mitad oriental. Otros autores (Rixen et al., 2005; Salat y Pascual, 2002; Santoleri et al., 1994) han encontrado valores diferentes dependiendo de las áreas y periodos de tiempo estudiados.

Una manera apropiada para analizar un campo continuo y extenso como es la temperatura superficial del mar es la utilización de los satélites meteorológicos. En los últimos años se han obtenido, a partir de datos obtenidos por satélite, registros de datos de temperatura superficial del mar con la suficiente continuidad espacio-temporal para un estudio completo de la misma. No obstante la calidad y cantidad de datos recogidos por los satélites cabe destacar que los satélites meteorológicos solamente están operativos desde hace algo menos de tres décadas por lo que las series temporales no son tan extensas como las utilizadas habitualmente en climatología. Sin embargo, la importante densidad de las mallas de datos y su continuidad temporal permiten la elaboración de climatologías de la temperatura superficial del mar así como el estudio de su distribución espacial en la cuenca mediterránea.

El objetivo de este capítulo es el estudio de la temperatura superficial del mar del Mediterráneo tanto en su evolución temporal como en su distribución espacial. Con este conocimiento se intentará en capítulos posteriores determinar las zonas donde se produzca la recarga de humedad y energía en la masa de aire mediterránea que favorezca o refuerce el desarrollo de eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana. El conocimiento de dicha estructura espacial del campo de temperatura superficial del mar permitirá una mejor determinación de las posibles áreas de recarga de manera más general a la que se podría hacer en el caso de estudiar un evento de lluvias torrenciales concreto. Para un episodio singular, el campo de temperatura superficial del mar presentará unos valores y una distribución definidos; a partir de ese campo y de posibles modificaciones al mismo

que se puedan llevar a cabo, se podrá evaluar el efecto de la temperatura superficial del mar en los resultados del modelo. Si el propósito de las simulaciones es caracterizar ese efecto de manera más general, deben proponerse las perturbaciones al campo de temperatura superficial del mar de manera más objetiva y general. En este sentido, la determinación del agrupamiento clúster de la temperatura superficial del mar mensual y su climatología permite generalizar la definición de las áreas y patrones espaciales de la temperatura superficial del mar en el Mediterráneo así como las zonas afectadas por las perturbaciones en la inicialización del modelo meteorológico.

3.1. Datos de temperatura superficial del mar y metodología

Los datos de temperatura superficial del mar utilizados en este trabajo se han obtenido del proyecto Pathfinder de observación con satélites meteorológicos de la NASA/NOAA. Este proyecto se dedica a la generación de mapas globales de temperatura superficial del mar desde 1982 hasta el presente con datos medidos por los sensores AVHRR equipados en los satélites meteorológicos de la NOAA. Los datos de la versión 5.0 de la base de datos Pathfinder están disponibles para todo el globo terráqueo, salvo latitudes muy altas, en una malla equiespaciada con una resolución espacial de 4 kilómetros. Las mediciones se realizan dos veces al día en los pases diurno y nocturno del satélite. Esta base de datos fue validada para su uso en el Mediterráneo por D'Ortenzio et al. (2000), en su versión 4.3, y Marullo et al. (2007), en cuyos trabajos determinaron que los datos de temperatura superficial del mar del proyecto Pathfinder constituían un conjunto de datos consistente que podía ser utilizado en el estudio de la temperatura superficial del mar mediterránea, de su variabilidad y en la detección de sus tendencias. Se puede encontrar información más detallada sobre los datos de Pathfinder en Kilpatrick et al. (2001) y en la página web de la base de datos ¹.

Para la construcción de la climatología disponemos de datos diarios de temperatura superficial del mar tanto para el pase diurno como el nocturno del satélite. Además, la base de datos incluye valores con distintos niveles de calidad de los valores de temperatura superficial del mar para cada celda de la malla de datos. A partir de estos valores de calidad se han filtrado los datos para retener solamente aquellos con nivel de calidad suficiente. Además, también hemos excluido del conjunto final de datos aquellos puntos con valores demasiado bajos que, por lo general, se registran en celdas de malla próximas a las zonas costeras por lo que la presencia de píxeles de tierra en el cálculo podría contaminar el resultado final. Para el cálculo de los valores medios mensuales se ha construido una serie temporal diaria, preferentemente con

¹www.nodc.noaa.gov/sog/pathfinder4km/userguide.html

los valores nocturnos para evitar errores en las medidas de temperatura superficial del mar debidas al calentamiento diurno (Gentemann et al., 2003), especialmente en aguas costeras poco profundas. Solamente se ha utilizado los valores diurnos en caso de no disponer de datos procedentes del paso nocturno del satélite.

De esta manera hemos construido una serie de 336 valores mensuales en 122318 puntos de malla para el periodo que va de Enero de 1982 a Diciembre de 2009. A partir de estos datos mensuales se ha elaborado la climatología y se han estudiado también los patrones de distribución espacial de la temperatura superficial del mar. Además de la elaboración de la climatología de la temperatura superficial del mar, los datos diarios también se utilizarán en el capítulo 4 en la inicialización del modelo RAMS.

Tras la elaboración de la climatología se procedió a la regionalización de la temperatura superficial del mar del Mediterráneo. Para ello se ha realizado un análisis estadístico de la temperatura superficial del mar media mensual mediante técnicas de clustering. Estas técnicas permiten agrupar los datos de manera que se identifican áreas con características similares. En este caso hemos utilizado la técnica Clustering for LARge Applications (CLARA) desarrollada por Kaufman y Rousseeuw (1990), debido a que fue diseñada para tratar conjuntos de datos de gran tamaño como el utilizado en esta parte del trabajo, e implementada en el proyecto R para la computación estadística R-Team (2010).

El método CLARA utiliza una aproximación por subconjuntos para tratar grandes conjuntos de datos. En lugar de trabajar con todo el conjunto de datos completo lo divide en una serie de subconjuntos a los que aplica los algoritmos para el cálculo de un conjunto óptimo de centroides. La calidad del cálculo de estos centroides se mide promediando la disimilaridad entre cada objeto del conjunto de datos y el centroide de su respectivo clúster, definida según la siguiente función de coste:

$$Cost(M, D) = \frac{\sum_{i=1}^n dissim(O_i, rep(M, O_i))}{n} \quad (3.1)$$

donde M es un grupo seleccionado de centroides, $dissim(O_i, O_j)$ es la disimilaridad entre los objetos O_i y O_j y $rep(M, O_i)$ devuelve un centroide del grupo M más cercano a O_i .

Para disminuir el sesgo del muestreo, CLARA repite los procesos de creación de subconjuntos y agrupamiento un número definido de veces y elige el conjunto de centroides que minimiza la función de coste.

3.2. Análisis de la temperatura superficial del mar

Se procede a continuación al análisis de los datos de temperatura superficial del mar en el Mediterráneo. En primera instancia se analizará la evo-

lución temporal de la temperatura superficial del mar para posteriormente estudiar su distribución espacial durante el periodo 1982-2009.

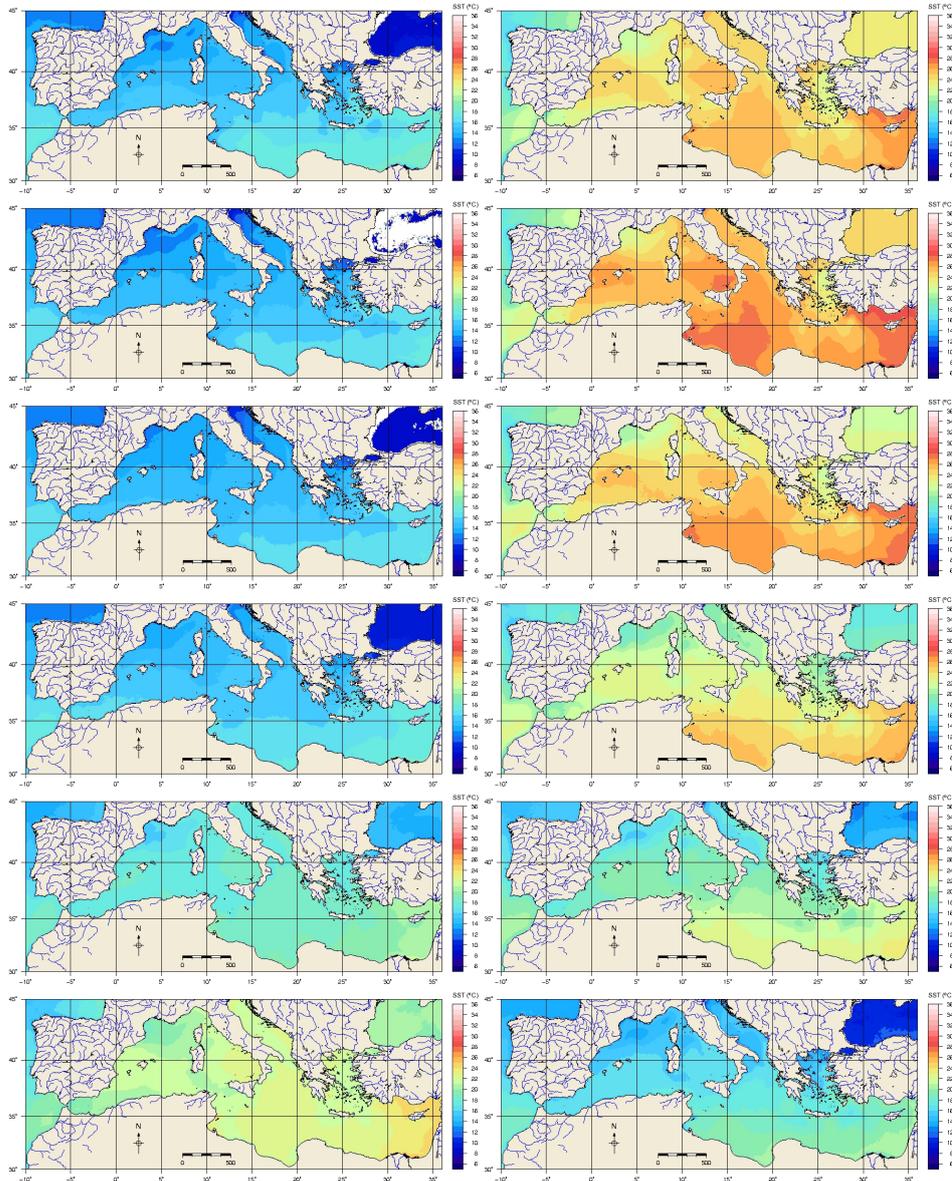


Figura 3.1: Media mensual de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$) global para todo el periodo de estudio (1982-2009). En la columna de la izquierda se muestran, de arriba a abajo, los meses de Enero a Junio mientras que en la columna derecha se presentan los meses de Julio a Diciembre.

3.2.1. Climatología

A continuación se describe la climatología de la temperatura superficial del mar media mensual así como de sus anomalías respecto a los valores promedio del periodo de estudio. Para ello se han calculado los promedios mensuales de la temperatura superficial del mar (tabla 3.1) y a continuación se han elaborado los mapas correspondientes de la temperatura superficial del mar media mensual para dicho promedio (figura 3.1) así como para cada mes del periodo 1982-2009, de los que en el apéndice C se muestran los pertenecientes a los años en que se registraron eventos de precipitaciones torrenciales. También se ha calculado su anomalía mensual respecto a los valores medios mensuales globales para todo el periodo de estudio.

Tras el análisis de los mapas de temperatura superficial del mar media mensual se realiza el promediado de toda la cuenca mediterránea para obtener su evolución anual (figura 3.2). Como era previsible, se obtiene para el Mediterráneo el comportamiento que cabría esperar de un mar de latitudes medias con un ciclo estacional claramente definido. En este régimen estacional se aprecian dos periodos bien diferenciados en invierno, desde Noviembre/Diciembre a Marzo, y verano, de Julio a Septiembre, con dos periodos de transición entre ambos en primavera y otoño. Estos dos últimos periodos comprenden los meses de Abril a Junio y Octubre aunque dependiendo de los años pueden extenderse o incluso desplazarse en el tiempo, especialmente en el caso del otoño.

Los valores mínimos de temperatura superficial del mar se observan durante los meses de invierno, de Noviembre o Diciembre hasta Marzo, con el mínimo absoluto habitualmente en Febrero alrededor de 15°C para la media global de la cuenca aunque localmente se registren valores más bajos de entre 12 y 14°C en las zonas más septentrionales del Mediterráneo. A partir de ese momento los valores de temperatura superficial del mar comienzan un progresivo ascenso durante un periodo de transición entre Abril y Junio hasta alcanzar los valores típicos del verano entre Julio y Septiembre con valores alrededor de 25°C y las máximas absolutas registradas en Agosto en las zonas más orientales del Mediterráneo con valores ligeramente por encima de 28°C . El máximo valor registrado para la temperatura superficial del mar media mensual alcanza los 30°C en el mes de Agosto de 2003 (figura 3.3). Aunque los valores registrados en septiembre son más bajos que en Agosto, solamente de manera excepcional se miden ese mes valores más cercanos a los de Octubre, mes que marca la transición de nuevo hacia los valores propios de la época invernal.

3.2.2. Distribución espacial

Tras el estudio climatológico de la temperatura superficial del mar, se han examinado los patrones espaciales de sus valores medios mensuales para

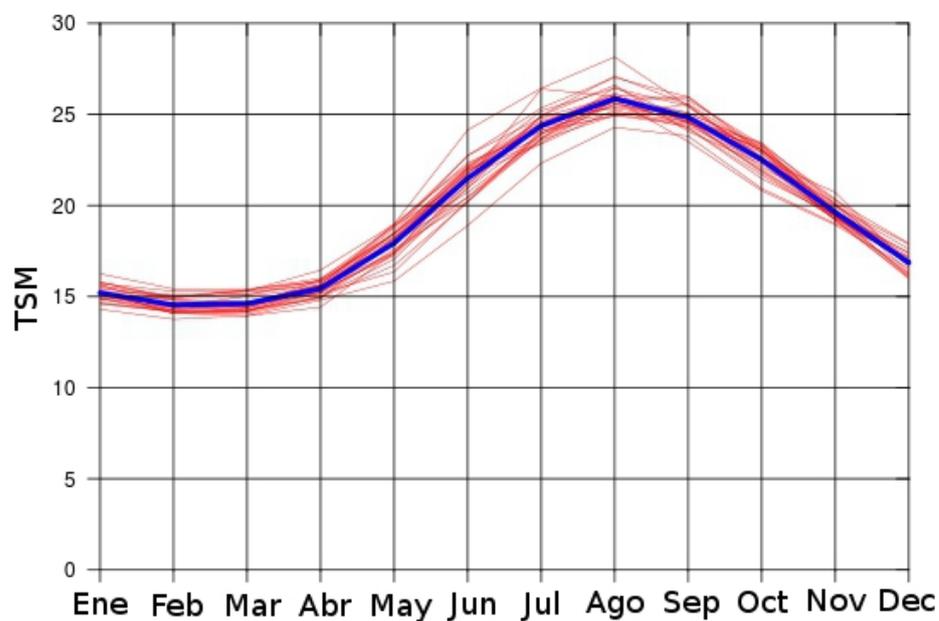


Figura 3.2: Ciclo anual de la temperatura superficial del mar ($^{\circ}$ C) para el periodo 1982-2009. La línea azul muestra la media de todo el periodo mientras que las rojas muestran los valores anuales.

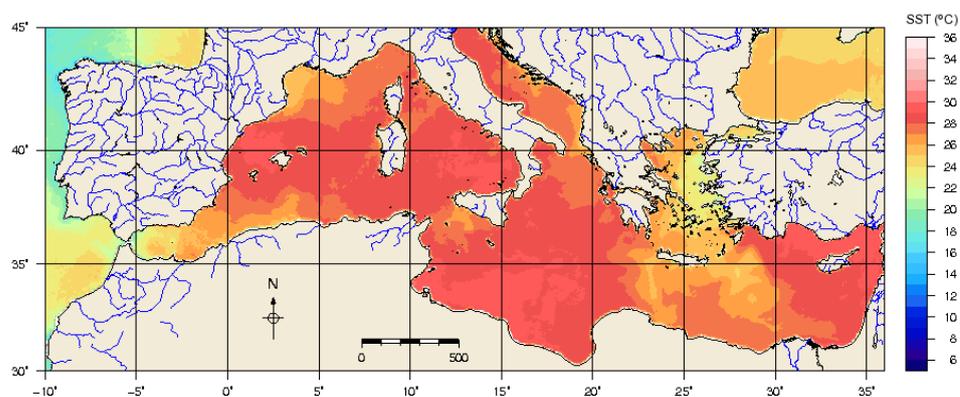


Figura 3.3: Temperatura superficial del mar media mensual ($^{\circ}$ C) en Agosto de 2003.

cada mes del periodo 1982-2009. Para ello se han aplicado técnicas estadísticas de agrupamiento clúster que permiten determinar áreas geográficas con comportamientos o valores de temperatura superficial del mar similares. Como se ha explicado en la sección 2.2, la técnica de agrupamiento utilizada ha

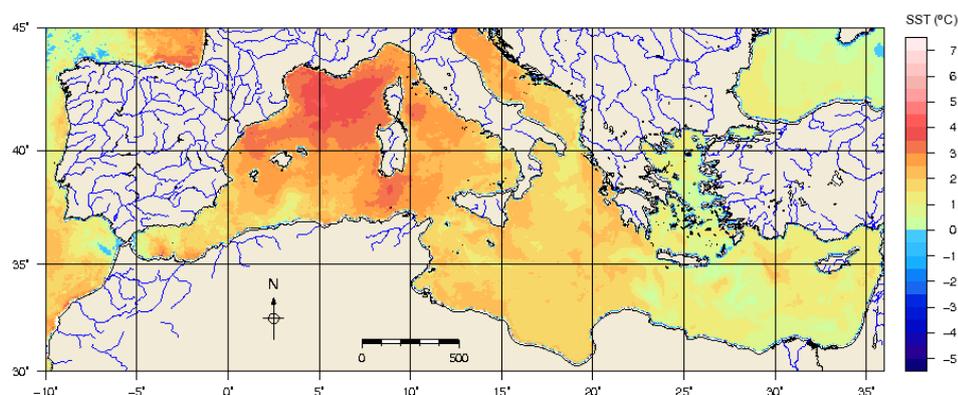


Figura 3.4: Anomalía de la temperatura superficial del mar media mensual ($^{\circ}$ C) en Agosto de 2003.

sido el método “clustering large applications” (CLARA) implementado en el lenguaje de programación estadística R (R-Team, 2010). Esta técnica está especialmente diseñada para tratar conjuntos de datos de gran tamaño como es nuestro caso.

La figura 3.5 muestra un ejemplo de valores de temperatura superficial del mar y su agrupamiento en dos meses de invierno y verano, respectivamente, dentro del periodo 1982-2009. A partir del análisis de los mapas de agrupamiento clúster mensual, mostrados en el apéndice C.4 para los años en que se registraron eventos de precipitaciones torrenciales, se distinguen claramente dos modos o patrones principales de distribución espacial de la temperatura superficial del mar. Estos dos modos principales corresponden a los meses de invierno y verano respectivamente, con dos periodos de transición entre ellos sin una estructura claramente definida en primavera y otoño. Durante los meses de invierno se observa una clara distribución latitudinal de la temperatura superficial del mar, con gradiente creciente de norte a sur, en toda la cuenca mediterránea. Este régimen se mantiene la mayoría de los años entre Noviembre/Diciembre y Marzo aunque en algunos puede iniciarse en Octubre o mantenerse hasta Abril. Tras el periodo de transición primaveral, habitualmente entre Abril y Mayo, los meses estivales muestran un patrón de distribución espacial completamente diferente al invernal con áreas muy diferenciadas y sin gradientes claros aunque por lo general la temperatura puede aumentar hacia el Este del Mediterráneo.

A partir de Junio y hasta Septiembre, salvo puntualmente en algunos años, se distinguen tres áreas relativamente frías (con temperatura más baja que el resto) que se sitúan respectivamente en el mar de Alborán, el golfo de León y la mitad oriental del Egeo. Estas tres áreas aparecen, con mayor o menor extensión, cada verano durante el periodo de estudio, 1982-2009.

La primera de estas áreas relativamente frías, en el mar de Alborán, se debe probablemente a la entrada de agua fría de origen atlántico en niveles superficiales. Cabe recordar que el Estrecho de Gibraltar es el principal punto de intercambio de masas de agua con cuencas externas a la mediterránea, en este caso el Atlántico. Las otras dos áreas pueden estar ligadas a regímenes de viento muy marcados en sus respectivas zonas. En el Golfo de León soplan vientos persistentes del Noroeste (Mistral) que se canalizan hacia el Golfo de León por la cuenca del río Ródano que favorecen el movimiento hacia el Sur de las aguas superficiales a lo largo de la costa mediterránea peninsular, lo que permite el afloramiento de aguas intermedias o profundas más frías. En la zona del Este del Egeo también predominan los llamados vientos Etesios por lo que podría producirse un fenómeno similar al del Golfo de León.

Las zonas más “cálidas”, al menos relativamente, se sitúan respectivamente en el Golfo de Valencia-Mar Balear, la mitad Sur del mar Tirreno, el Golfo de Libia-Sur de Sicilia-Sur de Italia y el área comprendida entre Egipto, Oriente Próximo, Chipre y Sur de Turquía. Las dos últimas áreas presentan generalmente las temperaturas más altas, especialmente la zona entre el Noreste de Egipto y Chipre. Es también destacable que en un número apreciable de años, se registran en el área Golfo de Valencia-Mar Balear valores de temperatura superficial del mar similares a los de las zonas del sur del mar Tirreno y Golfo de Túnez, habitualmente más cálidas. Este patrón de distribución espacial estival comprende el periodo de Junio a Agosto aunque algunos años puede extenderse a Septiembre o, de forma excepcional, incluso Octubre aunque en estos casos con temperaturas claramente más bajas. En los años en que este régimen se mantiene durante más tiempo esto se produce especialmente en la cuenca mediterránea oriental y el área del Golfo de Libia, no siendo así en el área Golfo de Valencia-Mar Balear.

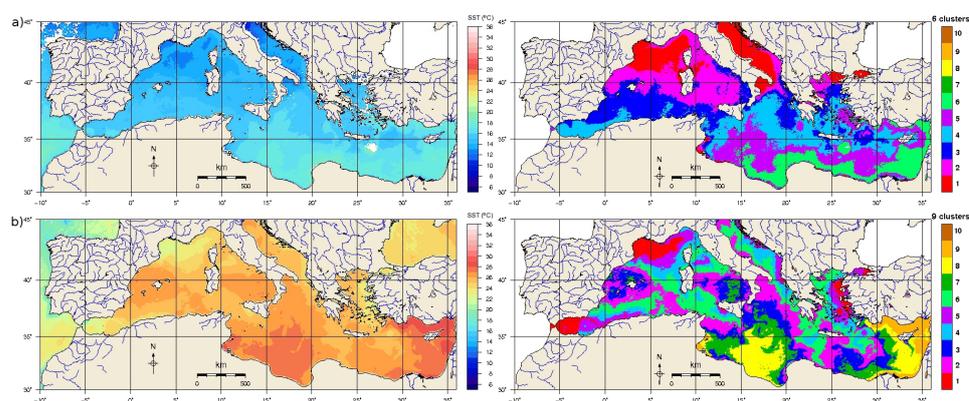


Figura 3.5: Ejemplo de temperatura superficial del mar media mensual $^{\circ}\text{C}$ y distribución espacial para meses de a) invierno y b) verano

3.2.3. Resultados

El estudio climatológico y espacial del campo de temperatura superficial del mar medio mensual en el Mediterráneo ha constatado el comportamiento temporal anual previsible en un mar situado en latitudes medias pero ha revelado características propias en la distribución espacial de la temperatura superficial del mar. En cuanto a la evolución anual de la temperatura superficial del mar se distinguen claramente el mínimo invernal y el máximo estival, con dos periodos de transición intercalados entre ellos en primavera y otoño. Este ciclo se repite durante todos los años del periodo de estudio, solamente con algunos cambios puntuales especialmente en otoño ya que en algunas ocasiones las temperaturas en octubre se acercan más a los valores estivales.

El análisis de agrupamiento clúster de la temperatura superficial del mar ha revelado la existencia de dos regímenes de distribución espacial de la misma, dependientes de la época del año. En los meses invernales el campo de temperatura superficial del mar presenta una estructura latitudinal muy definida con valores crecientes de Norte a Sur mientras que en verano se identifican una serie de áreas diferenciadas, repitiéndose esta estructura con ligeras variaciones durante todos los años de la serie estudiada. En verano no se observa un gradiente claro de temperatura en ninguna dirección predominante aunque por lo general se suelen registrar temperaturas más altas hacia el Sur y Este.

Durante la época estival se observan una serie de áreas cálidas en el golfo de Túnez y costas de Libia y el extremo Este del Mediterráneo y otras zonas como el área entre el Este de la Península Ibérica y el mar Balear o la mitad Sur del mar Tirreno con temperaturas algo más bajas pero que se aproximan bastante a las de las zonas más cálidas. También se observan algunas zonas relativamente frías como el Estrecho de Gibraltar-Mar de Alborán, el Norte del Mediterráneo occidental y el Este del Egeo. En el resto de áreas del Mediterráneo se registran temperaturas situadas entre ambos extremos, manteniéndose esa distribución en todos los años del periodo de estudio.

La presencia de estas áreas definidas de temperatura superficial del mar apunta a la posibilidad de que alguna de ellas actúe como fuente de inestabilidad potencial de las masas de aire que transiten sobre ellas, especialmente entre final de verano y otoño cuando se producen la mayor parte de los episodios de las lluvias torrenciales en la cuenca mediterránea. El conocimiento de la distribución espacial de la temperatura superficial del mar puede facilitar la investigación de los aportes que la temperatura superficial del mar efectúa a las citadas lluvias torrenciales. Dada la persistencia de esta distribución se pueden investigar los eventos de precipitaciones torrenciales teniendo en cuenta los posibles intercambios entre la masa de aire que provoca las lluvias torrenciales a lo largo de su trayectoria. De esta manera, seleccionando adecuadamente los episodios de lluvia a estudiar se pueden obtener respecto a

los mismos conclusiones más generales que las que se desprendan del estudio de un episodio concreto.

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
1982	15,2	14,4	14,3	15,2	17,3	21,9	24,5	25,4	24,9	22,6	19,2	16,2
1983	14,3	13,7	13,9	14,4	17,4	20,4	23,6	24,9	24,3	22,3	19,2	15,9
1984	14,8	14,0	13,9	14,8	15,8	18,9	22,3	24,2	23,8	20,9	19,0	17,1
1985	14,6	14,1	14,2	15,0	17,0	20,9	23,9	24,9	24,5	23,2	19,5	16,8
1986	15,2	14,0	14,2	14,8	18,2	20,7	23,6	25,5	24,9	23,0	19,4	16,8
1987	14,5	14,1	14,0	14,9	16,7	20,1	24,1	24,9	25,5	23,0	19,7	16,6
1988	15,5	14,7	14,4	15,4	18,0	20,4	23,9	26,0	24,5	22,4	19,5	16,0
1989	14,8	14,4	14,6	15,3	17,2	21,2	24,4	25,9	24,2	21,4	19,5	17,4
1990	15,7	15,2	15,4	15,8	18,4	21,4	24,5	25,9	24,7	23,0	20,0	16,3
1991	15,2	14,3	14,5	15,1	16,3	20,2	23,9	25,7	25,9	22,8	19,1	16,0
1992	14,6	14,2	14,1	14,9	17,6	20,2	23,6	26,4	24,7	21,8	19,2	16,9
1993	15,2	14,4	14,2	15,2	18,1	21,6	23,3	25,2	24,2	21,6	19,3	16,8
1994	15,1	14,4	15,0	15,4	17,9	21,1	24,9	27,1	25,5	22,5	19,9	17,8
1995	15,1	14,8	14,7	15,2	17,4	20,9	24,9	26,6	24,0	22,2	19,3	16,9
1996	15,7	14,8	14,6	15,5	18,0	22,0	23,7	25,8	23,5	20,8	18,9	16,5
1997	15,2	15,0	15,2	15,5	18,1	21,9	23,4	25,7	25,0	23,3	19,5	16,9
1998	15,6	15,0	15,1	15,7	18,0	21,8	24,4	26,1	24,5	21,8	19,4	16,2
1999	15,0	14,2	14,5	15,3	18,4	22,0	24,5	26,0	25,7	23,3	20,3	16,9
2000	14,9	14,6	14,7	15,6	18,8	22,3	24,0	25,5	24,9	22,1	19,9	17,6
2001	15,8	14,9	15,3	16,0	18,4	21,8	24,3	25,9	24,6	23,4	20,0	16,8
2002	14,8	14,9	15,3	15,8	18,4	22,1	24,2	25,1	24,6	21,9	19,4	16,9
2003	15,6	14,3	14,6	15,6	18,9	24,1	26,4	28,1	25,4	22,6	19,6	17,3
2004	15,1	14,2	14,2	15,6	17,3	21,7	24,8	25,9	25,0	23,2	19,7	17,1
2005	15,3	14,0	14,1	15,3	18,5	22,7	24,8	25,3	24,7	22,5	20,7	16,7
2006	14,8	14,2	14,3	15,9	18,8	21,4	26,3	25,9	24,8	23,0	20,2	17,9
2007	16,2	15,4	15,3	16,4	18,9	22,2	24,6	25,6	24,5	22,9	19,4	16,8
2008	15,4	14,9	15,1	15,9	18,2	22,0	25,1	26,4	25,4	22,4	20,1	16,6
2009	15,1	14,4	14,4	15,5	18,7	22,7	25,3	27,0	25,9	23,0	19,3	17,1
Media	15,2	14,5	14,6	15,4	17,9	21,4	24,3	25,8	24,8	22,5	19,6	16,8

Tabla 3.1: Temperatura superficial del mar Mediterráneo: media mensual para el periodo 1982-2009

Capítulo 4

Análisis de eventos torrenciales

*Buenas tardes señores, soy un
computador Hal de la serie 9000,
producción número 3. Me pusieron en
funcionamiento en la fábrica HAL de
Urbana, Illinois, el 12 de enero de 1997.
Mi instructor fue el señor Langley, me
enseñó una canción, si usted quisiera
podría cantársela.*

HAL 9000

RESUMEN: En este capítulo se muestran los resultados de las modelizaciones meteorológicas de los eventos de precipitaciones torrenciales realizadas con el modelo Regional Atmospheric Modelling System. Se describe someramente la configuración del RAMS así como las características específicas de cada simulación (modificación de temperatura superficial del mar) y sus resultados, atendiendo especialmente a los valores de precipitación acumulada durante todo el evento de precipitación.

A continuación se presentan los resultados de las diferentes simulaciones meteorológicas realizadas con el modelo meteorológico Regional Atmospheric System (RAMS) para los distintos eventos de precipitaciones torrenciales analizados en este trabajo. Previamente, se describe la configuración del modelo RAMS utilizada en las simulaciones.

En la sección correspondiente al modelo RAMS 2.4 del capítulo de Metodología se describe con detalle la configuración del modelo para las simulaciones realizadas en este trabajo. Como característica principal, todas las simulaciones constan de cuatro mallas anidadas con resoluciones de 40.5, 13.5, 4.5 y 1.5 km respectivamente mientras que la resolución vertical se divide en 45 niveles que van desde 30 hasta 1000 m de espesor. El factor que

va a diferenciar las simulaciones es el tratamiento de la temperatura superficial del mar, de manera que para cada episodio se realiza una simulación con la temperatura original obtenida del proyecto Pathfinder y una serie de simulaciones adicionales con la temperatura superficial del mar modificada. Se trata de encontrar la influencia de los cambios en la temperatura superficial del mar en los resultados del modelo, especialmente en el caso de la precipitación acumulada.

Dentro del proyecto Pathfinder se ofrecen bases de datos de temperatura superficial del mar con diferentes formatos y niveles de calidad. De los datos de temperatura superficial del mar disponibles se ha seleccionado el producto Best SST con datos diarios de la máxima calidad disponible y con resolución espacial de 4 km. Estos datos se utilizarán en la simulación de control (BSST) mientras que en el resto de simulaciones se va a modificar la temperatura superficial del mar en distintas regiones del Mediterráneo occidental, basándonos en la agrupación cluster de la temperatura superficial del mar mostrada en el apéndice C.4. Atendiendo a las trayectorias previas al evento, se determinan las posibles áreas de recarga de la masa de aire. Una vez determinadas estas áreas se configuran las diferentes simulaciones, asignando un valor de temperatura superficial del mar constante a las zonas de interés lo suficientemente bajo para inhibir los intercambios de humedad y energía entre la superficie del mar y la masa de aire sobre ella. Este valor constante es de 10°C.

Para la selección de los eventos de precipitaciones torrenciales a analizar en este capítulo se ha recurrido a la división estacional de la distribución espacial de la temperatura superficial del mar encontrada en el capítulo 3. En el citado capítulo se determinaba la existencia de dos modos o regímenes principales de distribución de la temperatura superficial del mar correspondientes a situaciones de invierno y verano, con periodos transicionales entre ellos en primavera y otoño. En base a esta clasificación se ha elegido tres episodios de lluvias torrenciales cuya distribución de temperatura superficial del mar corresponde a cada uno de estos regímenes. El evento de lluvias torrenciales de Octubre de 2007 presenta una distribución de temperatura superficial del mar típicamente invernal, en oposición al episodio de Septiembre de 1989 cuya temperatura superficial del mar presenta un típico patrón estival. En el caso de Octubre de 2000 se observa una distribución de temperatura superficial del mar con características de transición entre los regímenes estival e invernal, con cierto predominio de la componente estival.

4.1. Descripción sinóptica

En este capítulo se describen, desde el punto de vista sinóptico y meteorológico, los eventos de precipitaciones torrenciales que se simularán con el modelo Regional Atmospheric Modelling System en el capítulo siguiente.

El análisis se realiza a partir de los datos de reanálisis del NCEP, obtenidos del Research Data Archive (RDA) del National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001), de los días previos a las lluvias y durante los mismos días. En el apéndice B se muestran los mapas correspondientes a los distintos eventos de precipitaciones torrenciales analizados en este trabajo. Asimismo estos datos se utilizarán para la inicialización del modelo RAMS en la simulación de los eventos de precipitaciones torrenciales.

4.1.1. Evento de Octubre de 2007

En este episodio de lluvias torrenciales, las precipitaciones se registraron desde la última parte del día 11 de Octubre de 2007 hasta la primera mitad del día 12 y afectaron principalmente a las zonas costeras y prelitorales del Sur del Golfo de Valencia. El marco sinóptico de la situación que provocó lluvias generalizadas en la Comunitat Valenciana se caracterizó por la advección de vientos de componente Este de origen marítimo mediterráneo hacia la costa del Este peninsular, que se mantuvo al menos durante 48 horas, y por la presencia de un embolsamiento de aire frío aislado en niveles altos de la troposfera, también centrado sobre el Este peninsular. Esta advección de vientos marítimos de largo recorrido se tradujeron en la llegada de una masa de aire húmedo sobre la Comunitat Valenciana que, en conjunción con la presencia de aire frío en niveles altos de la troposfera, causaron las lluvias torrenciales. A continuación se muestran algunos de los mapas correspondientes a este episodio de lluvias torrenciales; mapas adicionales están disponibles en el apéndice B.1.3.

La figura 4.1 muestra la altura geopotencial y la temperatura al nivel de 500 hPa. En ella se observa que durante los días 9 y 10 de Octubre de 2007 se extendió una vaguada de aire frío en niveles altos de la troposfera desde el Norte de Europa hacia el Mediterráneo occidental, concretamente hacia la mitad Este de la Península Ibérica, con formación incluso de un embolsamiento de aire frío aislado sobre el Nordeste peninsular. Esta situación permitió la irrupción de una cresta anticiclónica hacia el Noroeste de Europa y las Islas Británicas. La baja aislada en niveles altos de la troposfera llegó al Este de la Península Ibérica y se situó sobre la vertical de la Comunitat Valenciana durante el 11 de Octubre y parte del día siguiente cuando ya tendió a progresivamente a debilitarse. La presencia de esta masa de aire frío e inestable en altura, con mínimos de temperatura de -20°C o incluso inferiores, propició condiciones de fuerte inestabilidad en niveles medios y altos sobre la Comunitat Valenciana durante los días 11 y 12 de Octubre de 2007.

Al tiempo, en niveles superficiales (figura 4.2), se puede observar la presencia de un potente anticiclón que inició su entrada desde el Atlántico hacia el Oeste de Europa a lo largo del día 9 de Octubre para penetrar hacia el

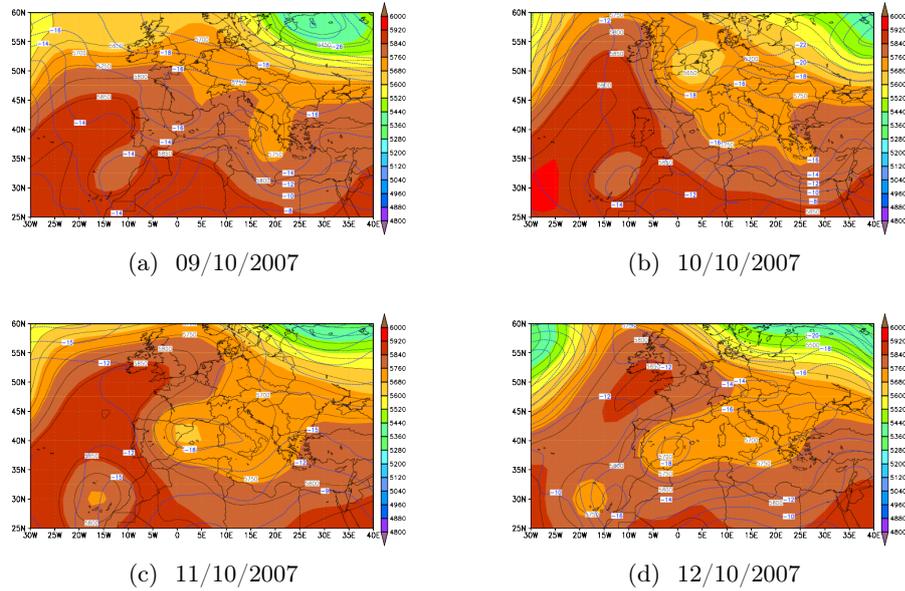


Figura 4.1: Temperatura y altura geopotencial a 500 hPa a las 00h UTC de los días 9, 10, 11 y 12 de Octubre de 2007

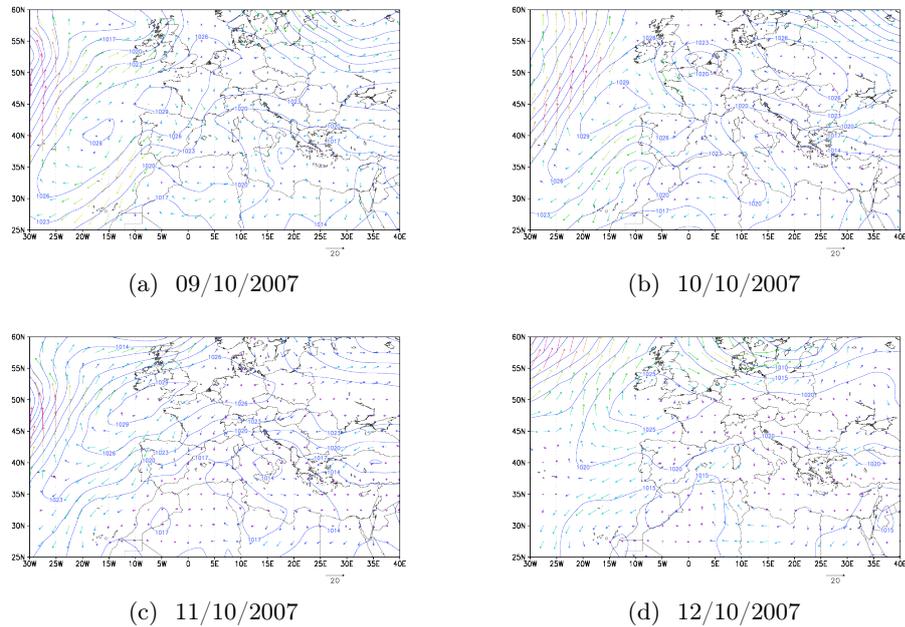


Figura 4.2: Presión y viento en superficie a las 00h UTC de los días 9, 10, 11 y 12 de Octubre de 2007

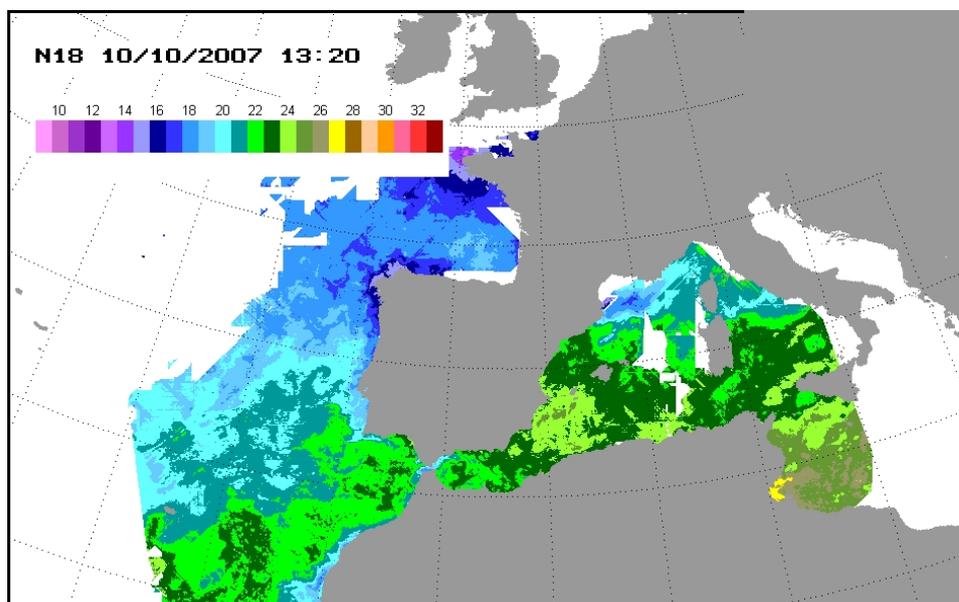
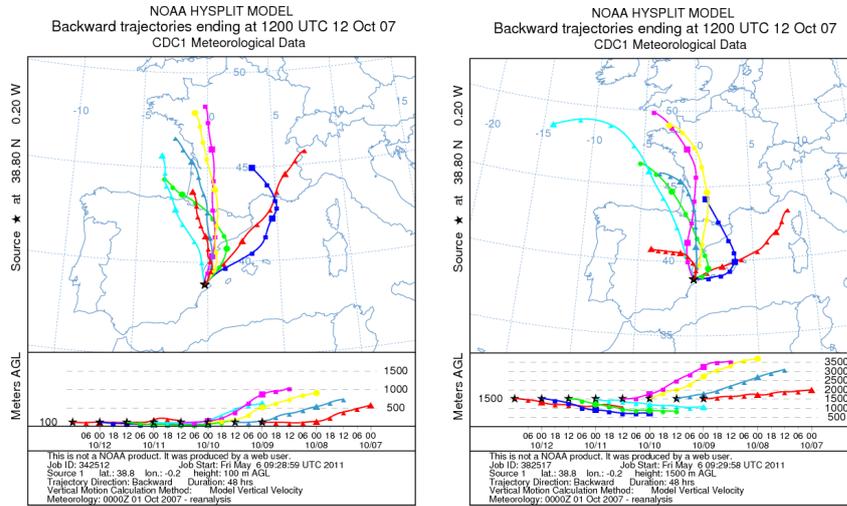


Figura 4.3: Temperatura superficial del mar el 10 de Octubre de 2007 (Fuente: CEAM)

Norte y centro de Europa durante la segunda mitad del día 10, ocupando la mayor parte de Europa occidental y septentrional los días 11 y 12. A lo largo del flanco Sur de este sistema de altas presiones se produjo la circulación de un flujo de viento desde el centro y Este de Europa hacia el Mediterráneo occidental que llegó hasta la Comunitat Valenciana principalmente durante los días 11 y 12 de Octubre. Esta masa de aire, inicialmente más fría y seca, fue incrementando su humedad y convirtiéndose en una masa de aire “potencialmente inestable” debido al intercambio (“recarga”) de humedad y energía entre la atmósfera y un mar Mediterráneo más cálido (Millán et al., 1995; Estrela et al., 2003) con temperaturas entre 23 y 25°C en muchas áreas de su cuenca occidental, según se puede ver en la figura 4.3.

En la figura 4.4 se muestran las trayectorias de las masas de aire en los días previos al evento obtenidas mediante el modelo HYSPLIT del NOAA Air Resources Laboratory (Draxler y Rolph, 2011; Rolph, 2011). La figura muestra una colección de trayectorias, cada una de 48 horas de duración, que comienzan cada 12 horas a partir del día 7 de Octubre y finalizan el 12 de Octubre a las 12 horas a 100 y 1500 m de altura. En la figura se observa el progresivo giro de las trayectorias hasta que durante las últimas 48 horas muestran un claro recorrido marítimo tanto en niveles superficiales como a niveles medios.



(a) Trayectoria con final a 100 metros de altura sobre la superficie
(b) Trayectoria con final a 1500 metros de altura sobre la superficie

Figura 4.4: Retrotrayectorias de la masa de aire (48 horas) en días previos a las lluvias torrenciales, con final a las 12h UTC del 12 de Octubre de 2007. Fuente: NOAA Air Resources Laboratory

4.1.2. Evento de Octubre de 2000

Entre los días 22 y 26 de Octubre de 2000 se registraron precipitaciones fuertes y persistentes en gran parte de la Comunitat Valenciana, especialmente en las provincias de Castellón y Valencia, con valores diarios acumulados superiores a 300 litros en muchas estaciones y acumulados totales durante todo el episodio superiores a 500 litros. La situación sinóptica en la que se enmarcaron estas precipitaciones se caracterizó por la presencia de un potente embolsamiento de aire frío en niveles altos de la troposfera que se movió sobre el Sur peninsular, llegando hasta el Sureste de la Península Ibérica y el mar de Alborán al tiempo que se registraban las precipitaciones torrenciales. Cabe destacar también la presencia de vientos de componente Este de largo recorrido sobre el Mediterráneo occidental en niveles superficiales que llegaron hasta la costa del Este peninsular y vientos del Sureste, llegando desde el Norte de África, hacia el cuadrante Sureste peninsular y la Comunitat Valenciana.

En la figura 4.5 se observa el progresivo desprendimiento de una vaguada fría en niveles altos de la troposfera hacia el Oeste y Suroeste peninsulares entre los días 20 y 21 de Octubre de 2000 hasta formar un embolsamiento de aire frío aislado en altura centrado sobre el Suroeste peninsular el día 22 a las 00h UTC, con temperaturas inferiores a -22°C en su núcleo. En los siguientes días, desde el 22 hasta la primera mitad del 25, la borrasca aislada en niveles

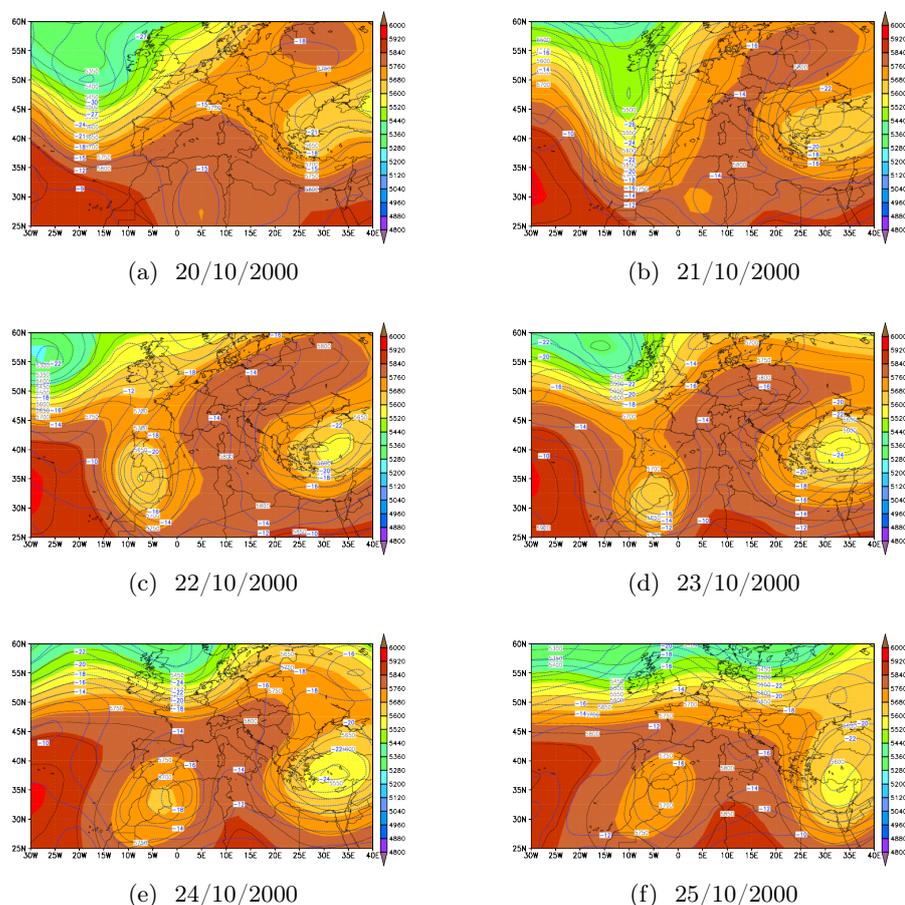


Figura 4.5: Temperatura y altura geopotencial a 500 hPa a las 00h UTC de los días 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de Octubre de 2000

altos se desplazó lentamente en dirección Este sobre el Norte de África y Sur peninsular hasta afectar directamente al cuadrante Sureste peninsular. A lo largo de la segunda mitad del día 25 y, sobre todo, a lo largo del día 26 la depresión aislada en niveles altos se fue debilitando progresivamente a la vez que seguía su desplazamiento hacia el Mediterráneo, dejando ya de afectar a la Península Ibérica. Este embolsamiento de aire frío aportó una importante inestabilidad en niveles altos de la troposfera que favoreció el desarrollo de las precipitaciones torrenciales.

En niveles superficiales (figura 4.6) destaca la presencia de un potente anticiclón sobre el Este del continente europeo y Rusia que impulsaba una circulación de vientos hacia el Mediterráneo oriental ya desde el día 19 de Octubre. En los siguientes días se observa la entrada de altas presiones desde el Atlántico hacia el Oeste de Europa de manera que se conformó un cinturón

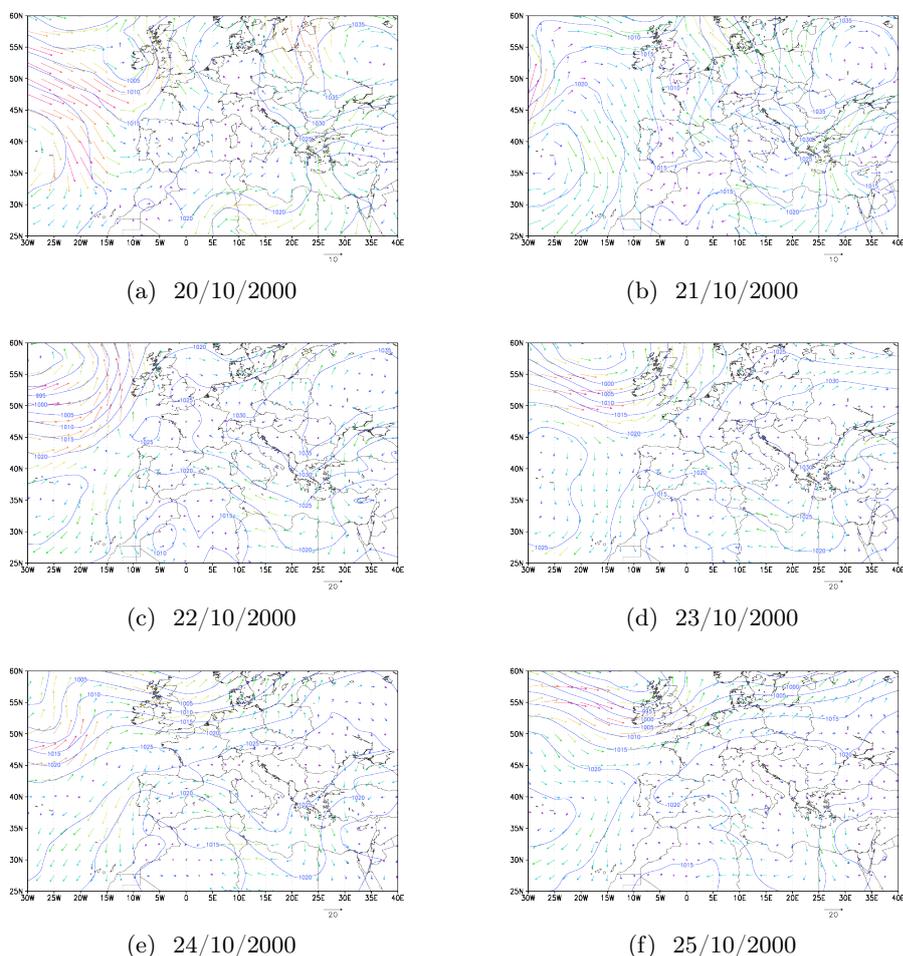


Figura 4.6: Presión y viento en superficie a las 00h UTC de los días 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de Octubre de 2000

de altas presiones sobre la mayor parte del continente europeo. Por el flanco Sur de estas altas presiones discurría un flujo de vientos del Este de largo recorrido sobre el Mediterráneo que se mantuvo durante los días que se registraron precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana. También se observa en los mapas de superficie la formación de un centro de bajas presiones sobre el Norte de África que reforzaron los vientos de componente marítima hacia el Este y Sureste peninsulares. De esta manera y durante todo su trayecto marítimo la masa de aire, en principio relativamente más fría y seca al ser de origen continental, fue acumulando humedad e intercambiando energía con el mar Mediterráneo, más cálido, para convertirse progresivamente en una masa de aire húmeda y potencialmente inestable. En cuanto a la temperatura superficial del mar, se registraron temperaturas

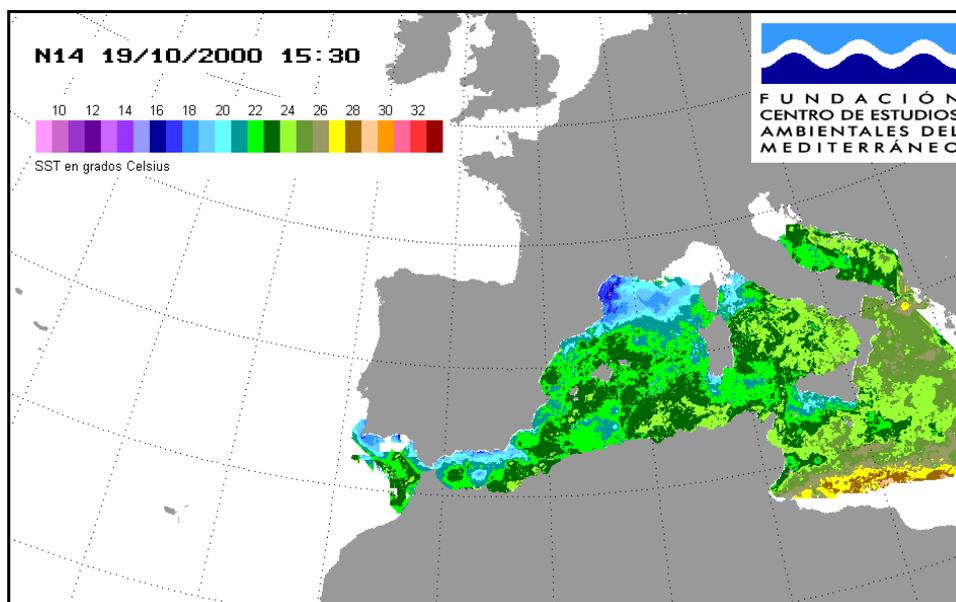


Figura 4.7: Temperatura superficial del mar el 19 de Octubre de 2000 (Fuente: CEAM)

superiores a 22°C en la mayor parte de la cuenca occidental del Mediterráneo y superiores a 25°C en el área del Golfo de Túnez y costas de Libia, según se observa en la figura 4.7.

Las trayectorias de la masa de aire previas al episodio de lluvias se muestran en la figura 4.8, habiéndose obtenido estas trayectorias mediante el modelo HYSPLIT del NOAA Air Resources Laboratory. La figura muestra una colección de trayectorias de 48 horas de duración, que comienzan cada 12 horas a partir del día 19 y finalizan el 26 de Octubre a las 12 horas a 100 y 1500 m de altura. En la figura se observa el largo recorrido marítimo de la masa de aire en niveles superficiales durante los días previos a las precipitaciones por la mitad Sur del Mediterráneo Occidental. Mientras, en niveles medios el recorrido comienza sobre el Marruecos y el Este de Argelia para llegar al Sureste peninsular tras atravesar el mar de Alborán para ir cambiando a lo largo de los días a un recorrido Argelia-Comunidad Valenciana con mayor trayecto marítimo sobre el Mediterráneo. Cabe destacar que el recorrido sobre el Norte de África, tanto en niveles medios como altos de la troposfera, podría transportar una cantidad significativa de núcleos de condensación hacia el Este y Sureste peninsulares que favorecerían la formación de nubosidad y precipitaciones.

inferiores a -14°C en la mayor parte de su territorio con el consiguiente incremento de la inestabilidad atmosférica. Ya el día 6, se formó en el seno de la vaguada un embolsamiento de aire frío aislado en niveles altos de la troposfera centrado sobre el Suroeste peninsular y Golfo de Cádiz en una situación propicia para favorecer lluvias torrenciales en el litoral mediterráneo

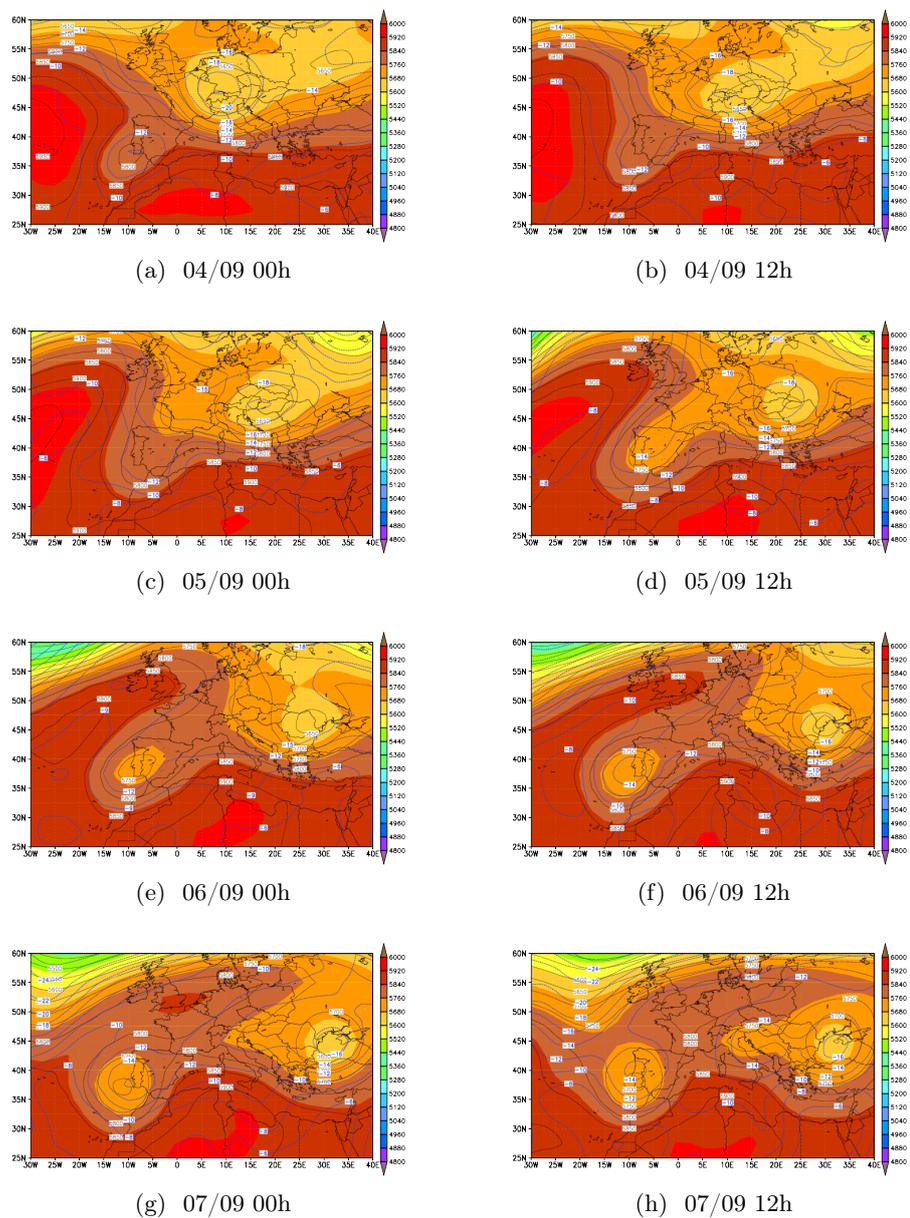


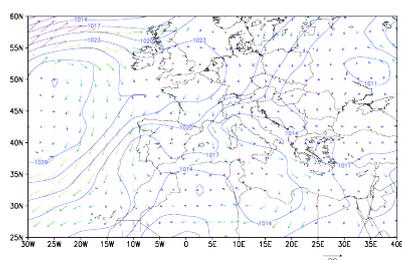
Figura 4.9: Temperatura y altura geopotencial a 500 hPa a las 00h y 12h UTC de los días 4, 5, 6 y 7 de Septiembre de 1989

de la Península Ibérica. Durante la primera mitad del día 7 de Septiembre se mantuvo una situación similar en niveles altos de la troposfera pero a partir de las horas centrales del día la inestabilidad en altura comenzó a desplazarse hacia el Mediterráneo con el movimiento de la vaguada inestable en dirección Este. En los días siguientes la situación de inestabilidad fue remitiendo paulatinamente.

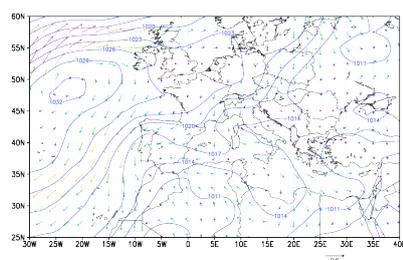
En niveles superficiales la situación sinóptica general está determinada por la entrada de vientos de componente Este que discurren entre las altas presiones asentadas sobre el continente europeo y una zona de bajas presiones situada sobre el Norte de África entre Argelia y Marruecos. Desde el día 2 de Septiembre de 1989, pero especialmente a partir del día 3, una cuña anticiclónica comenzó a extenderse desde un potente anticiclón situado sobre el Atlántico al Noroeste de la Península Ibérica hacia el Oeste y Norte del continente europeo. Como se puede apreciar en la figura 4.10, el día 4 las altas presiones se extienden ya hasta Alemania mientras que sobre el Norte de África se observa la presencia de bajas presiones relativas. De esta manera se comienza a establecer un flujo de componente Norte desde el centro de Europa hacia el Mediterráneo occidental que cerca de las costas de África tiene ya componente Este. Ya durante el día 5 el anticiclón se asienta claramente sobre gran parte de Europa central y occidental, estableciéndose de forma clara un flujo de vientos de componente Este sobre el Mediterráneo occidental que circulan entre el flanco Sur del anticiclón y las bajas presiones relativas centradas sobre el Norte de África. Esta situación se mantiene sin grandes cambios, con la extensión de la cuña anticiclónica hasta el Este de Europa y la persistencia de las bajas presiones relativas norteafricanas, durante el día 6 por lo que se refuerzan los vientos del Este en niveles superficiales con un notable recorrido marítimo a lo largo del Mediterráneo que aporta humedad al litoral del Este peninsular. La mayor intensidad de estos vientos se da el día 7 con la formación y profundización del centro de bajas presiones norteafricanas que además se desplaza progresivamente hacia el Este. Al mismo tiempo se rompe la banda de altas presiones que en días anteriores conformaban el anticiclón atlántico y las altas presiones sobre Europa. Con esta evolución de la situación sinóptica remitieron ya las condiciones propicias para el desarrollo de lluvias torrenciales en el Este peninsular.

Al igual que en los casos anteriores, el largo recorrido de la masa de aire sobre el Mediterráneo occidental favorece la recarga de humedad de la misma y el intercambio de energía con la superficie del mar. Puede apreciarse en la figura 4.11 que la temperatura del mar era superior a 26°C en la mayor parte de la cuenca occidental del Mediterráneo con la única excepción del área del Golfo de León con temperaturas en torno a 22-23°C. Las trayectorias de la masa de aire en los días previos y durante el evento de lluvias torrenciales se muestran en la figura 4.12. A partir de estas dos figuras se puede colegir que

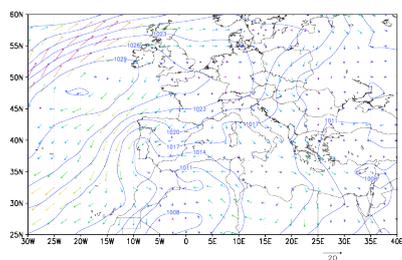
durante las últimas horas de recorrido de la masa de aire antes de alcanzar las costas de la Comunitat Valenciana, ésta discurría sobre una superficie del mar relativamente cálida respecto del aire que circulaba sobre ella.



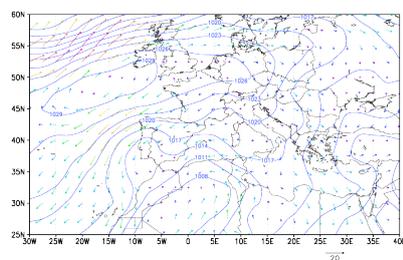
(a) 04/09 00h



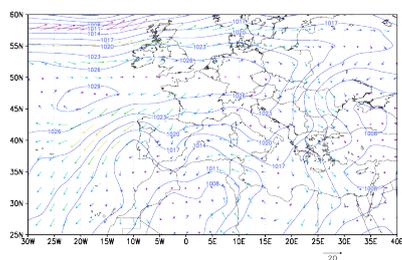
(b) 04/09 12h



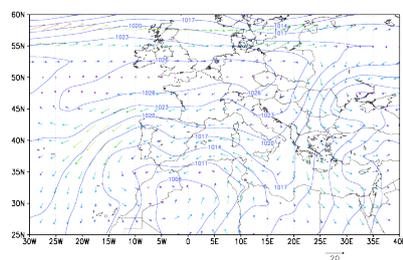
(c) 05/09 00h



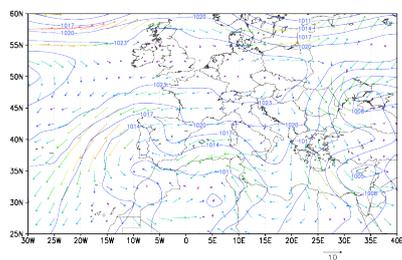
(d) 05/09 12h



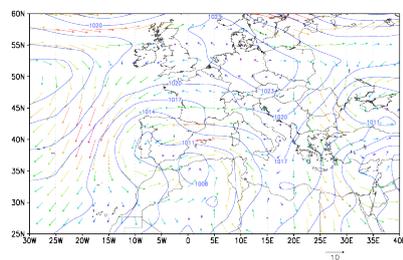
(e) 06/09 00h



(f) 06/09 12h



(g) 07/09 00h



(h) 07/09 12h

Figura 4.10: Presión y viento en superficie a las 00h y 12h UTC de los días 4, 5, 6 y 7 de Septiembre de 1989

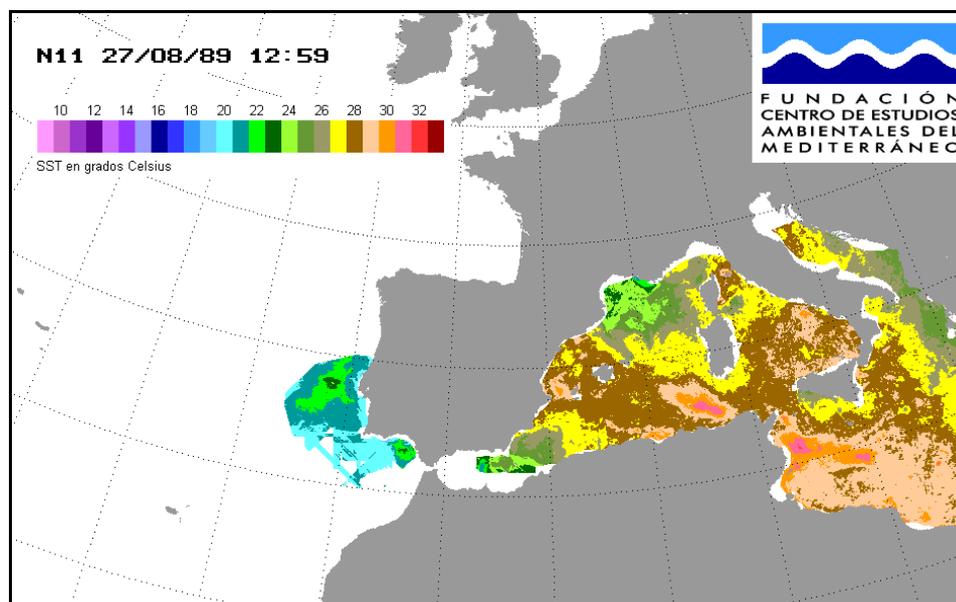
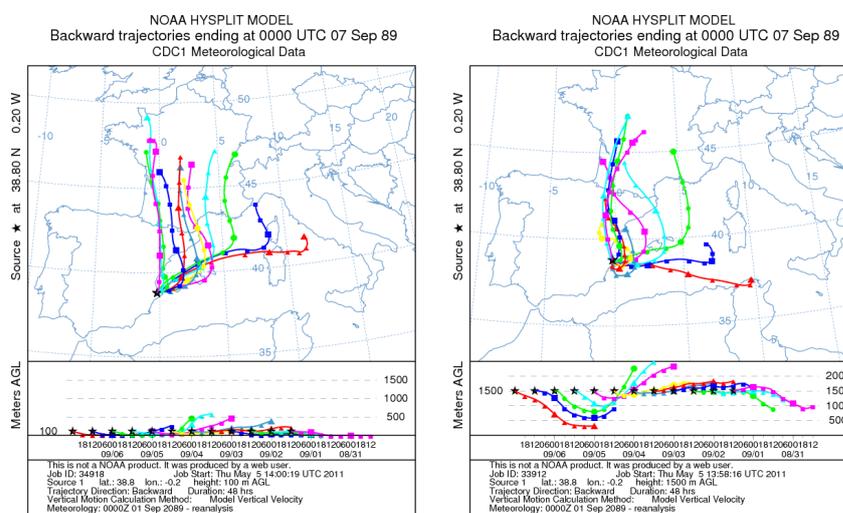


Figura 4.11: Temperatura superficial del mar el 27 de Agosto de 1989 (Fuente: CEAM)



(a) Trayectoria con final a 100 metros de altura sobre la superficie
(b) Trayectoria con final a 1500 metros de altura sobre la superficie

Figura 4.12: Retrotrayectorias de la masa de aire (48 horas) en días previos a las lluvias torrenciales, con final a las 00h UTC del 7 de Septiembre de 1989. Fuente: NOAA Air Resources Laboratory

4.2. Modelización de eventos

4.2.1. Evento de Octubre de 2007

En Octubre de 2007 se produjo en la Comunitat Valenciana un episodio de lluvias torrenciales entre los días 11 y 12 con valores acumulados de preci-

pitación superiores a 500 mm. A partir del análisis de la estructura regional de la temperatura superficial del mar en el mes de Octubre de 2007 (figura 4.13) y de las trayectorias de las masas de aire (4.4) se determinaron las posibles zonas de recarga de humedad de la masa de aire. Para el estudio de la influencia de la temperatura superficial del mar se ha realizado una simulación de control, con la temperatura superficial del mar “Best SST” original de la base de datos de Pathfinder de PODAAC, y tres simulaciones adicionales con diferentes modificaciones de la temperatura superficial del mar en las diferentes zonas asignadas. En la tabla 4.1 se indican las zonas donde se modifica la temperatura superficial del mar para las diferentes simulaciones, mostradas en la figura 4.14.

En la figura 4.13 se observa que la temperatura superficial del mar presenta una distribución latitudinal durante el mes de Octubre de 2007, con 4 clusters diferenciados que abarcan tanto el Mediterráneo occidental como el oriental. A partir de las trayectorias reflejadas en la figura 4.4 cabe suponer que las áreas potenciales de recarga de humedad de la masa de aire serían los clúster 1 y 2. De esta manera se realizaron las simulaciones C1 y C2 tras modificar la temperatura superficial del mar en las zonas citadas; se realizó una simulación adicional modificando la temperatura superficial del mar en los clúster 1 y 2 simultáneamente para evaluar el aporte global de la cuenca del Mediterráneo occidental.

Las simulaciones realizadas para el estudio de este evento tienen una duración temporal de 48 h, comenzando a las 00h UTC del 11 de Octubre de 2007 y terminando a las 00h UTC del día 13.

Simulación	TSM
E1007-BSST	BSST-PODAAC
E1007-C1	Zona 1: 10°C
E1007-C2	Zona 2: 10°C
E1007-C0	Zona 1-2: 10°C

Tabla 4.1: Simulaciones RAMS para el evento de Octubre de 2007

Como parámetro de estudio principal para el análisis de los resultados del modelo se ha utilizado la precipitación total acumulada durante las 48 horas de simulación. En la figura 4.15 se muestran los mapas de precipitación total acumulada para cada una de las simulaciones realizadas. Se toma como simulación de referencia o control (E1007-BSST) la realizada con la temperatura superficial del mar original de la base de datos para analizar las diferencias de las distintas simulaciones respecto a ésta. En la figura 4.15a, se observa que la precipitación total acumulada en la simulación de control

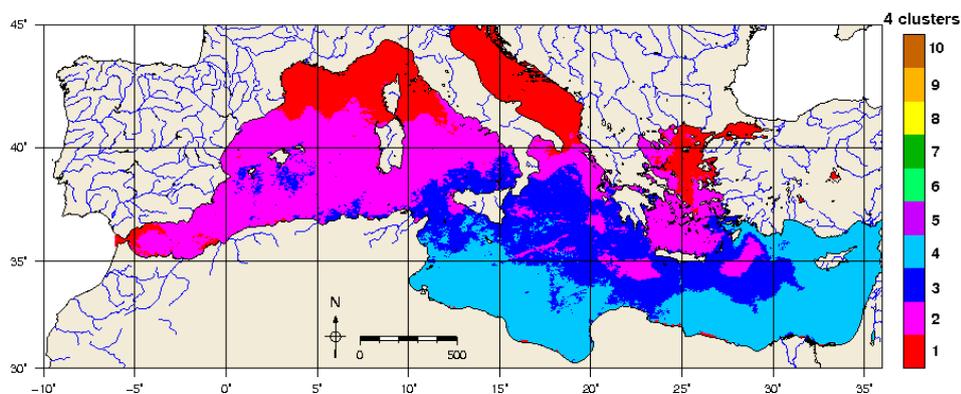


Figura 4.13: Agrupamiento clúster de temperatura superficial del mar en Octubre de 2007

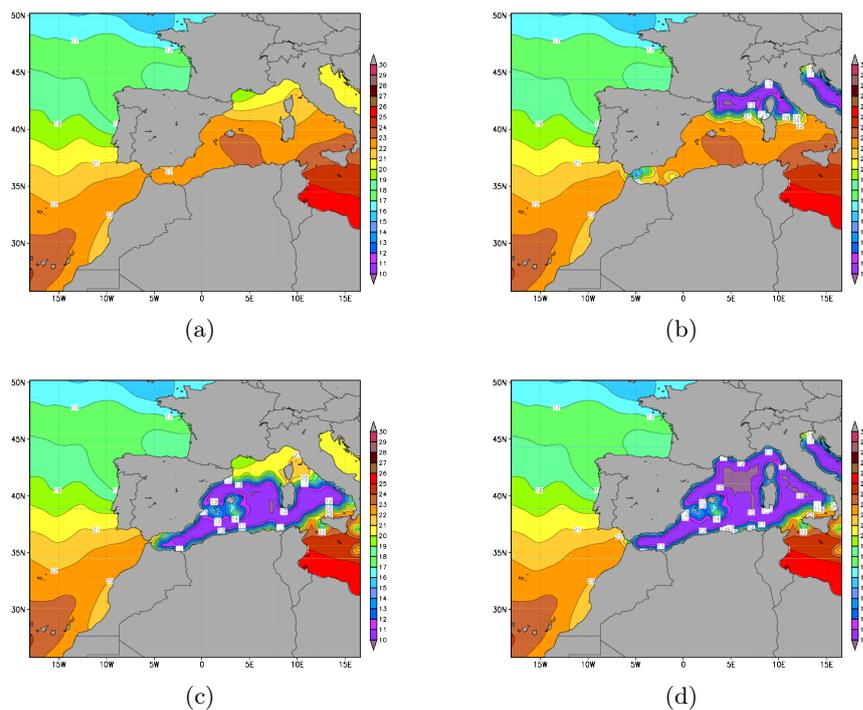


Figura 4.14: Temperatura superficial del mar utilizada por el modelo RAMS para las simulaciones del evento de 11-12 de Octubre de 2007: BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).

presenta una distribución centrada sobre las zonas montañosas cercanas al litoral y situadas en el sector central de la malla 4 de la simulación. También se observa un área de precipitación destacable sobre el mar. La zona de

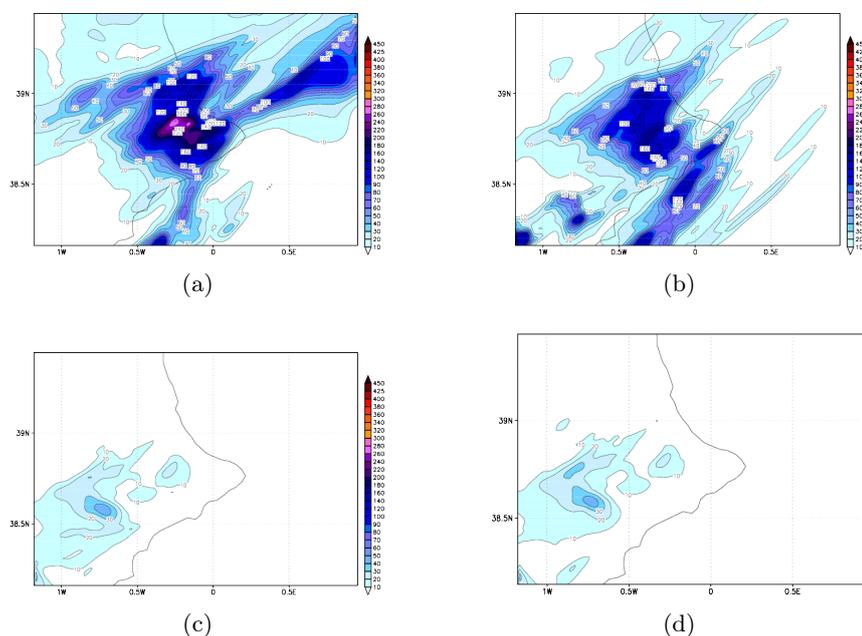


Figura 4.15: Precipitación acumulada en el evento de 11-12 de Octubre de 2007 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).

precipitación centrada en las áreas montañosas y el litoral central presenta valores superiores a 100 litros en una área extensa y un núcleo central con valores acumulados por encima de 200 litros, con máximos por encima de 260 litros.

En la primera simulación realizada con temperatura superficial del mar modificada, E1007-C1, se encuentra una distribución espacial similar a la de la simulación de control, tal como muestra la figura 4.15b, salvo por la desaparición del principal núcleo de precipitación sobre el mar que se situaba al Oeste de la malla 4. En cambio, aparece un nuevo núcleo de precipitación al Sur del área principal de precipitaciones situado entre el litoral y zonas cercanas a la costa. También cabe destacar la aparición de áreas de precipitación al Suroeste de la malla de simulación que no estaban presentes en la simulación de control.

En cuanto a los valores de precipitación acumulada, se observa una disminución importante en los valores máximos hasta situarse ligeramente por encima de 160 litros con una disminución aproximada de 100 l. No obstante la disminución de los máximos de precipitación, cabe notar que el área de precipitaciones superiores a 100 litros se mantiene aproximadamente con una extensión similar a la de la simulación de control. Es destacable que esta área se extiende ligeramente más hacia el Sur en este caso, con la menciona-

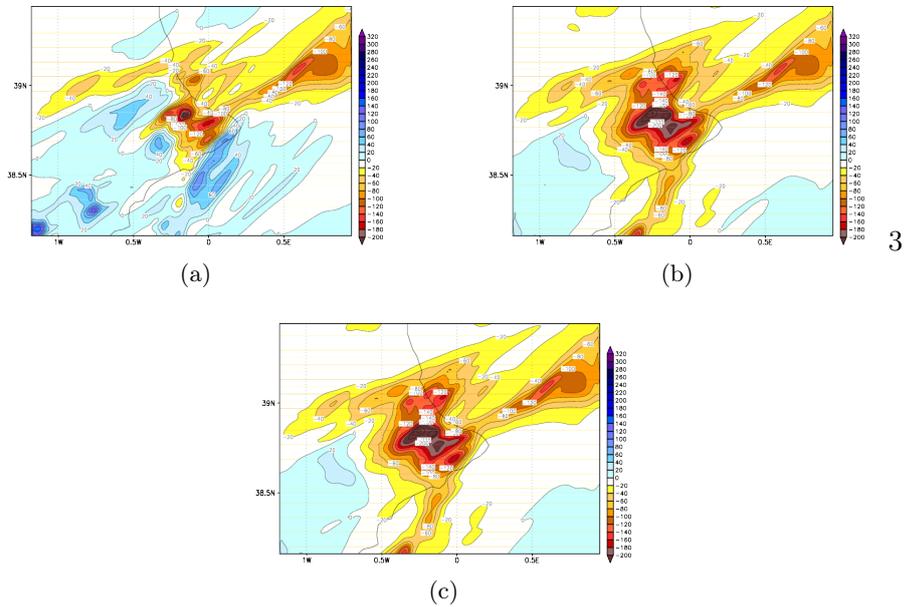


Figura 4.16: Diferencia entre la precipitación acumulada en el evento de 11-12 de Octubre de 2007 por el modelo RAMS entre la simulación de control (BSST) y las simulaciones C1 (a), C2 (b) y C0 (c).

da aparición de una nueva zona de precipitación hacia el Sur de la malla de simulación, afectando al litoral y zonas sobre el mar próximas a la costa.

En el caso de la simulación E1007-C2 (temperatura superficial del mar mostrada en 4.14c) se observa una drástica disminución de la precipitación acumulada según se observa en la figura 4.15c. En el mapa se puede apreciar la desaparición del área de precipitación principal, situada en el centro de la malla 4 en la simulación de control, así como de las precipitaciones en áreas marinas. Sólomente se observa un área de precipitación que se extiende por el cuadrante Suroeste del área simulada con valores entre 20 y 40 litros, valores muy bajos respecto a los hallados para la simulación de control. Se obtienen resultados muy similares en la simulación E1007-C0 con la práctica desaparición de la precipitación acumulada en la mayor parte de la malla 4 de la simulación y valores muy bajos en las zonas con precipitación calculada por el modelo.

Lo anteriormente comentado se puede apreciar claramente en la figura 4.16 que muestra la diferencia entre la precipitación calculada por el modelo RAMS en las distintas simulaciones con temperatura superficial del mar modificada respecto a la de la simulación de control.

En la figura 4.17 se muestra la convergencia/divergencia de humedad en superficie acumulada para toda la duración del evento en superficie en la malla de mayor resolución espacial de la simulación. En el mapa corres-

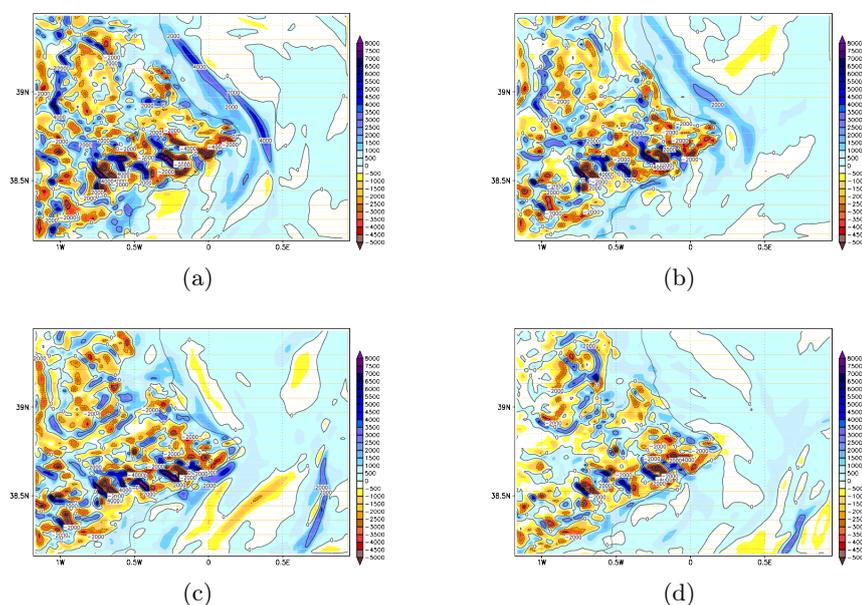


Figura 4.17: Convergencia de humedad acumulada en el evento de 11-12 de Octubre de 2007 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).

pondiente a la simulación de control (fig. 4.17a) se observa una estructura compleja del campo de convergencia de humedad sobre tierra mientras que el rasgo más destacable es la presencia de una banda de acumulación de humedad en superficie frente a línea de costa. Esta banda se extiende en dirección Noroeste-Sudeste desde el cabo de La Nao hasta el borde septentrional de la malla de simulación. Durante toda la simulación el modelo RAMS presenta vientos en superficie de componente Nordeste en esta zona por lo que resulta en un aporte continuo de humedad en superficie hacia las zonas costeras donde el modelo obtuvo los valores máximos de precipitación acumulada.

En el caso de la simulación C1 (fig. 4.17b) se observa una distribución del campo de convergencia de humedad similar a la encontrada para la simulación de control, BSST, pero con un ligero descenso en los valores absolutos calculados para la mitad Norte de la malla de simulación. El hecho más destacable en esta simulación es el notable debilitamiento de la banda de máxima convergencia de humedad frente a las costas que, aunque se mantiene en cuanto a extensión espacial, presenta valores claramente más bajos. En las otras dos simulaciones, C2 y C0, esta banda de acumulación desaparece por completo a la vez que de manera general disminuyen los valores de convergencia/divergencia de humedad sobre tierra.

La figura 4.18 muestra los valores de temperatura potencial equivalente (en grados Kelvin) y velocidad vertical (en cm/s) correspondientes a la

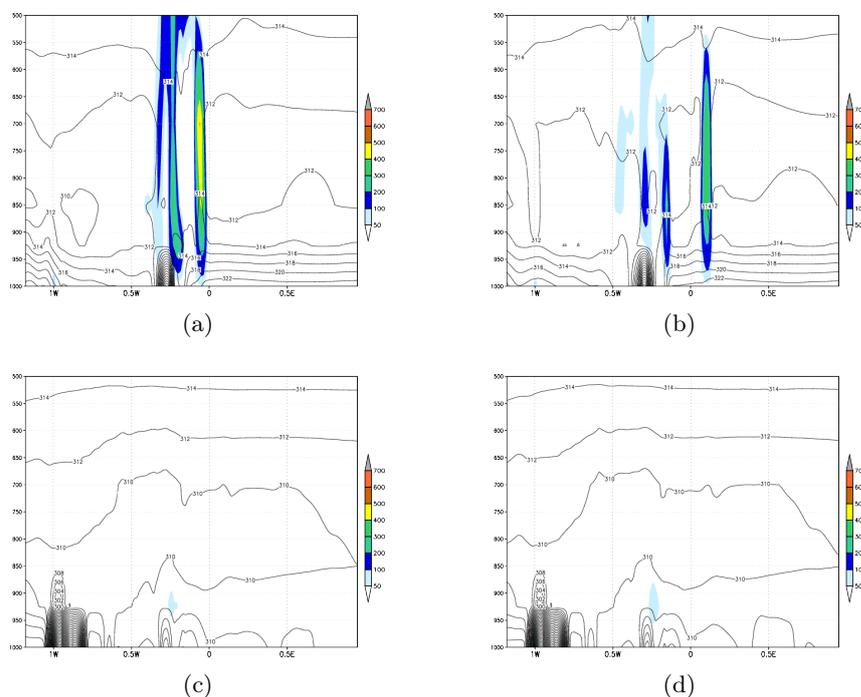


Figura 4.18: Sección vertical a 38.9°N de la temperatura potencial equivalente en grados Kelvin (líneas) y velocidad vertical en cm/s (coloreado) a las 11 horas del 11 de Octubre de 2007 en la malla 4 del modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).

sección vertical desde la superficie hasta la altura de 500 hPa a 38.9°N de latitud. En la figura se muestra solamente la sección vertical correspondiente a una de las horas de simulación como muestra representativa de los resultados del conjunto de las simulaciones realizadas. En la sección vertical correspondiente a la simulación de control E1007-B SST (fig. 4.18a) se observa la presencia de una masa de aire húmeda y potencialmente inestable en niveles superficiales, por debajo de la superficie de 900 hPa, sobre el Mediterráneo occidental al Este del área en la que se registraron las lluvias torrenciales en este evento. Además, la presencia de vientos de componente general Este o Nordeste calculado por el modelo RAMS favorecía la advección de esta masa húmeda hacia el litoral de la Comunitat Valenciana. Se observa en este caso el ascenso de la masa de aire que llega a la costa aunque la intensidad de ese ascenso varía notablemente a lo largo de la simulación o incluso queda en valores de velocidad vertical prácticamente inapreciables.

En la simulación E1007-C1, figura 4.18b, se observa un comportamiento de la temperatura potencial equivalente bastante parecido al de la simulación de control, con advección también de una masa de aire húmeda en

niveles bajos de la troposfera hacia la Comunitat Valenciana, mientras que la velocidad vertical (ascendente) muestra valores inferiores. En las otras dos simulaciones, E1007-C2 (fig. 4.18c) y E1007-C0 (fig. 4.18d) se observa una situación muy diferente. En ambos casos, prácticamente desaparece la masa de aire húmedo sobre el Mediterráneo occidental a la par que también desaparecen o quedan muy débiles los movimientos verticales ascendentes.

4.2.2. Evento de Octubre de 2000

Un importante y extenso episodio de precipitaciones torrenciales afectó a gran parte de la Comunitat Valenciana entre los días 22 y 26 de Octubre de 2000 con precipitaciones acumuladas superiores a 500 litros. Al igual que en el evento antes descrito se han realizado diferentes simulaciones con la temperatura superficial del mar modificada para evaluar su influencia en los resultados del modelo.

En el mes de octubre de 2000 la temperatura superficial del mar (figura 4.19) muestra una distribución muy diferente a la del mismo mes de 2007. En este caso no se observa una distribución latitudinal sino una serie de áreas con hasta 10 zonas o clúster diferenciados con una distribución espacial más parecida a la de los meses estivales, tal como se puede apreciar en los mapas del apéndice C. Atendiendo a esta distribución de la temperatura superficial del mar y a las trayectorias previas a las lluvias torrenciales mostradas en la figura 4.8 se han diseñado 5 simulaciones para el análisis de este evento, indicadas en la tabla 4.2. Se parte de una simulación de control y a partir de ésta, se modifican las zonas de temperatura 6 a 10 para la simulación C1, las zonas 4 a 6 en la segunda simulación C2 y las zonas 4-5 en la tercera simulación C3. Adicionalmente se realiza una simulación, C0, con todas las zonas antes indicadas con temperatura modificada (zonas 4 a 10).

Simulación	TSM
E1000-BSST	BSST-PODAAC
E1000-C1	Zona 6-7-8-9-10: 10°C
E1000-C2	Zona 4-5-6: 10°C
E1000-C3	Zona 4-5: 10°C
E1000-C0	Zona 4-5-6-7-8-9-10: 10°C

Tabla 4.2: Simulaciones RAMS para el evento de Octubre de 2000

Las simulaciones realizadas para el estudio de este episodio de precipitaciones tienen una duración de 120 horas, comenzando el día 21 de Octubre de 2000 a las 00h UTC y extendiéndose hasta las 00h UTC del 26 de Octubre.

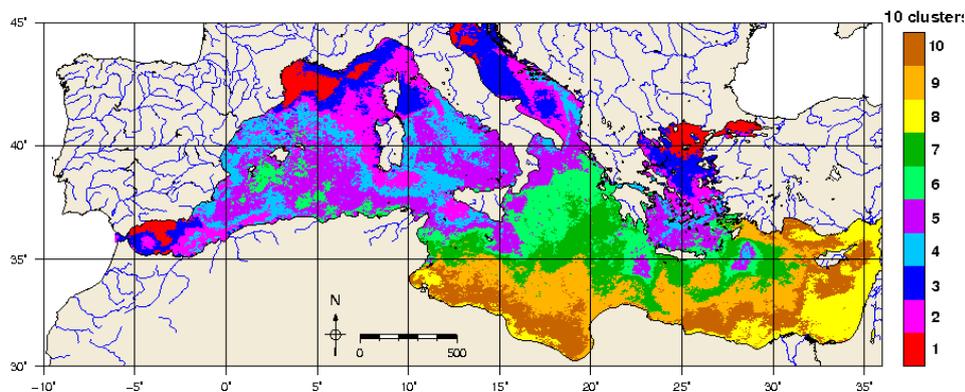


Figura 4.19: Agrupamiento clúster de temperatura superficial del mar en Octubre de 2000

En la figura 4.20 se muestra la temperatura superficial del mar utilizada en las diferentes simulaciones del modelo RAMS.

En los resultados del modelo RAMS para la precipitación acumulada en la simulación de control, figura 4.21, se observa una extensa banda de precipitaciones superiores a 100 litros entre el prelitoral y zonas del interior de la provincia de Castellón con diversos núcleos de precipitación acumulada superior a 140 litros y un núcleo con valores acumulados por encima de 200 litros en el interior Norte de Castellón. En la primera simulación con temperatura superficial del mar modificada, E1000-C1, se obtiene una distribución espacial de la precipitación total acumulada (figura 4.21b) muy similar a la de la simulación de control con precipitaciones débiles sobre el mar y lluvias importantes sobre el litoral y hacia el interior de la Comunidad Valenciana, teniendo como principal diferencia una mayor extensión espacial de las precipitaciones hacia el Sur de la malla de simulación pero sin adentrarse hacia el mar. En cuanto a la cantidad de precipitación simulada por el modelo RAMS se observa en la figura 4.22a una disminución de las precipitaciones hacia el Norte de la malla de simulación, salvo una diferencia destacable y puntual en el extremo Norte del área de precipitaciones donde se encuentra el valor máximo de precipitación acumulada. En esta simulación se obtienen valores superiores a los de control, llegando hasta 300 litros en una zona muy localizada. En cambio, en la mitad Sur de la malla de simulación se obtienen valores de precipitación acumulada en general superiores a los de la simulación de control sobre tierra mientras que no se observan cambios destacables sobre el mar.

Constituye un hecho destacable que las siguientes simulaciones (E1000-C2, E1000-C3 y E1000-C4) presentan unos resultados bastante parecidos entre sí en cuanto a la distribución espacial de la precipitación, notablen-

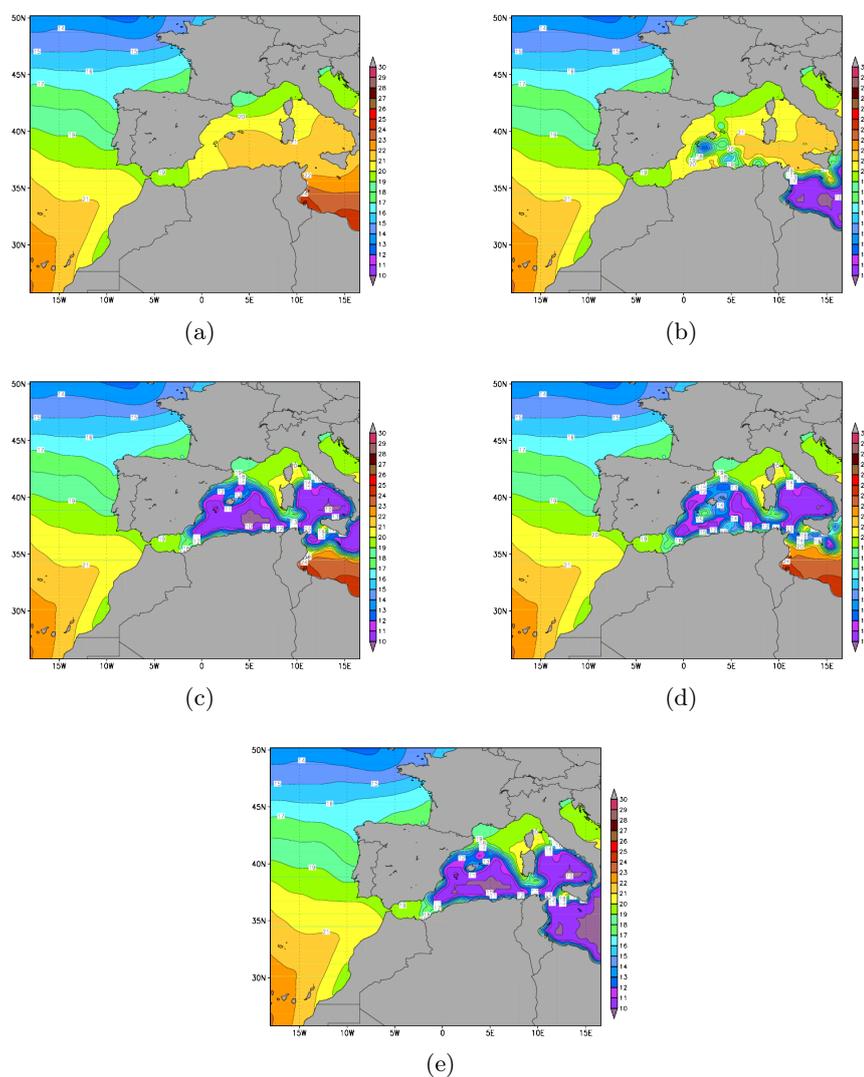


Figura 4.20: Temperatura superficial del mar utilizada por el modelo RAMS para las simulaciones del evento de 21-26 de Octubre de 2000: BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).

te diferentes a las simulaciones de control y E1000-C1; estas simulaciones difieren entre ellas sobre todo en la cantidad de precipitación calculada por el modelo RAMS. Para la segunda simulación, E1000-C2 (figura 4.21c), se observa un notable desplazamiento de las precipitaciones más importantes hacia el litoral de la Comunidad Valenciana y las aguas costeras, donde apenas se había obtenido precipitación en la simulación de control, obteniendo una banda de precipitaciones ligeramente por encima de 100 litros, con máximos de 120 o ligeramente superiores. Al mismo tiempo, se registra una

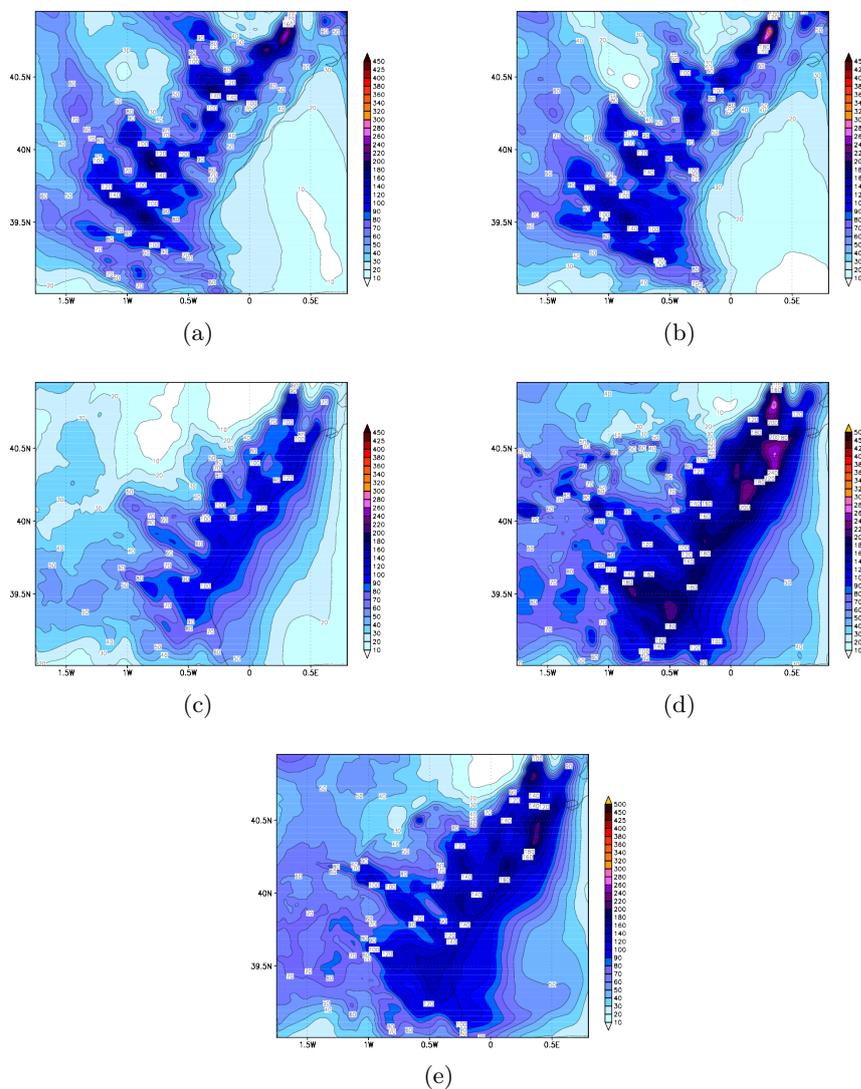


Figura 4.21: Precipitación acumulada en el evento de 21-26 de Octubre de 2000 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).

clara reducción de la precipitación acumulada en las zonas interiores de la Comunidad Valenciana y en toda la mitad Oeste de la malla 4 de simulación, especialmente en aquellas zonas donde las precipitaciones son máximas en la simulación de control. De manera similar, la simulación E1000-C3 (figura 4.21d) muestra una banda de precipitaciones importantes que se extiende también a lo largo del litoral y las aguas costeras, de manera similar a la simulación E1000-C2, pero con mayor extensión hacia el interior de la Co-

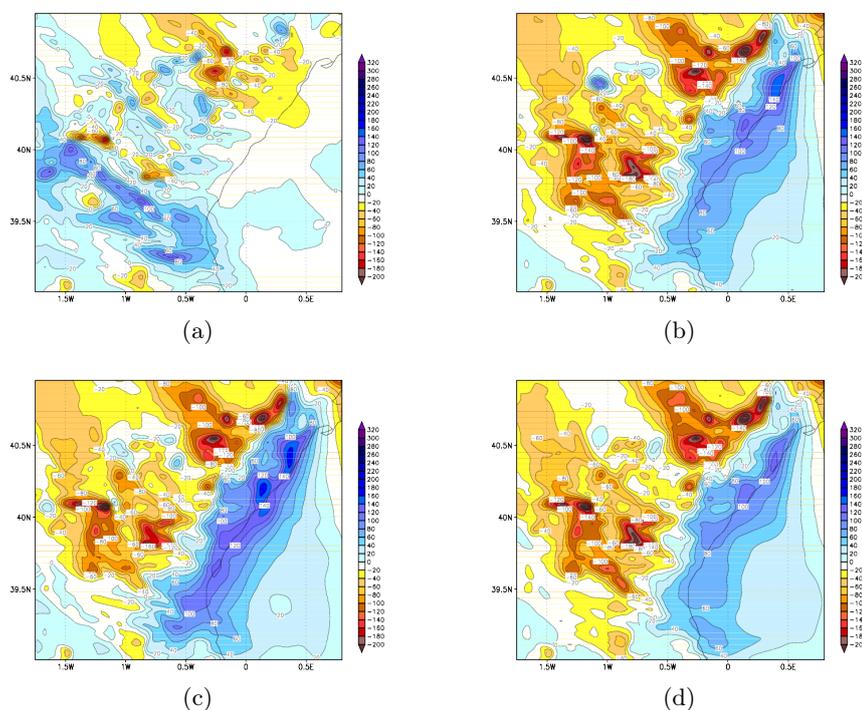


Figura 4.22: Diferencia entre la precipitación acumulada entre en el evento de 21-26 de Octubre de 2000 por el modelo RAMS entre la simulación de control (BSST) y las simulaciones C1 (a), C2 (b), C3 (c) y C0 (d).

munidad Valenciana, sobre todo en el sector Sur del área simulada. En cuanto a los valores acumulados, estos son claramente superiores en todo el litoral a los de la simulación anterior y también respecto a la simulación de control. Se observan algunas zonas del litoral con cantidades de precipitación acumulada superiores a 200 litros cuando en la simulación de control apenas se obtuvieron precipitaciones en esta área. En esta simulación se reproduce la localización del máximo de precipitación situado en el interior Norte de la provincia de Castellón con valores ligeramente superiores a los de la simulación de control y ligeramente inferiores a los de la simulación E1000-C1.

En el caso de la última simulación realizada, E1000-C0 (figura 4.21e), se aprecia una estructura del campo de precipitación acumulada similar al de la simulación E1000-C3. De esta manera, las precipitaciones más notables se extienden desde las zonas de precipitación obtenidas en la simulación de control en el interior de la Comunidad Valenciana hasta el litoral y las aguas costeras, siendo en estas últimas áreas donde se obtienen los mayores valores acumulados. En el Oeste y Norte de la malla de simulación se obtienen valores de precipitación inferiores a los de la simulación de control, especialmente en la mitad Oeste y la mayor parte del sector Norte del área de simulación.

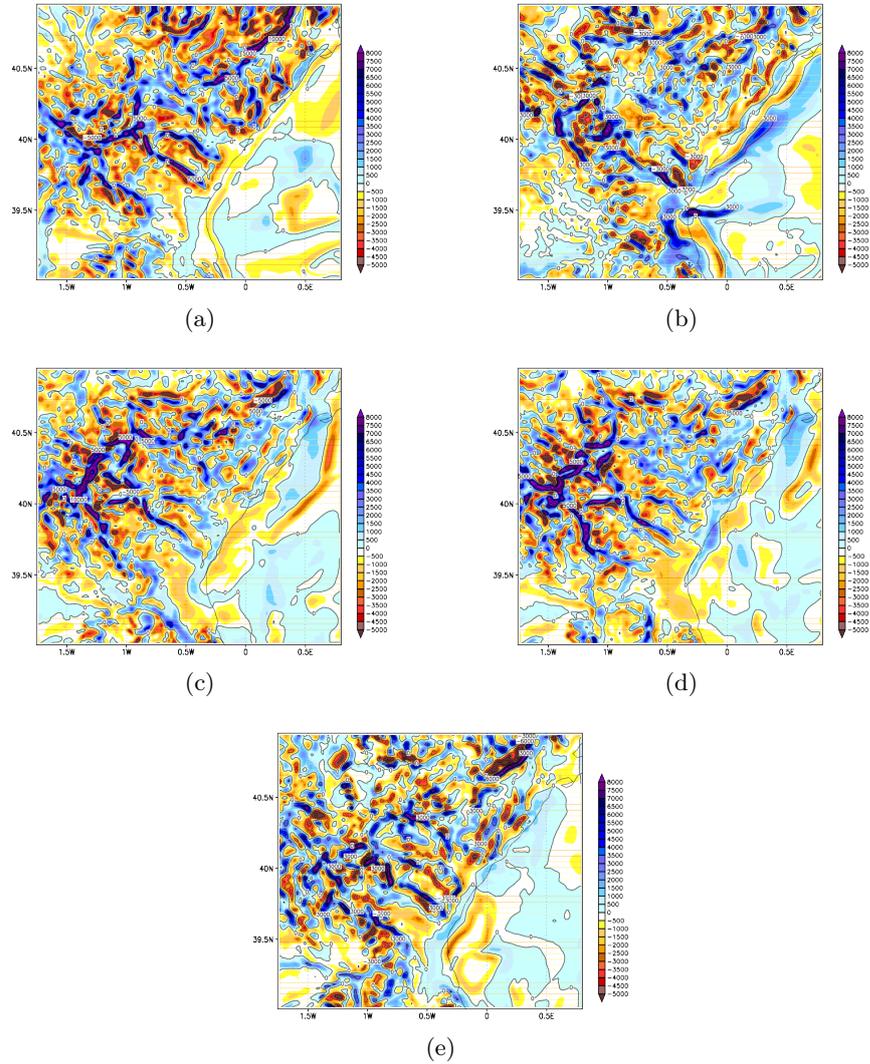


Figura 4.23: Convergencia de humedad acumulada en el evento de 21-26 de Octubre de 2000 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).

Respecto a los valores de precipitación acumulada se mantienen en valores similares a los de control en las comarcas cercanas al litoral de Castellón mientras que son notablemente inferiores hacia el interior. Donde se registra un incremento mayor en los valores de precipitación acumulada es en las zonas costeras y en las áreas marinas cercanas. Cabe destacar especialmente el litoral Norte de Castellón donde el modelo calcula valores acumulados por encima de 200 litros mientras que el máximo del interior Norte de Castellón acumula valores similares a los de la simulación de control aunque en sus

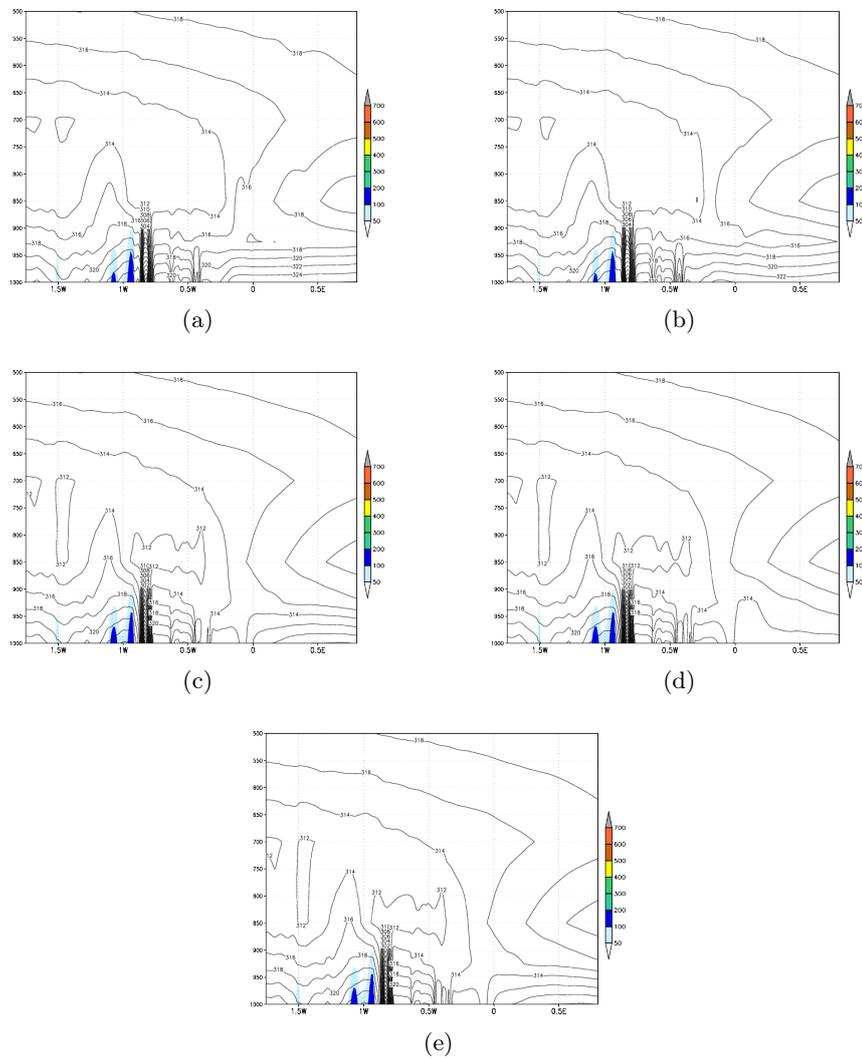


Figura 4.24: Sección vertical a 40°N de la temperatura potencial equivalente en grados Kelvin (líneas) y velocidad vertical en cm/s (coloreado) a las 17 horas del 21 de Octubre de 2000 en la malla 4 del modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3(d) y C0 (e).

cercanías la precipitación disminuye notablemente en la simulación E1000-C0.

La figura 4.23 presenta los valores de convergencia/divergencia de humedad en superficie acumulada durante las simulaciones realizadas para el evento de lluvias torrenciales de Octubre de 2000. En la simulación de control E1000-BSST 4.23a se observa, al igual que en el caso del evento E1007, una estructura compleja del campo de convergencia de humedad sobre tierra

mientras que sobre el mar dicho campo se muestra más uniforme y con valores alejados de los máximos registrados sobre tierra, tanto de convergencia como de divergencia. En el caso de la simulación E1000-C1 (fig. 4.23b) se observa una disminución general de los valores de convergencia/divergencia sobre tierra salvo en el litoral y zonas próximas de la parte sur de la malla de simulación, coincidente con una mayor precipitación registrada en esta simulación respecto a la de control (fig. 4.22a). La segunda diferencia destacable en este caso respecto a la simulación de control es el notable incremento de la convergencia de humedad en superficie sobre el mar justo frente a las costas del centro y norte de la malla de simulación, conformándose una banda de acumulación de humedad en superficie paralela a la costa. En la tercera simulación, E1000-C2 (fig. 4.23c) se observa al igual que en la simulación anterior E1000-C1 la disminución en los valores de convergencia/divergencia sobre tierra, especialmente en zonas próximas a la costa, aunque en este caso destaca la presencia de un máximo de convergencia hacia el oeste de la malla no presente en la simulación de control. En cuanto a los valores de convergencia/divergencia sobre el mar se encuentran mayores similitudes respecto a la simulación E1000-B SST con un campo más uniforme, aunque con distribución espacial diferente, y con valores absolutos parecidos a los calculados en la simulación de control. La simulación E1000-C3 (fig. 4.23d) muestra unos resultados muy similares a los de E1000-C2 mientras que la última simulación, E1000-C0 (fig. 4.23e), presenta también un campo uniforme de convergencia/divergencia de humedad sobre el mar y una distribución compleja sobre tierra parecida a las simulaciones anteriores pero sin la presencia de un máximo de convergencia destacable en el sector oeste de la malla de simulación.

La distribución de la temperatura potencial equivalente así como la velocidad vertical en la malla 4 se muestran en la figura 4.24 a lo largo de una sección vertical a 40° N. Para esta simulación se han mostrado, como ejemplo representativo del comportamiento de estas variables a lo largo de la simulación, los valores correspondientes a las 17 horas UTC del primer día de simulación, el 21 de Octubre de 2000. Durante las primeras horas de todas las simulaciones los campos de temperatura potencial y equivalente muestran una distribución muy parecida para progresivamente ir registrando diferencias entre las simulaciones, especialmente en niveles superficiales. Esto queda de manifiesto al observar los valores de temperatura potencial equivalente en la mitad Este de la sección vertical, encontrándose en las simulaciones de control (E1000-B SST, fig. 4.24a) y E1000-C1 (fig. 4.24b) la entrada de una masa de aire húmeda en niveles superficiales desde el Este sobre el Mediterráneo hacia el litoral de la Comunitat Valenciana, siendo ésta más notable en el caso de la simulación de control. En el resto de simulaciones se observa que esta entrada húmeda de recorrido marítimo es de menor entidad, especialmente en el caso de la simulación E1000-C3 (fig. 4.24d).

Simulación	TSM
E0989-BSST	BSST-PODAAC
E0989-C1	Zona 6-7-8-9-10: 10°C
E0989-C2	Zona 4-5-6: 10°C
E0989-C3	Zona 4-5: 10°C
E0989-C0	Zona 4-5-6-7-8-9-10: 10°C

Tabla 4.3: Simulaciones RAMS para el evento de Septiembre de 1989

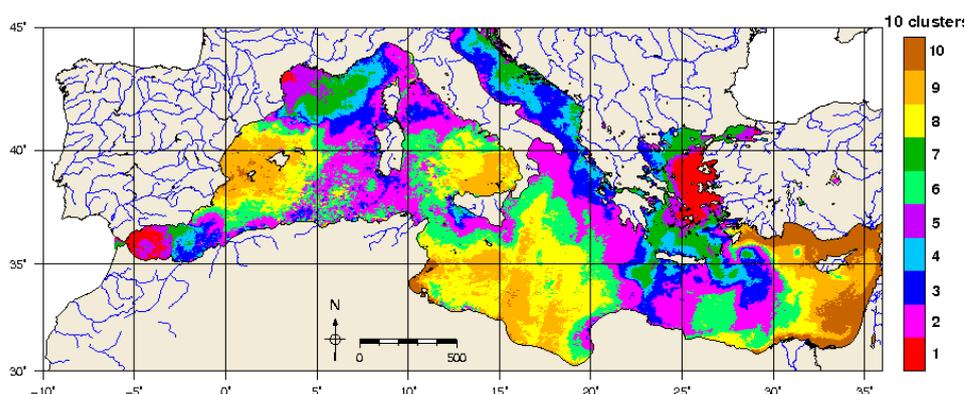


Figura 4.25: Agrupamiento clúster de temperatura superficial del mar en Agosto de 1989

4.2.3. Evento de Septiembre de 1989

Durante los primeros días del mes de septiembre de 1989 se registraron fuertes precipitaciones que afectaron al centro-Sur de la Comunitat Valenciana, en el límite de las provincias de Valencia y Alicante. En este episodio se registraron precipitaciones acumuladas puntualmente superiores a 500 litros durante todo el evento. Siguiendo la metodología aplicada para la modelización de los anteriores eventos de precipitaciones torrenciales de Octubre de 2000 y de 2007, se han estudiado las trayectorias de las masas de aire previas y durante el evento y los valores de temperatura superficial del mar para diseñar las simulaciones necesarias en el estudio de las lluvias de Septiembre de 1989.

Al registrarse las precipitaciones en los primeros días del mes de Septiembre se ha supuesto que la distribución espacial de la temperatura superficial del mar en los días previos al evento debe extraerse de los datos del mes de

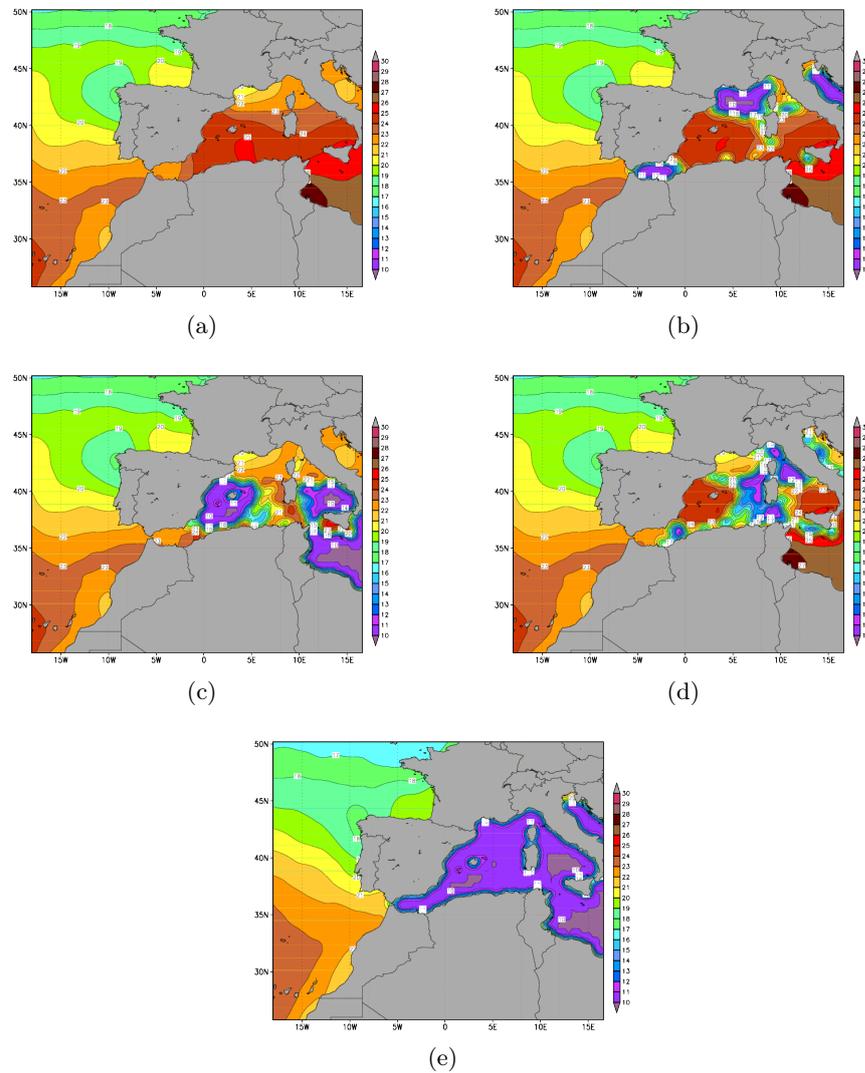


Figura 4.26: Temperatura superficial del mar utilizada por el modelo RAMS para las simulaciones del evento de 04-07 de Septiembre de 1989: BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).

Agosto (figura 4.11) ya que serán más representativos del estado de la temperatura superficial del mar en el proceso de génesis de las lluvias torrenciales. Previsiblemente las precipitaciones de este mismo evento registradas sobre el mar afectarán tanto a la temperatura superficial del mar media de Septiembre como a su organización espacial por lo que entendemos que estas no serán las más representativas para este evento. La figura 4.25 muestra el agrupamiento de tipo clúster de la temperatura superficial del mar para el mes de Agosto de 1989. En esta figura se aprecia una organización espacial

de la temperatura superficial del mar típica de los meses de verano en el Mediterráneo con la presencia de un área cálida entre las costas de la Península Ibérica y Baleares, zonas de temperaturas también elevadas en el Golfo de Libia y mitad Sur del mar Tirreno y áreas con temperaturas relativamente más frescas en el Golfo de León y Estrecho de Gibraltar-Mar de Alborán. Atendiendo a las trayectorias de la masa de aire en los días previos a las lluvias torrenciales, mostrada en la figura 4.12, se ha diseñado las simulaciones presentadas en la tabla 4.3. La figura 4.26 muestra la temperatura superficial del mar mostrada en cada una de las simulaciones realizadas para el estudio de este evento de lluvias torrenciales. Las simulaciones realizadas para este evento de lluvias torrenciales tienen una duración de 120 horas, comenzando el día 3 de Septiembre de 1989 a las 00 horas UTC y finalizando a las 00 horas del 8 de Septiembre.

Los resultados de la precipitación acumulada calculada por el modelo RAMS para este evento se muestran en la figura 4.27. La simulación de control, E0989-BSST, muestra una gran área de precipitación superior a 100 mm que en su seno muestra dos máximos destacados de precipitación. La primera de estas áreas se centra aproximadamente en 0.3°W y 39.1°N sobre el litoral, alcanzando un valor máximo de precipitación acumulada superior a 400 litros, mientras que el área más extensa y con mayores valores acumulados se encuentra al Suroeste de la primera y se extiende en su mayor parte sobre las aguas costeras e internándose uno de sus extremos sobre el litoral. Los valores máximos acumulados en esta simulación superan los 500 litros sobre el mar mientras que en el área litoral afectada el modelo calculaba valores superiores a 400 litros. De esta manera se conforma un área extensa de precipitaciones abundantes con sus máximos sobre el mar y en puntos determinados del litoral.

Los resultados de la simulación E0989-C1 muestran precipitaciones mucho más importantes que en el caso de la simulación de control E0989-BSST. El área de precipitaciones acumuladas superiores a 100 litros es más amplia pero sobre todo presenta valores mucho más altos con una amplia zona de lluvias superiores a 400 litros y una zona de máximo, superior a 500 litros, que se extiende sobre un área mayor que en la simulación de control. Pero la principal diferencia la constituye la localización de las precipitaciones que en este caso se extienden, casi exclusivamente sobre tierra mientras que disminuyen rápidamente al adentrarse sobre el mar. El núcleo de precipitaciones máximas se sitúa sobre las zonas de montaña próximas a la costa en el centro de la malla de simulación. La tercera simulación, E0989-C2, supone un drástico descenso en las precipitaciones calculadas por el modelo RAMS con valores en general inferiores a 100 litros con las precipitaciones dispuestas en una banda horizontal que se extiende en un eje Este-Oeste al Sur de los núcleos de precipitación máxima calculados en la simulación de control, aproximadamente en la latitud 38.8°N .

En el caso de la simulación E0989-C3 se obtiene una distribución espacial de la precipitación más parecida a la de la simulación de control con un área de precipitaciones más destacable hacia el centro de la malla de simulación que se extiende desde el prelitoral a las aguas costeras y presenta los máximos de precipitación sobre el mar. En contraste, las precipitaciones son mucho menores en las áreas costeras del Norte de la malla de simulación mientras que en general también se obtienen valores inferiores de lluvia en la mitad Oeste de la malla, sobre tierra, salvo algunos núcleos puntuales de precipitación. La distribución espacial de la precipitación obtenida en la última simulación, E0989-C0, recuerda a la de la simulación E0989-C2 pero incluso con valores de precipitación aún menores. El modelo obtiene valores acumulados muy bajos, e incluso zonas sin apenas precipitaciones, en toda

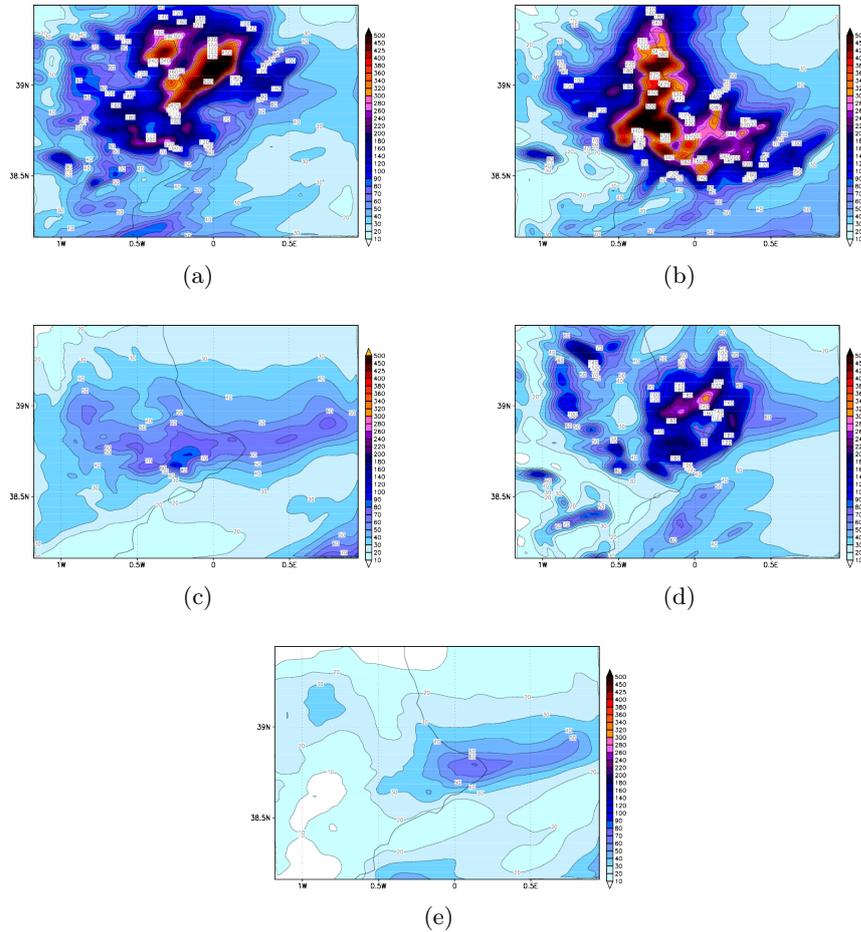


Figura 4.27: Precipitación acumulada en el evento de 04-07 de Septiembre de 1989 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).

la mitad Oeste de la malla de simulación mientras que desde el área del cabo de La Nao se extiende una pequeña banda de precipitación en dirección Este sobre el mar hasta prácticamente el límite Este del área de simulación.

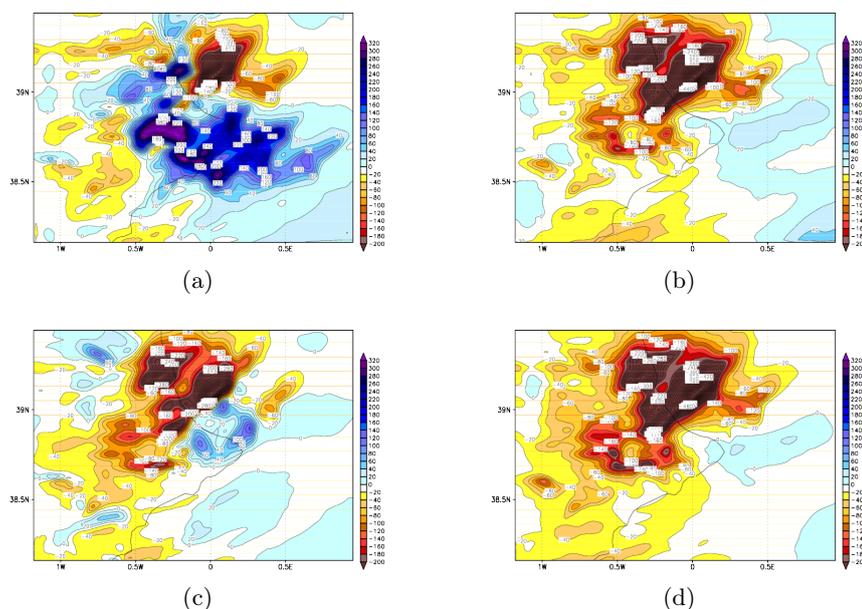


Figura 4.28: Diferencia entre la precipitación acumulada en el evento de 04-07 de Septiembre de 1989 por el modelo RAMS entre la simulación de control (BSST) y las simulaciones C1 (a), C2 (b), C3 (c) y C0(d).

También se ha calculado para este evento, al igual que en los anteriores, la diferencia en los valores acumulados de precipitación (figura 4.28). En el caso de la simulación E0989-C1 (fig. 4.28a) se observa un importante incremento de la precipitación acumulada sobre tierra en el sector del cabo de La Nao y áreas próximas mientras que disminuye, también de manera muy importante, la precipitación obtenida por el modelo RAMS al Norte de esta zona. Se desprende por tanto que en esta simulación las precipitaciones se desplazan hacia las zonas montañosas del área del cabo de La Nao y comarcas próximas, tal como se había comentado anteriormente. En el resto de simulaciones se observa un muy importante descenso de las precipitaciones en prácticamente toda la malla de simulación, con la única excepción de la simulación E0989-C3 (fig. 4.28c), en la que se registra un aumento de la precipitación en una pequeña área situada justo sobre el cabo de La Nao.

Los resultados del modelo RAMS para la convergencia/divergencia de humedad acumulada en superficie durante la simulación del evento de Septiembre de 1989 se muestran en la figura 4.29. Para la simulación de control E0989-BSST (fig. 4.29a) se observa sobre tierra una distribución compleja de los valores de convergencia/divergencia que presenta valores absolutos muy

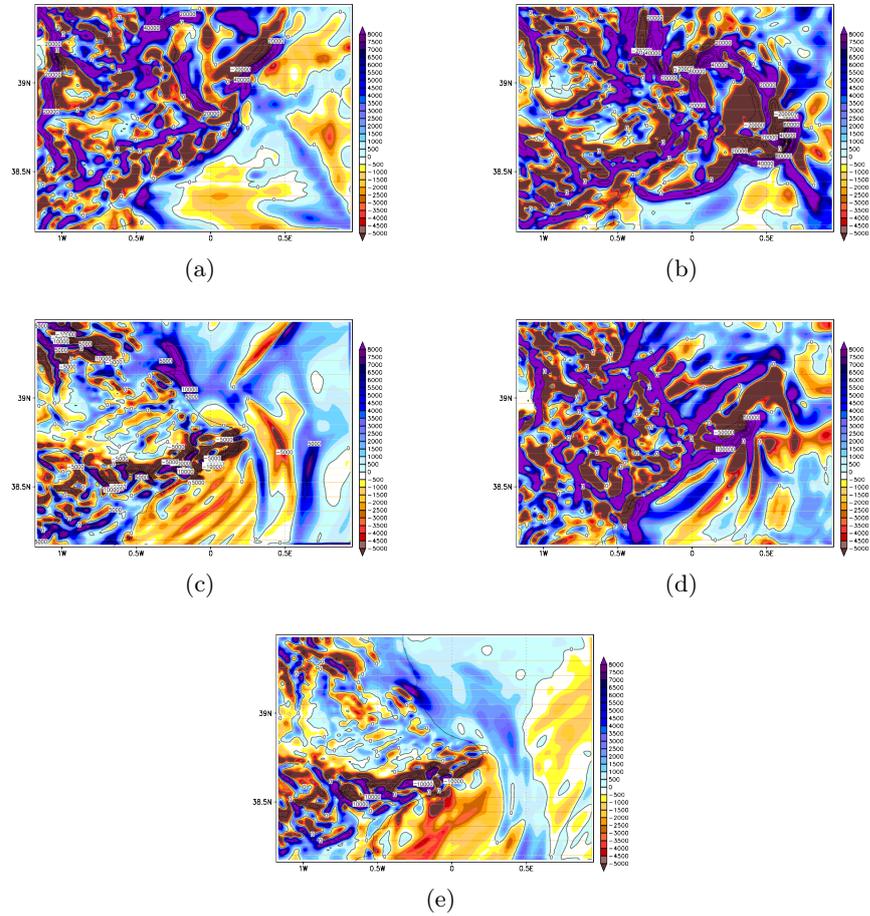


Figura 4.29: Convergencia de humedad acumulada en el evento del 4 al 7 de Septiembre de 1989 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).

altos en ambos casos. Cabe destacar los altos valores de convergencia de humedad en superficie sobre la línea de costa así como la presencia de dos bandas paralelas de convergencia y divergencia de humedad dispuestas perpendicularmente a la costa del sector Norte de la malla de simulación, muy cercanas a la zona de máxima precipitación obtenida por el modelo RAMS. Sobre el resto de la superficie del mar, el campo de convergencia de humedad muestra una distribución más uniforme y con valores absolutos menores.

En la simulación E0989-C1, figura 4.29b, se observa sobre tierra una distribución compleja del campo de convergencia de humedad pero con características diferentes a las registradas en la simulación de control. No obstante, la mayor diferencia en este caso respecto a la simulación de control se registra sobre el mar. En este caso se forman sobre el mar algunas áreas relativamente

grandes de divergencia en superficie con valores absolutos muy altos entre 0° y 0.5° E mientras que aparecen bandas de potente convergencia a su alrededor también con valores absolutos muy importantes. La simulación E0989-C2 (fig. 4.29c) muestra notables diferencias con la simulación de control tanto sobre tierra como sobre la superficie del mar. La distribución de convergencia de humedad sobre tierra presenta una franja central con valores más suaves que los calculados para la simulación E0989-BSST con una estrecha banda de fuerte divergencia de humedad que se extiende aproximadamente sobre la latitud 38.6° Norte desde el Oeste de la malla de simulación hasta el litoral. También sobre el mar cambia de manera notable la distribución de la convergencia de humedad con el predominio de divergencia en el sector Sur del área de simulación y de convergencia de humedad en el resto, con un área de máximo importante sobre el litoral de la mitad Norte de la malla de simulación y otro secundario hacia su sector Sureste. En el caso de las simulación E0989-C3 (fig. 4.29d) se mantiene la complejidad del campo de convergencia de humedad sobre tierra pero con una estructura diferente a la de la simulación de control. Sobre el mar se observa también una distribución espacial compleja con una serie de bandas de convergencia/divergencia con valores absolutos importantes que conforman gradientes muy acusados entre sí. Cabe destacar la presencia de una banda de divergencia de mayor extensión que va en dirección Suroeste-Nordeste desde el área del Cabo de La Nao sobre el mar así como la mayor convergencia de humedad sobre la línea de costa. Finalmente, la simulación E0989-C0 (fig. 4.29e) muestra unos resultados muy similares a los de la simulación E1000-C2 sobre tierra, aunque con valores absolutos menores sobre todo en el Norte de la malla de simulación, al igual que sobre el mar con un campo de convergencia de humedad muy parecido y también con valores sensiblemente menores, incluso con la aparición de divergencia en el Este del área de simulación.

Al igual que en el análisis de los eventos de precipitaciones torrenciales anteriores, se muestra en la figura 4.30 la sección vertical a la latitud de 38.9° N de la temperatura potencial equivalente y la velocidad vertical. Durante el primer tramo de las simulaciones se observan características similares para irse diferenciando posteriormente. En la simulación de control, E0989-BSST, (fig. 4.30a) se observa, al igual que los eventos anteriores, la llegada de una masa de aire húmedo en niveles superficiales desde el Mediterráneo que aporta la humedad necesaria para el desarrollo y mantenimiento de las lluvias torrenciales. En la segunda simulación, E0989-C1 (fig. 4.30b), se observa también la entrada de una masa de aire húmeda desde el Este aunque de menor contenido en humedad que en la simulación de control. También en la tercera simulación, E0989-C3 (fig. 4.30d), se aprecia el flujo de aire húmedo marítimo pero siendo aún menor el aporte de humedad que realiza. En las dos restantes simulaciones, E0989-C2 (fig. 4.30c) y E0989-C0 (fig. 4.30e), no se observa prácticamente o con mucha menor entidad la

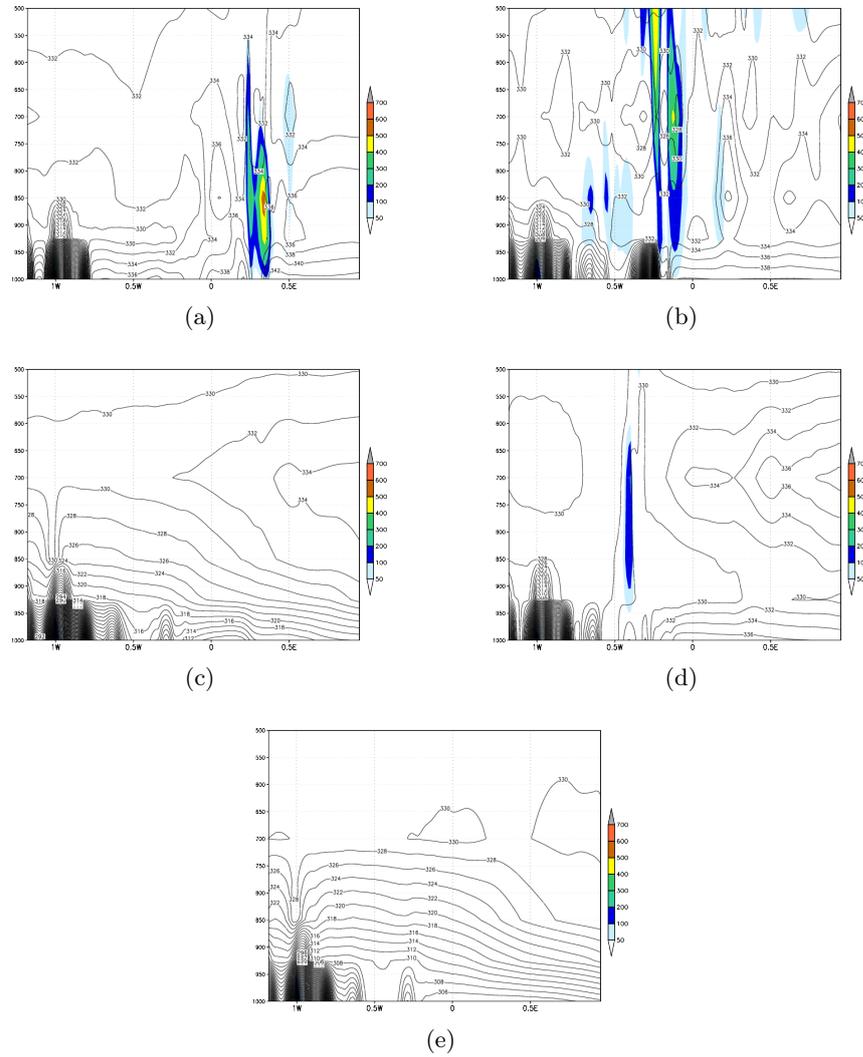


Figura 4.30: Sección vertical a 38.9°N de la temperatura potencial equivalente en grados Kelvin (líneas) y velocidad vertical en cm/s (coloreado) a las 11 horas del 7 de Septiembre de 1989 en la malla 4 del modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3(d) y C0 (e).

advección de humedad desde el mar.

4.3. Resultados

En este capítulo se han analizado tres eventos de precipitaciones torrenciales caracterizándolos primero desde el punto de vista sinóptico (sección 4.1) y posteriormente realizando una serie de simulaciones (sección 4.2). Los

tres eventos seleccionados corresponden a los distintos regímenes de distribución espacial de temperatura superficial del mar presentes en el Mediterráneo, invernal, estival y de transición entre ambos en otoño.

Tomando como base la distribución de temperatura superficial del mar y las trayectorias de la masa de aire previas a las lluvias torrenciales se han realizado diferentes simulaciones con el fin de evaluar la influencia que las distintas zonas de temperatura superficial del mar tienen en los resultados del modelo. Las distintas simulaciones se han determinado modificando el campo de temperatura superficial del mar susceptibles de actuar como fuentes de humedad e inestabilización potencial de la masa de aire que discurre sobre ellas mediante el intercambio de calor y humedad. La modificación de la temperatura superficial del mar ha consistido en la asignación de un valor constante de 10°C en las zonas indicadas.

El análisis de los resultados de las distintas simulaciones del modelo muestra claras diferencias, para cada uno de los eventos, en la precipitación acumulada. Dependiendo de las zonas de temperatura superficial del mar modificadas los valores de precipitación acumulada calculados por el modelo pueden diferir de manera considerable, confirmando el papel de fuentes de inestabilidad y humedad de determinadas zonas del Mediterráneo. Como era previsible, la disminución de la temperatura superficial del mar provoca en general una disminución de la cantidad de precipitación acumulada en la modelización. También se observan cambios en la distribución espacial de la precipitación, especialmente en el caso de Octubre de 2000 en el cual las precipitaciones se desplazan hacia el litoral y aguas costeras.

En las simulaciones de control se puede observar la llegada de una masa de aire húmedo en niveles superficiales desde el Mediterráneo occidental hacia las costas de la Comunitat Valenciana. En algunas de las simulaciones con la temperatura superficial del mar modificada se mantiene la presencia de este flujo superficial de aire húmedo aunque más debilitado, siendo éstas las que ofrecen resultados más próximos a los de la simulación de control. De esta manera, se puede determinar que aquellas zonas cuya temperatura superficial del mar no había cambiado presentan una mayor importancia en el papel de fuentes de humedad que alimenten las lluvias torrenciales. Esta conclusión se refuerza al comprobar la disminución de la precipitación acumulada en aquellas simulaciones en que la temperatura superficial del mar de estas zonas se ha modificado.

Capítulo 5

Conclusiones

Claro que lo entiendo. Incluso un niño de cuatro años podría entenderlo. ¡Que me traigan un niño de cuatro años!

Groucho Marx

RESUMEN: En este capítulo se recogen las conclusiones del trabajo presentado en los capítulos anteriores. En este trabajo se ha estudiado la temperatura superficial del mar en el Mediterráneo mediante el desarrollo de una climatología y el análisis de su distribución espacial y se han analizado tres eventos de precipitaciones torrenciales desde el punto de vista sinóptico y mediante modelización numérica con el model Regional Atmospheric Modelling System. En lo referente a la temperatura superficial del mar el principal resultado ha sido la determinación de la presencia de dos regímenes principales, en invierno y verano respectivamente, de distribución espacial. Por otra parte, la modelización numérica de episodios de lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana ha puesto de manifiesto la importante influencia de la temperatura superficial del mar en las precipitaciones torrenciales y ha permitido determinar la existencia de áreas del Mediterráneo occidental que actúan como fuente de humedad e inestabilidad para la masa de aire que recorre el Mediterráneo y provoca las lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana.

5.1. Conclusiones

El régimen de precipitaciones en la cuenca mediterránea presenta un notable carácter torrencial, pudiendo encontrar en toda el área una alta frecuencia de eventos de precipitaciones torrenciales. Dentro del Mediterráneo

occidental, la Comunitat Valenciana presenta los mayores índices de torrencialidad en toda la región mediterráneo con una importante recurrencia de las lluvias torrenciales. En la gran mayoría de episodios de lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana se observa la presencia de un flujo de vientos de componente general Este, rolando desde Sureste a Nordeste, que impulsan la llegada de una masa de aire húmeda de origen marítimo hacia las áreas costeras. Durante la trayectoria de la masa de aire, con mayor o menor recorrido, sobre el Mediterráneo, ésta intercambia calor y humedad con la superficie del mar relativamente más cálida, especialmente en el caso de advecciones de gran recorrido que transportan aire seco y frío desde el interior o Este del continente europeo. Por tanto, la temperatura superficial del mar jugará un papel importante en el desarrollo de las lluvias torrenciales y puede utilizarse como un indicador de su posible intensidad.

Para poder evaluar el papel de la temperatura superficial del mar en un episodio determinado de lluvias torrenciales debe conocerse con exactitud su valor durante el evento y en sus días previos. De este modo se podrá estudiar el intercambio de humedad y energía entre la masa de aire y la superficie del mar e intentar evaluar su efecto en las precipitaciones torrenciales a partir de la modelización numérica. Pero las conclusiones obtenidas en este caso solamente se podrán aplicar al evento estudiado, no pudiendo generalizar a otras situaciones de lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana. Debe por tanto buscarse un método que permita extraer conclusiones más generales.

Una opción, costosa desde el punto de vista del tiempo de computación, es el desarrollo de un número suficiente de experimentos de modelización numérica de eventos de precipitaciones torrenciales hasta conformar una base de datos suficientemente extensa para analizar estadísticamente la influencia de la temperatura superficial del mar en los resultados de la modelización numérica. Además, los eventos a estudiar deberían elegirse de manera que fueran suficientemente representativos de las diferentes distribuciones que puede tener el campo de temperatura superficial del mar en el Mediterráneo occidental. Para poder realizar esta selección debe estudiarse previamente la temperatura superficial del mar tanto desde el punto de vista climatológico como del análisis de su distribución espacial. El mejor conocimiento de la temperatura superficial del mar, especialmente en el Mediterráneo occidental, permitirá centrar la investigación de los eventos en aquellas zonas del Mediterráneo que puedan tener, presumiblemente, mayor influencia en el desarrollo de las lluvias torrenciales. Si el estudio de la temperatura superficial del mar permite una identificación previa de las áreas del Mediterráneo occidental que pueden actuar como fuentes de *inestabilización potencial* de la masa de aire.

Como primera parte de este trabajo se ha llevado a cabo el estudio del campo de temperatura superficial del mar en el Mediterráneo. En primer

lugar se ha elaborado una climatología de la temperatura superficial del mar para posteriormente estudiar los patrones de distribución espacial de la misma. Para el estudio de la temperatura superficial del mar se ha dispuesto de datos diarios con una resolución espacial de 4 km obtenidos mediante satélites meteorológicos para el periodo 1982-2009. La climatología de la temperatura superficial del mar y el análisis espacial se ha realizado sobre los valores medios mensuales obtenidos a partir de los datos diarios.

La climatología de los valores mensuales de temperatura superficial del mar presenta en el Mediterráneo el comportamiento previsible en un mar situado en latitudes medias. La temperatura superficial del mar presenta un mínimo invernal, habitualmente en Febrero, seguido de un periodo de incremento de la temperatura superficial del mar en primavera hasta alcanzar los máximos estivales en agosto. Posteriormente se inicia un descenso de la temperatura superficial del mar media mensual normalmente en el mes de Octubre, aunque en algunos años puede adelantarse o retrasarse ese descenso a Septiembre o Noviembre, llegando entre Noviembre y Diciembre a valores típicamente invernales. En todos los años del periodo de estudio se ha repetido este ciclo anual de la temperatura superficial del mar, solamente con variaciones puntuales principalmente en otoño ya que en algunas ocasiones las temperaturas en octubre se acercan más a los valores estivales que a los típicamente invernales.

Tras el análisis climatológico de la temperatura superficial del mar, se ha procedido al estudio de su distribución espacial. Para este análisis se ha utilizado la técnica de agrupamiento por clúster con el fin de encontrar zonas del Mediterráneo con comportamientos o valores similares. Este método ha permitido identificar la existencia de unos patrones de distribución determinados para las diferentes épocas del año que se repiten durante los años del periodo de estudio. Se han encontrado dos modos de distribución principales que corresponden respectivamente a las épocas de invierno y verano.

Durante los meses de invierno la temperatura superficial del mar presenta una distribución latitudinal muy definida con una serie de bandas de temperatura similar distribuidas de Norte a Sur con un gradiente de temperatura positivo hacia el Sur de la cuenca mediterránea. La temperatura superficial del mar crece, por tanto, de Norte a Sur en los meses invernales. Esta distribución de temperatura comienza a cambiar durante la primavera hacia una nueva distribución por áreas independientes que no presentan un gradiente uniforme en contraposición al régimen invernal. Durante la época estival se configuran una serie de zonas que se extienden por una serie de ámbitos geográficos delimitados que comparten valores de temperatura muy similares. Las áreas donde se registra la temperatura superficial del mar más alta durante el verano se localizan respectivamente en el Golfo de Túnez-costa de Libia y en el extremo Este del Mediterráneo entre las costas de Egipto, Israel y Líbano. Con temperaturas ligeramente menores pero con

valores altos se distinguen dos nuevas zonas localizadas respectivamente en la mitad Sur del Mar Tirreno y el área entre el litoral Este de la Península Ibérica y el mar Balear; en algunos años se registran en estas zonas valores prácticamente iguales a los de las zonas más cálidas. En sentido opuesto, las áreas con temperaturas relativamente más frías, y valores similares, durante el verano en el Mediterráneo se localizan en el Estrecho de Gibraltar-Mar de Alborán, el área que comprende los Golfos de León y de Génova y el Este del mar Egeo. En el resto de áreas del Mediterráneo se registran temperaturas situadas entre ambos extremos, manteniéndose esa distribución en todos los años del periodo de estudio.

Con este análisis de la temperatura superficial del mar se ha determinado la existencia de unos patrones determinados de distribución que pueden tener incidencia en la génesis de las lluvias torrenciales en el Mediterráneo. El conocimiento de esta distribución de la temperatura superficial del mar indica que algunas de estas zonas pueden actuar como fuente de “inestabilización potencial” de la masa de aire mediante el intercambio de calor y humedad entre ésta y la superficie del mar. Conociendo las trayectorias de la citada masa de aire antes y durante los eventos de precipitaciones torrenciales se puede evaluar la influencia de la temperatura superficial del mar de las diferentes zonas, identificadas en el análisis de su distribución espacial, en las lluvias torrenciales. Para determinar adecuadamente el aporte de cada una de estas áreas debería realizarse el estudio de un número suficiente de eventos de precipitaciones torrenciales y así disponer de suficientes datos para obtener conclusiones estadísticas.

Una manera de analizar este tipo de precipitaciones es la modelización numérica. Realizar un número elevado de simulaciones con un modelo meteorológico requiere de un número muy alto de horas de computación por lo que sería útil encontrar una estrategia alternativa que permita reducir el número de eventos a simular pero que al tiempo sean representativos. Dado que se ha concluido la existencia de dos regímenes de distribución espacial de la temperatura superficial del mar, y por tanto con una serie de áreas de temperatura uniforme claramente determinadas se puede seleccionar un número reducido de eventos de precipitaciones torrenciales que sea representativo de cada una de las distribuciones de temperatura superficial del mar. De esta manera, se han elegido para modelizar un evento correspondiente al modo de distribución de temperatura superficial del mar invernal, otro correspondiente al modo estival y un tercero para el régimen transicional de otoño. En el caso de los dos regímenes de transición de la temperatura superficial del mar se ha descartado estudiar el de primavera ya que la mayor parte de eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana se dan entre el final del verano y el otoño. También se ha considerado que durante la transición otoñal la temperatura superficial del mar presenta una distribución espacial parecida a la estival y valores aún altos que pueden fa-

vorecer los intercambios de humedad y calor en el sistema mar-atmósfera y, por tanto, ser más propicios al desarrollo de lluvias torrenciales. No obstante haber limitado el número de eventos modelizados en este trabajo, una línea futura de investigación de las lluvias torrenciales en el Mediterráneo occidental deberá necesariamente ampliar notablemente el número de simulaciones tanto en cantidad de eventos analizados como de su localización en diferentes áreas del Mediterráneo occidental ya que este trabajo está centrado en las lluvias torrenciales que afectan a la Comunitat Valenciana.

En la segunda parte de este trabajo se han analizado mediante el modelo meteorológico RAMS tres eventos de precipitaciones torrenciales. Como se ha comentado anteriormente, los tres eventos seleccionados corresponden a los distintos regímenes de distribución espacial de temperatura superficial del mar presentes en el Mediterráneo, invernal, estival y de transición entre ambos en otoño. Para este análisis se ha realizado una simulación de control inicializando el modelo con la temperatura superficial del mar media mensual correspondiente al evento en cuestión. A partir de las trayectorias de la masa de aire previa a las lluvias torrenciales se han determinado las áreas del Mediterráneo susceptibles de actuar como áreas de recarga de humedad y calor. Las siguientes simulaciones se iniciaron entonces con campos de temperatura superficial del mar modificados en las distintas zonas de interés mediante la asignación de un valor constante de 10°C en las zonas indicadas.

En el análisis de los resultados de las simulaciones queda patente la importancia del campo de temperatura superficial del mar en los resultados del modelo y, por tanto, en el desarrollo de las lluvias torrenciales dado que los valores de precipitación acumulada por el modelo difieren notablemente dependiendo de la temperatura superficial del mar utilizada. Los cambios en los resultados de precipitación del modelo se pueden dividir en dos aspectos diferentes, por una parte se registra un cambio en los valores totales acumulados y por otra parte se dan cambios en la distribución espacial de la precipitación. En el caso de las simulaciones correspondientes a las distribuciones de temperatura superficial del mar de invierno y verano el principal efecto en los resultados del modelo ha sido la variación en los valores acumulados de precipitación, siendo muy importante en algunos casos, mientras que en el caso del régimen de transición ha sido más notable el cambio en la distribución espacial de la precipitación.

Estos cambios en los campos de precipitación indican también cambios en la dinámica atmosférica o en los procesos que generan o alimentan las lluvias torrenciales. En las simulaciones de control, con la temperatura superficial del mar original sin modificar, se observa la llegada de una masa de aire húmedo en niveles superficiales desde el Mediterráneo occidental hacia las costas de la Comunitat Valenciana. Esta advección húmeda cambia en el resto de simulaciones; en algunos casos la variación no es muy importante y solamente es cuantitativa pero en otros casos se produce una drástica

reducción de la humedad disponible. Esta modificación en la cantidad de humedad en la masa de aire que participa en las precipitaciones indica el mantenimiento o la disminución de los intercambios de calor y humedad en el sistema mar-atmósfera.

Los cambios más importantes en los resultados del modelo en cuanto a valores acumulados se producen en las simulaciones con temperatura superficial del mar modificada a partir de las distribuciones de invierno y verano. En ambos casos, los resultados más parecidos a los de la simulación de control se obtienen cuando se mantienen sin cambios las áreas con temperatura superficial del mar mayor mientras que las simulaciones en las que se modifican las zonas relativamente más frías los resultados del modelo difieren en menor medida respecto a la simulación de control. En el caso de la simulación correspondiente al régimen de transición otoñal los cambios más destacables corresponden a la distribución espacial de las precipitaciones aunque también se modifican los valores acumulados. Teniendo en cuenta estos resultados se puede concluir que las zonas cuya temperatura superficial del mar no ha sido modificada en las simulaciones cuyos resultados son similares a los de la simulación de control son aquellas que intervienen en mayor medida en los intercambios de energía y humedad entre el mar y la atmósfera mientras que aquellas cuya modificación apenas provoca cambios en los resultados del modelo no serán relevantes en la génesis o el desarrollo de las lluvias torrenciales. Se pueden determinar entonces aquellas áreas del Mediterráneo que presentan “potencial de recarga” para los eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana.

Analizando los resultados de las diferentes simulaciones realizadas con el modelo RAMS se concluye que, en el caso de la Comunitat Valenciana, el área que resultan más importantes en el desarrollo de las lluvias torrenciales corresponden al área comprendida entre las costas de la Comunitat Valenciana y el mar Balear. También tienen una influencia destacable, aunque en menor medida, las áreas correspondientes al Sur del mar Tirreno, el Golfo de Túnez y el sector central del Mediterráneo occidental entre Baleares y Córcega-Cerdeña. Estas áreas serán más relevantes en el caso de eventos con trayectorias de las masas de aire con mayor recorrido. Queda también patente que la temperatura superficial del mar de las zonas más septentrionales del Mediterráneo occidental y del área del Estrecho de Gibraltar no tienen apenas influencia en el desarrollo de las lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana.

Se ha conseguido determinar, por tanto, aquellas áreas del Mediterráneo occidental cuya temperatura superficial del mar actúa como agente catalizador o intensificador en el desarrollo e intensidad de las lluvias torrenciales en la Comunitat Valenciana. La observación de la temperatura superficial del mar en estas áreas ayudará a la previsión de eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana por lo que deben ser monitorizadas

y utilizadas como factores de previsión o alerta ante el riesgo de precipitaciones torrenciales. Los resultados obtenidos en este trabajo se refieren exclusivamente a los eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana pero la metodología de estudio puede ser exportada a episodios de lluvias torrenciales que se registren en otras áreas de la cuenca mediterránea, especialmente en el Mediterráneo occidental.

El principal resultado de este trabajo es el análisis de la distribución espacial de la temperatura superficial del mar que puede servir de punto de partida tanto para nuevos estudios de lluvias torrenciales en el Mediterráneo como en la investigación del cambio climático en la cuenca mediterránea a partir de las tendencias de temperatura superficial del mar. En este sentido, una línea de trabajo futuro será la extensión de las simulaciones con el modelo meteorológico al resto del litoral del Mediterráneo occidental para, a partir de la distribución de temperatura superficial del mar ya establecida, determinar las áreas de recarga para las diferentes regiones mediterráneas y, por tanto, mejorar la vigilancia y pronóstico de las lluvias torrenciales. Desde el punto de vista del cambio climático, el conocimiento de la tendencia de la temperatura superficial del mar en las áreas de recarga ya identificadas puede permitir el desarrollo de escenarios futuros respecto a los eventos de precipitaciones torrenciales.

Apéndice A

Regional Atmospheric Modelling System

*Dudo que el ordenador llegue algún día a
igualar la intuición y capacidad creativa
del sobresaliente intelecto humano*

Isaac Asimov

RESUMEN: Este apéndice describe los fundamentos físicos y matemáticos del modelo Regional Atmospheric Modelling System (RAMS).

A.1. Introducción

En este capítulo se presenta una descripción del modelo meteorológico utilizado en las simulaciones de eventos de precipitaciones intensas realizadas en este trabajo. El modelo utilizado ha sido el Regional Atmospheric Modelling System (RAMS), descrito en Pielke et al. (1992). RAMS es un modelo de mesoescala desarrollado inicialmente por científicos de la Universidad Estatal de Colorado (CSU), en colaboración con la empresa ASTER (división de Mission Research, Inc), encargándose en la actualidad de su desarrollo y mantenimiento la empresa ATMET ¹.

RAMS nació de la unión de dos programas de investigación desarrollados a principios de los años setenta en la CSU dedicados al diseño de un modelo de nubes y de un modelo del sistema de brisa mar-tierra. Tras el desarrollo independiente de estos dos modelos, se inició un proyecto para unir las capacidades de ambos en uno solo, RAMS. Desde el nacimiento del modelo en 1986 este ha experimentado una continua evolución y mejora incorporando

¹Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies, www.atmet.com

nuevos esquemas numéricos y parametrizaciones, así como una optimización del código para su mayor eficiencia y el desarrollo de la versión en paralelo del modelo. En este trabajo se ha utilizado la versión 4.3 del modelo, diseñada para trabajar sobre una arquitectura de procesadores en paralelo. El modelo RAMS, aunque también se utiliza en previsión meteorológica operativa, es un modelo dedicado fundamentalmente al campo de la investigación.

RAMS es un modelo numérico para la simulación meteorológica muy versátil ampliamente utilizado como modelo de área limitada debido a que muchas de sus parametrizaciones se han diseñado para el estudio de fenómenos mesoescalares o para altas resoluciones que simulen procesos nubosos. No obstante, las últimas versiones del modelo (4.3 y 4.4) permiten simular procesos a mayor escala tanto espacial como temporal, pudiendo utilizarse también como modelo climático. De este modo, RAMS puede ser configurado para cubrir un área tan grande como un hemisferio y simular procesos atmosféricos de gran escala como fenómenos referidos a áreas reducidas, desde fenómenos de escala local como tornados, flujos de viento entre valles o flujos turbulentos entre edificios hasta fenómenos de mayor escala tales como sistemas tormentosos o flujos zonales. Sus aplicaciones más frecuentes se centran en los fenómenos de mesoescala (escalas horizontales de 2 a 2000 km), estudios de calidad del aire y previsión meteorológica.

El modelo contiene un gran número de opciones de configuración que abarcan un amplio abanico de aplicaciones. Este gran espectro de posibles configuraciones incluye una amplia variedad de resoluciones (desde metros a cientos de kilómetros) y dominios espaciales (de unos pocos kilómetros a un hemisferio) a una gran variedad de opciones y parametrizaciones de física de la atmósfera. Esto permite caracterizar con gran detalle diferentes simulaciones en escalas meteorológicas y localizaciones geográficas particulares.

A.1.1. Estructura e inicialización

El modelo se divide en tres módulos (fig. A.1): (1) un paquete de análisis de datos (compuesto por dos módulos DPREP+ISAN) para el análisis e ingestión de datos de inicialización que prepara la ejecución del modelo, (2) un módulo meteorológico (RAMS), que resuelve las ecuaciones de la física y dinámica atmosférica y realiza la simulación propiamente dicha, y (3) un paquete de proceso de datos (REVVU), para analizar y visualizar los resultados proporcionados por el modelo.

El primer paso una simulación es la inicialización del modelo con los datos de entrada, tanto de reanálisis como de observaciones. Esta primera fase la realizan los módulos Data Preparation Package (DPREP) e Isentropic Analysis (ISAN) según el esquema representado en la figura A.2.

En primera instancia, DPREP recoge y analiza los datos de entrada al modelo, tanto resultados previos de otros modelos como datos de observa-

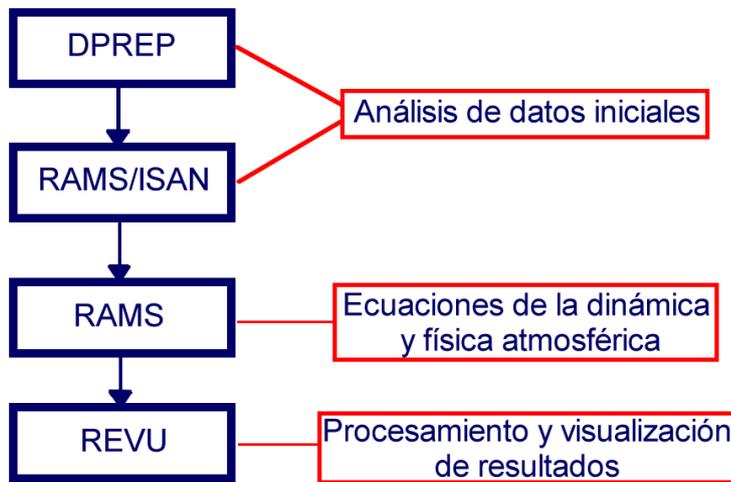


Figura A.1: Esquema del modelo RAMS

ción, preparándolos y pasándolos al formato adecuado para su ingestión en el siguiente módulo del modelo, ISAN. Entre los datos que puede procesar se hallan observaciones de radiosondeos, perfiladores de viento, torres meteorológicas, estaciones de superficie, boyas, etc.

El módulo ISAN procesa los datos de DPREP para crear las condiciones iniciales en formato RAMS, las condiciones de contorno y la asimilación de datos 4D. El proceso de ISAN consta de dos pasos; inicialmente prepara los datos en superficies isentrópicas (en niveles medios y altos), en coordenadas sigma (en niveles bajos) y en superficie para más tarde combinar los tres análisis y así crear unos análisis integrados en coordenadas sigma. Crea una malla tridimensional con los valores de los campos atmosféricos en cada celda para su uso como condiciones iniciales y como condiciones de contorno dependientes del tiempo. Estas condiciones de contorno son utilizadas para ajustar las soluciones del modelo a fin de evitar divergencias en la resolución numérica de las ecuaciones.

El segundo proceso en ISAN es la preparación de los ficheros de inicialización en formato RAMS. Este paso realiza una integración de todos los análisis de datos realizados con anterioridad, teniendo en cuenta las observaciones de superficie y la topografía para evaluar la corrección de los análisis realizados. Finalmente los resultados se interpolan a las coordenadas polar-estereográficas del modelo y se transforman los archivos a formato RAMS.

Durante todo el proceso de simulación RAMS va realizando ajustes (“nudging”) entre los resultados del modelo y los análisis y datos de observación utilizados como condiciones de contorno, a fin de evitar divergencias del modelo respecto a las condiciones reales de la atmósfera. De este modo se

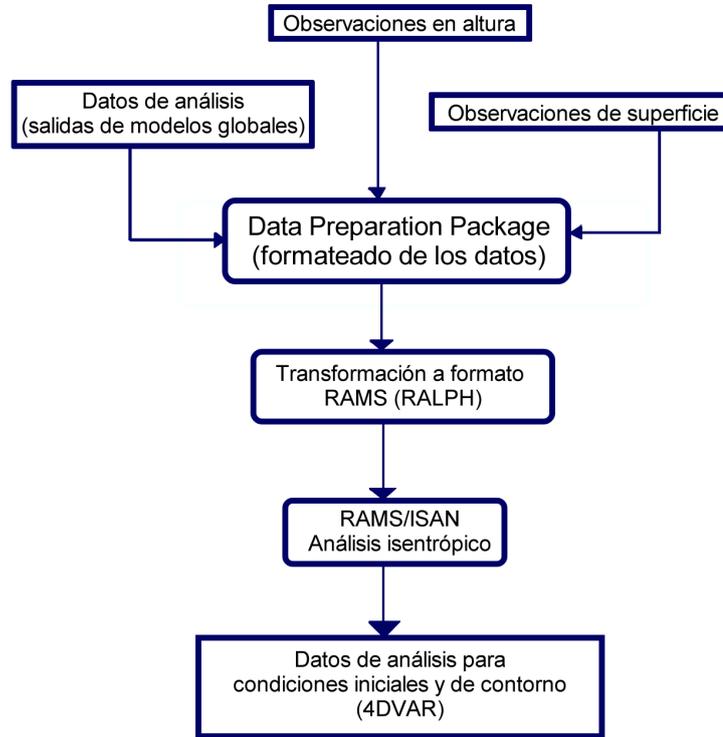


Figura A.2: Esquema del proceso de entrada y preprocesado de los datos iniciales y de contorno en el modelo RAMS por los módulos DPREP e ISAN

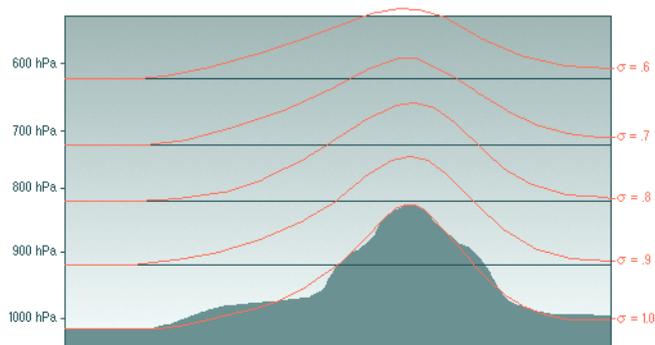


Figura A.3: Coordenadas sigma

introducen en el modelo factores como la variación temporal de las observaciones y se evita que se propaguen errores desde el interior de la malla hacia

los bordes. Este proceso de ajuste se realiza en las fronteras del dominio de simulación, en su cima e interior. En cada una de estas áreas se utilizan esquemas de ajuste diferentes. En las zonas laterales RAMS utiliza el esquema de Davies. En el interior del dominio se utiliza la técnica de asimilación de datos en cuatro dimensiones (4DDA), donde los datos reales se interpolan a las mallas del modelo y posteriormente el modelo se ajusta a su análisis; mientras que la técnica de ajuste a las observaciones solamente se aplica en los puntos de la malla próximos al punto de observación. El primer método suele ser más eficiente y rápido mientras que el segundo garantiza que el ajuste solamente se realiza donde se dispone de datos reales.

A.1.2. Esquemas físicos y matemáticos

El modelo RAMS está diseñado a partir de las ecuaciones de movimiento que explican la dinámica atmosférica, con una serie de simplificaciones y parametrizaciones. Con esta base, el modelo se complementa con una serie de parametrizaciones opcionales de los diversos procesos atmosféricos. Entre éstos destacan la difusión turbulenta, radiación solar y terrestre, efectos cinemáticos del terreno, procesos húmedos de formación e interacción de nubes y precipitaciones o el intercambio de calor entre la atmósfera, suelo, cubierta vegetal y la superficie del mar. En la tabla A.1 se resumen las ecuaciones y características principales del modelo.

Principales características del RAMS	
Ecuaciones	3-D, no hidrostático, compresible, <i>time-split</i>
Coordenadas	Hor.: Transformación de polar-estereográfica <i>rotada</i> Vert.: Altura según el terreno
Anidamiento de mallas	De dos sentidos y reversible, conservación de la masa entre mallas, relaciones espacio/tiempo definidas por el usuario
Esquemas de tiempo	Híbrido (<i>leapfrog velocity</i> , <i>forward scalars</i>)
Turbulencia	Coefficientes de intercambio turbulento desde TKE pronosticada
Advección	<i>Leapfrog</i> de segundo orden para velocidad, <i>forward</i> de segundo orden para escalares
Convección	Convección profunda según esquema de Kuo
Microfísica	Nubes, lluvia, 5 agregados de hielo
Radiación	Tres parametrizaciones de onda corta y larga
Flujos superficiales	Modelo de pronóstico de humedad y temperatura del suelo; parametrización para la nieve
Asimilación de datos	Asimilación de datos en 4 dimensiones, <i>relajación de análisis</i>

Tabla A.1: Algunas características del modelo RAMS

RAMS tiene una gran cantidad de opciones configurables para cada simu-

lación a través de dos vías diferentes; bien desde un archivo de configuración propio de cada simulación o mediante modificaciones en el código fuente. En el archivo de configuración, RAMSIN, se especifican características de la simulación como su duración, extensión espacial, número de mallas, estratificación vertical, número de celdas de las mallas, opciones de microfísica o parametrizaciones de nubes entre un extenso número de opciones.

Una de las características principales del modelo RAMS es la técnica de mallas anidadas; siendo una malla la zona de la atmósfera que se está simulando, dividida en una serie de celdas donde se resuelven las ecuaciones de movimiento. La interacción y realimentación entre mallas permite la simulación simultánea de procesos a diferente escala mediante el uso de mallas interactivas. De este modo se resuelven simultáneamente las ecuaciones del modelo en diferentes resoluciones espaciales. Así la malla más fina (de mayor resolución y menor extensión espacial) resuelve los fenómenos de pequeña escala, como tormentas o flujos locales de viento sobre orografía compleja, mientras que las mallas de menor resolución (y mayor extensión) simulan fenómenos de escala sinóptica, que interactúan con los fenómenos mesoescales y proporcionan condiciones de contorno a las mallas inferiores. El modelo resuelve las ecuaciones en la malla exterior para el primer intervalo de tiempo; a continuación interpola sus resultados a la frontera de la malla interior y evalúa las tendencias en dicha malla. Tras resolver los siguientes pasos de tiempo, siempre más cortos en la malla interior, se promedian los valores coincidentes en la malla superior y se reemplazan esos valores. Este anidamiento se realiza tanto en vertical como en horizontal y cumpliendo siempre las leyes de conservación de la masa.

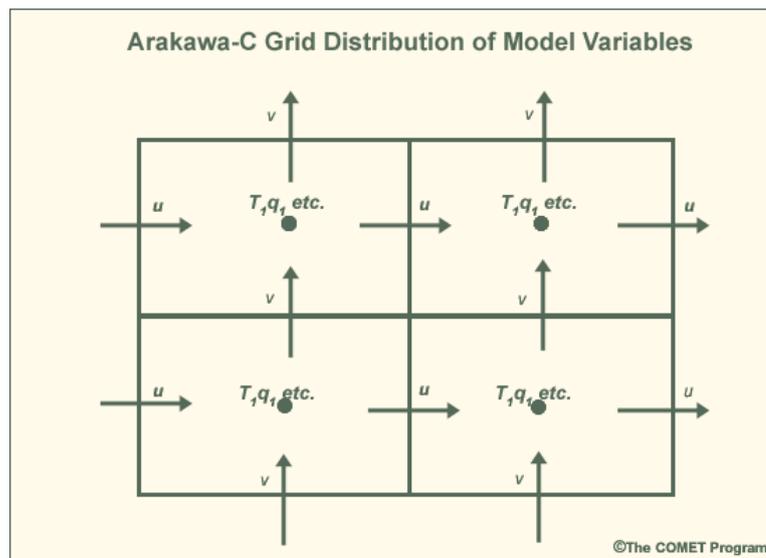


Figura A.4: Esquema de malla de Arakawa

Uno de los principales problemas en la modelización meteorológica es la resolución de la convección atmosférica. En las ecuaciones de estado de la atmósfera los términos relacionados con la convección son algunos de los más significativos a la hora de definir los movimientos atmosféricos. Para abordar estos procesos se han desarrollado diferentes parametrizaciones y esquemas de cálculo, en todo caso incompletos debido al aún incompleto conocimiento de la convección de aire húmedo. En el modelo RAMS se ha implementado una modificación del esquema de convección de Kuo realizada por Molinari (1985). Este es un esquema de equilibrio en el que la convección consume la inestabilidad convectiva aportada por las escalas superiores.

RAMS dispone de un completo núcleo de microfísica de la atmósfera (Walko et al., 1995b; Meyers et al., 1997) que incluye prácticamente todos los procesos en los que intervienen el agua y los hidrometeoros:

- Nucleación de las gotas de nube
- Nucleación del hielo, producción secundaria de hielo
- Crecimiento por difusión del vapor de agua
- Evaporación/sublimación - Congelación/fusión
- Difusión del calor, sedimentación, colisiones entre hidrometeoros,...

En cuanto a los esquemas temporales de cálculo, RAMS usa el esquema híbrido. En este esquema los valores de las distintas variables en las distintas mallas se calculan en intervalos de tiempos diferentes, usualmente más cortos para las mallas de mayor resolución y para las variables que presentan propagaciones más rápidas en forma de ondas (turbulencias, ondas de montaña,...)

Durante la simulación, el modelo va produciendo una serie de archivos de resultados según los intervalos temporales seleccionados en RAMSIN. Estos archivos pueden contener todas las variables en todos los puntos de la malla tridimensional, pueden presentar solamente una serie de variables seleccionadas y pueden utilizarse para el reinicio de simulaciones a partir de un determinado momento.

A.2. Descripción técnica

En esta sección se muestra una descripción de las ecuaciones físicas y métodos numéricos-matemáticos utilizados por el modelo RAMS, basada en el documento “*The Regional Atmospheric Modeling System. Technical Description*” ATMET (2000) elaborado por los desarrolladores del modelo. También puede encontrarse una descripción del modelo en Pielke et al. (1992).

A.2.1. Ecuaciones generales

El modelo RAMS está basado en las ecuaciones generales que rigen el comportamiento de la atmósfera, como son las ecuaciones del movimiento, las conservaciones de la energía y la masa,... En las últimas versiones de RAMS se ha optado por la solución no hidrostática de estas ecuaciones:

- Ecuaciones de movimiento

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} &= -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\
&\quad + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\
\frac{\partial v}{\partial t} &= -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\
&\quad + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (\text{A.1}) \\
\frac{\partial w}{\partial t} &= -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) \\
&\quad + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right)
\end{aligned}$$

- Ecuación termodinámica

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} &= -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \quad (\text{A.2}) \\
&\quad \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad}
\end{aligned}$$

- Ecuación de continuidad de las especies de agua

$$\begin{aligned}
\frac{\partial r_n}{\partial t} &= -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \\
&\quad \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (\text{A.3})
\end{aligned}$$

- Ecuación de continuidad de la masa

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (\text{A.4})$$

donde el significado de algunos de los símbolos y variables utilizados son

Símbolo	Definición
K_m	Coefficiente de viscosidad turbulenta para el momento
K_h	Coefficiente de viscosidad turbulenta para la humedad y el calor
θ_{il}	Temperatura potencial para el agua líquida y el hielo
r_n	Proporción de mezcla para los diferentes estados o agregados del agua
ρ	Densidad
π	Función de Exner
π'	Función de Exner perturbada
θ_v	Temperatura potencial virtual

Tabla A.2: Símbolos usados en este apéndice

A.2.2. Mallas y coordenadas

El tipo de malla utilizado por el RAMS es el tipo C estándar, descrito por Messinger y Arakawa (1976). En este tipo de malla las variables termodinámicas y las referentes a la humedad se definen en un mismo punto mientras que las tres componentes de la velocidad, u , v y w , están desplazadas la mitad del brazo de malla, $\frac{1}{2}\Delta x$, $\frac{1}{2}\Delta y$ y $\frac{1}{2}\Delta z$, respectivamente.

La malla horizontal utiliza coordenadas polar-estereográficas rotadas, donde el polo se rota a un área cercana al centro del dominio para minimizar la distorsión de la proyección en el área de interés. En cuanto a la estructura vertical, las mallas del modelo utilizan la coordenada σ_z , que sigue el perfil del terreno de manera más fiel cuanto más cerca de la superficie. En este sistema de coordenadas la cima del dominio presenta una forma plana mientras que la base del dominio sigue exactamente el perfil de la superficie. En cuanto a las coordenadas verticales el modelo RAMS utiliza capas de espesor variable a fin de incrementar la resolución cerca de la superficie. Para ello se define un factor de multiplicación para el cálculo de los diferentes espesores y conseguir así que la capa superficial tenga un espesor reducido que va aumentando gradualmente en cada estrato hasta un valor límite prefijado a partir del cual todos los estratos tienen el mismo espesor.

El anidamiento de mallas se utiliza en el modelo RAMS para alcanzar gran resolución espacial en las zonas de interés, de extensión espacial reducida, mientras que en dominios de mayor extensión el modelo trabaja con menor resolución. Una malla anidada ocupa una región dentro del dominio espacial de la malla superior y coincide en algunos puntos con los de la malla contenedora. En coordenadas horizontales, cada celda de la malla superior debe contener un número entero (índice de anidamiento) de celdas de la malla anidada. Las mallas anidadas pueden extenderse en la vertical hasta el límite superior fijado en la simulación, haciendo coincidir siempre los niveles verticales con los de la malla superior.

RAMS utiliza las técnicas de anidamiento de mallas descritas en Clark y Farley (1984) y Clark y Hall (1991), con la generalización para mallas que

varían su índice de anidamiento según la coordenada horizontal descrita en Walko et al. (1995a). Esta técnica implica una interacción en dos direcciones de todas las variables pronosticadas entre mallas. Los valores actualizados de ésta se comunican a la malla anidada en cada intervalo de cálculo de la superior, interpolándose a los puntos de la frontera de la malla anidada y reemplazando a los valores que había en ésta. A continuación se procede a calcular durante los intervalos de cálculo de la malla anidada, normalmente inferiores, hasta completar un ciclo de cálculo equivalente al intervalo de la malla superior. En este punto se promedian los valores de todas las celdas de la malla anidada contenidas en una celda de la superior. Este valor promediado sustituye al valor de la celda de la malla superior.

Los valores de pronóstico de las componentes de la velocidad, temperatura potencial y variables relacionadas con la humedad se multiplican por la densidad antes de efectuar la comunicación entre mallas. Los métodos de interpolación y promedio están diseñados para conservar las integrales de volumen² de estas variables ponderadas con la densidad. Esto implica que la interacción entre mallas conserva la masa, el momento y la energía termodinámica interna.

A.2.3. Esquemas de tiempo

En el modelo RAMS se dispone de los esquemas de tiempo en *forward-backward* de primer orden, *leapfrog* o un esquema híbrido que utiliza el primero para las variables termodinámicas y el segundo para las componentes del viento y la presión. Todos estos esquemas se formulan con la técnica del *time-split*, consistente en dividir el tiempo de cálculo fijado para el modelo en cada paso en una serie de intervalos menores para el cálculo de los términos de las ecuaciones responsables de propagaciones de ondas de alta frecuencia, como las ondas acústicas y de gravedad. Con esta técnica de *time-split* se formulan las ecuaciones básicas A.1 a A.4 simplificadas.

Estas ecuaciones se evalúan con la técnica del *time-split* para los modos más rápidos frente a otros más lentos como la advección horizontal o la fuerza de Coriolis mediante los siguientes pasos

1. Evaluación de F_u, F_w y F_θ
2. Evaluación de las componentes de la velocidad en el tiempo $t + \Delta t_s$ siendo Δt_s el intervalo corto de cálculo
3. Evaluación de la presión en $t + \Delta t_s$ con las nuevas velocidades calculadas para $t + \Delta t_s$
4. Se repite n veces hasta que $n\Delta t_s = \Delta t_L$ siendo Δt_L el intervalo de tiempo largo prefijado en el modelo

²Conservación de una magnitud en un volumen finito

A.2.4. Advección

RAMS utiliza dos tipos de esquemas de advección, *standard leapfrog* y *forward-upstream*. El esquema de advección *leapfrog* se utiliza para todas las variables si se usa el esquema de tiempo *leapfrog* y en las componentes de la velocidad para el esquema de tiempo híbrido. Los esquemas advectivos se configuran en forma de flujo para cumplir la conservación de la masa y el momento.

A.2.5. Parametrización de la turbulencia

El tamaño de las mallas fijado en cada simulación determina las escalas espaciales que el modelo resuelve explícitamente y las que deben parametrizarse. El promediado de Reynolds de las ecuaciones diferenciales de momento y de las magnitudes escalares conservativas divide el transporte por advección en sus componentes resueltas y parametrizadas. Éstas se expresan en términos de covarianzas de la forma $\overline{u'_i u'_j}$ para el momento y $\overline{u'_i \phi'}$ para los escalares, donde los subíndices i, j muestran las direcciones espaciales $[1,2,3]$, u_i es la componente de la velocidad que afecta al transporte, u_j es la componente de la velocidad transportada, ϕ representa la magnitud escalar transportada y las variables marcadas como ' son la desviación respecto a la media. La contribución a la tendencia de las variables resueltas debida al transporte turbulento será entonces

$$\left(\frac{\partial u_j}{\partial t}\right)_{TURB} = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\overline{u'_i u'_j}\right) \quad (\text{A.5})$$

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_{TURB} = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\overline{u'_i \phi'}\right) \quad (\text{A.6})$$

RAMS parametriza el transporte turbulento siguiendo la llamada “K-theory”, en la cual las covarianzas se evalúan como el producto de un coeficiente de mezcla turbulenta y el gradiente de la variable transportada. En el caso de las variables escalares este producto toma la forma

$$\overline{u'_i \phi'} = -K_{hi} \frac{\partial \phi}{\partial x_i} \quad (\text{A.7})$$

con K_{hi} el coeficiente de mezcla para los escalares aplicado en la dirección i que obliga a los flujos turbulentos parametrizados a ser siempre contrarios al gradiente. Para las componentes de la velocidad existen dos posibilidades, si las escalas vertical y horizontal son comparables y se pueden resolver los movimientos convectivos las componentes turbulentas de Reynolds se calculan

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (\text{A.8})$$

aplicada en la dirección i para $i, j = [1, 2, 3]$ con K_{mi} el coeficiente de mezcla turbulenta para el momento, asumiendo el mismo valor en las direcciones i, j . La simetría de las componentes turbulentas de Reynolds es una propiedad básica de los fluidos cuya violación podría llevar a grandes errores en los resultados del modelo cuando la convección se resuelve explícitamente.

Cuando la resolución horizontal es mucho mayor que la vertical no es esencial la simetría de la turbulencia de Reynolds. La menor resolución espacial evita los problemas citados en el caso anterior; a su vez, los valores de K_{mi} en estas mallas son mayores en las direcciones horizontales que en la vertical. Este coeficiente de mezcla horizontal es mucho mayor que cualquier transporte turbulento y es necesario solo para preservar la estabilidad numérica de las ecuaciones. Así la ecuación A.2 se aplica solamente en la horizontal restringiendo i, j a $[1, 2]$ y usando la siguiente expresión cuando i o j son iguales a 3

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad (\text{A.9})$$

Cuando los valores de la energía cinética turbulenta (ECT en adelante) son pronosticados, para baja resolución espacial horizontal, RAMS utiliza el esquema de Mellor y Yamada (1984) para el cálculo de los coeficientes verticales de mezcla. Este esquema asume que los flujos promediados de Reynolds no resuelven la convección y que todo el transporte vertical viene de la convección parametrizada. Cuando la resolución horizontal es grande se utiliza el esquema de Deardorff (1980) en el que el transporte turbulento se parametriza solamente en función de los movimientos turbulentos de escala menor a las resolubles por el modelo y asume que los movimientos explícitamente resueltos son capaces de llevar la mayor parte del transporte turbulento, tanto en la horizontal como en la vertical.

Definiendo la ECT como

$$e = 0,5 \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2} \right) \quad (\text{A.10})$$

la ecuación de pronóstico para la ECT sería

$$\begin{aligned} \frac{\partial e}{\partial t} = & -u \frac{\partial e}{\partial x} - v \frac{\partial e}{\partial y} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \\ & \frac{\partial}{\partial x} K_e \frac{\partial e}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_e \frac{\partial e}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_e \frac{\partial e}{\partial z} + P_S + P_b + \varepsilon \end{aligned} \quad (\text{A.11})$$

siendo P_S el término de producción por cizalladura y P_b el término de producción por flotabilidad, ε el término de disipación y las difusividades turbulentas verticales para el momento, el calor y la ECT son K_m , K_h y K_e .

A.2.6. Parametrizaciones en la capa superficial, el suelo y la vegetación

Los flujos de calor, momento y vapor de agua en la superficie se calculan según el esquema de Louis (1979) que aproxima las funciones de perfiles de Businger mediante expresiones analíticas no iterativas. Este esquema se utiliza para determinar los flujos de la superficie hacia la atmósfera y se utiliza tanto sobre superficies de agua, suelos desnudos o cubiertos por vegetación. Estos flujos calculados sirven como condiciones de contorno para los procesos de difusión a escalas menores que la malla de simulación.

Para el cálculo de los flujos de vapor de agua, energía y momento entre la superficie y la atmósfera RAMS dispone del modelo de suelo Land Ecosystem Atmosphere Feedback (LEAF-2). LEAF-2 representa el almacenamiento e intercambio vertical de agua y energía en múltiples capas del suelo, incluyendo efectos de la congelación y fusión en el suelo, la presencia de agua en la superficie y la cobertura nivosa, la vegetación y el comportamiento del aire en el dosel de la vegetación. Este modelo divide en partes cada una de las celdas de la malla para reflejar la variabilidad en los tipos de suelo y de vegetación. Atendiendo a esta división, el modelo evalúa y pronostica los valores de las diferentes variables así como sus interacciones e intercambios con la atmósfera libre. LEAF-2 utiliza también un modelo hidrológico para calcular las escorrentías e intercambios de agua entre las diferentes subdivisiones de las celdas de la malla.

A.2.7. Técnicas de análisis de datos

En las simulaciones inicializadas con datos de observación el modelo RAMS necesita un análisis previo de los datos para la elaboración de las condiciones iniciales, para las tendencias en las fronteras del dominio de los procesos de gran escala y la asimilación de datos en cuatro dimensiones (4D). Los distintos conjuntos de datos de observación se tratan con un paquete de análisis isentrópico de mesoescala propio del modelo llamado Isentropic Analysis Package (RAMS/ISAN, Tremback (1990)).

Las coordenadas isentrópicas presentan algunas ventajas como recoger correctamente la variabilidad de los campos atmosféricos al ser los flujos de escala sinóptica adiabáticos en una primera aproximación. Además, las áreas isentrópicas tienden a estar agrupadas en las áreas frontales por lo que mejora la resolución de los análisis en estas zonas de discontinuidad. También son útiles para estudiar fenómenos de onda corta, ya que al presentar pendiente en la proximidad de los frentes permiten estudiar aquellas como fenómenos de longitud de onda mayor y por tanto analizarlos de forma más precisa.

Por el contrario, un problema de las coordenadas isentrópicas es la disminución de la resolución vertical cuando la estabilidad disminuye y las áreas isentrópicas intersectan con la superficie. Para evitar esto, en las proximi-

dades de la superficie RAMS/ISAN incluye una coordenada vertical *híbrida* que mezcla características de las coordenadas isentrópicas y σ_z .

RAMS/ISAN realiza análisis de los datos para cada una de las mallas, por lo que se pueden realizar análisis de mayor resolución en la zona de interés. RAMS/ISAN puede usar datos de reanálisis o de salidas operativas de modelos que son leídos e interpolados en coordenadas polar-estereográficas para cada una de las mallas de simulación creando un conjunto de datos con la presión como coordenada vertical. A continuación los datos se interpolan en la vertical en coordenadas isentrópicas y en coordenadas σ_z . RAMS/ISAN también puede tratar datos procedentes de sondeos atmosféricos, interpolados a los niveles isentrópicos y en coordenadas σ_z y de observaciones en superficie.

Con estos tres tipos de datos se construyen tres campos de datos “analizados” en coordenadas isentrópicas, σ_z y datos de superficie. Estos grupos de datos se mezclan para obtener las condiciones de inicio del modelo. Para la mezcla de estos datos se escoge una capa, normalmente cercana a la capa límite y desde la superficie terrestre hasta el límite inferior de esta capa el análisis se define con los datos analizados en coordenadas σ_z ; desde la cima de la capa hasta la cima del dominio del modelo se utilizan los datos en coordenadas isentrópicas; mientras, en la propia capa se realiza una media ponderada de los datos en coordenadas isentrópicas y σ_z , asignando los pesos de cada dato linealmente en función de la altura.

Este esquema de mezcla de datos puede presentar algunos problemas como el desconocimiento de la extensión vertical exacta del efecto de los datos en la superficie o la falta de representatividad de datos de naturaleza puntual afectados por factores muy locales. Para evitar estos problemas RAMS/ISAN dispone de una serie de filtros, interpolaciones y reanálisis que analizan estos datos en busca de errores.

Inicialización de la topografía: La configuración del terreno es muy importante en muchos fenómenos meteorológicos y por ello debe representarse adecuadamente en los modelos. Una condición que debe cumplir esta representación es la compatibilidad entre los datos de las distintas mallas y no debe perderse información al pasar de un conjunto de datos continuo a una colección discreta de puntos de una malla que pueda filtrar características importantes del terreno.

La representación de los datos de elevación del terreno comienza con un conjunto de sus valores en coordenadas geográficas. En primer lugar, se realiza una interpolación horizontal de dichos datos a una malla temporal de resolución similar a la de los datos en coordenadas polar-estereográficas. A continuación se interpola a una nueva malla con aproximadamente la mitad de resolución espacial que la requerida por el modelo, filtrando así datos de escala muy fina. En este momento se realizan dos tipos de promedios, uno convencional y otro de “*silueta*”. El primero consiste en el cálculo de la

media aritmética de la elevación del terreno en la malla temporal más fina contenida en una celda de la malla más grande, asignándose este valor de la elevación a la celda de la malla superior. El esquema de “silueta” calcula la altitud media de la silueta de la topografía, en una vista desde el este o el oeste, de las celdas de la malla fina contenidas en una de la superior y repite el proceso en una vista desde el norte o el sur. A continuación, realiza un promedio con los dos cálculos anteriores para asignarlo a la celda de la malla superior. Mientras la media convencional preserva el volumen total del terreno sobre la superficie del mar el esquema de “silueta” añade masa al “rellenar” parcialmente los valles. Se utiliza para mantener la altura efectiva media de las barreras topográficas que provocan ascensos de las masas de aire. El promediado convencional reduce la altura de estas barreras, especialmente cuando la barrera es de una escala más fina que la resolución de la malla y no puede ser capturada en el análisis topográfico. Así se realiza una media ponderada de los dos esquemas de cálculo, con el peso de cada variable especificado por el usuario del modelo. Finalmente, se realiza una última interpolación a la malla definida en la simulación. La topografía de las mallas anidadas debe ser compatible entre sí. El promedio de los valores de elevación de la malla más fina correspondientes a una celda de la malla grande deben resultar iguales al valor de su elevación. Además, los valores en las celdas cerca de la frontera lateral de la malla deben ser resultado de una interpolación bicuadrática de los valores de la malla grande.

RAMS utiliza esquemas de asimilación de datos en cuatro dimensiones (4DDA) para ajustar los resultados de la simulación a los datos de observación a medida que la simulación progresa. El esquema 4DDA utilizado por RAMS es un método de ajuste mediante el cual se añade un término adicional al pronóstico del modelo. Este término se escribe como

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\phi_{obs} - \phi_m}{\tau} \quad (\text{A.12})$$

donde ϕ representa a las variables pronosticadas u , v , θ_{il} , π y r_T . τ es la escala de tiempo en la que se realiza el ajuste que, en el modelo RAMS, se puede dividir en tres partes (ajustes en el interior del dominio, en la cima y en las fronteras laterales). La escala de tiempo finalmente utilizada será la menor de las tres o la que provea de un mejor ajuste.

Técnicas de ajuste 4DDA: RAMS utiliza la técnica conocida como *análisis por nudging* para la asimilación 4DDA en la que primero se analizan objetivamente los datos de observación a la malla del modelo y a continuación los resultados del modelo se ajustan a este análisis. Este tipo de ajuste contrasta con el *nudging observacional* que se realiza solamente en las cercanías de los puntos con observaciones reales. La primera técnica tiene la ventaja de ser más fácil y eficiente de implementar mientras que la segunda garantiza que el ajuste se realiza solamente en puntos donde se dispone de datos reales; RAMS combina ambas técnicas. Para ello calcula una función

tridimensional de pesos, $\varepsilon(x, y, z)$, que se usa como factor de ponderación en la especificación de las escalas de tiempo. Esta función puede combinar varios factores como la proximidad a la estación, el tipo de sensores, la fiabilidad de la observación u otros factores.

A.2.8. Parametrización convectiva

Los fenómenos convectivos son algunos de los que más influyen en el estado de la atmósfera así que su parametrización es uno de los problemas más complejos a los que se enfrenta la modelización meteorológica. Entre los esquemas de cálculo de la convección disponibles RAMS utiliza una modificación (Molinari, 1985) del esquema de parametrización convectiva de Kuo (1974).

Esquema simplificado de parametrización convectiva de Kuo: El esquema de Kuo es un esquema de equilibrio; la convección consume la inestabilidad convectiva aportada por las grandes escalas meteorológicas. Los términos de las ecuaciones básicas termodinámica A.2 y de conservación de las especies de agua A.3 debidos a la convección se expresan

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)_{con} = L(1-b)\pi^{-1}I\frac{Q_1}{\int_{z_g}^{z_{ct}} Q_1 dz} \quad (\text{A.13})$$

$$\left(\frac{\partial r_T}{\partial t}\right)_{con} = bI\frac{Q_1}{\int_{z_g}^{z_{ct}} Q_1 dz} \quad (\text{A.14})$$

Los pasos seguidos por RAMS en el cálculo de las tendencias convectivas son entonces

- La convección se activa si la columna (una celda de la malla en la vertical) es convectivamente inestable y existe movimiento vertical resuelto por encima de un límite establecido en el LCL.
- El nivel de origen de la convección se define como el aire con θ_E mayor en una altura inferior a 3 km sobre la superficie. Se halla entonces el LCL del aire del nivel en que se inicia la convección.
- La cima de la nube se define como el nivel por encima del cual la temperatura potencial de la adiabática húmeda es inferior a la temperatura de la malla.
- Los perfiles verticales de *calentamiento* y *humidificación* son calculados.
- Se calculan los términos de tendencias convectivas para el agua total y potencial.

A.2.9. Parametrizaciones de la radiación

RAMS dispone de dos opciones para la parametrización de la radiación de onda larga y otras dos para la onda corta, dependiendo de si se tiene en cuenta o no el efecto de las nubes. Las primeras opciones se describen en Mahrer y Pielke (1977) y son simples y eficientes pero no tienen en cuenta la cobertura nubosa. Las otras dos se describen en el trabajo de Chen y Cotton (1983) y tienen en cuenta el agua condensada presente en la atmósfera simulada.

Apéndice B

Mapas sinópticos

*Creo que debe ser Çipango, Japón según
las señas que dan esta gente.*

Cristóbal Colón en su diario respecto de
Cuba.

RESUMEN: Este apéndice muestra los mapas sinópticos de los eventos de precipitaciones torrenciales citados en el texto. Los mapas se han elaborado a partir de los datos de reanálisis NCEP.

En la tabla se muestran los eventos de precipitaciones torrenciales cuyos mapas sinópticos se presentan en este apéndice.

Fecha	PMAX en 24 h	PMAX acumulada
28/09-01/10/1986	350.1	567.6
03-04/11/1987	817	881
04-07/09/1989	255.6	619
11-12/03/1995	122	122
11-12/09/1996	520	524.5
21-26/10/2000	376	570
06-08/05/2002	400	516
10-12/10/2007	400	404.4

Tabla B.1: Listado preliminar de eventos de precipitación torrencial en la Comunitat Valenciana(PMAX=Precipitación máxima)

B.1. Mapas NCEP

En este apéndice se muestran los mapas sinópticos de los eventos de precipitaciones torrenciales mencionados en la siguiente tabla, algunos de los cuales se han analizado con detalle en la sección 4.1.

Los mapas mostrados en este apéndice muestran las variables listadas a continuación para todos los eventos de precipitaciones torrenciales estudiados en este trabajo:

- Altura geopotencial y temperatura en la superficie de 500 hPa
- Dirección y velocidad del viento y presión atmosférica en superficie

B.1.1. Evento de Septiembre de 1989 (E0989)

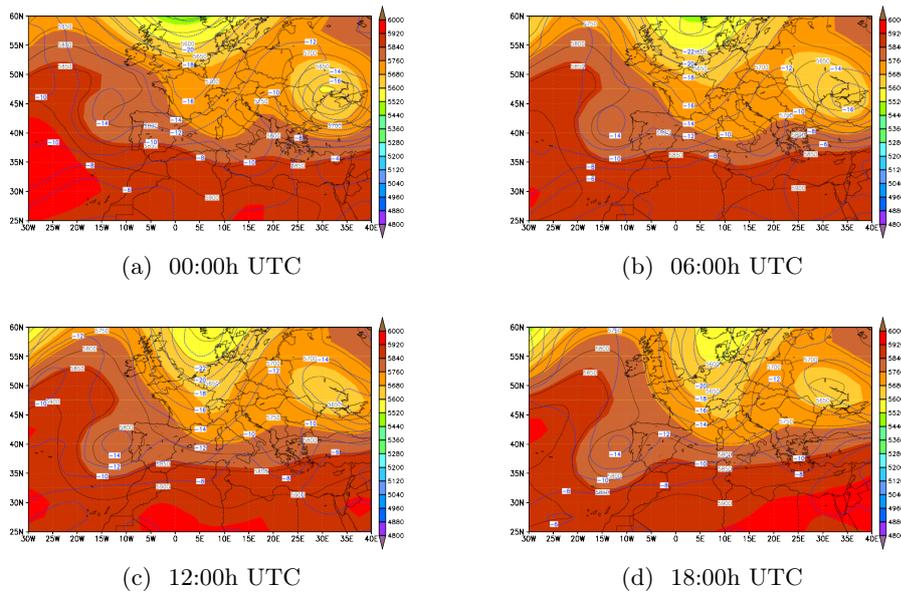


Figura B.1: TEMP-H500: 02/09/1989

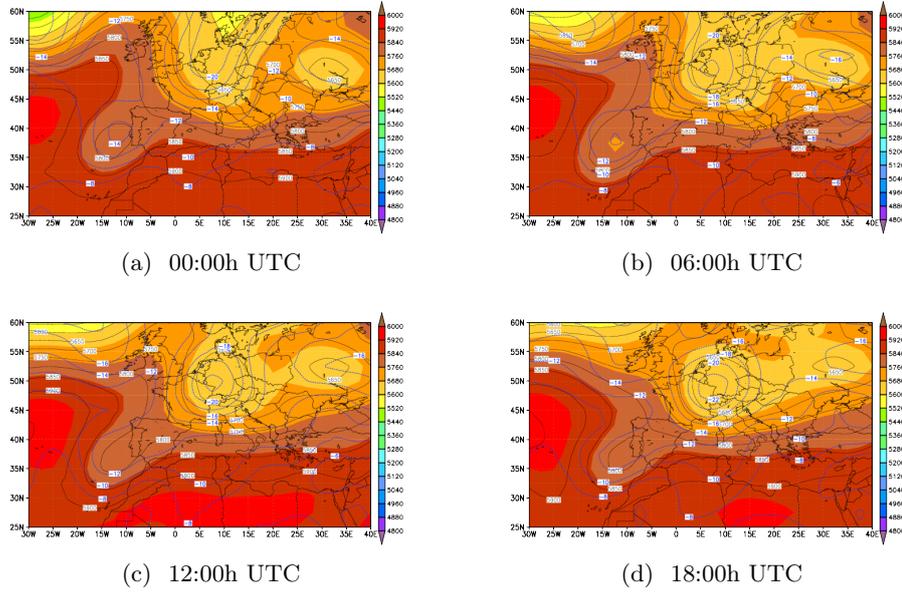


Figura B.2: TEMP-H500: 03/09/1989

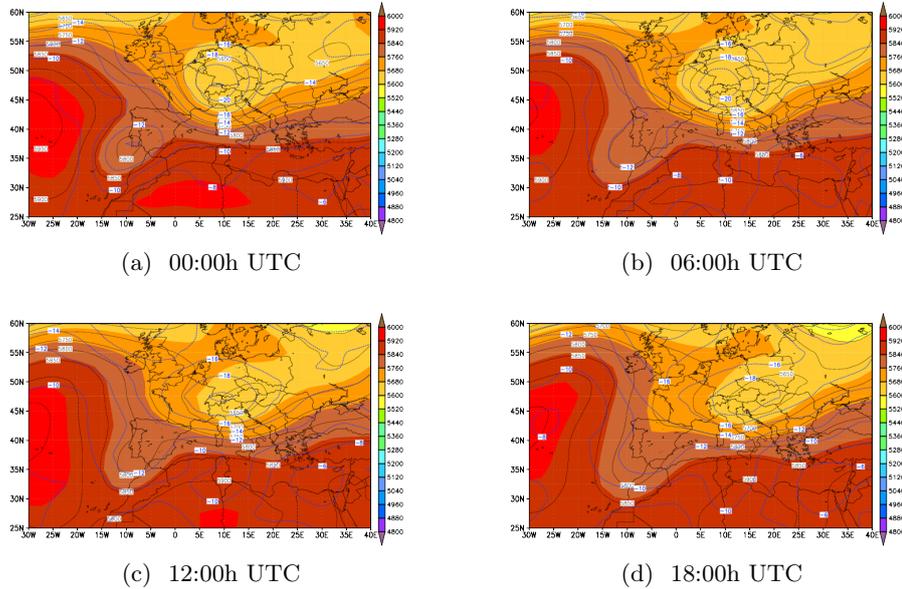


Figura B.3: TEMP-H500: 04/09/1989

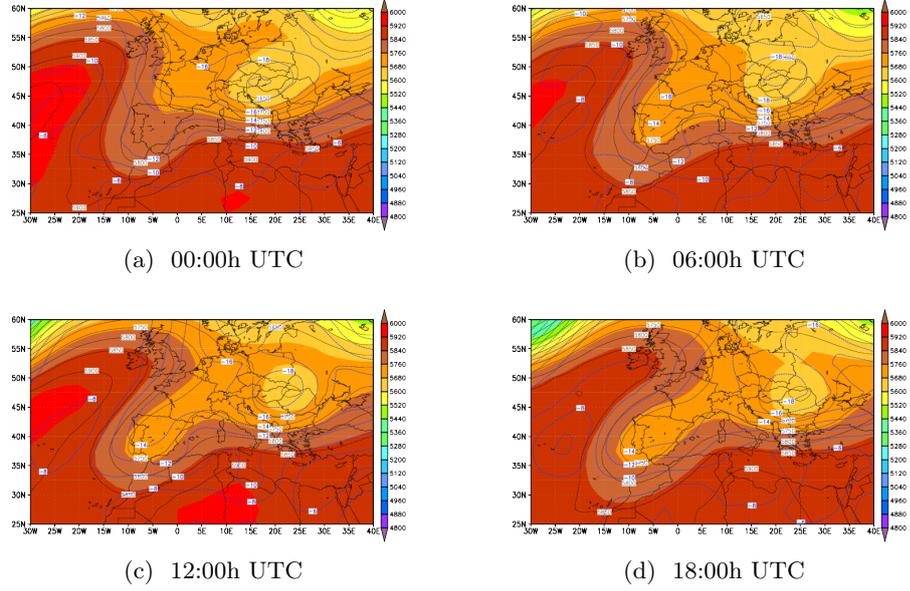


Figura B.4: TEMP-H500: 05/09/1989

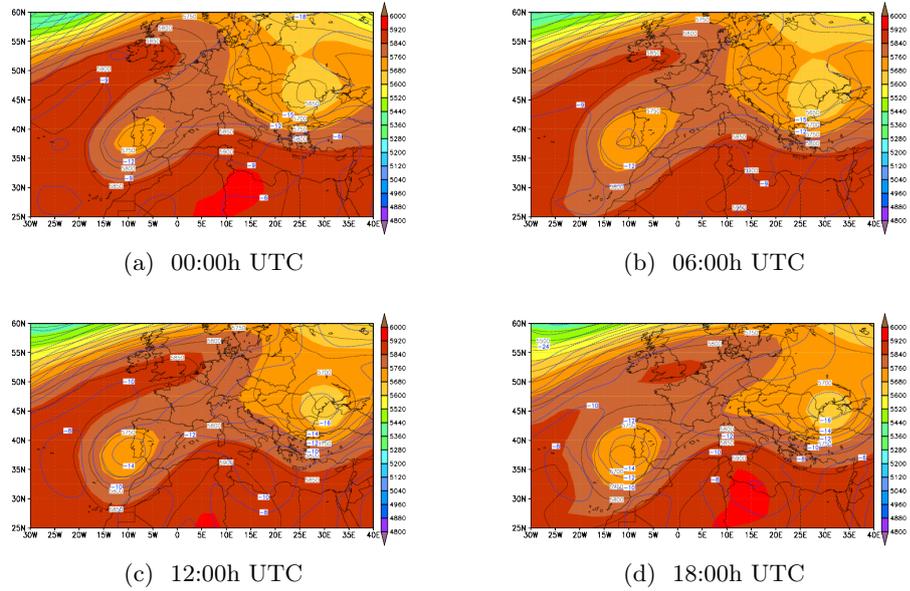


Figura B.5: TEMP-H500: 06/09/1989

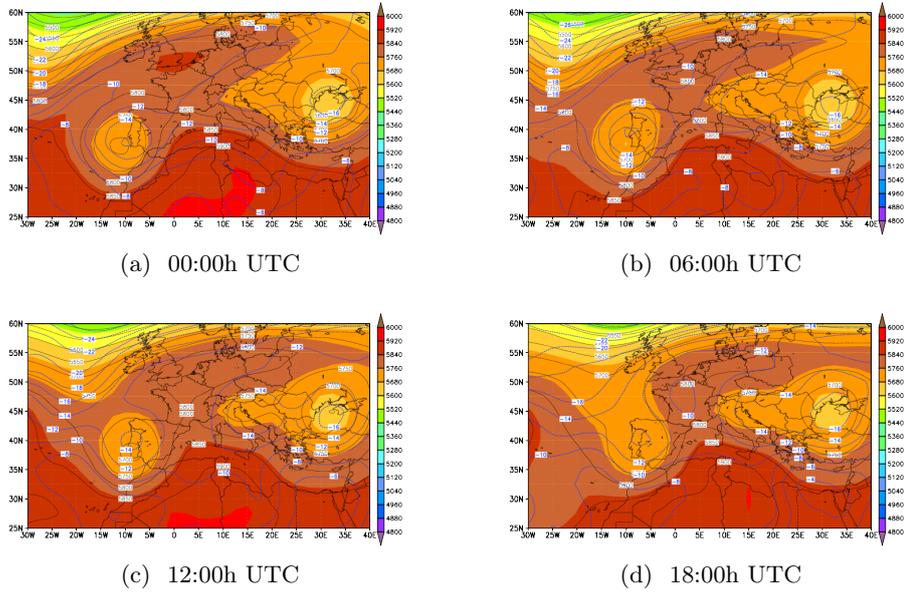


Figura B.6: TEMP-H500: 07/09/1989

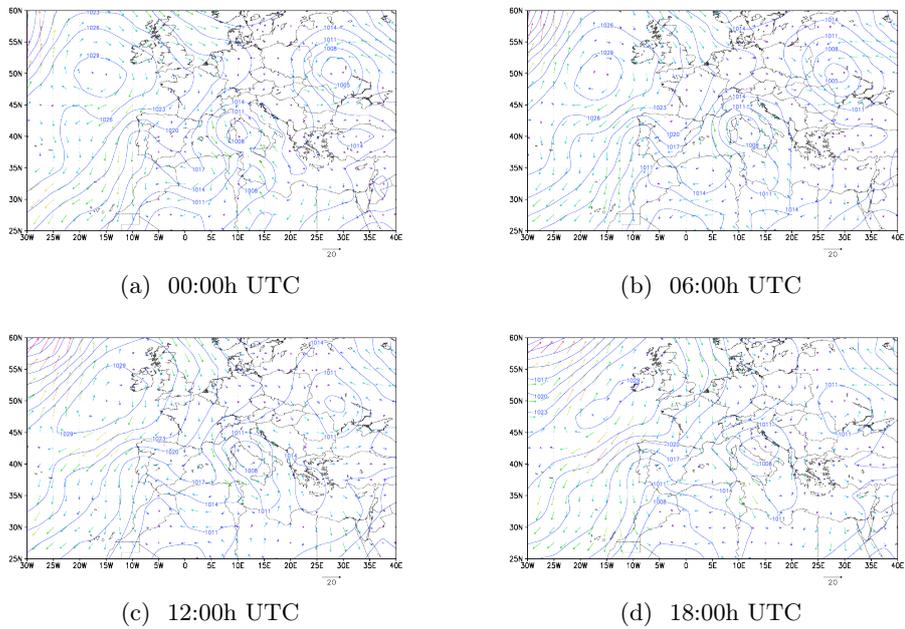
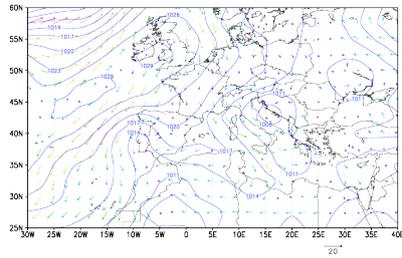
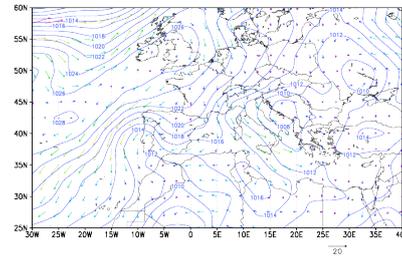


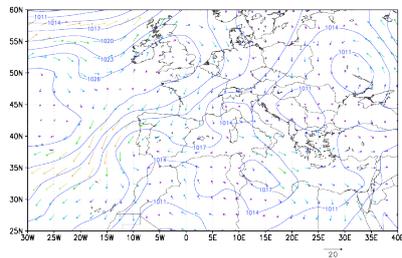
Figura B.7: Presión y viento en superficie: 02/09/1989



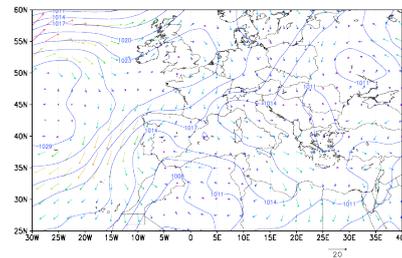
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

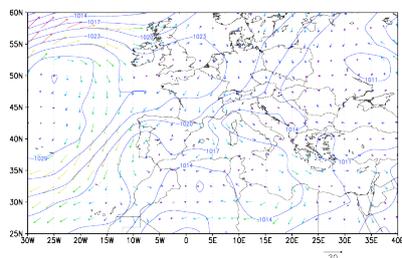


(c) 12:00h UTC

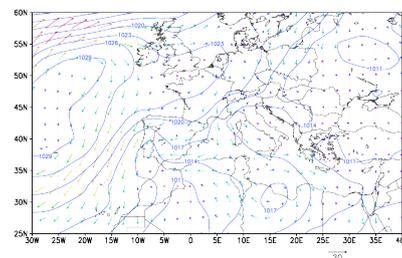


(d) 18:00h UTC

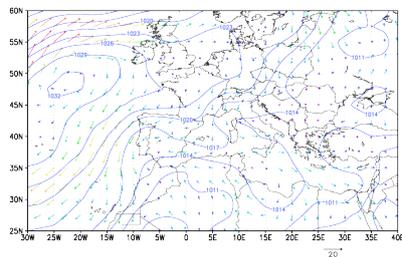
Figura B.8: Presión y viento en superficie: 03/09/1989



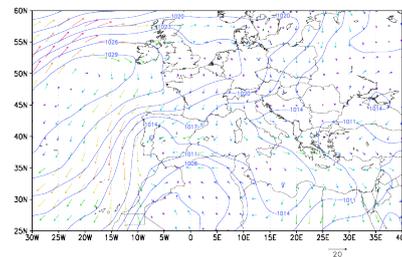
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

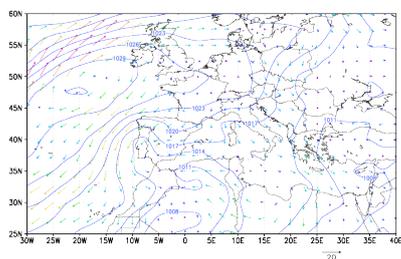


(c) 12:00h UTC

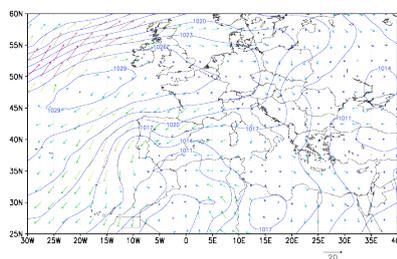


(d) 18:00h UTC

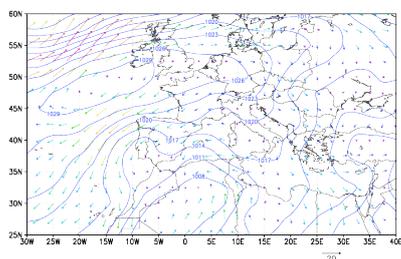
Figura B.9: Presión y viento en superficie: 04/09/1989



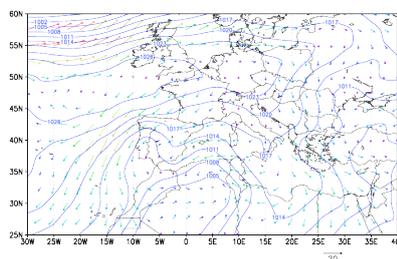
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

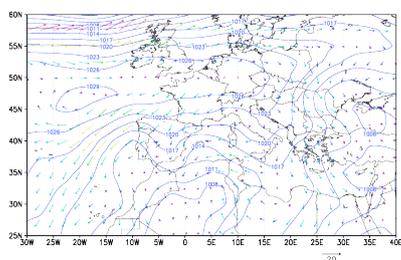


(c) 12:00h UTC

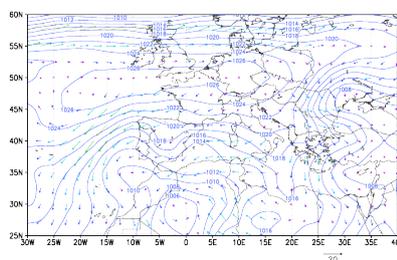


(d) 18:00h UTC

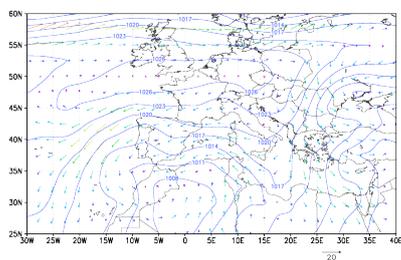
Figura B.10: Presión y viento en superficie: 05/09/1989



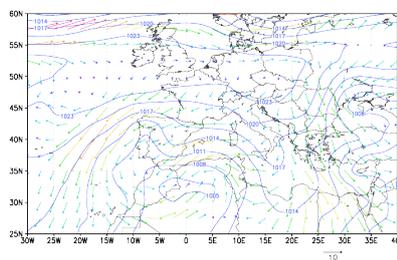
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

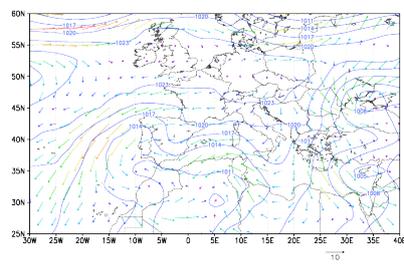


(c) 12:00h UTC

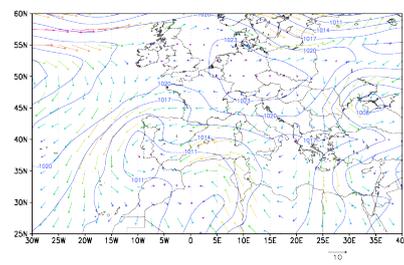


(d) 18:00h UTC

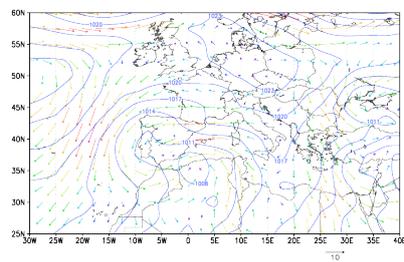
Figura B.11: Presión y viento en superficie: 06/09/1989



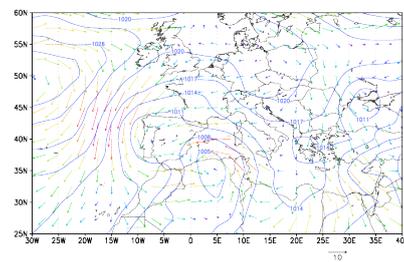
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC



(c) 12:00h UTC



(d) 18:00h UTC

Figura B.12: Presión y viento en superficie: 07/09/1989

B.1.2. Evento de Octubre de 2000 (E1000)

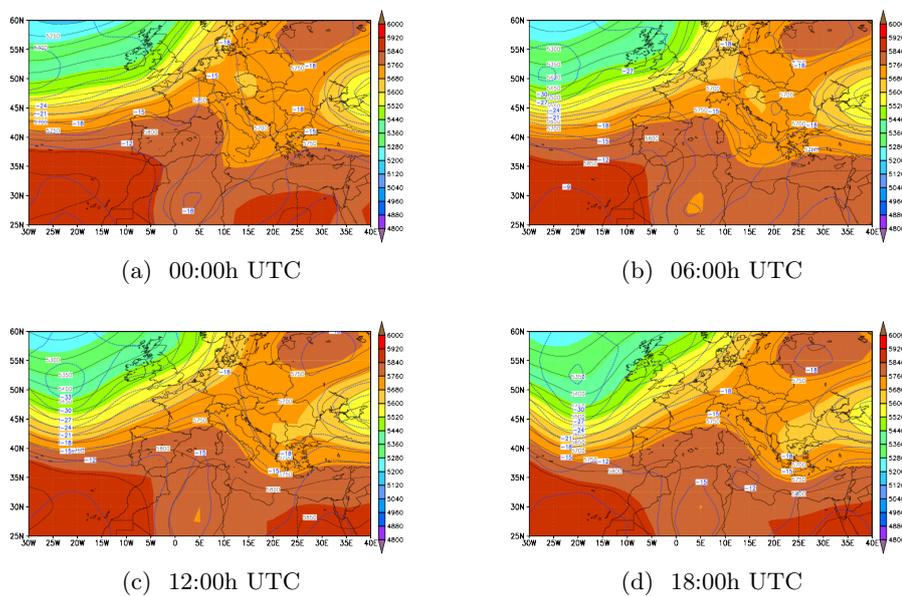


Figura B.13: TEMP-H500:: 19/10/2000

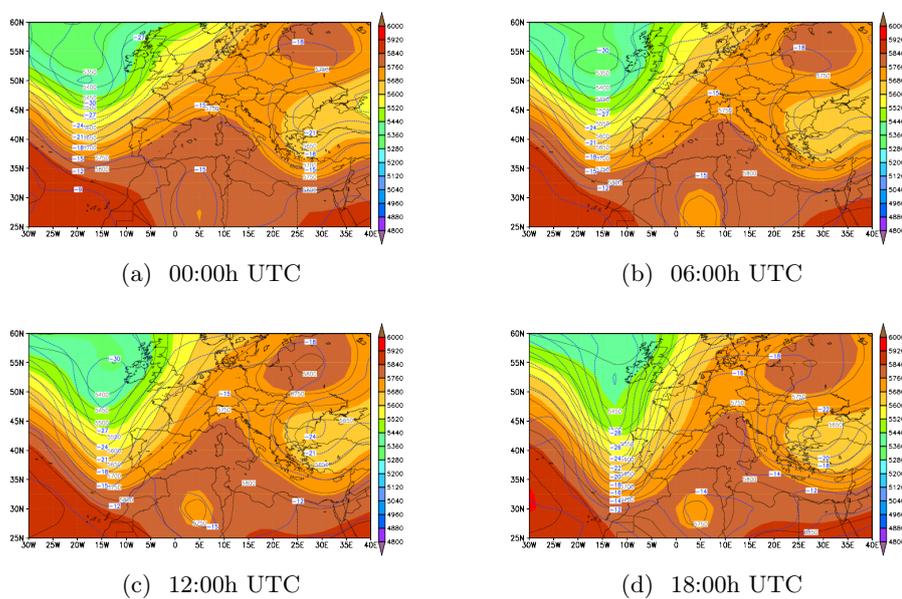


Figura B.14: TEMP-H500:: 20/10/2000

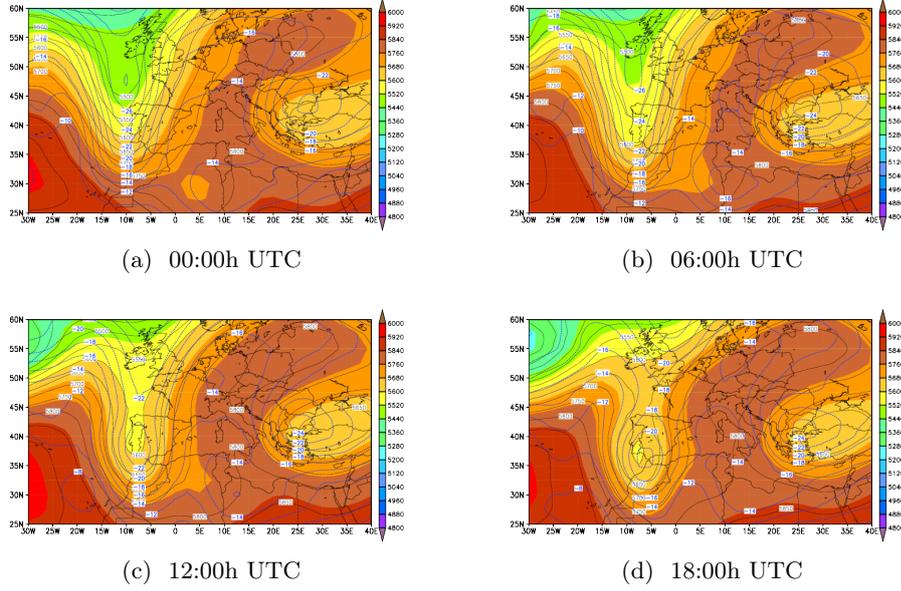


Figura B.15: TEMP-H500:: 21/10/2000

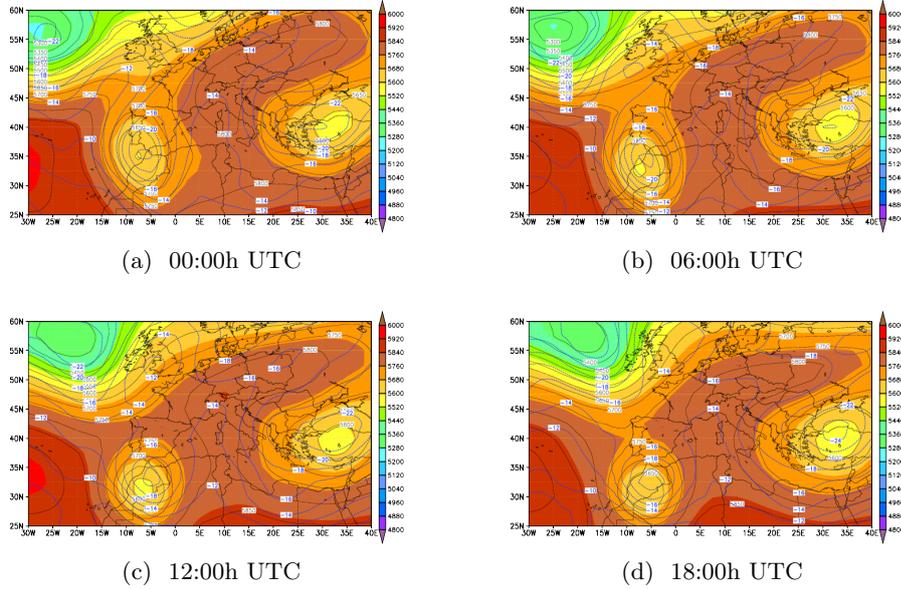


Figura B.16: TEMP-H500:: 22/10/2000

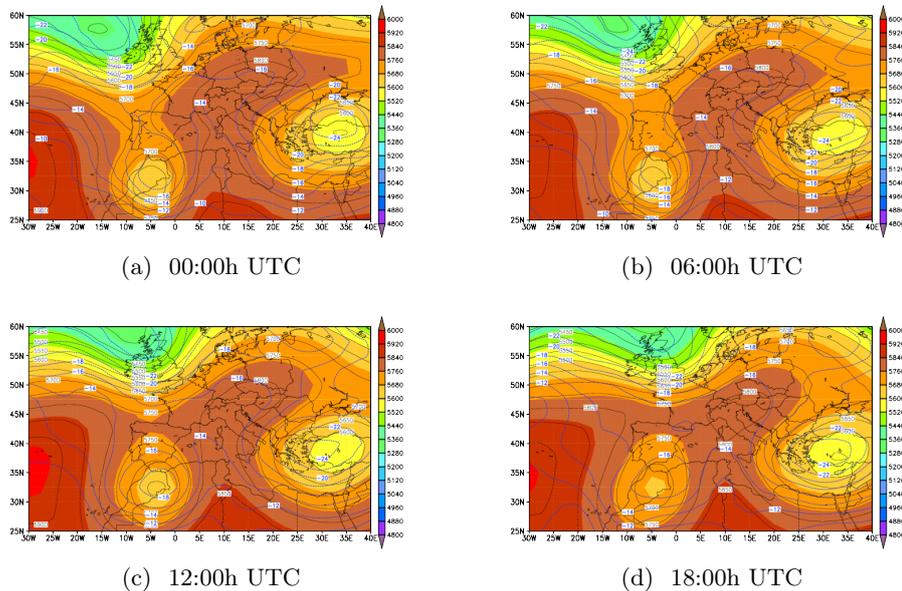


Figura B.17: TEMP-H500: 23/10/2000

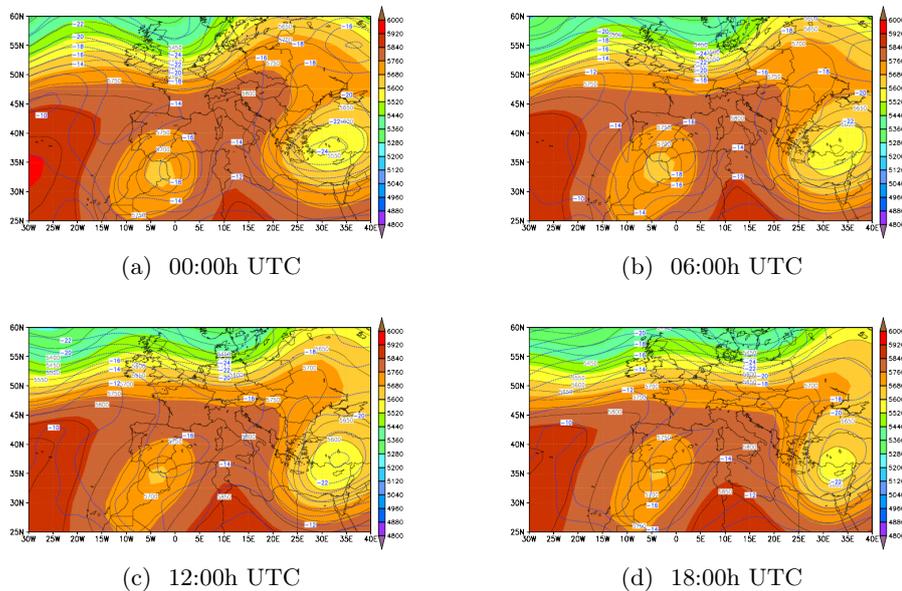


Figura B.18: TEMP-H500: 24/10/2000

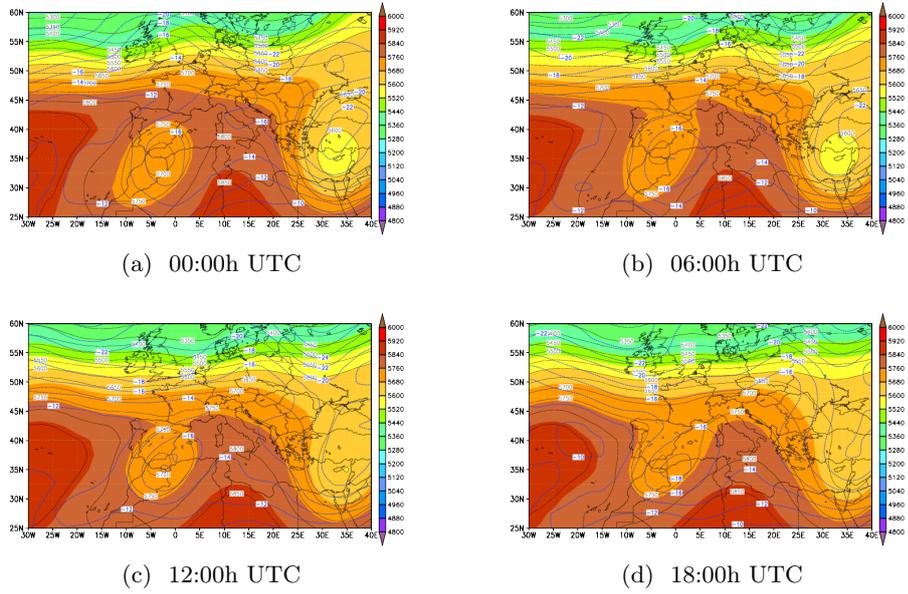


Figura B.19: TEMP-H500: 25/10/2000

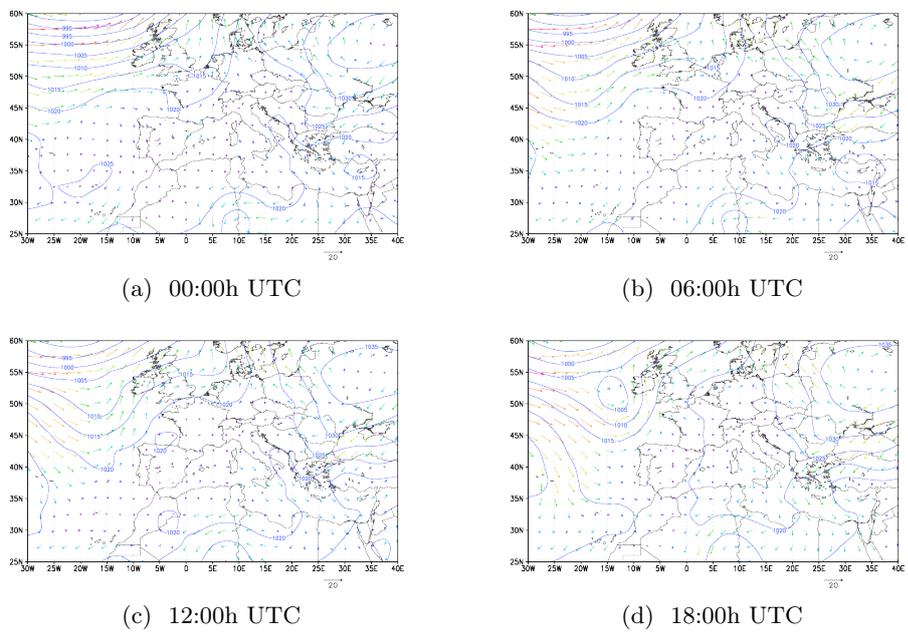
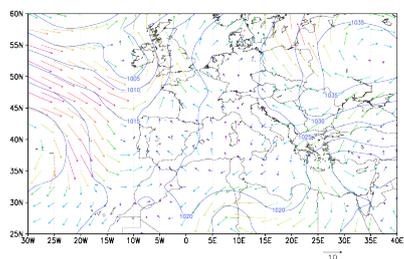
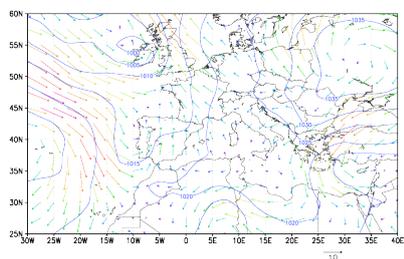


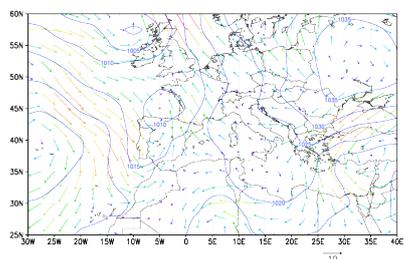
Figura B.20: Presión y viento en superficie: 19/10/2000



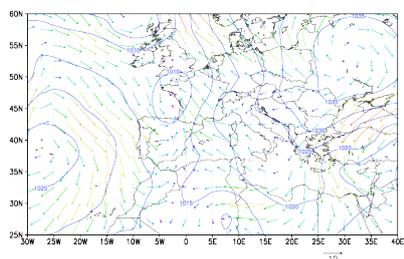
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

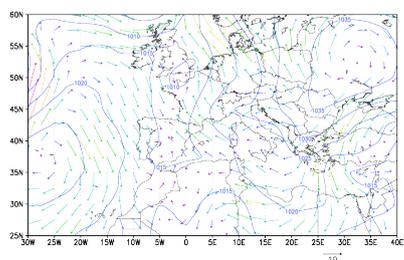


(c) 12:00h UTC

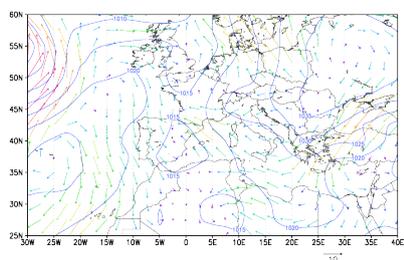


(d) 18:00h UTC

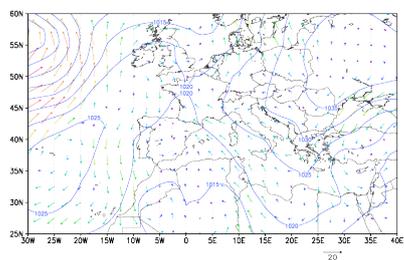
Figura B.21: Presión y viento en superficie: 20/10/2000



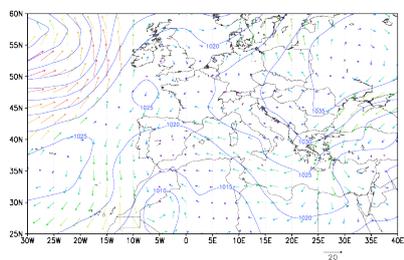
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

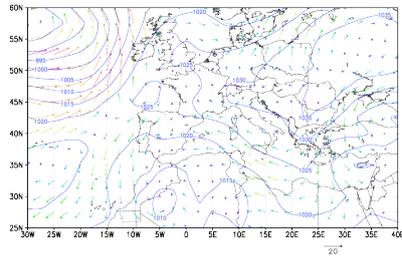


(c) 12:00h UTC

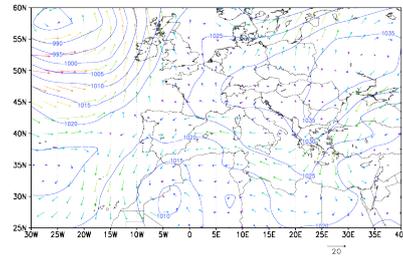


(d) 18:00h UTC

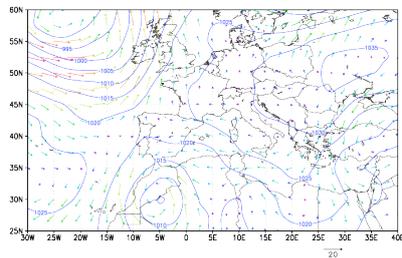
Figura B.22: Presión y viento en superficie: 21/10/2000



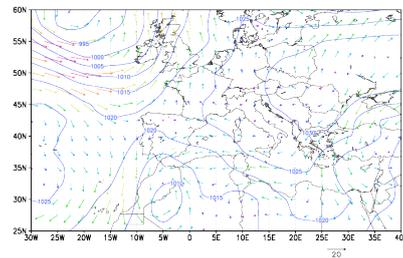
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

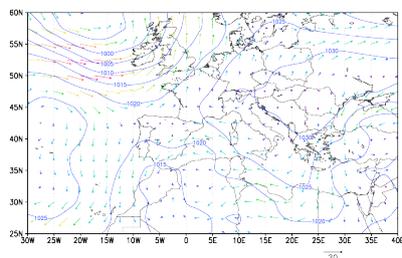


(c) 12:00h UTC

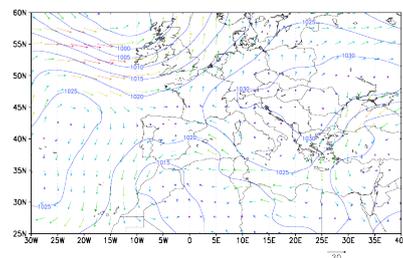


(d) 18:00h UTC

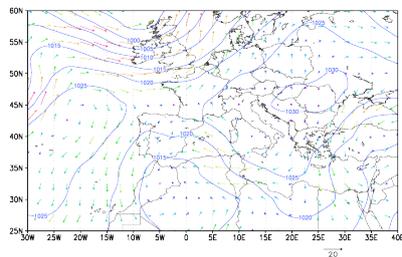
Figura B.23: Presión y viento en superficie: 22/10/2000



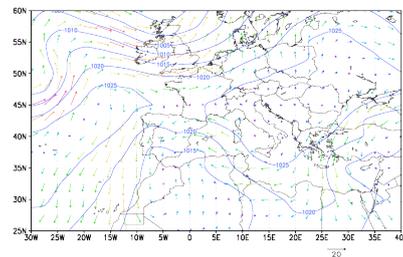
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC



(c) 12:00h UTC



(d) 18:00h UTC

Figura B.24: Presión y viento en superficie: 23/10/2000

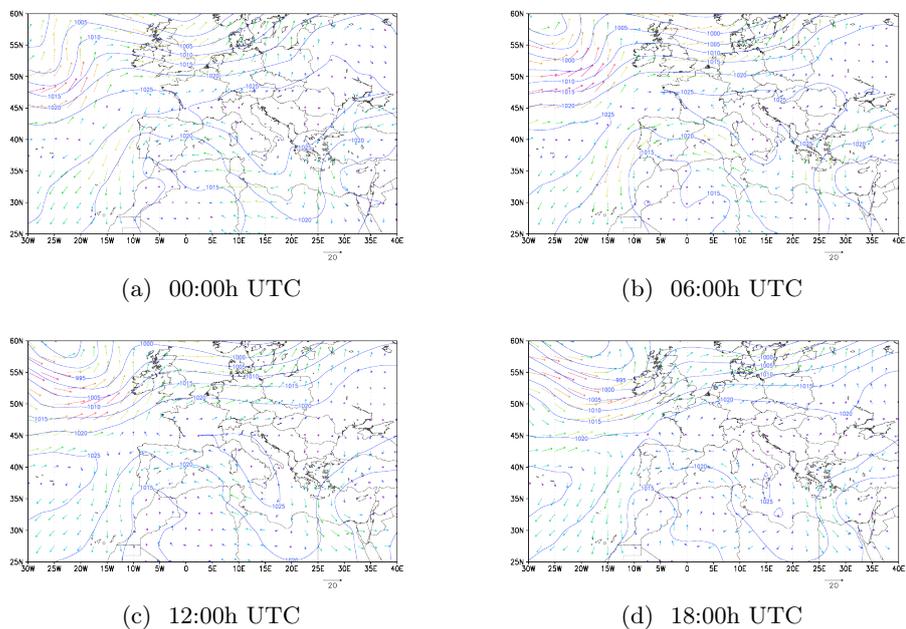


Figura B.25: Presión y viento en superficie: 24/10/2000

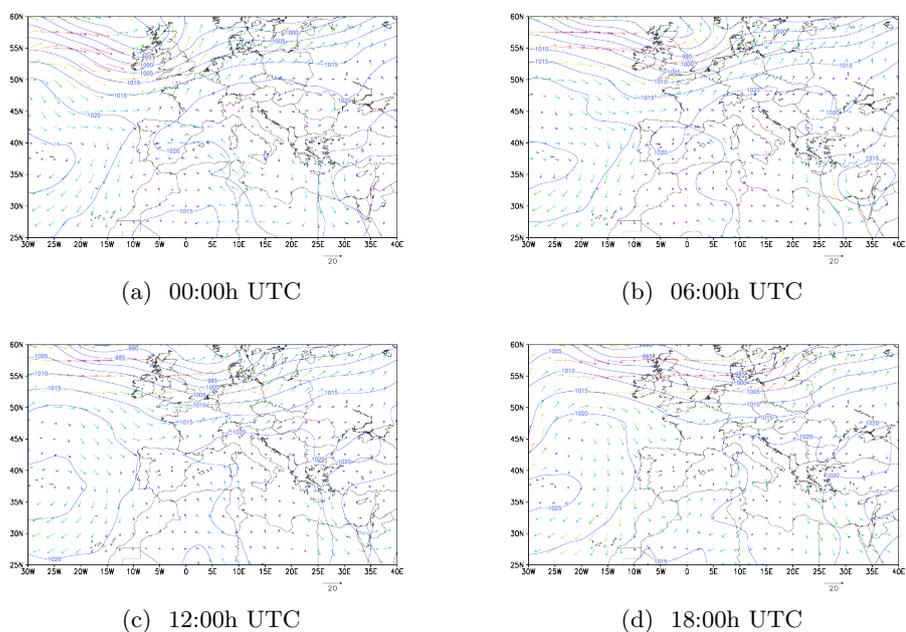


Figura B.26: Presión y viento en superficie: 25/10/2000

B.1.3. Evento de Octubre de 2007 (E1007)

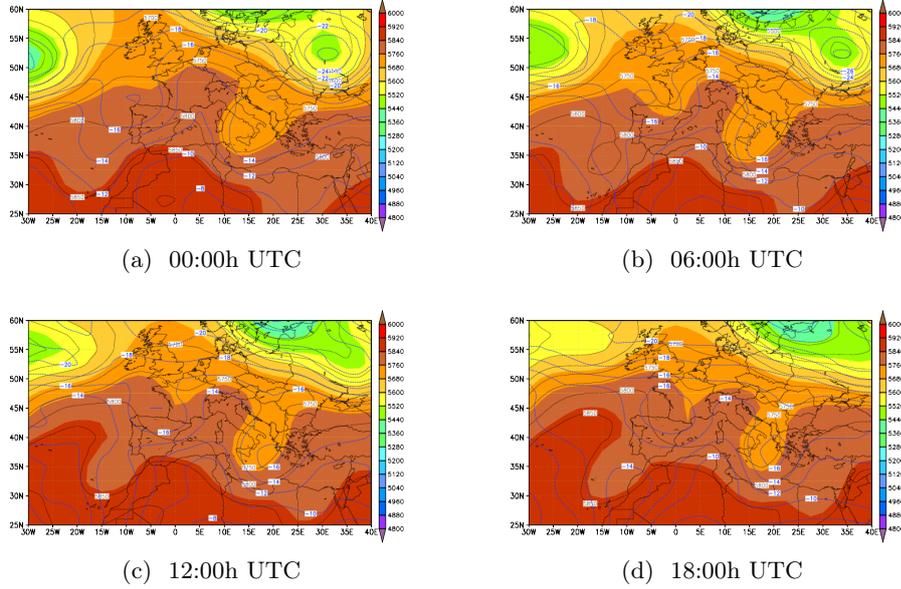


Figura B.27: TEMP-H500: 08/10/2007

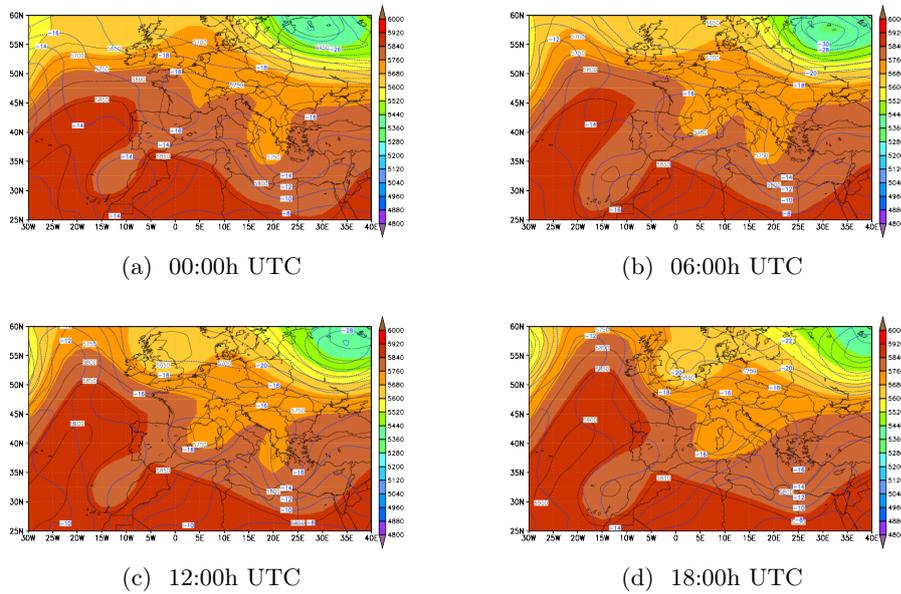


Figura B.28: TEMP-H500: 09/10/2007

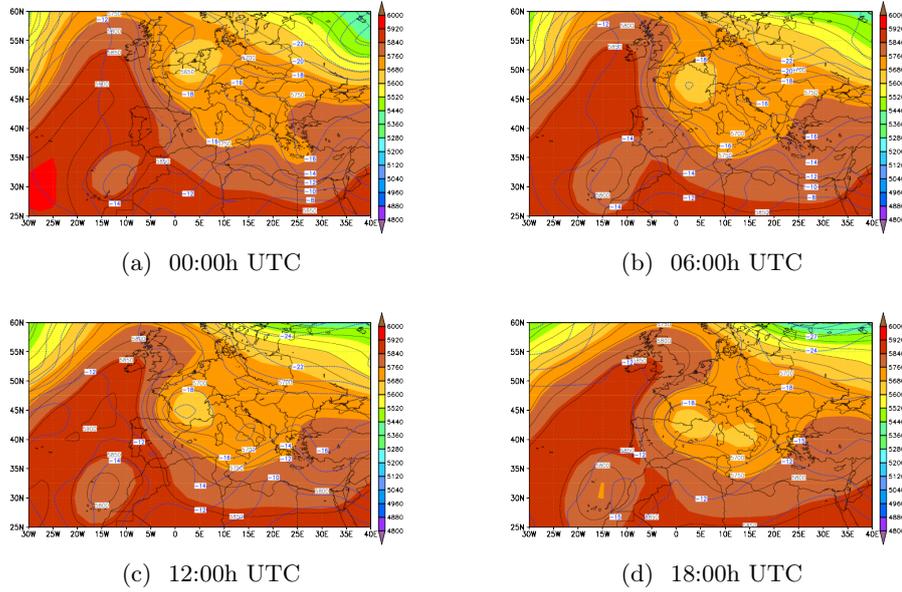


Figura B.29: TEMP-H500: 10/10/2007

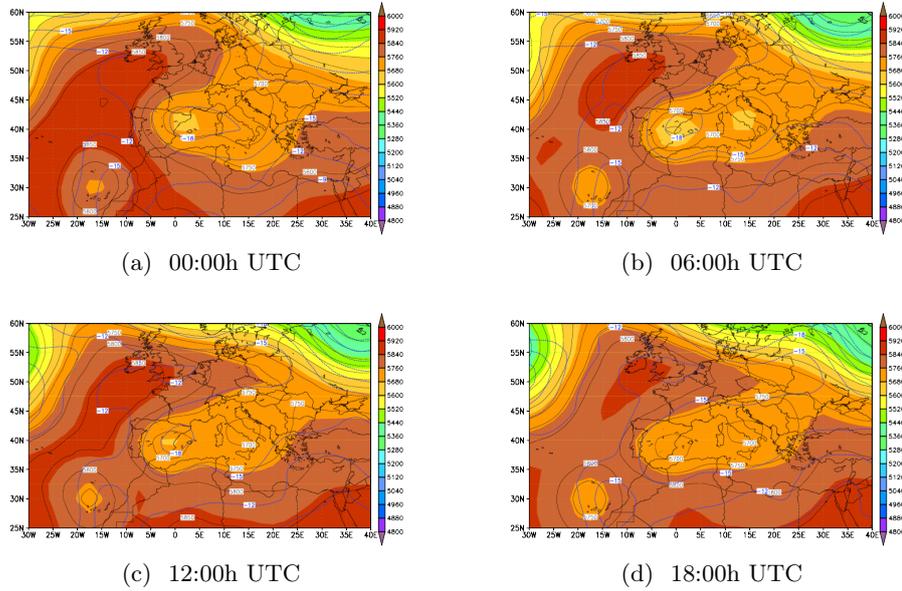


Figura B.30: TEMP-H500: 11/10/2007

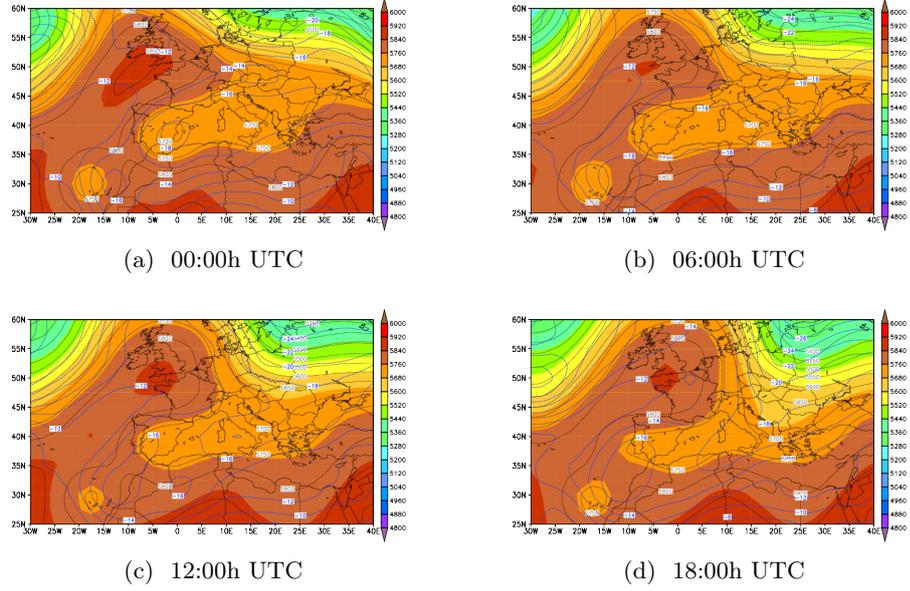


Figura B.31: TEMP-H500: 12/10/2007

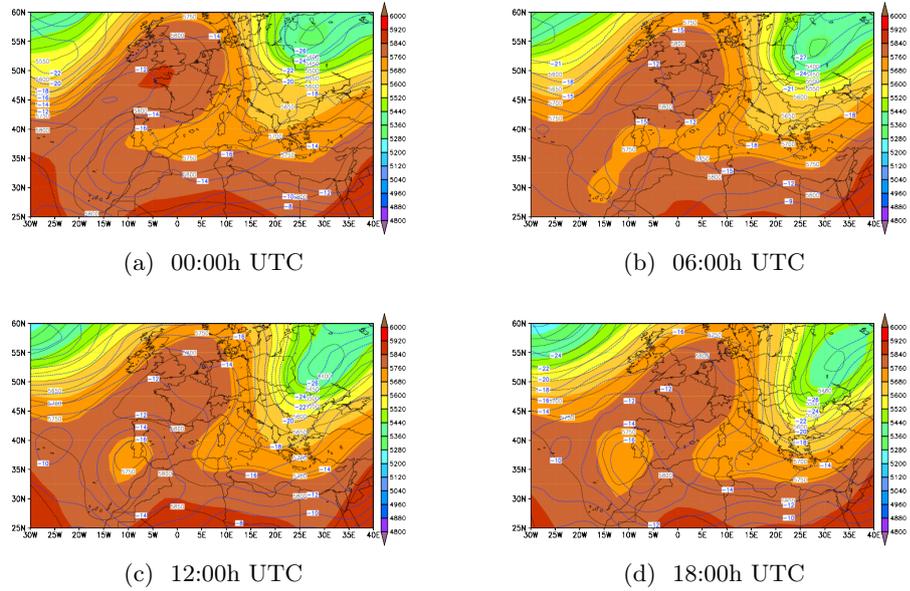
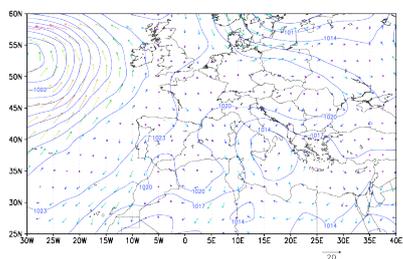
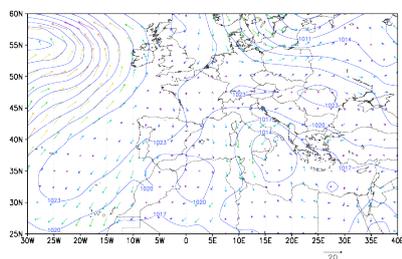


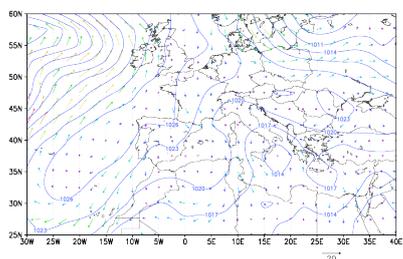
Figura B.32: TEMP-H500: 13/10/2007



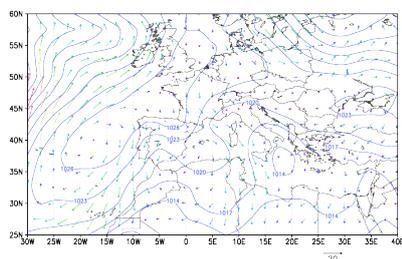
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

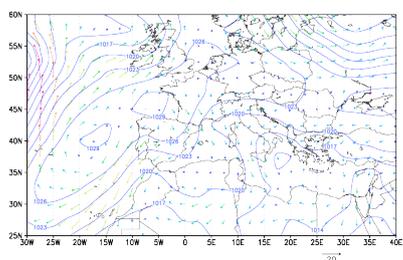


(c) 12:00h UTC

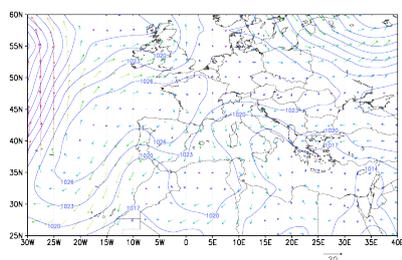


(d) 18:00h UTC

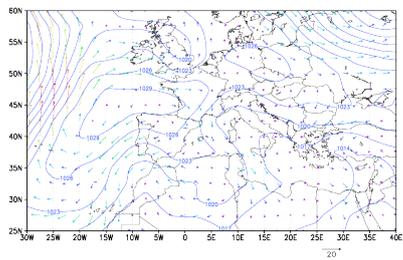
Figura B.33: Presión y viento en superficie: 08/07/2010



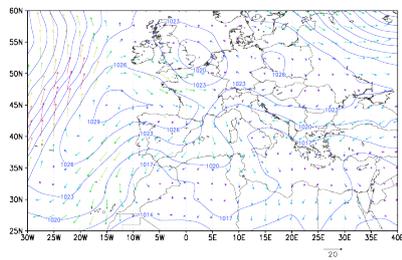
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

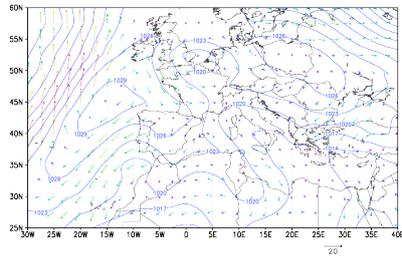


(c) 12:00h UTC

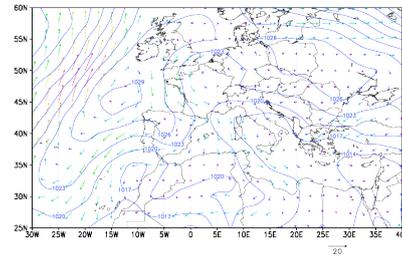


(d) 18:00h UTC

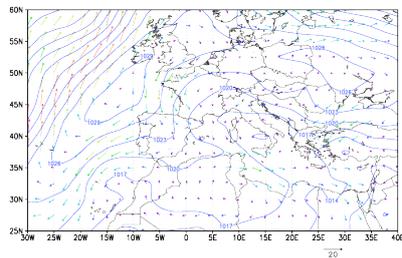
Figura B.34: Presión y viento en superficie: 09/10/2007



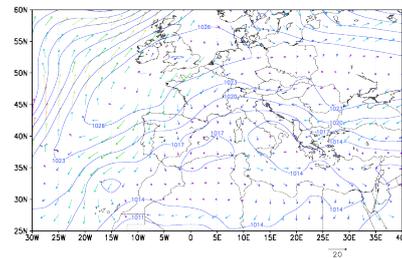
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

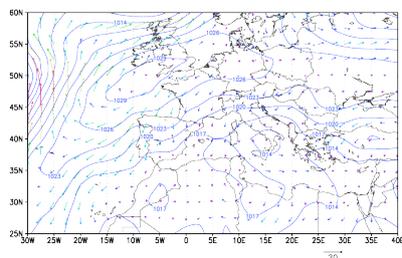


(c) 12:00h UTC

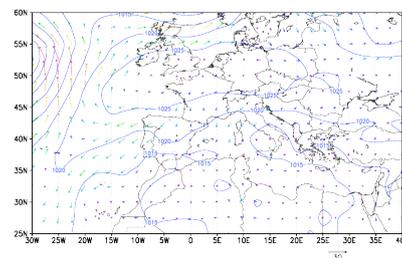


(d) 18:00h UTC

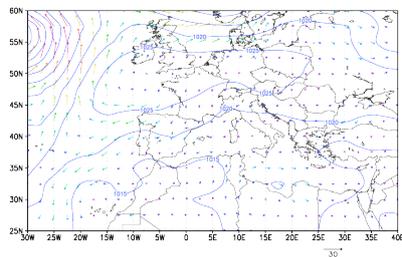
Figura B.35: Presión y viento en superficie: 10/10/2007



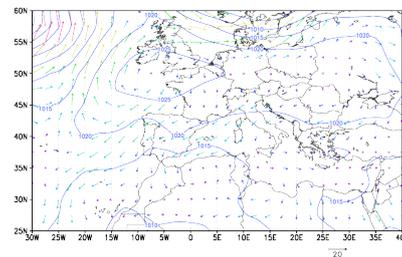
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

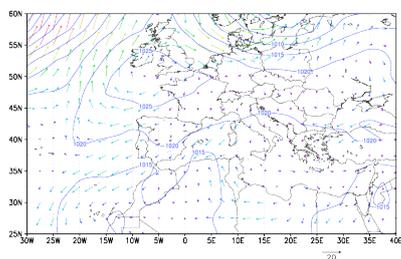


(c) 12:00h UTC

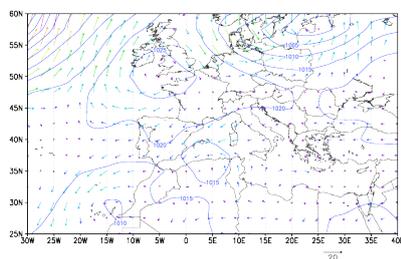


(d) 18:00h UTC

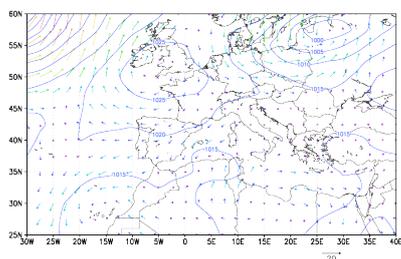
Figura B.36: Presión y viento en superficie: 11/10/2007



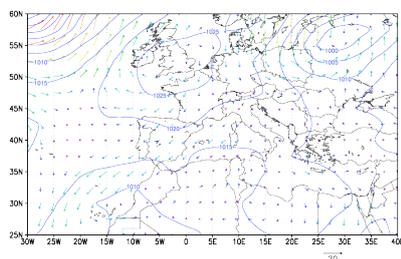
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC

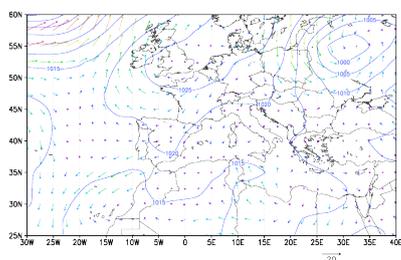


(c) 12:00h UTC

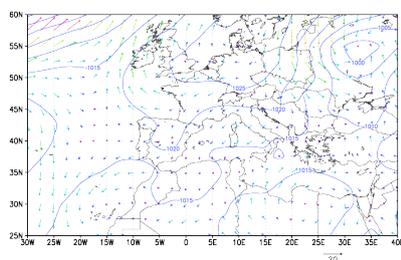


(d) 18:00h UTC

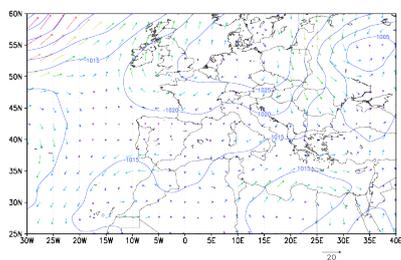
Figura B.37: Presión y viento en superficie: 12/10/2007



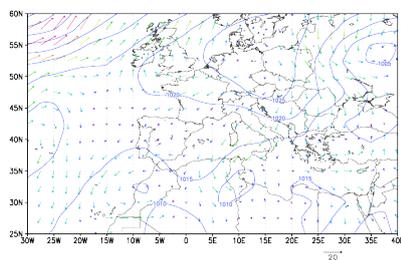
(a) 00:00h UTC



(b) 06:00h UTC



(c) 12:00h UTC



(d) 18:00h UTC

Figura B.38: Presión y viento en superficie: 13/10/2007

Apéndice C

Mapas de temperatura superficial del mar

*Todos los ríos van a parar al mar, pero
el mar no se desborda.*

Proverbio chino.

RESUMEN: En este apéndice se presentan los mapas obtenidos a partir de la climatología de temperatura superficial del mar. Se muestran mapas con los valores globales de la climatología para el periodo 1982-2009, los valores medios mensuales y de anomalía de temperatura superficial del mar. También se muestran los mapas con la distribución espacial mensual de temperatura superficial del mar.

A continuación se muestran los mapas obtenidos tras la elaboración de la climatología de TSM del Mediterráneo a partir de datos obtenidos por los satélites NOAA para los años en que se ha registrado alguno de los eventos de precipitaciones torrenciales citados en este trabajo.

- Mapas de temperatura media mensual del periodo 1982-2009
- Mapas de temperatura media mensual
- Mapas de anomalía de temperatura media mensual
- Mapas de distribución espacial de TSM media

C.1. TSM media mensual del periodo 1982-2009

A continuación se muestran los mapas de temperatura superficial del mar media promediados mensualmente durante todo el periodo de datos, desde 1982 a 2009 así como la tabla con los valores medios mensuales de la temperatura superficial del mar.

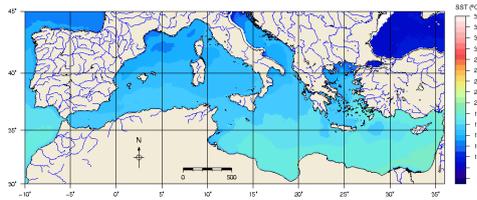


Figura C.1: TSM media Enero

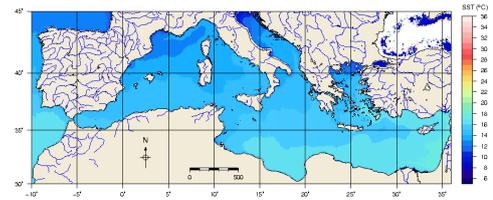


Figura C.2: TSM media Febrero

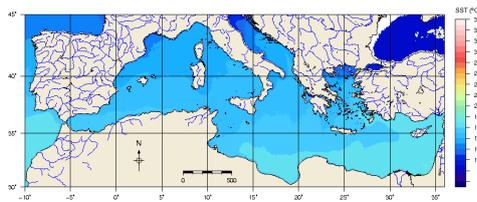


Figura C.3: TSM media Marzo

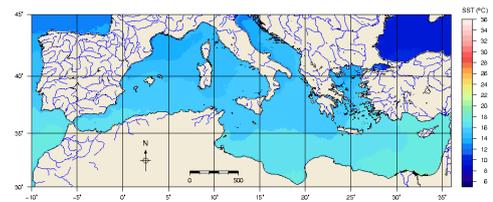


Figura C.4: TSM media Abril

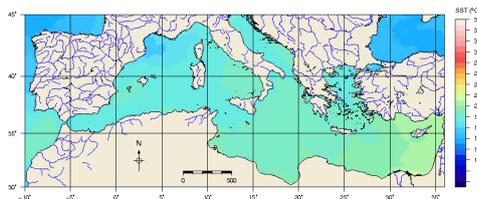


Figura C.5: TSM media Mayo

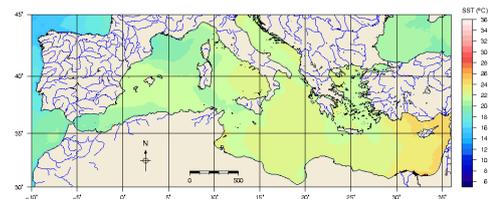


Figura C.6: TSM media Junio

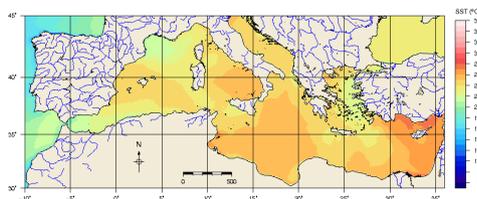


Figura C.7: TSM media Julio

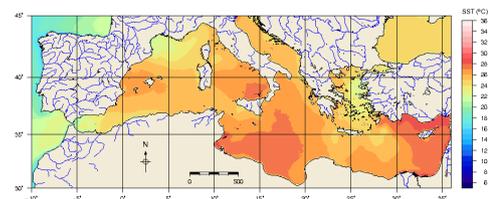


Figura C.8: TSM media Agosto

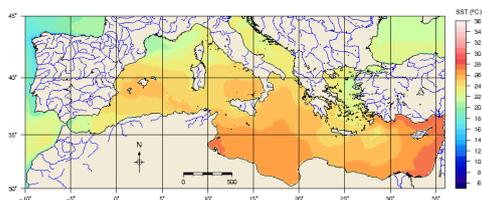


Figura C.9: TSM media Septiembre

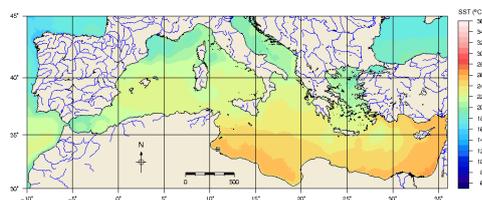


Figura C.10: TSM media Octubre

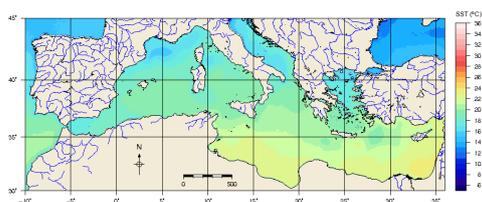


Figura C.11: TSM media Noviembre

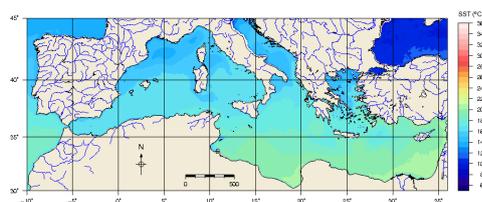


Figura C.12: TSM media Diciembre

C.2. Mapas mensuales de TSM media

A continuación se muestran los mapas mensuales de la temperatura superficial del mar media en el Mediterráneo para los años en que se registraron los eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana citados en la tabla 2.1.

TSM 1986

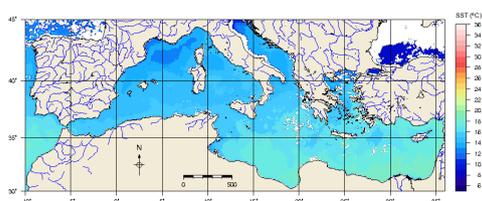


Figura C.13: TSM Enero 1986

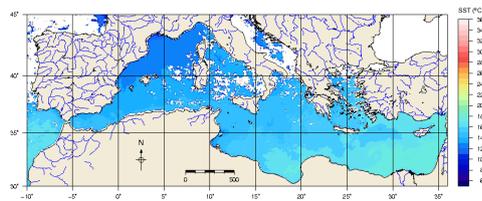


Figura C.14: TSM Febrero 1986

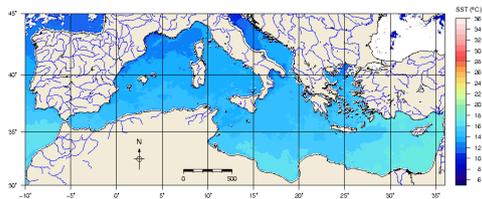


Figura C.15: TSM Marzo 1986

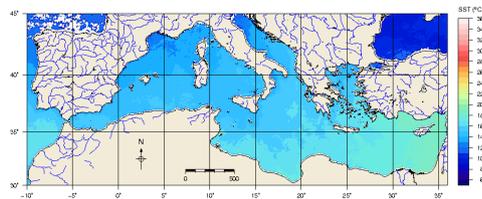


Figura C.16: TSM Abril 1986

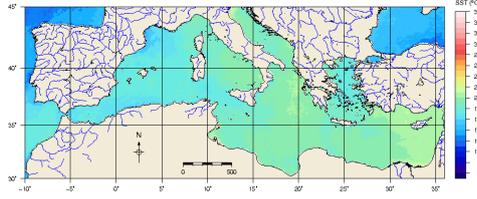


Figura C.17: TSM Mayo 1986

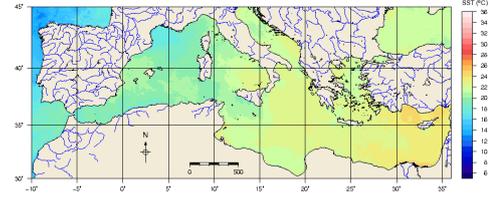


Figura C.18: TSM Junio 1986

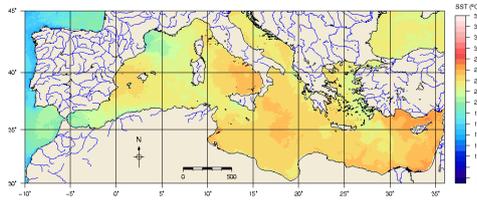


Figura C.19: TSM Julio 1986

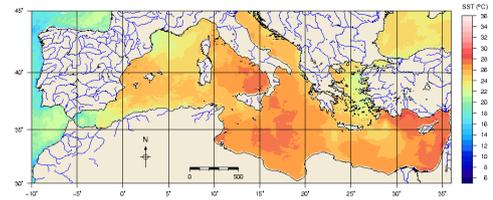


Figura C.20: TSM Agosto 1986

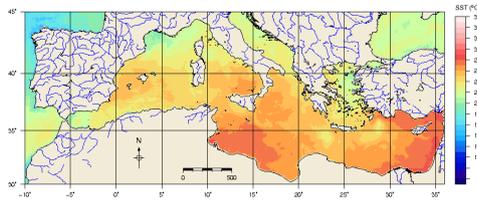


Figura C.21: TSM Septiembre 1986

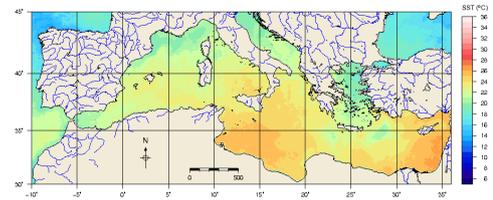


Figura C.22: TSM Octubre 1986

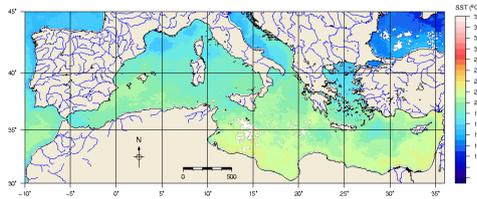


Figura C.23: TSM Noviembre 1986

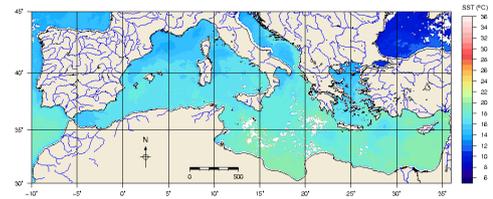


Figura C.24: TSM Diciembre 1986

TSM 1987

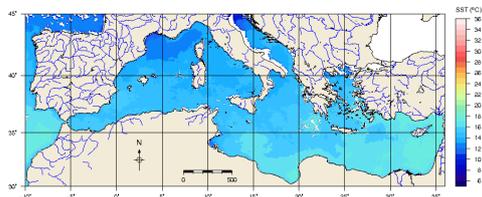


Figura C.25: TSM Enero 1987

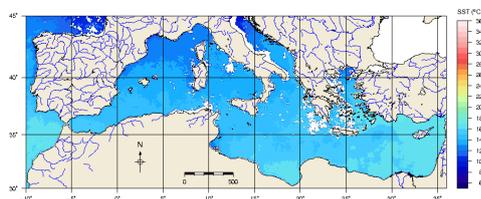


Figura C.26: TSM Febrero 1987

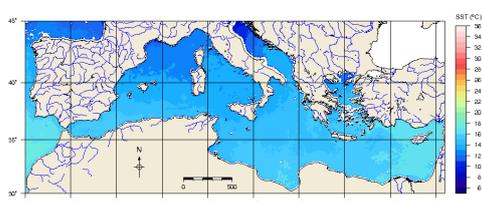


Figura C.27: TSM Marzo 1987

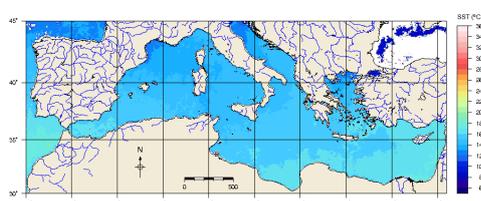


Figura C.28: TSM Abril 1987

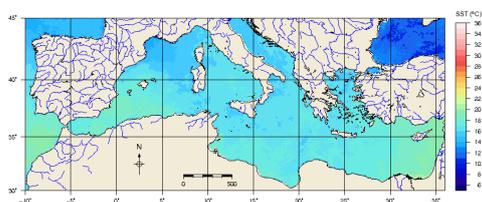


Figura C.29: TSM Mayo 1987

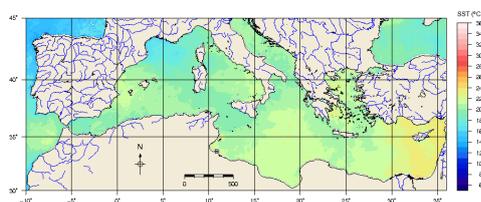


Figura C.30: TSM Junio 1987

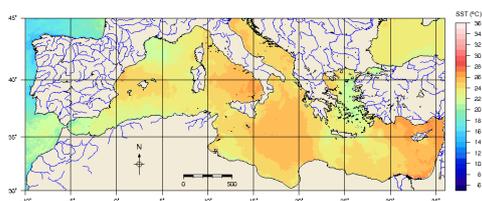


Figura C.31: TSM Julio 1987

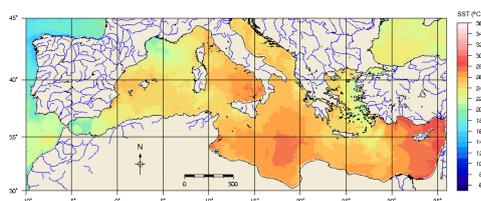


Figura C.32: TSM Agosto 1987

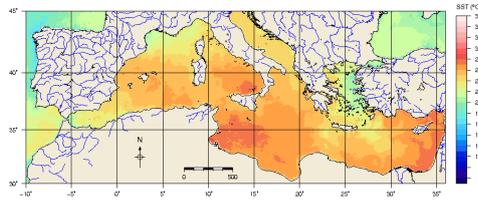


Figura C.33: TSM Septiembre 1987

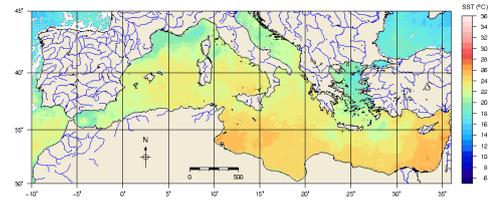


Figura C.34: TSM Octubre 1987

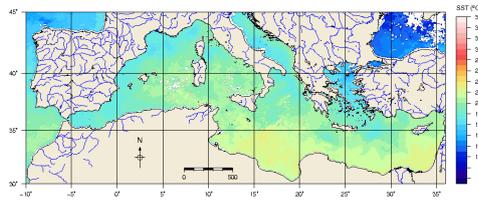


Figura C.35: TSM Noviembre 1987

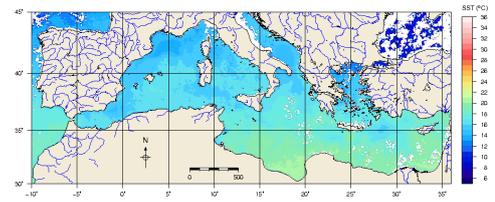


Figura C.36: TSM Diciembre 1987

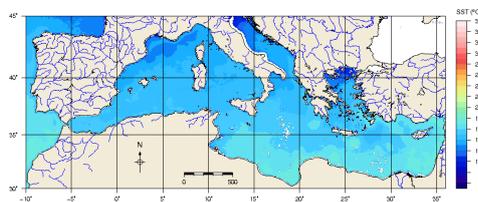
TSM 1989

Figura C.37: TSM Enero 1989

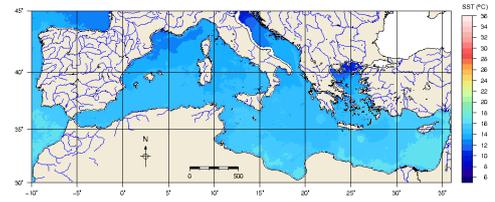


Figura C.38: TSM Febrero 1989

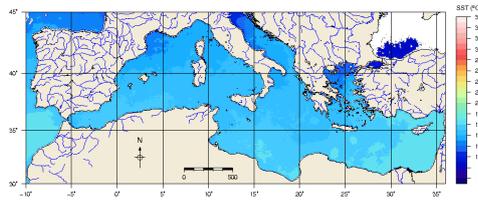


Figura C.39: TSM Marzo 1989

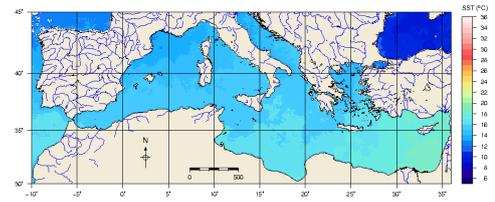


Figura C.40: TSM Abril 1989

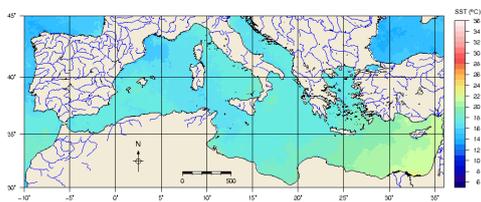


Figura C.41: TSM Mayo 1989

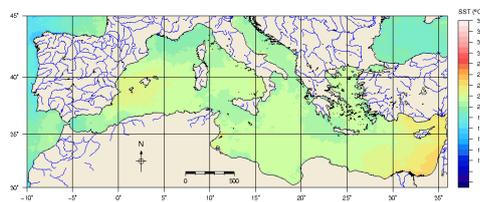


Figura C.42: TSM Junio 1989

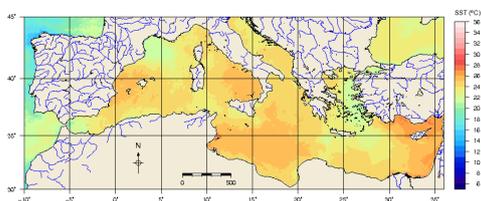


Figura C.43: TSM Julio 1989

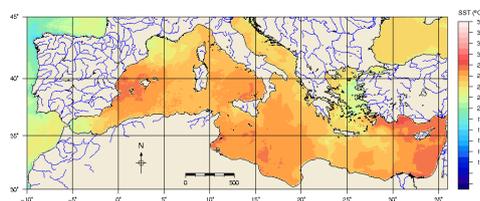


Figura C.44: TSM Agosto 1989

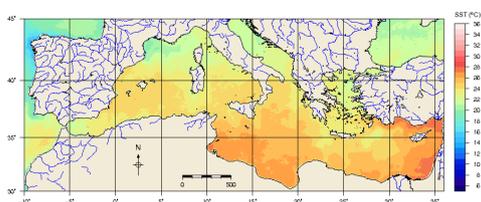


Figura C.45: TSM Septiembre 1989

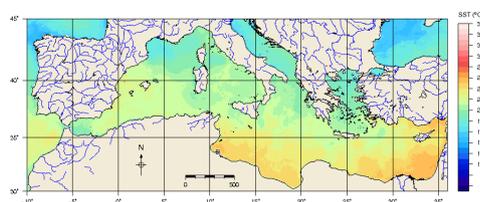


Figura C.46: TSM Octubre 1989

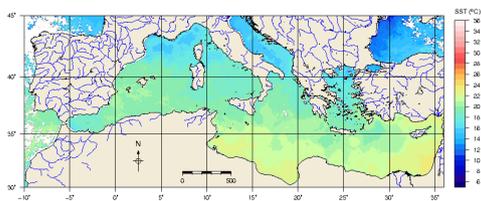


Figura C.47: TSM Noviembre 1989

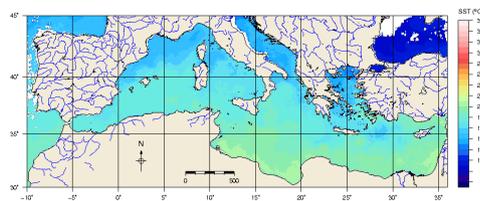


Figura C.48: TSM Diciembre 1989

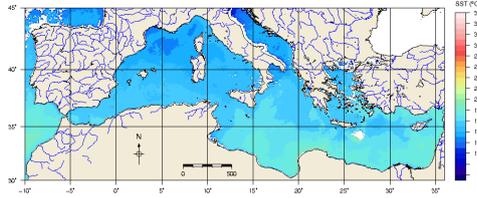
TSM 1995

Figura C.49: TSM Enero 1995

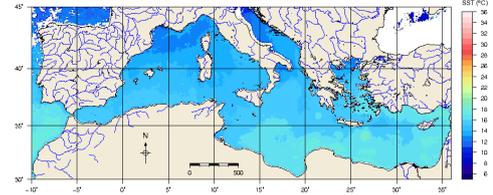


Figura C.50: TSM Febrero 1995

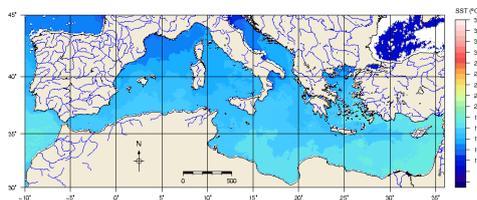


Figura C.51: TSM Marzo 1995

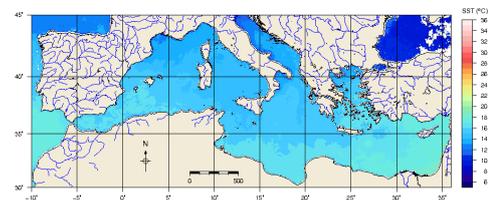


Figura C.52: TSM Abril 1995

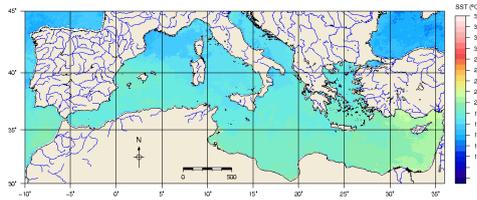


Figura C.53: TSM Mayo 1995

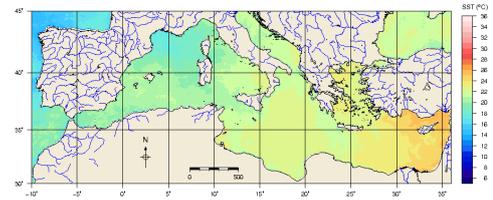


Figura C.54: TSM Junio 1995

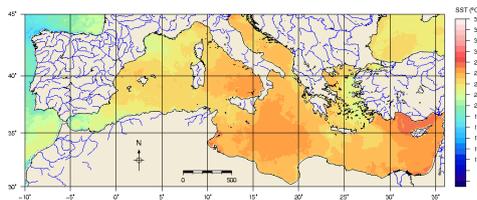


Figura C.55: TSM Julio 1995

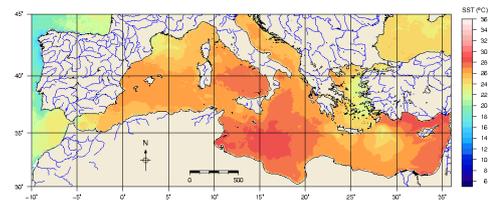


Figura C.56: TSM Agosto 1995

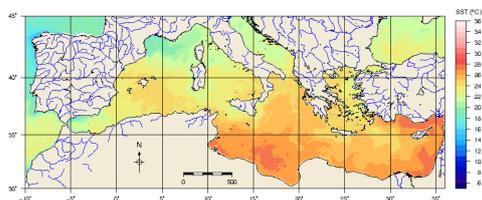


Figura C.57: TSM Septiembre 1995

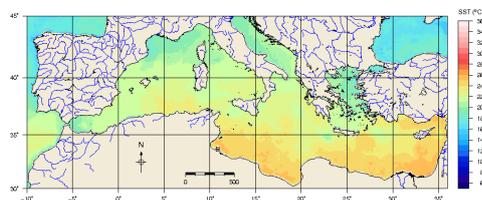


Figura C.58: TSM Octubre 1995

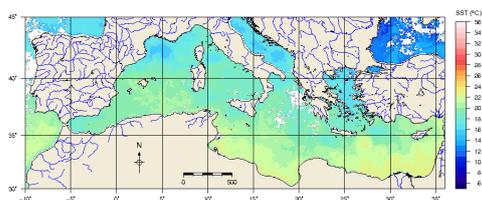


Figura C.59: TSM Noviembre 1995

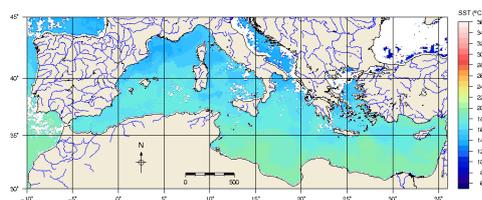


Figura C.60: TSM Diciembre 1995

TSM 1996

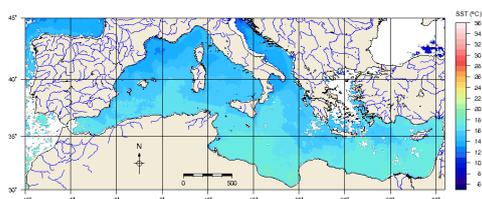


Figura C.61: TSM Enero 1996

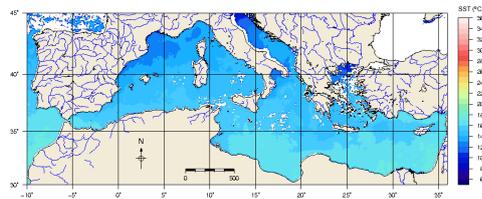


Figura C.62: TSM Febrero 1996

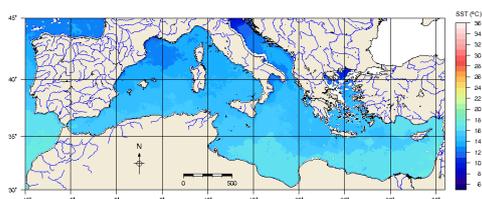


Figura C.63: TSM Marzo 1996

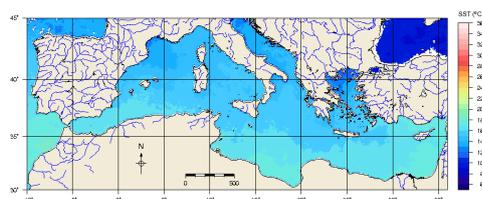


Figura C.64: TSM Abril 1996

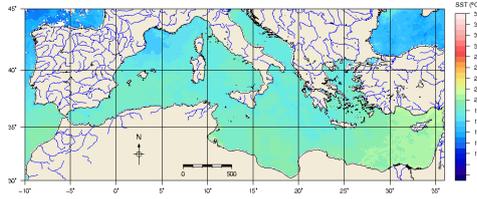


Figura C.65: TSM Mayo 1996

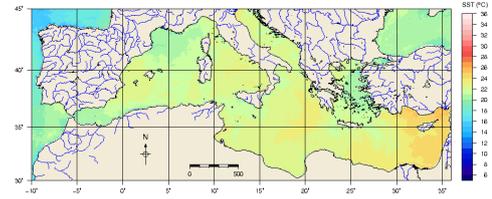


Figura C.66: TSM Junio 1996

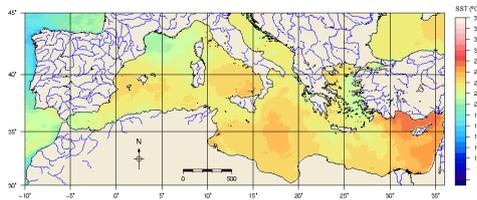


Figura C.67: TSM Julio 1996

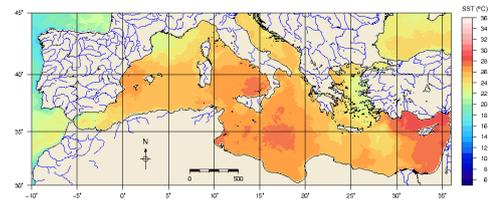


Figura C.68: TSM Agosto 1996

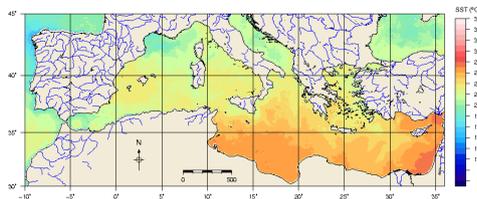


Figura C.69: TSM Septiembre 1996

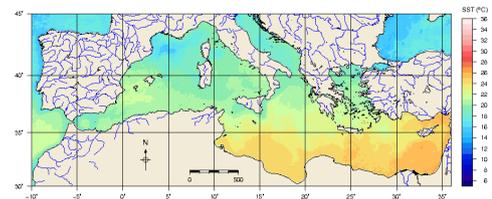


Figura C.70: TSM Octubre 1996

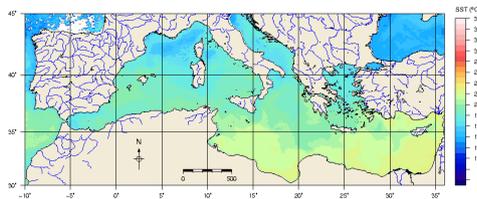


Figura C.71: TSM Noviembre 1996

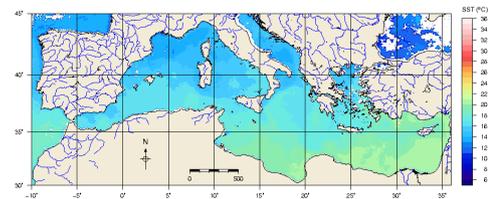


Figura C.72: TSM Diciembre 1996

TSM 2000

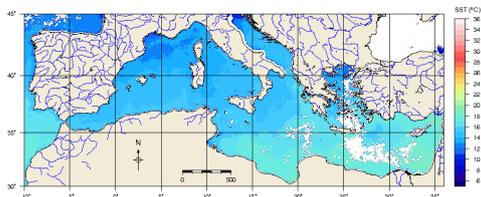


Figura C.73: TSM Enero 2000

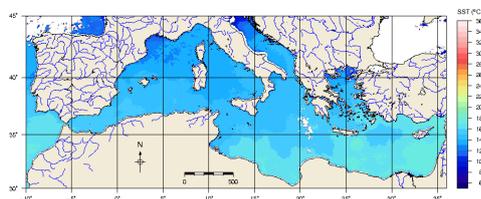


Figura C.74: TSM Febrero 2000

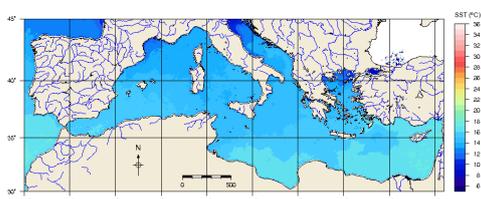


Figura C.75: TSM Marzo 2000

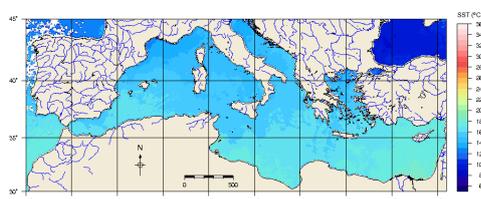


Figura C.76: TSM Abril 2000

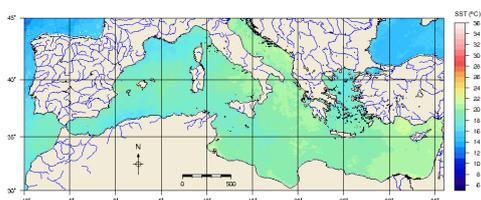


Figura C.77: TSM Mayo 2000

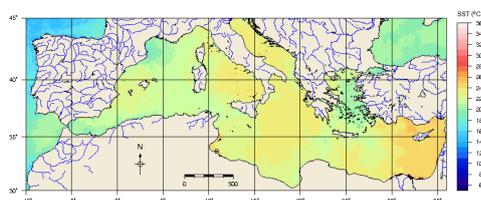


Figura C.78: TSM Junio 2000

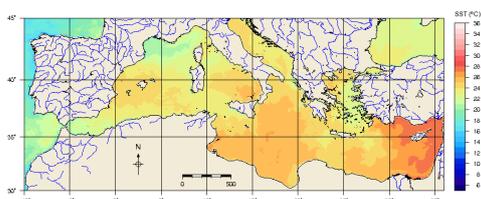


Figura C.79: TSM Julio 2000

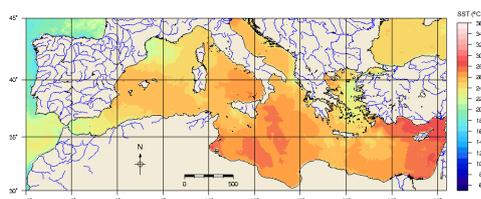


Figura C.80: TSM Agosto 2000

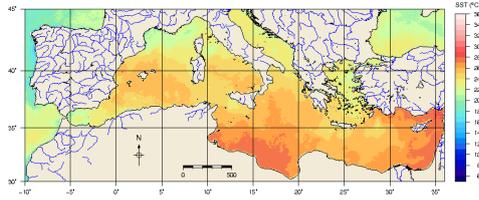


Figura C.81: TSM Septiembre 2000

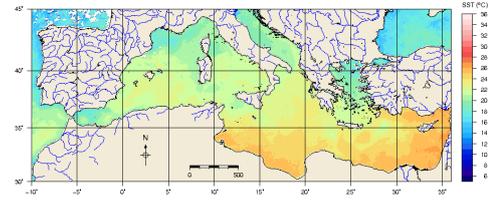


Figura C.82: TSM Octubre 2000

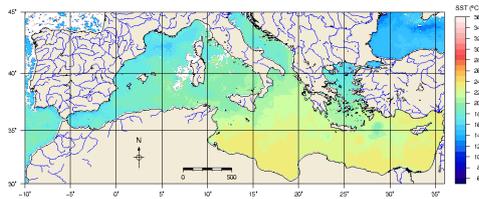


Figura C.83: TSM Noviembre 2000

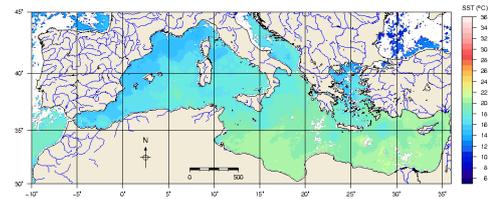


Figura C.84: TSM Diciembre 2000

TSM 2002

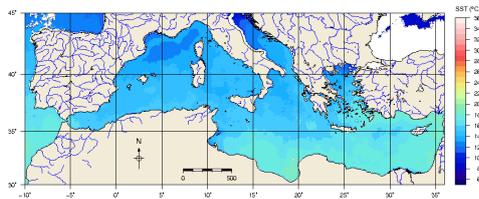


Figura C.85: TSM Enero 2002

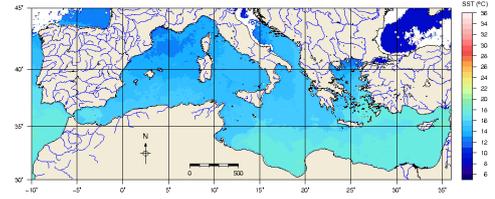


Figura C.86: TSM Febrero 2002

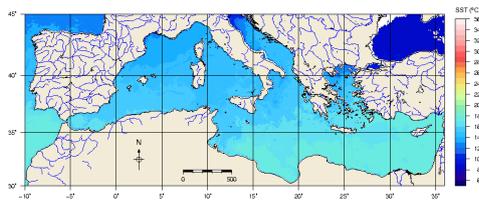


Figura C.87: TSM Marzo 2002

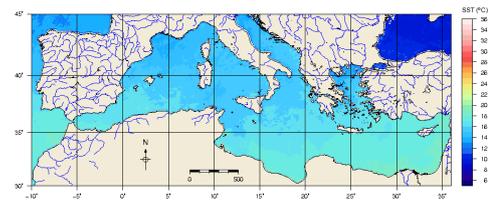


Figura C.88: TSM Abril 2002

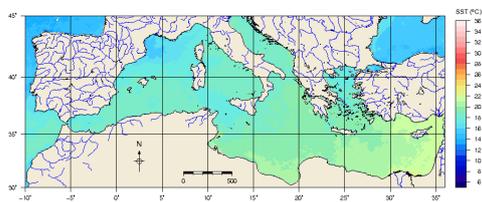


Figura C.89: TSM Mayo 2002

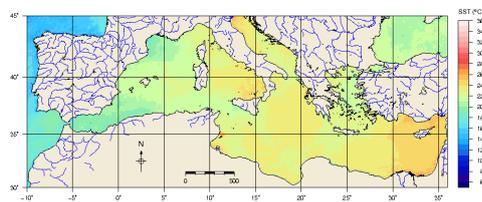


Figura C.90: TSM Junio 2002

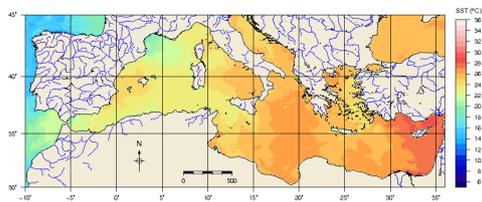


Figura C.91: TSM Julio 2002

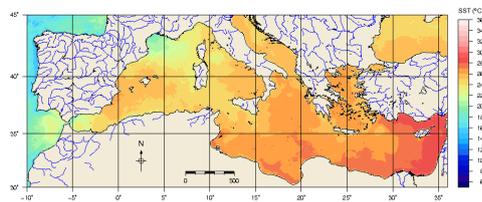


Figura C.92: TSM Agosto 2002

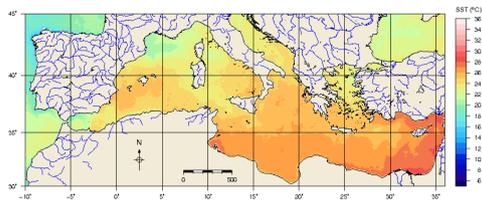


Figura C.93: TSM Septiembre 2002

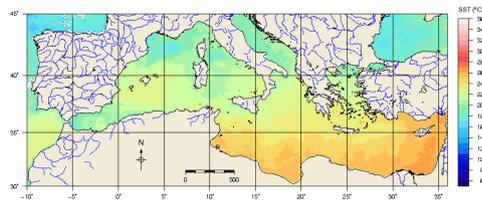


Figura C.94: TSM Octubre 2002

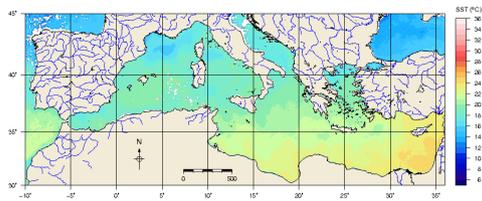


Figura C.95: TSM Noviembre 2002

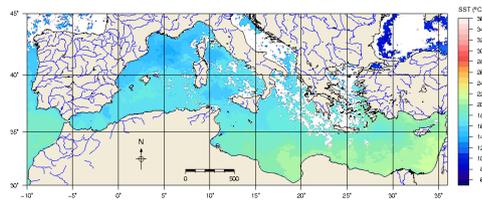


Figura C.96: TSM Diciembre 2002

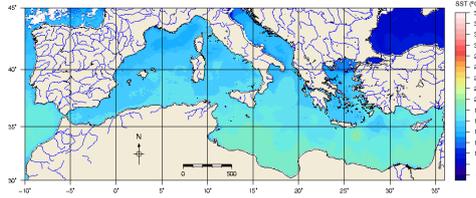
TSM 2007

Figura C.97: TSM Enero 2007

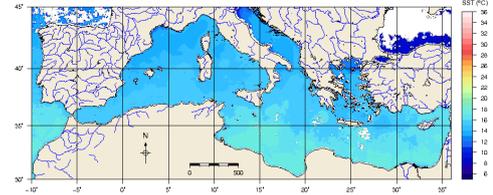


Figura C.98: TSM Febrero 2007

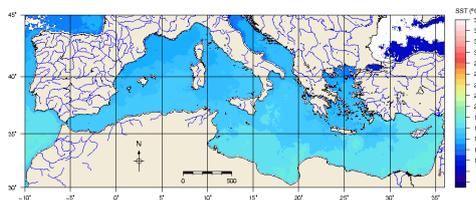


Figura C.99: TSM Marzo 2007

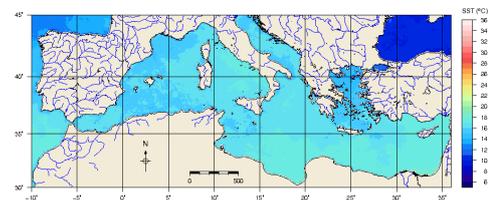


Figura C.100: TSM Abril 2007

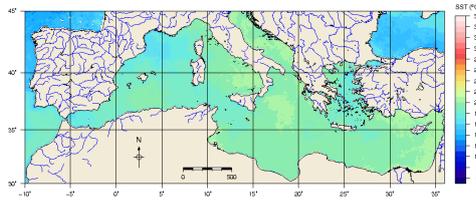


Figura C.101: TSM Mayo 2007

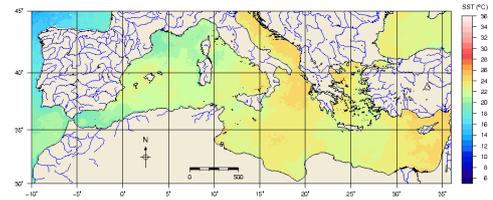


Figura C.102: TSM Junio 2007

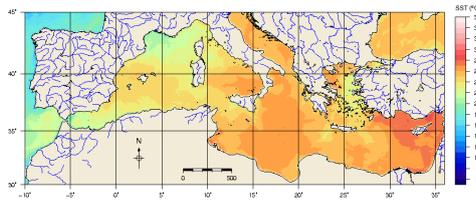


Figura C.103: TSM Julio 2007

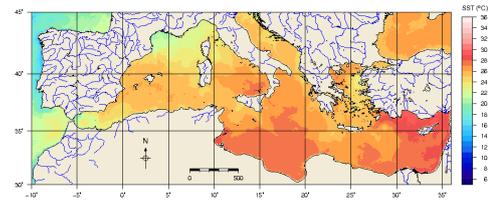


Figura C.104: TSM Agosto 2007

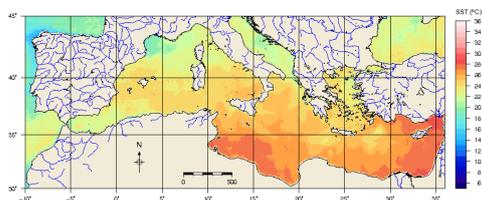


Figura C.105: TSM Septiembre 2007

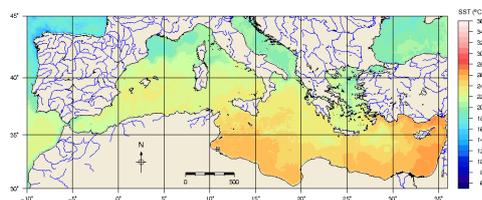


Figura C.106: TSM Octubre 2007

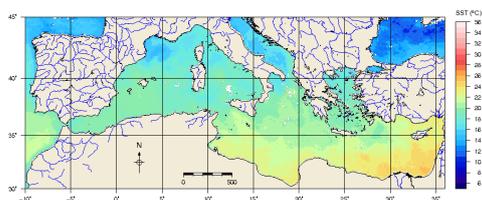


Figura C.107: TSM Noviembre 2007

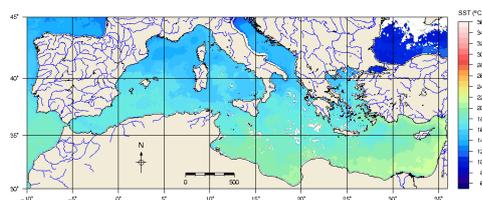


Figura C.108: TSM Diciembre 2007

C.3. Mapas de anomalía de TSM media

A continuación se muestran los mapas de los valores de anomalía de la temperatura superficial del mar mensual media en el Mediterráneo en los años en que se registraron los eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana citados en la tabla 2.1.

Anomalía TSM 1986

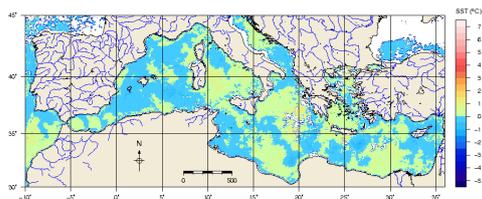


Figura C.109: Enero 1986

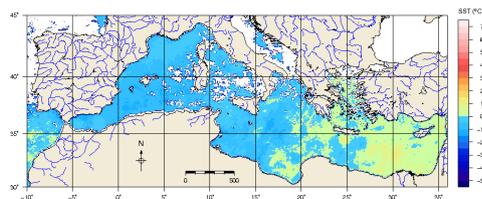


Figura C.110: Febrero 1986

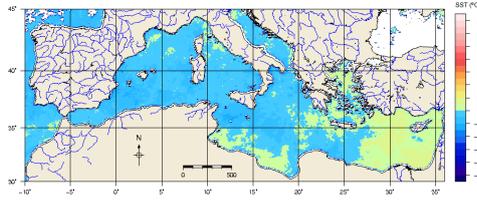


Figura C.111: Marzo 1986

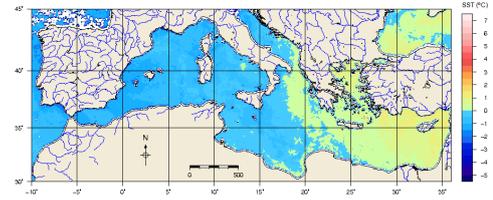


Figura C.112: Abril 1986

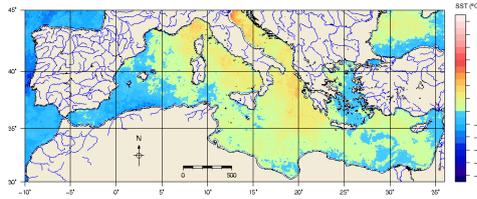


Figura C.113: Mayo 1986

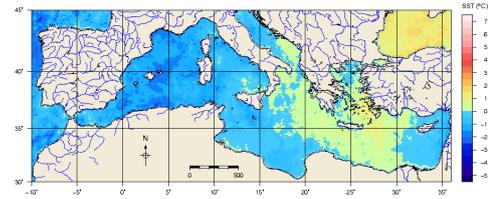


Figura C.114: Junio 1986

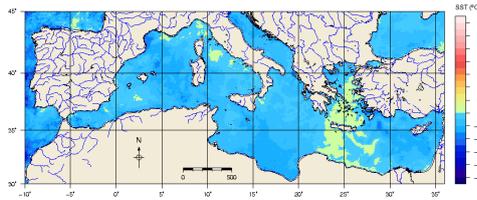


Figura C.115: Julio 1986

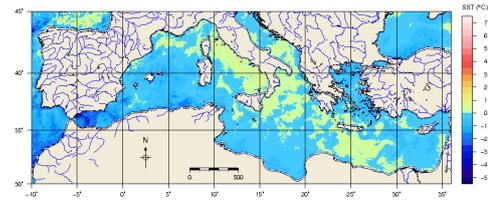


Figura C.116: Agosto 1986

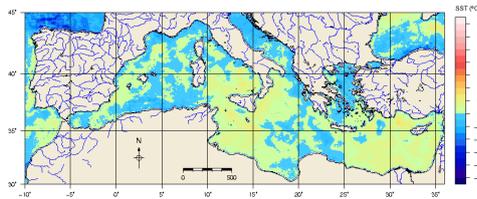


Figura C.117: Septiembre 1986

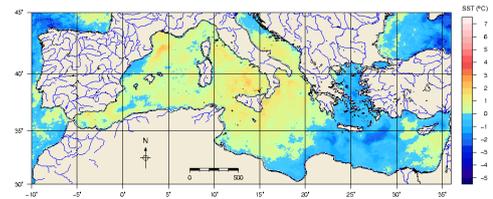


Figura C.118: Octubre 1986

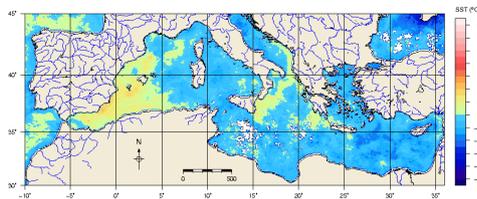


Figura C.119: Noviembre 1986

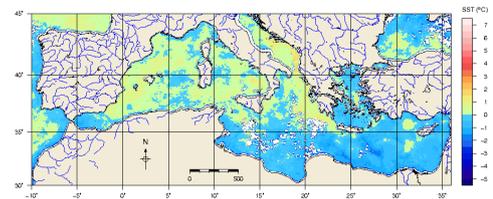


Figura C.120: Diciembre 1986

Anomalía TSM 1987

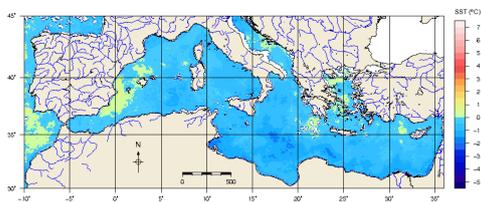


Figura C.121: Enero 1987

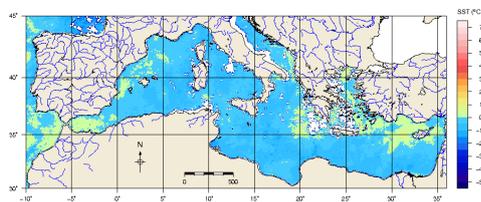


Figura C.122: Febrero 1987

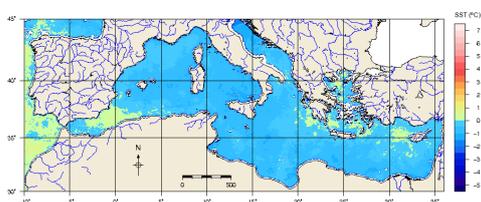


Figura C.123: Marzo 1987

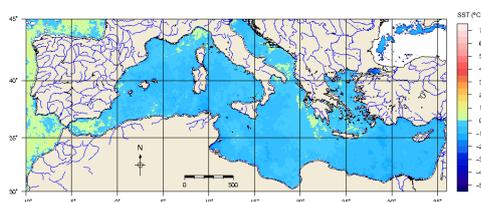


Figura C.124: Abril 1987

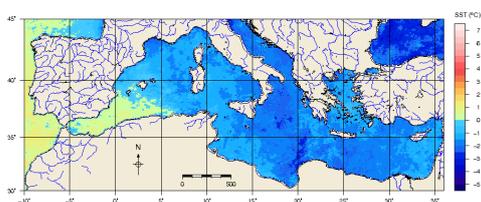


Figura C.125: Mayo 1987

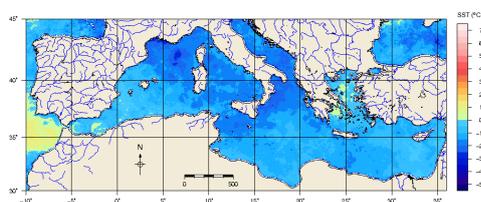


Figura C.126: Junio 1987

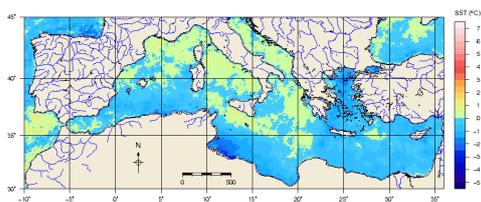


Figura C.127: Julio 1987

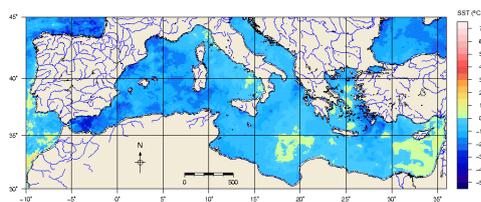


Figura C.128: Agosto 1987

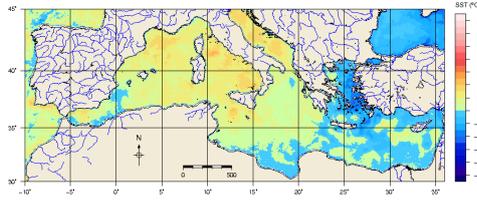


Figura C.129: Septiembre 1987

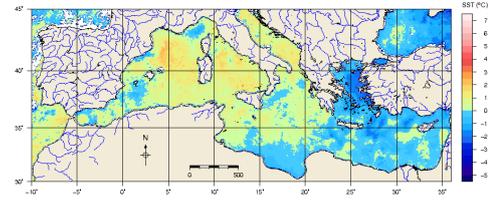


Figura C.130: Octubre 1987

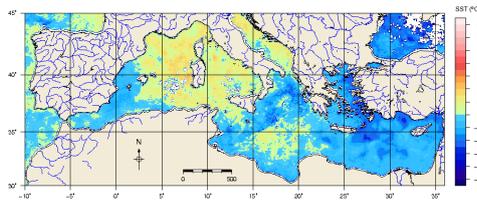


Figura C.131: Noviembre 1987

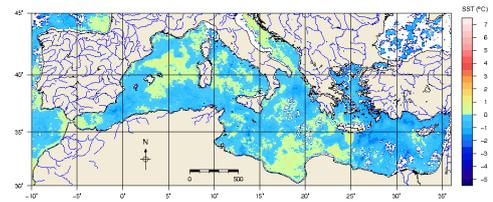


Figura C.132: Diciembre 1987

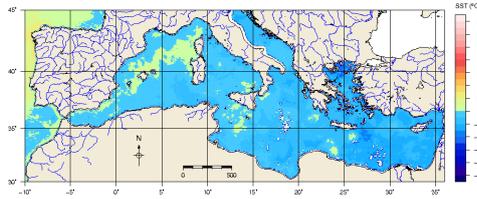
Anomalía TSM 1989

Figura C.133: Enero 1989

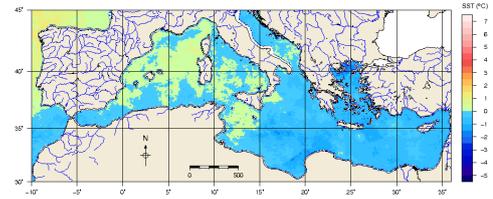


Figura C.134: Febrero 1989

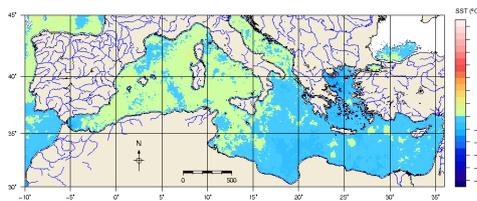


Figura C.135: Marzo 1989

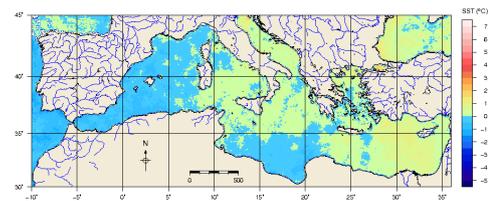


Figura C.136: Abril 1989

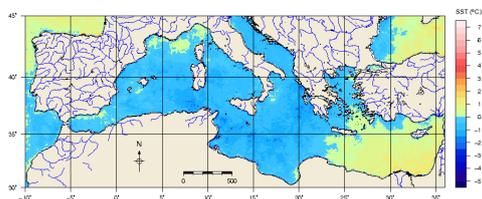


Figura C.137: Mayo 1989

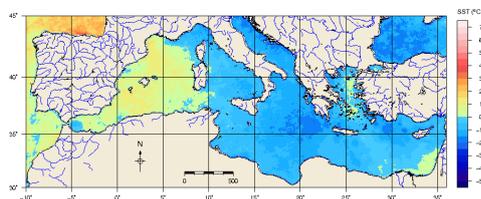


Figura C.138: Junio 1989

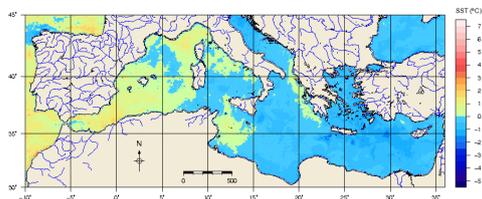


Figura C.139: Julio 1989

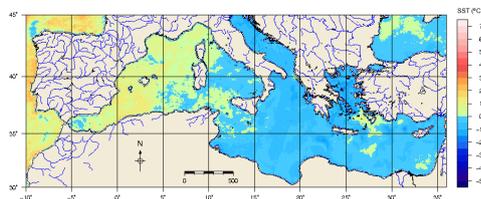


Figura C.140: Agosto 1989

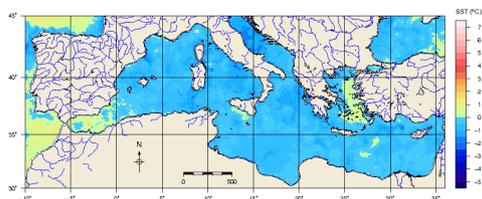


Figura C.141: Septiembre 1989

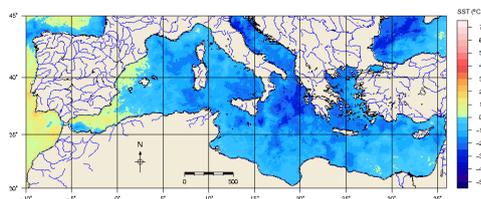


Figura C.142: Octubre 1989

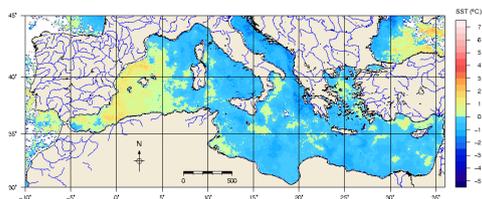


Figura C.143: Noviembre 1989

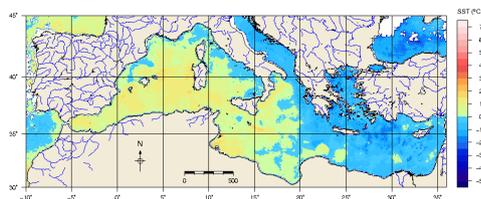


Figura C.144: Diciembre 1989

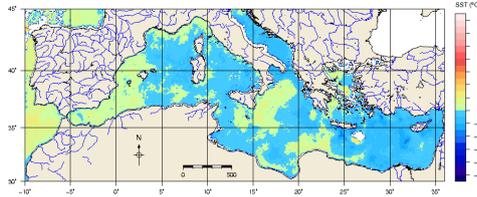
Anomalía TSM 1995

Figura C.145: Enero 1995

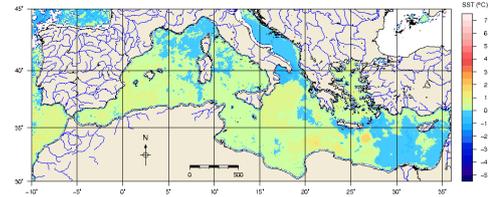


Figura C.146: Febrero 1995

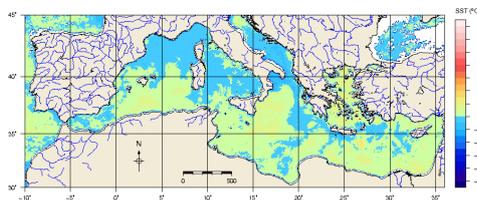


Figura C.147: Marzo 1995

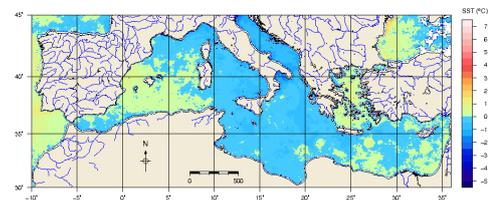


Figura C.148: Abril 1995

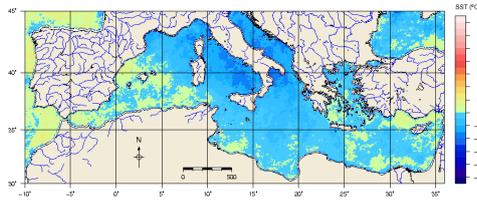


Figura C.149: Mayo 1995

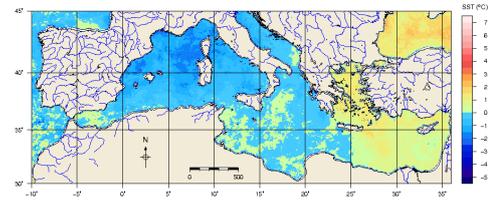


Figura C.150: Junio 1995

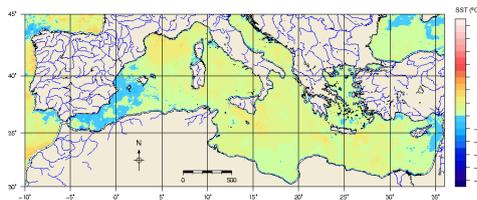


Figura C.151: Julio 1995

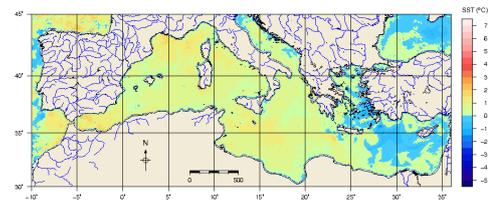


Figura C.152: Agosto 1995

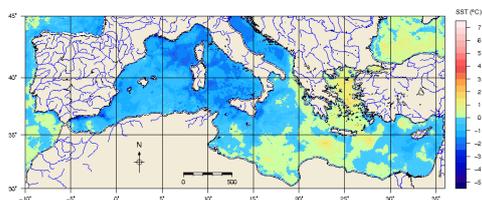


Figura C.153: Septiembre 1995

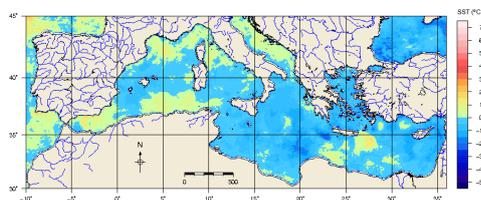


Figura C.154: Octubre 1995

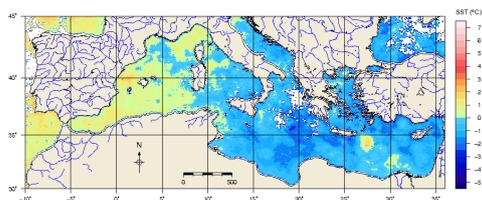


Figura C.155: Noviembre 1995

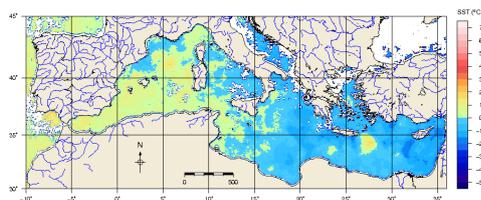


Figura C.156: Diciembre 1995

TSM 1996

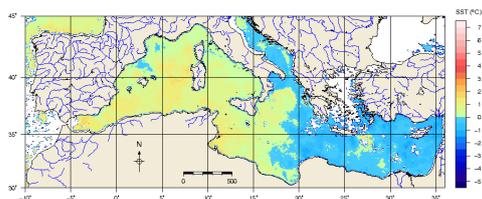


Figura C.157: Enero 1996

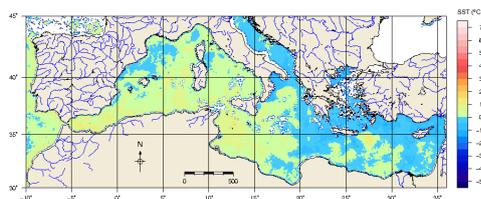


Figura C.158: Febrero 1996

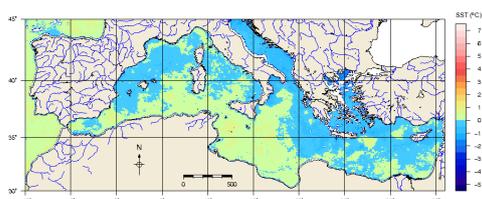


Figura C.159: Marzo 1996

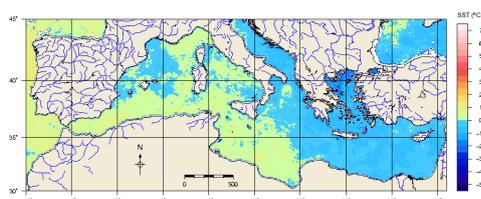


Figura C.160: Abril 1996

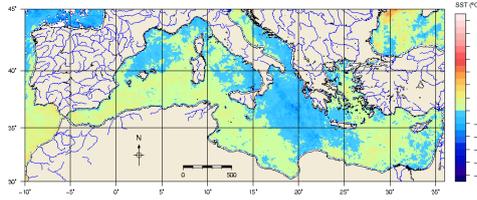


Figura C.161: Mayo 1996

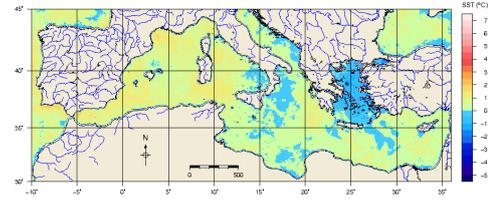


Figura C.162: Junio 1996

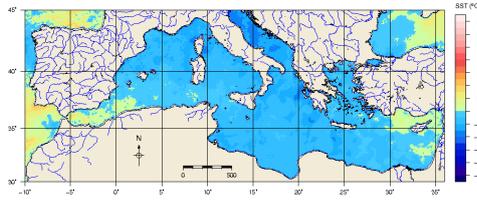


Figura C.163: Julio 1996

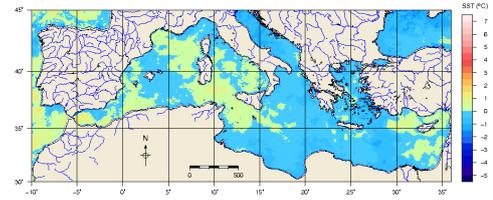


Figura C.164: Agosto 1996

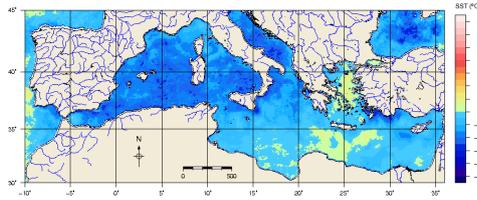


Figura C.165: Septiembre 1996

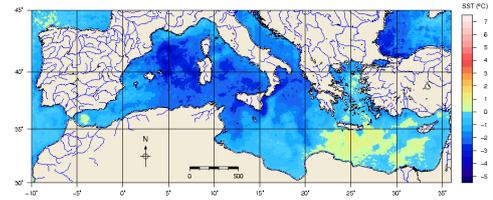


Figura C.166: Octubre 1996

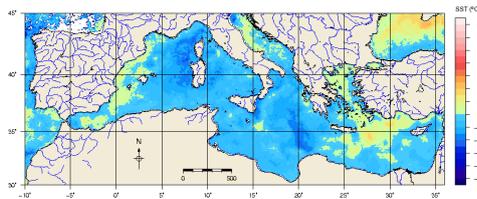


Figura C.167: Noviembre 1996

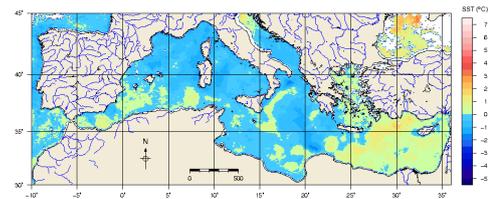


Figura C.168: Diciembre 1996

Anomalía TSM 2000

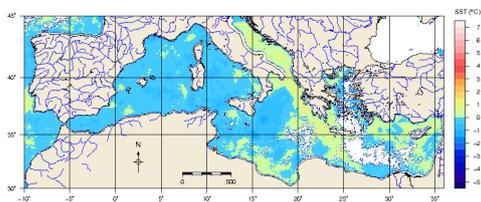


Figura C.169: Enero 2000

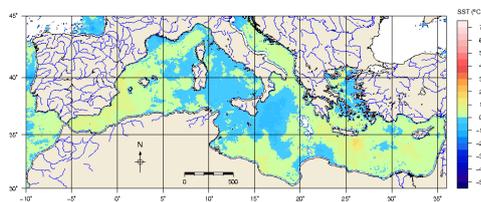


Figura C.170: Febrero 2000

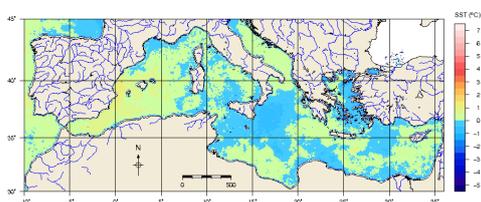


Figura C.171: Marzo 2000

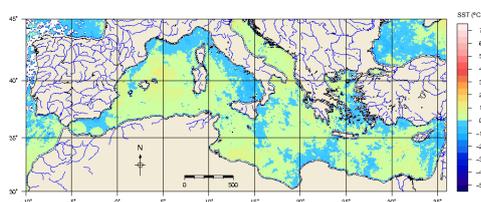


Figura C.172: Abril 2000

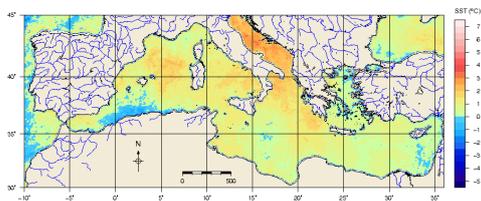


Figura C.173: Mayo 2000

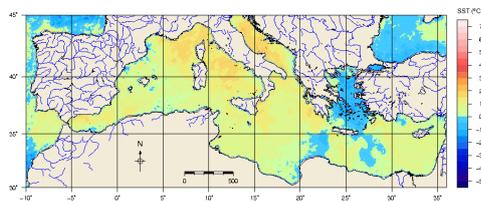


Figura C.174: Junio 2000

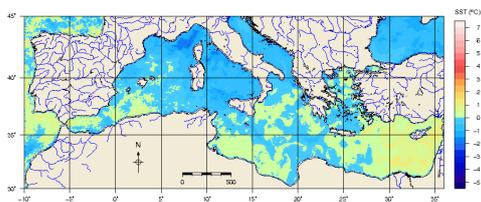


Figura C.175: Julio 2000

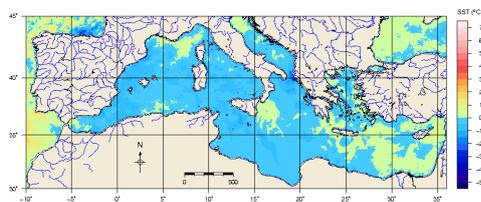


Figura C.176: Agosto 2000

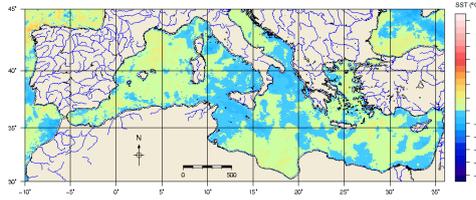


Figura C.177: Septiembre 2000

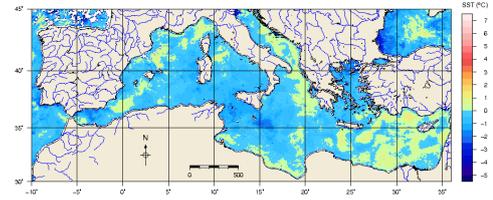


Figura C.178: Octubre 2000

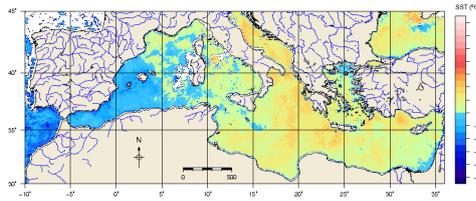


Figura C.179: Noviembre 2000

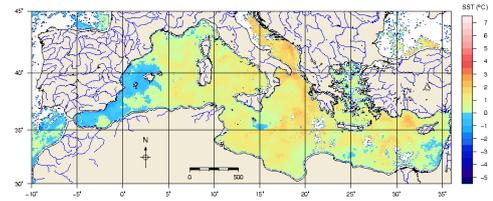


Figura C.180: Diciembre 2000

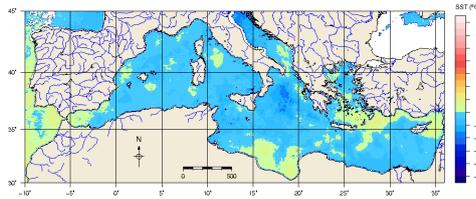
Anomalía TSM 2002

Figura C.181: Enero 2002

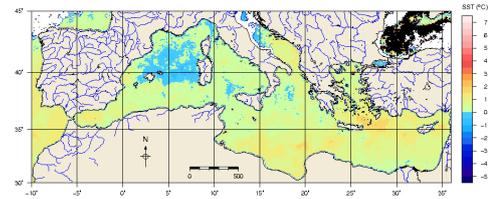


Figura C.182: Febrero 2002

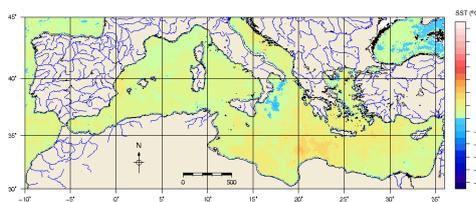


Figura C.183: Marzo 2002

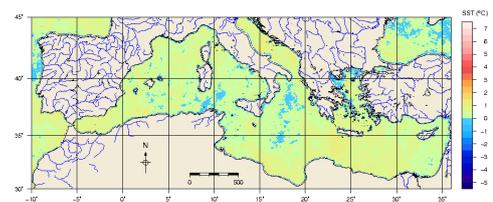


Figura C.184: Abril 2002

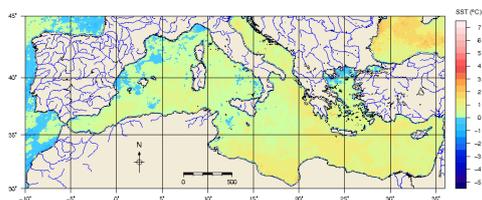


Figura C.185: Mayo 2002

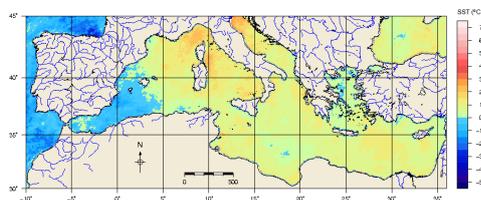


Figura C.186: Junio 2002

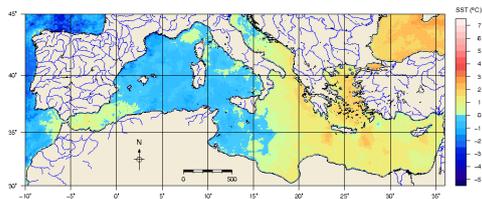


Figura C.187: Julio 2002

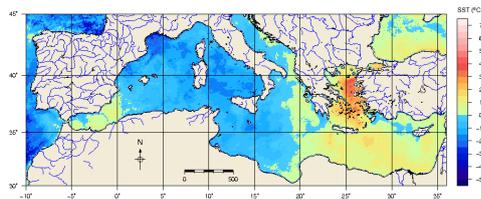


Figura C.188: Agosto 2002

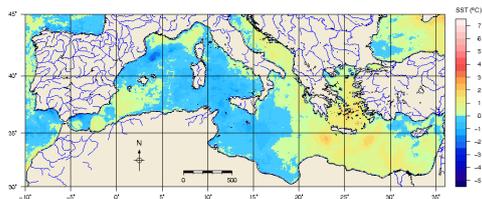


Figura C.189: Septiembre 2002

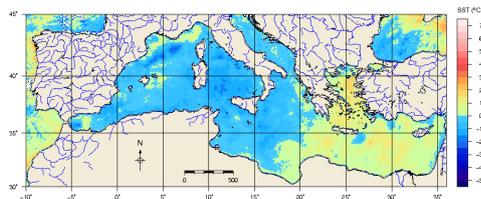


Figura C.190: Octubre 2002

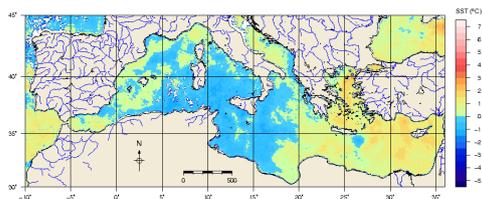


Figura C.191: Noviembre 2002

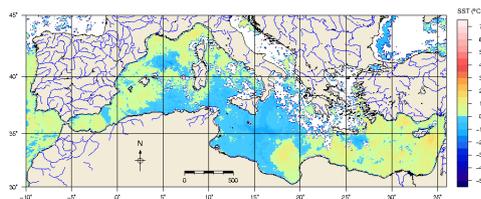


Figura C.192: Diciembre 2002

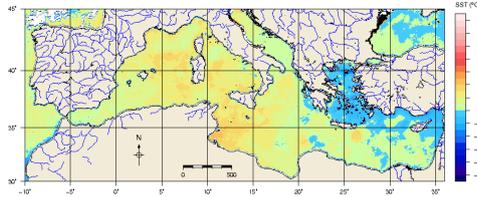
Anomalía TSM 2007

Figura C.193: Enero 2007

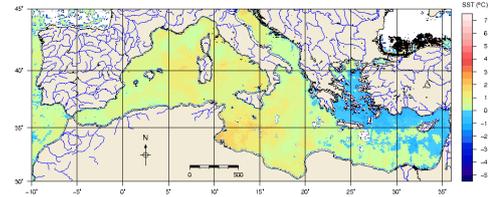


Figura C.194: Febrero 2007

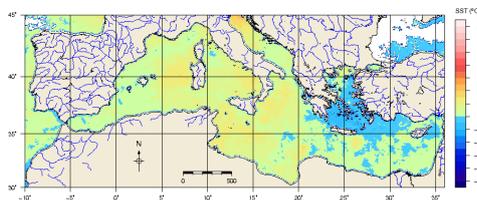


Figura C.195: Marzo 2007

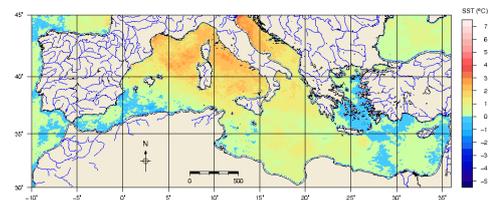


Figura C.196: Abril 2007

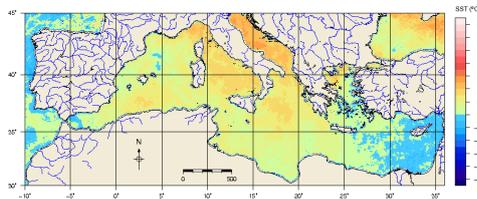


Figura C.197: Mayo 2007

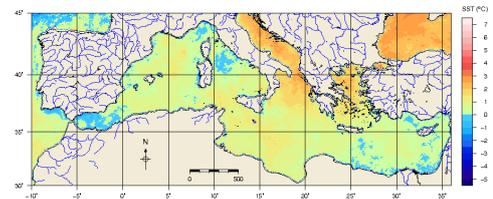


Figura C.198: Junio 2007

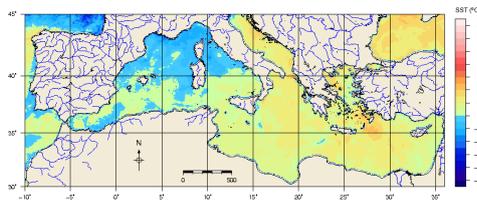


Figura C.199: Julio 2007

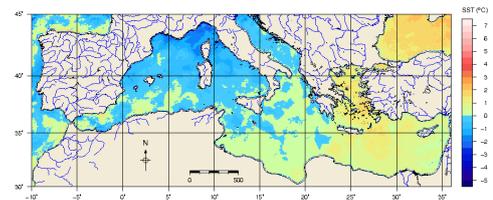


Figura C.200: Agosto 2007

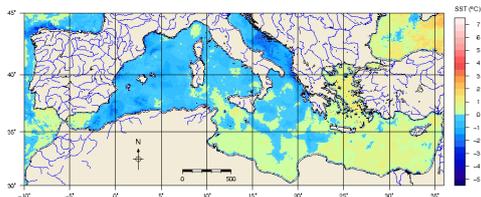


Figura C.201: Septiembre 2007

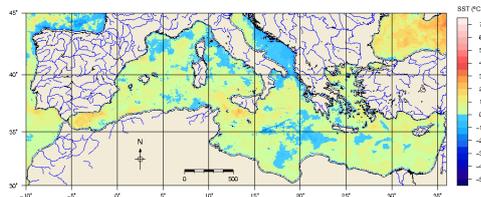


Figura C.202: Octubre 2007

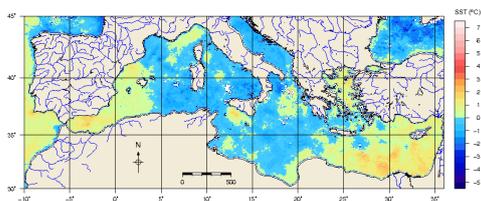


Figura C.203: Noviembre 2007

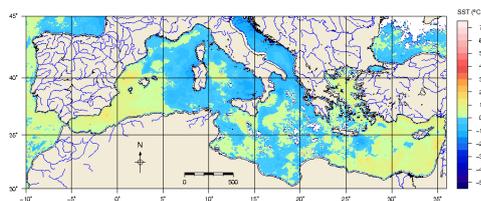


Figura C.204: Diciembre 2007

C.4. Mapas de distribución espacial de TSM media

A continuación se muestran los mapas obtenidos mediante agrupación de tipo cluster para los valores mensuales de la temperatura superficial del mar media en el Mediterráneo en los años en que se registraron los eventos de precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana citados en la tabla 2.1.

Clúster TSM 1986

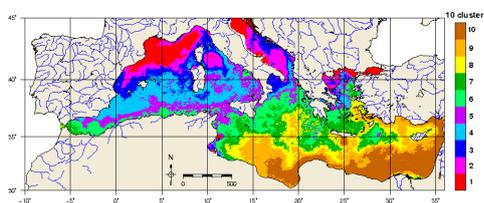


Figura C.205: Enero 1986

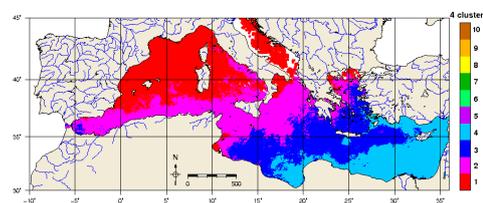


Figura C.206: Febrero 1986

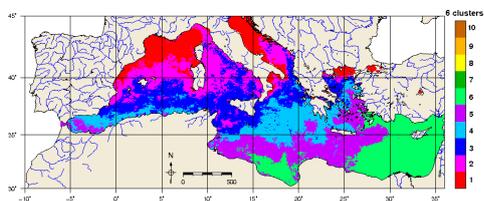


Figura C.207: Marzo 1986

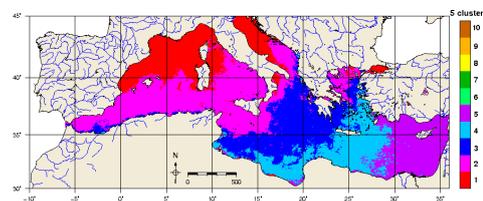


Figura C.208: Abril 1986

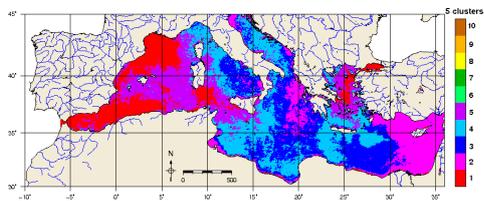


Figura C.209: Mayo 1986

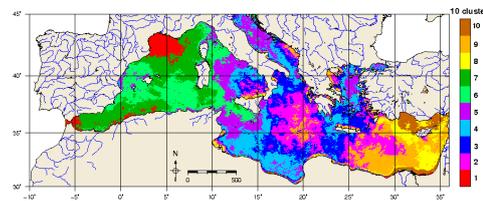


Figura C.210: Junio 1986

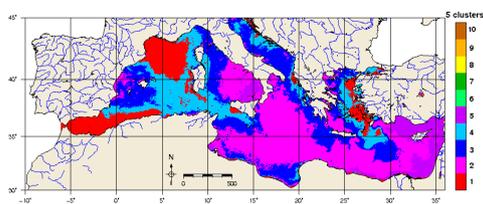


Figura C.211: Julio 1986

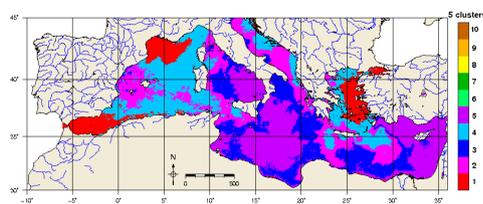


Figura C.212: Agosto 1986

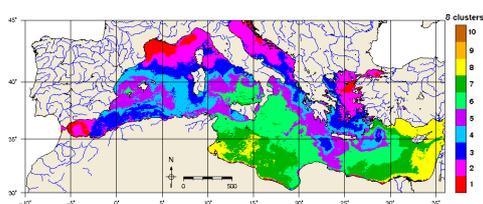


Figura C.213: Septiembre 1986

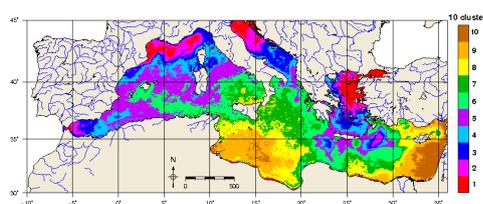


Figura C.214: Octubre 1986

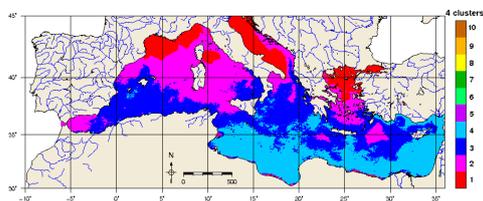


Figura C.215: Noviembre 1986

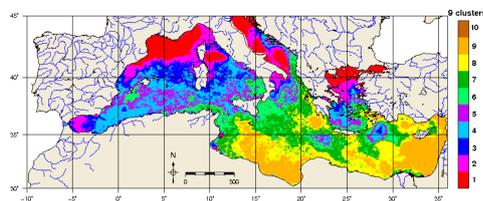


Figura C.216: Diciembre 1986

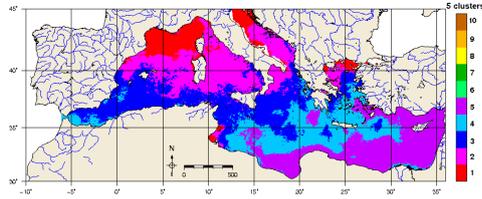
Clúster TSM 1987

Figura C.217: Enero 1987

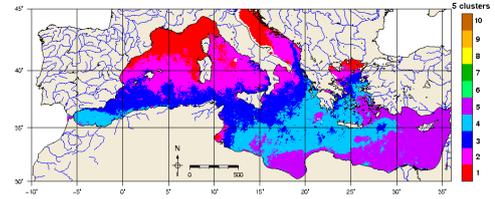


Figura C.218: Febrero 1987

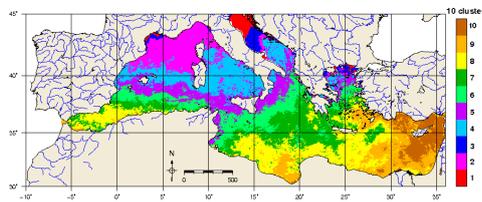


Figura C.219: Marzo 1987

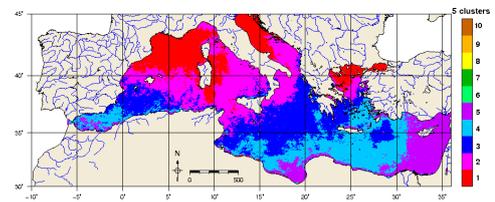


Figura C.220: Abril 1987

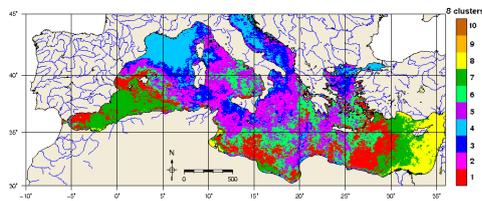


Figura C.221: Mayo 1987

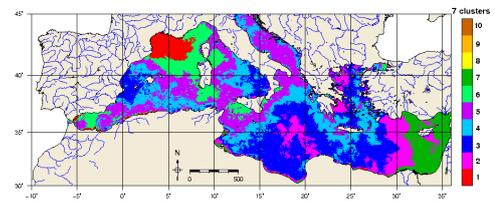


Figura C.222: Junio 1987

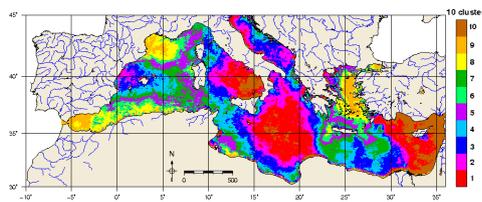


Figura C.223: Julio 1987

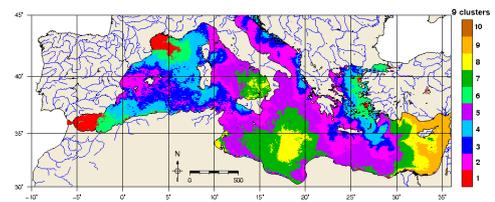


Figura C.224: Agosto 1987

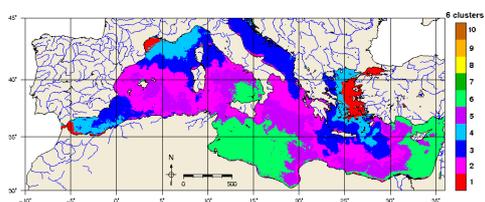


Figura C.225: Septiembre 1987

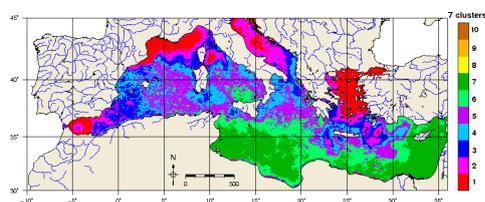


Figura C.226: Octubre 1987

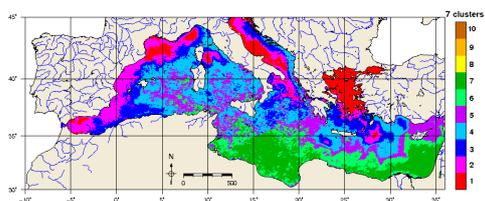


Figura C.227: Noviembre 1987

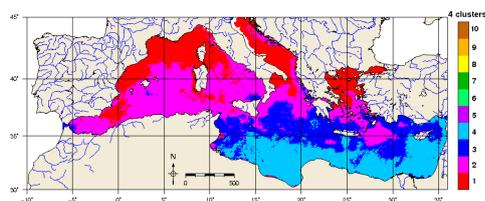


Figura C.228: Diciembre 1987

Clúster TSM 1989

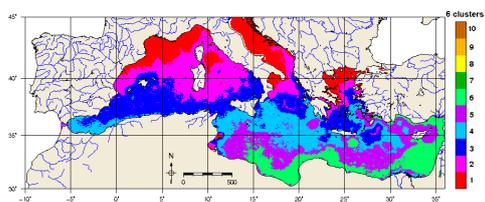


Figura C.229: Enero 1989

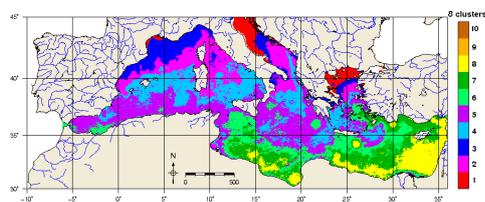


Figura C.230: Febrero 1989

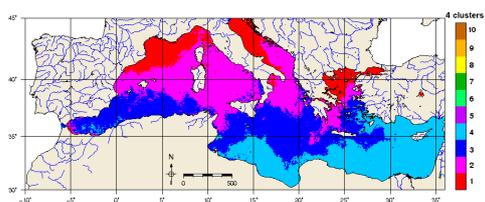


Figura C.231: Marzo 1989

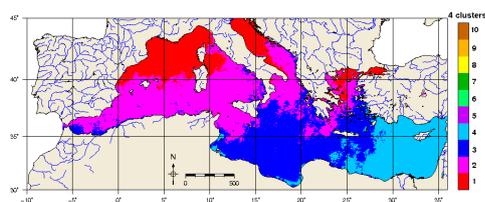


Figura C.232: Abril 1989

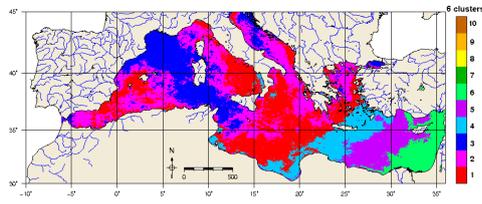


Figura C.233: Mayo 1989

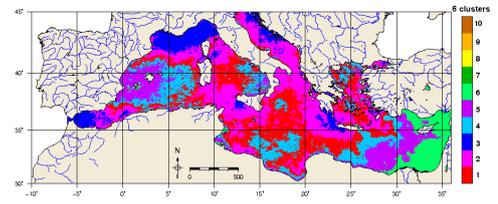


Figura C.234: Junio 1989

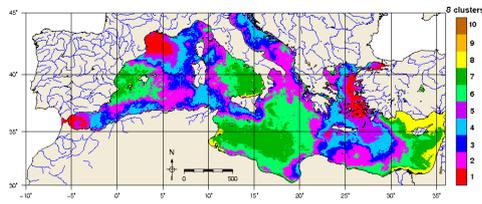


Figura C.235: Julio 1989

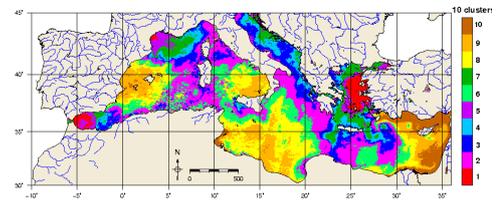


Figura C.236: Agosto 1989

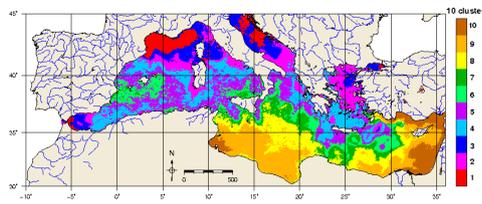


Figura C.237: Septiembre 1989

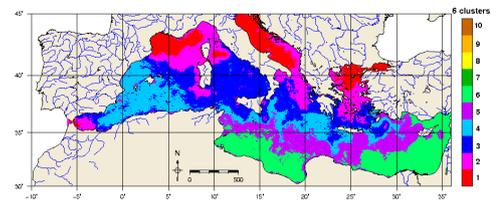


Figura C.238: Octubre 1989

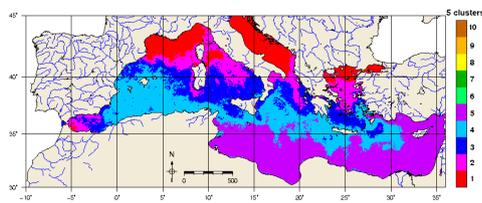


Figura C.239: Noviembre 1989

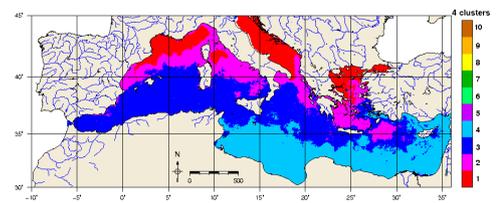


Figura C.240: Diciembre 1989

Clúster TSM 1995

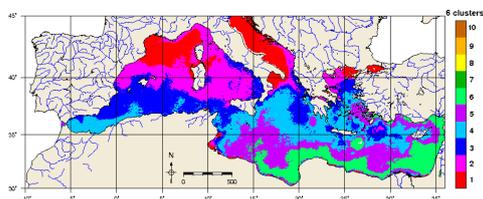


Figura C.241: Enero 1995

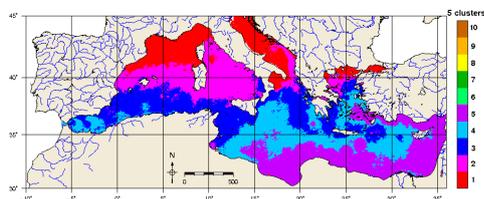


Figura C.242: Febrero 1995

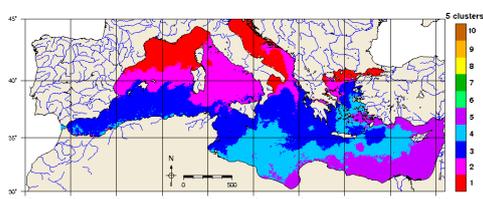


Figura C.243: Marzo 1995

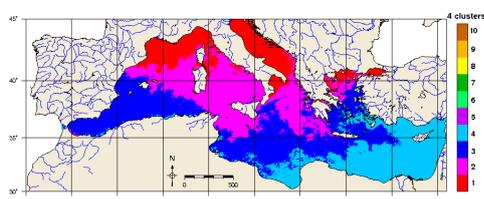


Figura C.244: Abril 1995

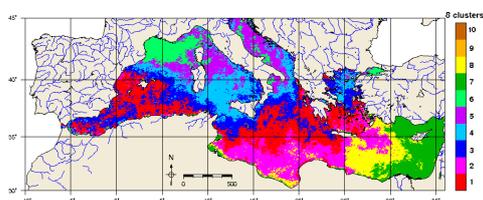


Figura C.245: Mayo 1995

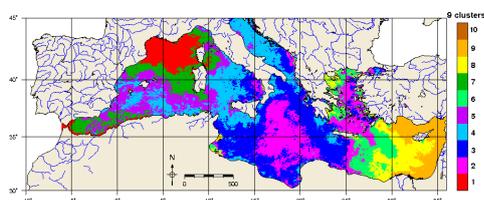


Figura C.246: Junio 1995

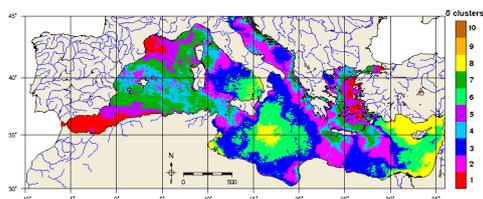


Figura C.247: Julio 1995

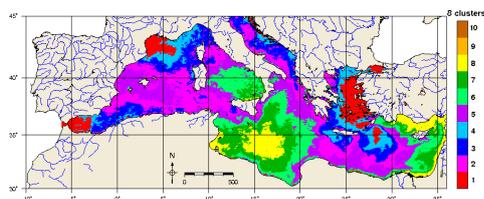


Figura C.248: Agosto 1995

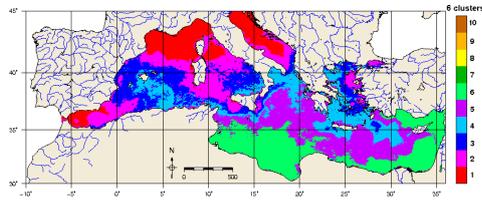


Figura C.249: Septiembre 1995

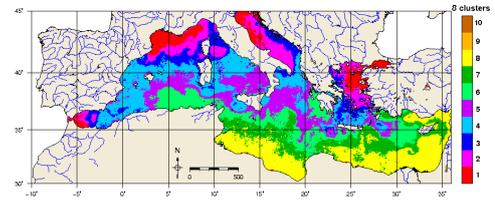


Figura C.250: Octubre 1995

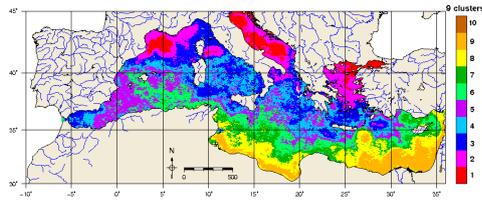


Figura C.251: Noviembre 1995

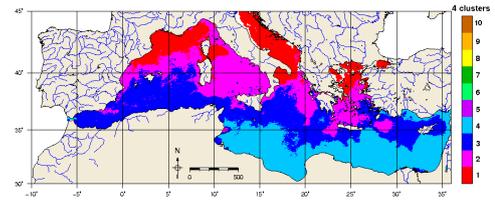


Figura C.252: Diciembre 1995

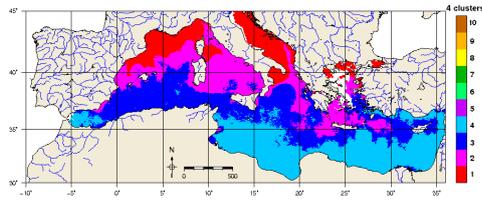
TSM 1996

Figura C.253: Enero 1996

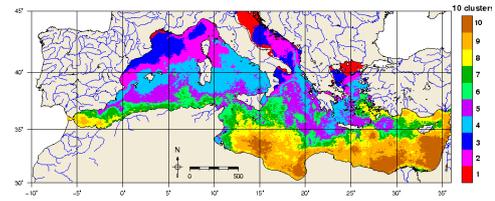


Figura C.254: Febrero 1996

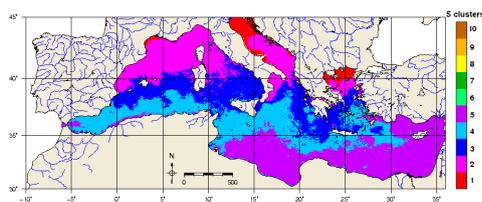


Figura C.255: Marzo 1996

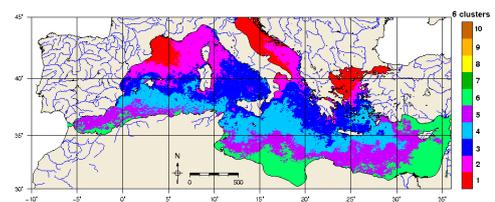


Figura C.256: Abril 1996

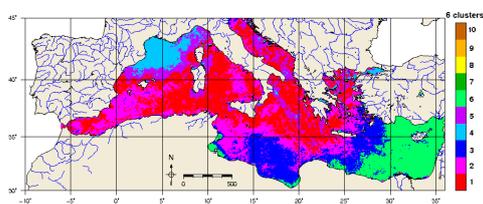


Figura C.257: Mayo 1996

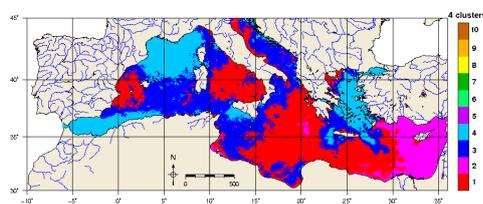


Figura C.258: Junio 1996

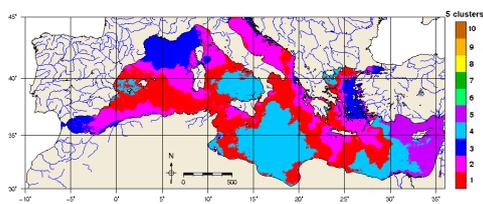


Figura C.259: Julio 1996

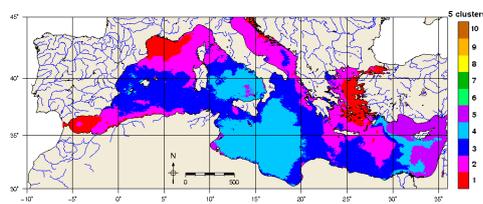


Figura C.260: Agosto 1996

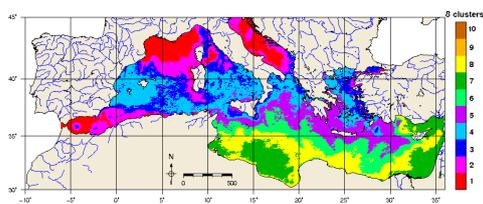


Figura C.261: Septiembre 1996

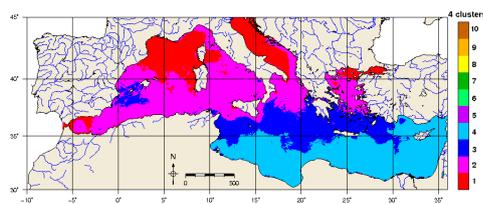


Figura C.262: Octubre 1996

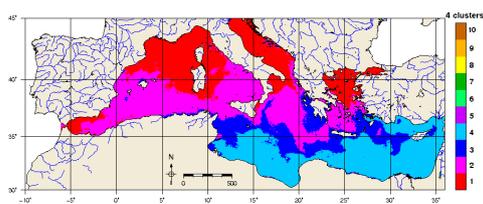


Figura C.263: Noviembre 1996

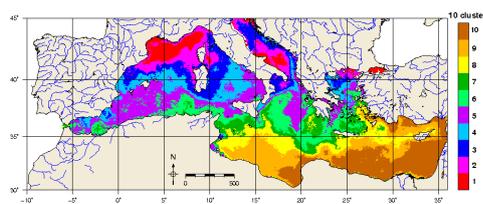


Figura C.264: Diciembre 1996

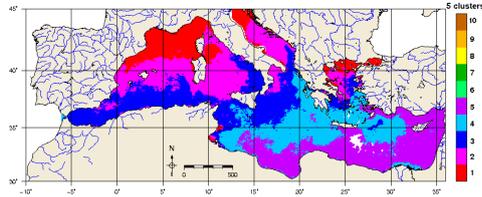
Clúster TSM 2000

Figura C.265: Enero 2000

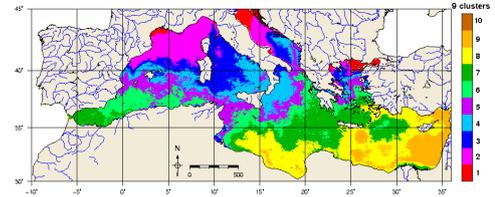


Figura C.266: Febrero 2000

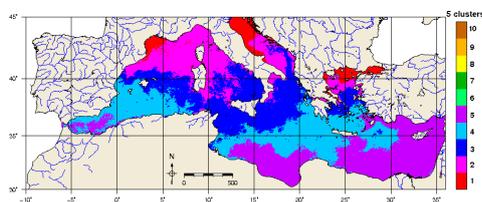


Figura C.267: Marzo 2000

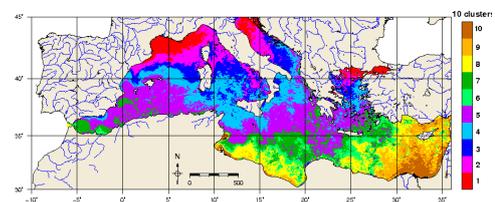


Figura C.268: Abril 2000

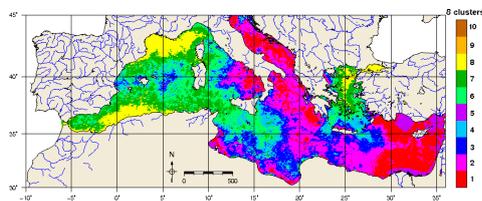


Figura C.269: Mayo 2000

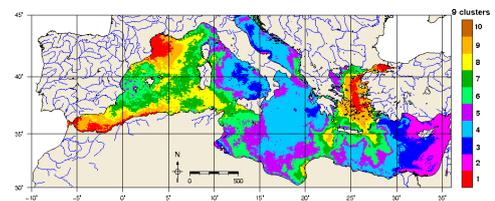


Figura C.270: Junio 2000

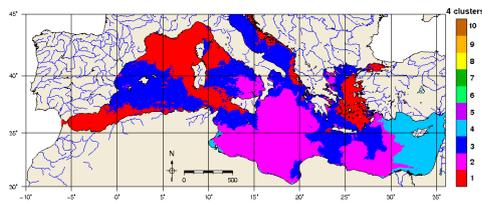


Figura C.271: Julio 2000

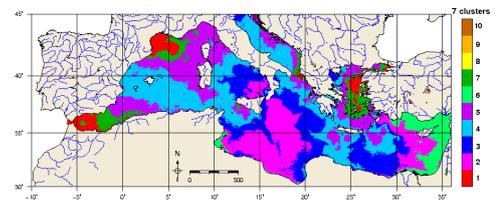


Figura C.272: Agosto 2000

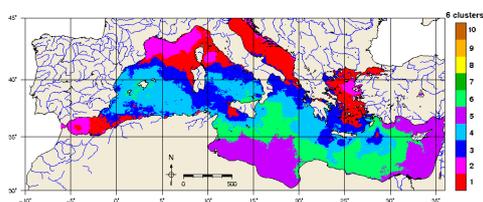


Figura C.273: Septiembre 2000

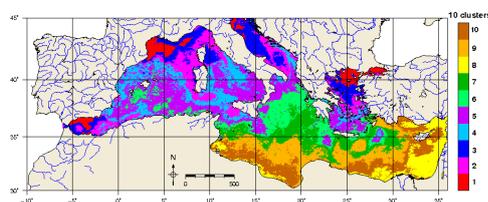


Figura C.274: Octubre 2000

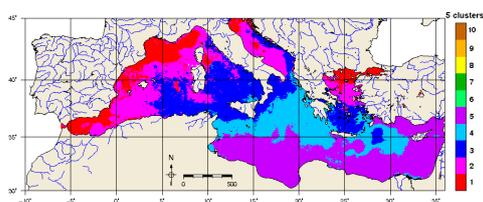


Figura C.275: Noviembre 2000

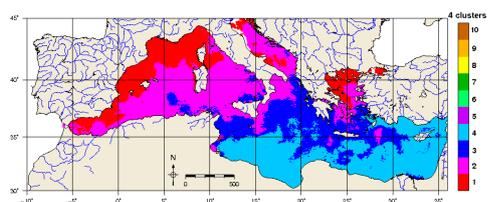


Figura C.276: Diciembre 2000

Clúster TSM 2002

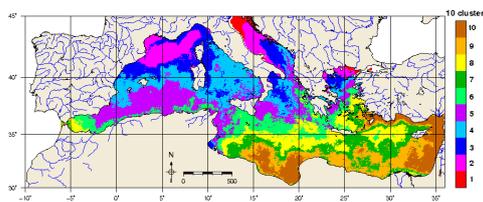


Figura C.277: Enero 2002

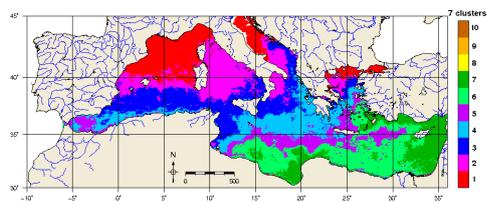


Figura C.278: Febrero 2002

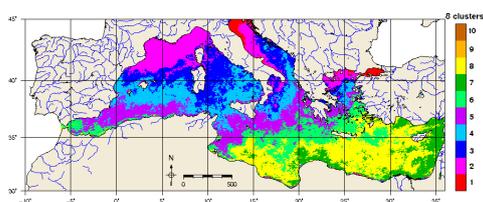


Figura C.279: Marzo 2002

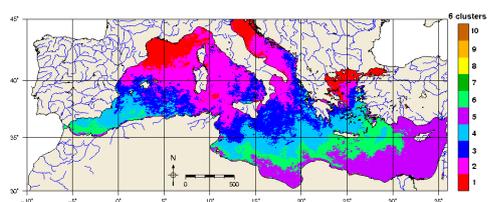


Figura C.280: Abril 2002

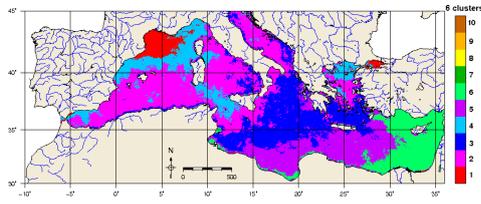


Figura C.281: Mayo 2002

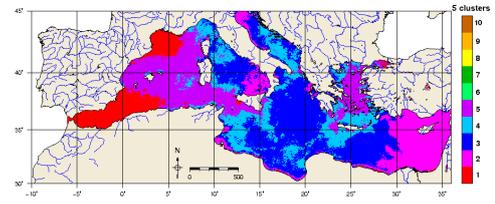


Figura C.282: Junio 2002

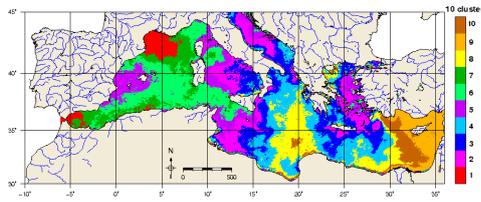


Figura C.283: Julio 2002

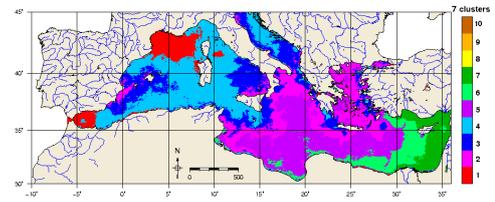


Figura C.284: Agosto 2002

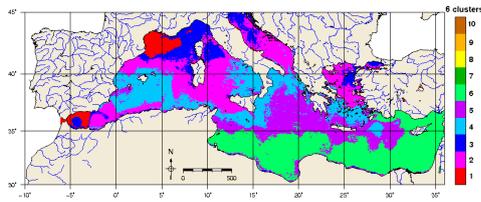


Figura C.285: Septiembre 2002

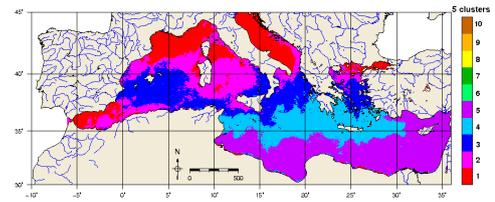


Figura C.286: Octubre 2002

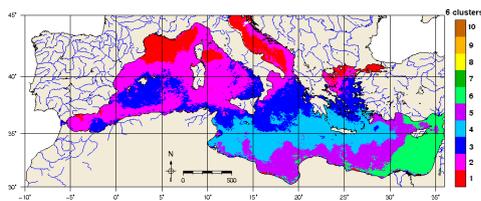


Figura C.287: Noviembre 2002

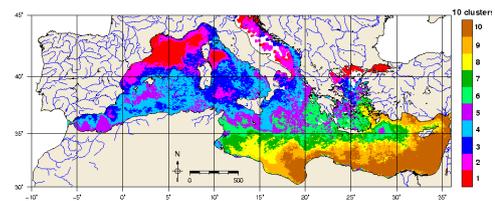


Figura C.288: Diciembre 2002

Clúster TSM 2007

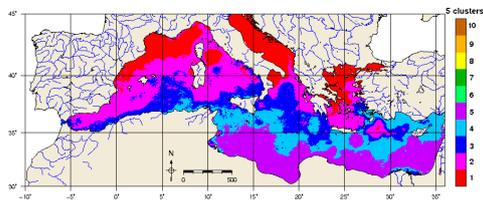


Figura C.289: Enero 2007

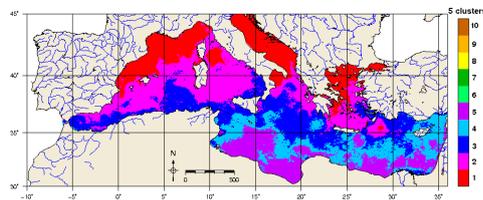


Figura C.290: Febrero 2007

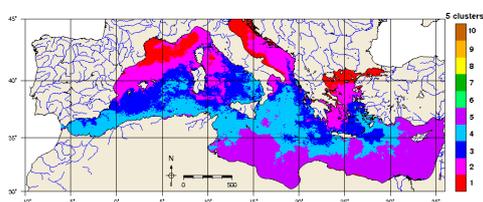


Figura C.291: Marzo 2007

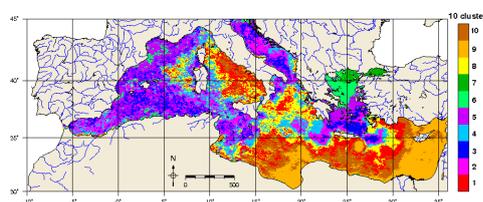


Figura C.292: Abril 2007

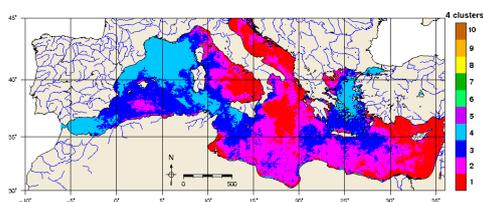


Figura C.293: Mayo 2007

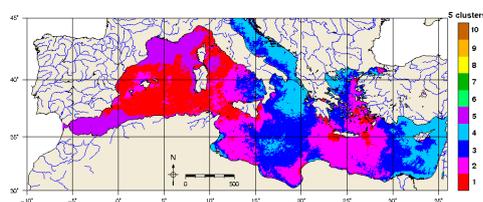


Figura C.294: Junio 2007

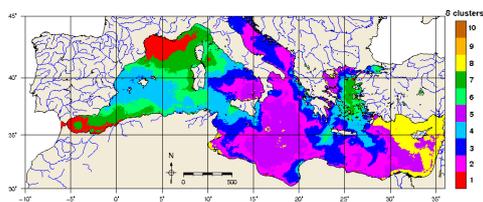


Figura C.295: Julio 2007

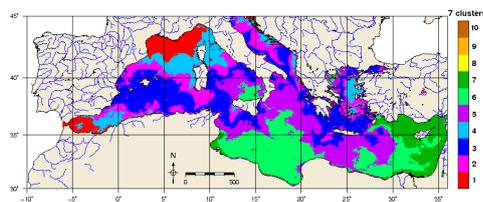


Figura C.296: Agosto 2007

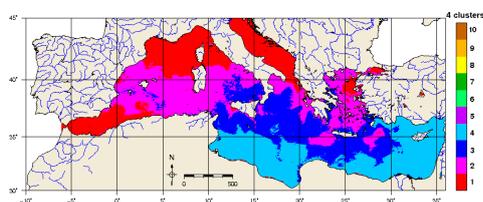


Figura C.297: Septiembre 2007

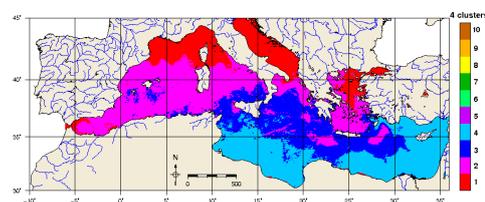


Figura C.298: Octubre 2007

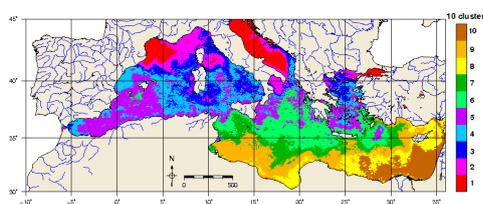


Figura C.299: Noviembre 2007

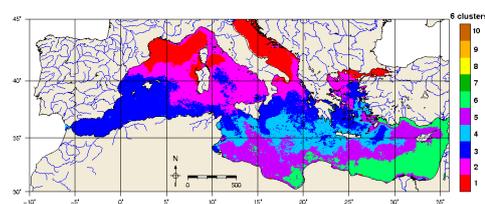


Figura C.300: Diciembre 2007

Bibliografía

*Y así, del mucho leer y del poco dormir,
se le secó el cerebro de manera que vino
a perder el juicio.*

Miguel de Cervantes Saavedra

AGEE, E. y HOWLEY, R. P. Latent and sensible heat flux calculations at the air-sea interface during amtex 74. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 16(4), páginas 443–447, 1977.

ALPERT, P. Trends in extreme rainfall in the mediterranean and experiments in modeling extreme event in israel. *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract 9445*, vol. 4, 2003.

ALPERT, P., BEN-GAI, T., BAHARAD, A., BENJAMINI, Y., YEKUTIELI, D., COLACINO, M., DIODATO, L., RAMIS, C., HOMAR, V., ROMERO, R., MICHAELIDES, S. y MANES, A. The paradoxical increase of mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical Research Letters*, vol. 29(11), páginas 31–1, 2002.

ARMENGOT SERRANO, R. *Las Lluvias Intensas en la Comunidad Valenciana*. Centro de Publicaciones, Secretaría General Técnica, Ministerio de Medio Ambiente, 2002.

ATMET. The regional atmospheric modeling system: Technical description., 2000. Technical Report RAMS.

BARBERO, J., MUÑOZ, J. y RODRIGO, F. Estudio sobre la relación entre precipitaciones mensuales en el levante español y temperaturas de la superficie del mar en el mediterráneo occidental. En *El Clima, entre el Mar y la Montaña* (editado por J. García, C. Diego, P. Fernández, C. Garmendia y D. Rasilla), Serie A, n 4, páginas 205–212. Asociación Española de Climatología, 2004.

- BARBOSA, S. y ANDERSEN, O. Trend patterns in global sea surface temperature. *International Journal of Climatology*, vol. 29, páginas 2049–2055, 2009.
- BARBOSA, S. M. Testing for Deterministic Trends in Global Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, vol. 24(10), páginas 2516–2522, 2011. ISSN 0894-8755.
- BETHOUX, J., GENTILI, B., MORIN, P., NICOLAS, E., PIERRE, C. y RUIZ-PINO, D. The mediterranean sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the north atlantic. *Progress in Oceanography*, vol. 44(1-3), páginas 131–146, 1999. ISSN 0079-6611. International Conference on Progress in Oceanography of the Mediterranean Sea, Rome, Italy, Nov 17-19, 1997.
- BLUESTEIN, H. B. *Observations and Theory of Weather Systems. Vol. 2, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes..* Oxford University Press, 1993.
- BOZKURT, D. y SEN, O. Precipitation in the Anatolian Peninsula: sensitivity to increased SSTs in the surrounding seas. *Climate Dynamics*, vol. 36(3-4), páginas 711–726, 2009. ISSN 0930-7575.
- CAMPINS, J., A., J., GENOVÉS, A. y PICORNELL, M. Three dimensional structure of western mediterranean cyclones. En *Mediterranean Storms, Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference 2002*. 2002.
- CAMPINS, J., GENOVÉS, A., A., J., GUIJARRO, J. A. y RAMIS, C. A catalogue and a classification of surface cyclones for the western mediterranean. *International Journal of Climatology*, vol. 20(9), páginas 969 – 984, 2000.
- CARRETERO, O. y RIOSALIDO, R. Mesoscale convective systems: A five-year meteosat satellite climatology over spain. En *Proceedings of 1996 Meteorological Satellite Data User's Conference*, páginas 185–189. 1996.
- CASEY, K. y CORNILLON, P. Global and regional sea surface temperature trends. *Journal of Climate*, vol. 14, páginas 3801–3818, 2010.
- CHEN, C. y COTTON, W. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*, vol. 25, páginas 289–321, 1983.
- CLARK, T. y FARLEY, R. Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting. *Journal of Atmospheric Science*, vol. 41, páginas 329–350, 1984.

- CLARK, T. y HALL, W. Multi-domain simulations on time dependent navier-stokes equations: Benchmark error and analysis of some nesting procedures. *Journal of Computational Physics*, vol. 92, páginas 456–481, 1991.
- CODINA, B., ARAN, M., YOUNG, S. y REDAÑO, A. Prediction of a meso-scale convective system over catalonia (northeastern spain) with a nested numerical model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 40, páginas 1180–1195, 1997.
- DAVIS, C. y EMANUEL, K. Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, vol. 116, páginas 2649–2659, 1988.
- DAVOLIO, S., MIGLIETTA, M., MOSCATELLO, A., PACIFICO, F., BUZZI, A. y ROTUNNO, R. Numerical forecast and analysis of a tropical-like cyclone in the Ionian Sea. *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 9(2), páginas 551–562, 2009. ISSN 1684-9981.
- DEARDORFF, J. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Boundary Layer Meteorology*, vol. 18, páginas 495–527, 1980.
- DECOSMO, J., KATSAROS, K. B., SMITH, S. D., ANDERSON, R. J., OOST, W. A., BUMKE, K. y CHADWICK, H. Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The humidity exchange over the sea (hexos) results. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101(5), páginas 12001–12016, 1996.
- DIRKS, R., KUETTNER, J. y MOORE, J. A. Genesis of atlantic lows experiment (gale): An overview. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 69, páginas 148–160, 1988.
- DÓRTENZIO, F., MARULLO, S. y SANTOLERI, R. Validation of avhrr pathfinder sst's over the mediterranean sea. *Geophysical Research Letters*, vol. 27(2), páginas 241–244, 2000.
- DRAHLER, R. y ROLPH, G. Hysplit (hybrid single-particle lagrangian integrated trajectory) model access via noaa arl ready website (<http://ready.arl.noaa.gov/hysplit.php>). Informe técnico, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD., 2011.
- DUFFOURG, F. y DUCROCQ, V. Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 11(4), páginas 1163–1178, 2011. ISSN 1684-9981.

- DUNCKEL, M., HASSE, L., KRUGERMAYER, L., SCHRIEVER, D. y WUCKNITZ, J. Turbulent fluxes of momentum, heat, and moisture in the atmospheric surface layer at sea during atex: Atlantic trade winds experiment. *Boundary Layer Meteorology*, vol. 6, páginas 81–106, 1974.
- ELÍAS, F. y RUIZ, L. *Precipitaciones Máximas en España*. ICONA, 1979.
- EMANUEL, K. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. part i: Steady-state maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 43(6), páginas 585–604, 1986.
- EMANUEL, K. A similarity hypothesis for air-sea exchange at extreme wind speeds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 60, páginas 1420–1428, 2003.
- ESTRELA, M., MILLÁN, M., PEÑARROCHA, D. y PASTOR, F. *De la Gota Fría al Frente de Retroceso*. Centro Francisco Tomás y Valiente, UNED Alzira-Valencia Fundación CEAM, 2002.
- ESTRELA, M., PASTOR, F. y MILLÁN, M. Air mass change along trajectories in the western mediterranean basin in the torrential rain events in the valencia region. En *Mediterranean Storms, Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference 2002*. 2003.
- ESTRELA, M., PEÑARROCHA, D., PASTOR, F. y MILLÁN, M. Torrential events on the spanish mediterranean coast (valencian region): Spatial precipitation patterns and their relation to synoptic circulation. En *Mediterranean Storms, Proceedings of the Plinius Conference 1999*, páginas 97–106. 2000.
- EYMARD, L., PLANTON, S., DURAND, P., LE VISAGE, C., LE TRAON, P. Y., PRIEUR, L., WEILL, A., HAUSER, D., ROLLAND, J., PELON, J., BAUDIN, F., BONECH, B., BRENGUIER, J. L., CANIAUX, G., DE MEY, P., DOMBROWSKI, E., DRUILHET, A., DUPUIS, H., FERRET, B., FLAMANT, C., FLAMANT, P., HERNANDEZ, F., JOURDAN, D., KATSAROS, K., LAMBERT, D., LEFÈVRE, J. M., LE BORGNE, P., LE SQUERE, B., MARSOIN, A., ROQUET, H., TOURNADRE, J., TROUILLET, V., TYCHENSKY, A. y ZAKARDJIAN, B. Study of the air-sea interactions at the mesoscale: the semaphore experiment. *Annales Geophysicae*, vol. 14(9), páginas 896–1015, 1996.
- FERNÁNDEZ, C., GAERTNER, M., GALLARDO, C. y CASTRO, M. Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the mediterranean coast of spain. part i: Numerical predictability. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 56, páginas 157–179, 1995.

- FERNÁNDEZ, C., GAERTNER, M., GALLARDO, C. y CASTRO, M. Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the mediterranean coast of spain. part ii: Sensitivity to external forcings. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 62, páginas 179–200, 1997.
- FERRER GIJÓN, M. *Pérdidas por terremotos e inundaciones en España durante el periodo 1987-2001 y su estimación para los próximos 30 años (2004-2033)*. Consorcio de Compensación de Seguros, 2004.
- FLEAGLE, R., MIYAKE, M., GARRETT, J. y MCBEAN, G. A. Storm transfer and response experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 63, páginas 6–41, 1982.
- GEERNAERT, L., editor. *Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics*, vol. 20 de *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*. Kluwer Academic Publishers, 1999.
- GENTEMANN, C., DONLON, C., STUART-MENTETH, A. y WENTZ, F. Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements. *Geophysical Research Letters*, vol. 30(3), 2003. ISSN 0094-8276.
- GIL, V. E., GENOVÉS, A. y JANSÁ, . A. Automated database of cyclones from the ecmwf model: Preliminary comparison between west and east mediterranean basin. En *Mediterranean Storms, Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference 2002*. 2002.
- GLEESON, T. A. Cyclogenesis in the mediterranean region. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim*, 1954.
- GÓMEZ, I., PASTOR, F. y ESTRELA, M. J. Sensitivity of a mesoscale model to different convective parameterization schemes in a heavy rain event. *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 11(2), páginas 343–357, 2011.
- HADLOCK, R. y KREITZBERG, C. The experiment on rapidly intensifying cyclones over the atlantic (erica) field study: Objectives and plana:. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 69(11), páginas 1309–1320, 1988.
- HOMAR, V., RAMIS, C. y ALONSO, S. A deep cyclone of african origin over the western mediterranean: Diagnosis and numerical simulation. *Annales Geophysicae*, vol. 20(1), páginas 93–106, 2002a.
- HOMAR, V., RAMIS, C., ROMERO, R., ALONSO, S. y GARCÍA-MOYA, M., J. A. AND ALARCÓN. A case of convection development over the western mediterranean sea: A study through numerical simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 71(3-4), páginas 169–188, 1999.

- HOMAR, V., ROMERO, R., RAMIS, C. y ALONSO, S. Numerical study of the october 2000 torrential precipitation event over eastern spain: Analysis of the synoptic-scale stationarity. *Annales Geophysicae*, vol. 20, páginas 2047–2066, 2002b.
- HOMAR, V., ROMERO, R., STENSRUD, D. J., RAMIS, C. y ALONSO, S. A quasi-tropical cyclone over the western mediterranean: Dynamical vs boundary factors. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 129, páginas 1469–1490, 2002c.
- HUSCHKE, R. E., editor. *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society, 1959.
- IVANOVA, D. y MITCHELL, D. Sensitivity of the atmospheric boundary layer and circulation to sea surface temperatures in the Gulf of California: Results of MM5 modeling study. En *12th Conference on Interactions of the Sea and Atmosphere*. 2003.
- JOLY, A., JORGENSEN, D., SHAPIRO, M., THORPE, A., BESSEMOULIN, A., BROWNING, A., CAMMAS, J., CHALON, J., EMANUEL, K., EYMARD, L., GALL, R., HILDEBRAND, P., LANGLAND, R., LEMAITRE, Y., LYNCH, P., MOORE, J., PERSSON, P., SNYDER, C. y WAKIMOTO, R. The fronts and atlantic storm-track experiment (fastex): Scientific objectives and experimental design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78(9), páginas 1917–1940, 1997.
- KALLOS, G., KOTRONI, V., LAGOUVARDOS, K. y PAPADOPOULOS, A. On the long-range transport of air pollutants from europe to africa. *Geophysical Research Letters*, vol. 25, páginas 619–622., 1998.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K., ROPELEWSKI, C., WANG, J., LEETMAA, A., REYNOLDS, R., JENNE, R. y JOSEPH, D. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 77, páginas 437–471, 1996.
- KATSAFADOS, P., MAVROMATIDIS, E., PAPADOPOULOS, A. y PYTHAROULIS, I. Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity on sea surface temperature. *Natural Hazards And Earth System Science*, vol. 11(5), páginas 1233–1246, 2011.
- KAUFMAN, L. y ROUSSEEUW, P. J. *Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis*.. John Wiley & Sons, Inc., 1990.
- KILPATRICK, K., PODESTA, G. y EVANS, R. Overview of the noaa/nasa advanced very high resolution radiometer pathfinder algorithm for sea surfa-

- ce temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, vol. 106(C5), páginas 9179–9197, 2001. ISSN 0148-0227.
- KISTLER, R., KALNAY, E., COLLINS, W., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., KANAMITSU, M., KOUSKY, V., VAN DEN DOOL, H., JENNE, R. y FIORINO, M. The ncep-ncar 50-year reanalysis: Monthly means cd-rom and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 82, páginas 247–267, 2001.
- KRAUS, E. y BUSINGER, J. A. *Atmosphere-Ocean Interaction*. Número 27 en Oxford Monographs on Geology and Geophysics. Oxford University Press, segunda edición, 1994. 362 pp.
- KUETTNER, J. General description and central program of gate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 55, páginas 712–719, 1974.
- KUO, H. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 31, páginas 1232–1240, 1974.
- LEBEAUPIN, C., DUCROCQ, V. y GIORDANI, H. Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts - art. no. d12110. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, vol. 111(D12), páginas 12110–12110, 2006.
- LLASAT, M., LLASAT-BOTIJA, M., PRAT, M., PORCU, F., PRICE, C., MUGNAI, A., LAGOUVARDOS, K., KOTRONI, V., KATSANOS, D., MICHAELIDES, S., YAIR, Y., SAVVIDOU, K. y NICOLAIDES, K. High-impact floods and flash floods in mediterranean countries : the flash preliminary database. *Advances In Geosciences*, páginas 47–55, 2010.
- LOLIS, C. J., BARTZOKAS, A. y KATSOULIS, B. D. Relation between sensible and latent heat fluxes in the mediterranean and precipitation in the greek area during winter. *International Journal of Climatology*, vol. 24(14), páginas 1803–1816, 2004.
- LOUIS, J. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, vol. 17, páginas 187–202, 1979.
- MAHERAS, P., FLOCAS, H., PATRIKAS, I. y ANAGNOSTOPOULOU, C. A 40 year objective climatology of surface cyclones in the mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, vol. 21, páginas 109–130, 2001.
- MAHERAS, P., FLOCAS, H. A., ANAGNOSTOPOULOU, C. y PATRIKAS, I. On the vertical structure of composite surface cyclones in the mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 71(3-4), páginas 199–217, 2002.

- MAHRER, Y. y PIELKE, R. A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, vol. 50, páginas 98–113, 1977.
- MAK, M. Influence of surface sensible heat flux on incipient marine cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 55(5), páginas 820–834, 1998.
- MARULLO, S., BUONGIORNO NARDELLI, B., GUARRACINO, M. y SANTOLERI, R. Observing the mediterranean sea from space: 21 years of pathfinder-avhrr sea surface temperatures (1985 to 2005): re-analysis and validation. *Ocean Science*, vol. 3(2), páginas 299–310, 2007.
- MELLOR, G. y YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of Atmospheric Science*, vol. 31, páginas 1791–1806, 1984.
- MESSINGER, F. y ARAKAWA, A. *Numerical Methods used in Atmospheric Models*, vol. 14 de *GARP Publications Series*. WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 1976.
- MEYERS, M. P., WALKO, R. L., HARRINGTON, J. Y. y COTTON, W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, vol. 45(1), páginas 3–39, 1997. ISSN 01698095.
- MILLÁN, M., ESTRELA, M. y MIRÓ, J. Rainfall components: variability and spatial distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region). *Journal of Climate*, vol. 18, páginas 2682–2705, 2005.
- MILLÁN, M., ESTRELA, M., SANZ, M., MANTILLA, E., MARTÍN, M., PASTOR, F., SALVADOR, R., VALLEJO, R., ALONSO, L., GANGOITI, G., ILARDIA, J. L., NAVAZO, M., ALBIZURI, A., ARTIÑANO, B., CICCIOI, P., KALLOS, G., CARVALHO, R. A., ANDRES, D., HOFF, A., WERHAHN, J., SEUFERT, G. y VERSINO, B. Climatic feedbacks and desertification: The mediterranean model. *Journal of Climate*, vol. 18(5), páginas 684–701, 2005.
- MILLÁN, M., ESTRELA, M. J. y CASELLES, V. Torrential precipitations on the spanish east coast: The role of the mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research*, vol. 36(1-2), páginas 1–16, 1995.
- MILLÁN, M. M., SALVADOR, R., MANTILLA, E. y KALLOS, G. Photooxidant dynamics in the mediterranean basin in summer: Results from european research projects. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102(D7), páginas 8811–8824, 1997.

- MOLINARI, J. A general form of kuo's cumulus parameterization. *Monthly Weather Review*, vol. 113, páginas 1411–1416, 1985.
- MONIN, A. y OBUKHOV, A. Basic turbulent mixing laws in the atmospheric surface layer. *Trudy Geofizecheskogo Instituta, Akademiya Nauk SSR*, vol. 151(24), páginas 163–187, 1954.
- MOREL, C., SENESI, S., BROWNING, K. y PANAGI, P. A climatology of european mesoscale convective systems using meteosat images and nwp analysis. En *COST78-Final Seminary-ECAM99*. 1999.
- NUSS, W. *The Influence of Surface Heat and Moisture Fluxes on Explosive Marine Cyclogenesis*. Tesis Doctoral, University of Washington, 1986.
- NUSS, W. A numerical investigation of low-level processes in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 115(11), páginas 2728–2743, 1987.
- NYKJAER, L. Mediterranean sea surface warming 1985-2006. *Climate Research*, vol. 39, páginas 11–17, 2009.
- OOST, W., JACOBS, C. M. J. y VAN OORT, C. Stability effects on heat and moisture fluxes at sea. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 95(2), páginas 271–302, 2000.
- PALAU, J. L., PÉREZ-LANDA, G., DIÉGUEZ, J. J., MONTER, C. y MILLÁN, M. M. The importance of meteorological scales to forecast air pollution scenarios on coastal complex terrain. *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 5, páginas 2771–2785, 2005.
- PASTOR, F., ESTRELA, M., PEÑARROCHA, D. y MILLÁN, M. Torrential rains on the spanish mediterranean coast: Modelling the effects of the sea-surface temperature. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 40, páginas 1180–1195, 2001.
- PASTOR, F., GÓMEZ, I. y ESTRELA, M. J. Numerical study of the october 2007 flash flood in the valencia region (eastern spain): the role of orography. *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 10(6), páginas 1331–1345, 2010.
- PÉREZ-LANDA, G., CIAIS, P., GANGOITI, G., PALAU, J. L., CARRARA, A., GIOLI, B., MIGLIETTA, F., M., S., MILLÁN, M. y SANZ, M. J. Mesoscale circulations over complex terrain in the valencia coastal region, spain part 2: Modeling co2 transport using idealized surface fluxes. *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 7, páginas 1851–1868, 2007a.
- PÉREZ-LANDA, G., CIAIS, P., SANZ, M. J., GIOLI, B., MIGLIETTA, F., PALAU, J. L., GANGOITI, G. y MILLÁN, M. Mesoscale circulations over complex terrain in the valencia coastal region, spain part 1: Simulation of

- diurnal circulation regimes. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 7, páginas 1835–1849, 2007b.
- PETTERSEN, S. A general survey of factors influencing development at sea level. *J. Meteor.*, 1955.
- PIELKE, R., COTTON, R., WALKO, R., TREMBACK, C., LYONS, W., GRASSO, L., NICHOLLS, M., MORAN, M., WESLEY, D., LEE, T. y COPELAND, J. A comprehensive meteorological modelling system - rams. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 49, páginas 69–91, 1992.
- POLLARD, R. The joint air-sea interaction experiment-jasin. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 59, páginas 1310–1378, 1978.
- POND, S., PHELPS, G., PAQUIN, J., MCBEAN, G. y STEWART, R. W. Measurements of the turbulent fluxes of momentum, moisture and sensible heat over the ocean. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 28(6), páginas 901–917, 1971.
- PÉREZ CUEVA, A. y ARMENGOT, R. El temporal de octubre de 1982. *Cuadernos de Geografía*, 1983. La Riada del Júcar (Octubre 1982).
- PRODI, F., PORCÚ, F., NATALI, S., CARACCILO, C. y CAPACCI, D. Deep convection in mediterranean cyclones. En *Mediterranean Storms 2000, Proceedings of the 2nd Plinius Conference 2000*. 2000.
- QUEREDA, J. y MONTÓN, E. *Las Lluvias Torrenciales en la Comunidad Valenciana. Interacciones Atmósfera-Mar*. Diputación de Castellón, 1994. 190 pp.
- R-TEAM, R. D. C. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2010. ISBN 3-900051-07-0.
- RAMIS, C., ROMERO, R., HOMAR, V., ALONSO, S. y ALARCÓN, M. Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in catalonia (spain). *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 69, páginas 1–21, 1998.
- REALE, O. y ATLAS, D. Tropical cyclone-like vortices in the extratropics: Observational evidence and synoptic analysis. *Weather and Forecasting*, vol. 16(1), páginas 7–34, 2001.
- REYNOLDS, R. y MARSICO, D. An improved real-time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, vol. 6, páginas 114–119, 1993.
- RIESCO, J. y ALCOVER, V. Algunas consideraciones sobre lluvias intensas en el mediterráneo occidental: Revisión de un episodio en la comunidad valenciana. En *V Simposio Nacional de Predicción, Noviembre 2001*. 2001.

- RIESCO, J. y ALCOVER, V. *Predicción de precipitaciones intensas de origen marítimo mediterráneo en la Comunidad Valenciana y Región de Murcia*. Ministerio de Medio Ambiente. Instituto Nacional de Meteorología Centro de Publicaciones Secretaría General Técnica Ministerio de Medio Ambiente, 2003.
- RIESCO, J., TAMAYO, J. y ALCOVER, V. Heavy maritime rainfall in the valencia region: The 6 to 8 may 2002 situation. En *Mediterranean Storms, Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference 2002*. 2003.
- RIXEN, M., BECKERS, J.-M., LEVITUS, S., ANTONOV, J., BOYER, T., MAILLARD, C., FICHAUT, M., BALOPOULOS, E., IONA, S., DOOLEY, H., GARCIA, M.-J., MANCA, B., GIORGETTI, A., MANZELLA, G., MIKHAILOV, N., PINARDI, N. y ZAVATARELLI, M. The western mediterranean deep water: a proxy for climate change. *Geophysical Research Letters*, vol. 32(12), página 4 pp., 2005. ISSN 0094-8276.
- ROLPH, G. Real-time environmental applications and display system (ready) website (<http://ready.arl.noaa.gov>). Informe técnico, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD., 2011.
- ROMERO, R., DOSWELL III, C. A. y RAMIS, C. Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasistationary convective systems over eastern spain. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 128(11), páginas 3731–3751, 2000.
- ROMERO, R., RAMIS, C. y ALONSO, S. Numerical simulation of an extreme rainfall event in catalonia: Role of orography and evaporation from the sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 123(539), páginas 537–559, 1997.
- ROTUNNO, R. y EMANUEL, K. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. part ii: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 44(3), páginas 542–561, 1987.
- ROUAULT, M., LEE-THORP, A., ANSORGE, I. y LUTJEHARMS, J. *Data report on the Agulhas current air-sea exchange experiment, April-May 1995*. Oceanography Report 97-1. University of Cape Town, 1997. 160 pp.
- ROUAULT, M., REASON, C., LUTJEHARMS, J. y BELJAARS, A. Understimation of latent and sensible heat fluxes above the agulhas current in ncep and ecmwf analyses. *Journal of Climate*, vol. 16, páginas 776–782, 2003.
- ROUAULT, M., WHITE, S., REASON, C., LUTJEHARMS, J. y JOBARD, I. Ocean-atmosphere interaction in the agulhas current region and a south african extreme weather event. *Weather and Forecasting*, vol. 17(4), páginas 655–669, 2002.

- SALAT, J. y PASCUAL, J. *Tracking long-term hydrographical changes in the Mediterranean Sea*, capítulo The oceanographic and meteorological station at L'Éstartit (NW Mediterranean), página 134. 16. CIESM Workshop, 2002.
- SALVADOR, R., CALBÓ, J. y MILLÁN, M. Horizontal grid size selection and its influence on mesoscale model simulations. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39(9), páginas 1311–1329, 1999.
- SANTOLERI, R., BÖHM, R. y SCHIANO, M. *Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea*, vol. 46 de *Coastal and Estuarine Studies*, capítulo The sea surface temperature of the Western Mediterranean Sea: historical satellite thermal data., páginas 155–176. American Geophysical Union, 1994.
- SHEU, P. y AGEE, E. Kinematic analysis and air-sea heat flux associated with mesoscale cellular convection during amtex 75. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 34(5), páginas 793–801, 1977.
- STEIN, U. y ALPERT, P. Factor separation in numerical simulations. *J. Atmos. Sci.*, vol. 50(14), páginas 2107–2115, 1993.
- STULL, R. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, vol. 13 de *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*. Kluwer Academic Publishers, 1988. 684 pp.
- TREMBACK, C. *Numerical Simulation of a Mesoscale Convective Complex: Model Development and Numerical Results*. Tesis Doctoral, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Sciences, 1990.
- TRIGO, I., BIGG, G. R. y DAVIES, T. D. Climatology of cyclogenesis mechanisms in the mediterranean. *Monthly Weather Review*, vol. 130(3), páginas 549–569, 2002.
- TRIGO, I., DAVIES, T. y BIGG, G. Objective climatology of cyclones in the mediterranean region. *Journal of Climate*, vol. 12(6), páginas 1685–1696, 1999.
- VARGAS-YANEZ, M., MOYA, F., GARCIA-MARTINEZ, M. C., TEL, E., ZUNINO, P., PLAZA, F., SALAT, J., PASCUAL, J., LOPEZ-JURADO, J. L. y SERRA, M. Climate change in the Western Mediterranean Sea 1900-2008. *Journal of Marine Systems*, vol. 82(3), páginas 171–176, 2010. ISSN 0924-7963.
- WALKO, R., TREMBACK, C., PIELKE, R. y COTTON, R. An interactive nesting algorithm for stretched grids and variable nesting ratios. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 34, páginas 994–999, 1995a.

- WALKO, R. L., COTTON, W. R., MEYERS, M. P. y HARRINGTON, J. Y.
New rams cloud microphysics parameterization. part i: The single-moment scheme. *Atmospheric Research*, vol. 38, páginas 29–62, 1995b.
- WEBSTER, P. y LUKAS, R. Toga coare: The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 73(9), páginas 1377–1416, 1992.

Índice de figuras

1.1. Marco conceptual y esquema de trabajo.	23
2.1. Topografía y batimetría del Mediterráneo	30
2.2. Ejemplo de mapas sinópticos típicos en situaciones de precipitaciones torrenciales en la Comunidad Valenciana	32
3.1. Media mensual de la temperatura superficial del mar	39
3.2. Ciclo anual de la temperatura superficial del mar	41
3.3. Temperatura superficial del mar media mensual Agosto 2003 .	41
3.4. Anomalía de temperatura superficial del mar media mensual Agosto 2003	42
3.5. Temperatura superficial del mar media mensual y clústering verano-invierno	43
4.1. Temperatura y altura geopotencial a 500 hPa a las 00h UTC de los días 9, 10, 11 y 12 de Octubre de 2007	50
4.2. Presión y viento en superficie a las 00h UTC de los días 9, 10, 11 y 12 de Octubre de 2007	50
4.3. Temperatura superficial del mar el 10 de Octubre de 2007 (Fuente: CEAM)	51
4.4. Retrotrayectorias de la masa de aire (48 horas) en días previos a las lluvias torrenciales, con final a las 12h UTC del 12 de Octubre de 2007. Fuente: NOAA Air Resources Laboratory .	52
4.5. Temperatura y altura geopotencial a 500 hPa a las 00h UTC de los días 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de Octubre de 2000	53
4.6. Presión y viento en superficie a las 00h UTC de los días 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de Octubre de 2000	54
4.7. Temperatura superficial del mar el 19 de Octubre de 2000 (Fuente: CEAM)	55
4.8. Retrotrayectorias de la masa de aire (48 horas) en días previos a las lluvias torrenciales, con final a las 00h UTC del 26 de Octubre de 2000. Fuente: NOAA Air Resources Laboratory .	56

4.9. Temperatura y altura geopotencial a 500 hPa a las 00h y 12h UTC de los días 4, 5, 6 y 7 de Septiembre de 1989	57
4.10. Presión y viento en superficie a las 00h y 12h UTC de los días 4, 5, 6 y 7 de Septiembre de 1989	59
4.11. Temperatura superficial del mar el 27 de Agosto de 1989 (Fuente: CEAM)	60
4.12. Retrotrayectorias de la masa de aire (48 horas) en días previos a las lluvias torrenciales, con final a las 00h UTC del 7 de Septiembre de 1989. Fuente: NOAA Air Resources Laboratory	60
4.13. Agrupamiento clúster de temperatura superficial del mar en Octubre de 2007	62
4.14. Temperatura superficial del mar utilizada por el modelo RAMS para las simulaciones del evento de 11-12 de Octubre de 2007: BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).	62
4.15. Precipitación acumulada en el evento de 11-12 de Octubre de 2007 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).	63
4.16. Diferencia entre la precipitación acumulada en el evento de 11-12 de Octubre de 2007 por el modelo RAMS entre la simulación de control (BSST) y las simulaciones C1 (a), C2 (b) y C0 (c).	64
4.17. Convergencia de humedad acumulada en el evento de 11-12 de Octubre de 2007 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).	65
4.18. Sección vertical a 38.9°N de la temperatura potencial equivalente en grados Kelvin (líneas) y velocidad vertical en cm/s (coloreado) a las 11 horas del 11 de Octubre de 2007 en la malla 4 del modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c) y C0 (d).	66
4.19. Agrupamiento clúster de temperatura superficial del mar en Octubre de 2000	68
4.20. Temperatura superficial del mar utilizada por el modelo RAMS para las simulaciones del evento de 21-26 de Octubre de 2000: BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).	69
4.21. Precipitación acumulada en el evento de 21-26 de Octubre de 2000 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).	70
4.22. Diferencia entre la precipitación acumulada entre en el evento de 21-26 de Octubre de 2000 por el modelo RAMS entre la simulación de control (BSST) y las simulaciones C1 (a), C2 (b), C3 (c) y C0 (d).	71

4.23. Convergencia de humedad acumulada en el evento de 21-26 de Octubre de 2000 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).	72
4.24. Sección vertical a 40°N de la temperatura potencial equivalente en grados Kelvin (líneas) y velocidad vertical en cm/s (coloreado) a las 17 horas del 21 de Octubre de 2000 en la malla 4 del modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3(d) y C0 (e).	73
4.25. Agrupamiento clúster de temperatura superficial del mar en Agosto de 1989	75
4.26. Temperatura superficial del mar utilizada por el modelo RAMS para las simulaciones del evento de 04-07 de Septiembre de 1989: BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).	76
4.27. Precipitación acumulada en el evento de 04-07 de Septiembre de 1989 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).	78
4.28. Diferencia entre la precipitación acumulada en el evento de 04-07 de Septiembre de 1989 por el modelo RAMS entre la simulación de control (BSST) y las simulaciones C1 (a), C2 (b), C3 (c) y C0(d).	79
4.29. Convergencia de humedad acumulada en el evento del 4 al 7 de Septiembre de 1989 por el modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3 (d) y C0 (e).	80
4.30. Sección vertical a 38.9°N de la temperatura potencial equivalente en grados Kelvin (líneas) y velocidad vertical en cm/s (coloreado) a las 11 horas del 7 de Septiembre de 1989 en la malla 4 del modelo RAMS para las simulaciones BSST (a), C1 (b), C2 (c), C3(d) y C0 (e).	82
A.1. Esquema del modelo RAMS	95
A.2. Entrada de los datos iniciales y de contorno	96
A.3. Coordenadas sigma	96
A.4. Esquema de malla de Arakawa	98
B.1. TEMP-H500: 02/09/1989	112
B.2. TEMP-H500: 03/09/1989	113
B.3. TEMP-H500: 04/09/1989	113
B.4. TEMP-H500: 05/09/1989	114
B.5. TEMP-H500: 06/09/1989	114
B.6. TEMP-H500: 07/09/1989	115
B.7. Presión y viento en superficie: 02/09/1989	115
B.8. Presión y viento en superficie: 03/09/1989	116
B.9. Presión y viento en superficie: 04/09/1989	116

B.10.Presión y viento en superficie: 05/09/1989	117
B.11.Presión y viento en superficie: 06/09/1989	117
B.12.Presión y viento en superficie: 07/09/1989	118
B.13.TEMP-H500:: 19/10/2000	119
B.14.TEMP-H500:: 20/10/2000	119
B.15.TEMP-H500:: 21/10/2000	120
B.16.TEMP-H500:: 22/10/2000	120
B.17.TEMP-H500: 23/10/2000	121
B.18.TEMP-H500: 24/10/2000	121
B.19.TEMP-H500: 25/10/2000	122
B.20.Presión y viento en superficie: 19/10/2000	122
B.21.Presión y viento en superficie: 20/10/2000	123
B.22.Presión y viento en superficie: 21/10/2000	123
B.23.Presión y viento en superficie: 22/10/2000	124
B.24.Presión y viento en superficie: 23/10/2000	124
B.25.Presión y viento en superficie: 24/10/2000	125
B.26.Presión y viento en superficie: 25/10/2000	125
B.27.TEMP-H500: 08/10/2007	126
B.28.TEMP-H500: 09/10/2007	126
B.29.TEMP-H500: 10/10/2007	127
B.30.TEMP-H500: 11/10/2007	127
B.31.TEMP-H500: 12/10/2007	128
B.32.TEMP-H500: 13/10/2007	128
B.33.Presión y viento en superficie: 08/07/2010	129
B.34.Presión y viento en superficie: 09/10/2007	129
B.35.Presión y viento en superficie: 10/10/2007	130
B.36.Presión y viento en superficie: 11/10/2007	130
B.37.Presión y viento en superficie: 12/10/2007	131
B.38.Presión y viento en superficie: 13/10/2007	131
C.1. TSM media Enero	134
C.2. TSM media Febrero	134
C.3. TSM media Marzo	134
C.4. TSM media Abril	134
C.5. TSM media Mayo	134
C.6. TSM media Junio	134
C.7. TSM media Julio	134
C.8. TSM media Agosto	134
C.9. TSM media Septiembre	135
C.10.TSM media Octubre	135
C.11.TSM media Noviembre	135

C.12.TSM media Diciembre	135
C.13.TSM Enero 1986	135
C.14.TSM Febrero 1986	135
C.15.TSM Marzo 1986	135
C.16.TSM Abril 1986	135
C.17.TSM Mayo 1986	136
C.18.TSM Junio 1986	136
C.19.TSM Julio 1986	136
C.20.TSM Agosto 1986	136
C.21.TSM Septiembre 1986	136
C.22.TSM Octubre 1986	136
C.23.TSM Noviembre 1986	136
C.24.TSM Diciembre 1986	136
C.25.TSM Enero 1987	137
C.26.TSM Febrero 1987	137
C.27.TSM Marzo 1987	137
C.28.TSM Abril 1987	137
C.29.TSM Mayo 1987	137
C.30.TSM Junio 1987	137
C.31.TSM Julio 1987	137
C.32.TSM Agosto 1987	137
C.33.TSM Septiembre 1987	138
C.34.TSM Octubre 1987	138
C.35.TSM Noviembre 1987	138
C.36.TSM Diciembre 1987	138
C.37.TSM Enero 1989	138
C.38.TSM Febrero 1989	138
C.39.TSM Marzo 1989	138
C.40.TSM Abril 1989	138
C.41.TSM Mayo 1989	139
C.42.TSM Junio 1989	139
C.43.TSM Julio 1989	139
C.44.TSM Agosto 1989	139
C.45.TSM Septiembre 1989	139
C.46.TSM Octubre 1989	139
C.47.TSM Noviembre 1989	139
C.48.TSM Diciembre 1989	139
C.49.TSM Enero 1995	140
C.50.TSM Febrero 1995	140
C.51.TSM Marzo 1995	140
C.52.TSM Abril 1995	140

C.53.TSM Mayo 1995	140
C.54.TSM Junio 1995	140
C.55.TSM Julio 1995	140
C.56.TSM Agosto 1995	140
C.57.TSM Septiembre 1995	141
C.58.TSM Octubre 1995	141
C.59.TSM Noviembre 1995	141
C.60.TSM Diciembre 1995	141
C.61.TSM Enero 1996	141
C.62.TSM Febrero 1996	141
C.63.TSM Marzo 1996	141
C.64.TSM Abril 1996	141
C.65.TSM Mayo 1996	142
C.66.TSM Junio 1996	142
C.67.TSM Julio 1996	142
C.68.TSM Agosto 1996	142
C.69.TSM Septiembre 1996	142
C.70.TSM Octubre 1996	142
C.71.TSM Noviembre 1996	142
C.72.TSM Diciembre 1996	142
C.73.TSM Enero 2000	143
C.74.TSM Febrero 2000	143
C.75.TSM Marzo 2000	143
C.76.TSM Abril 2000	143
C.77.TSM Mayo 2000	143
C.78.TSM Junio 2000	143
C.79.TSM Julio 2000	143
C.80.TSM Agosto 2000	143
C.81.TSM Septiembre 2000	144
C.82.TSM Octubre 2000	144
C.83.TSM Noviembre 2000	144
C.84.TSM Diciembre 2000	144
C.85.TSM Enero 2002	144
C.86.TSM Febrero 2002	144
C.87.TSM Marzo 2002	144
C.88.TSM Abril 2002	144
C.89.TSM Mayo 2002	145
C.90.TSM Junio 2002	145
C.91.TSM Julio 2002	145
C.92.TSM Agosto 2002	145
C.93.TSM Septiembre 2002	145

C.94.TSM Octubre 2002	145
C.95.TSM Noviembre 2002	145
C.96.TSM Diciembre 2002	145
C.97.TSM Enero 2007	146
C.98.TSM Febrero 2007	146
C.99.TSM Marzo 2007	146
C.100TSM Abril 2007	146
C.101TSM Mayo 2007	146
C.102TSM Junio 2007	146
C.103TSM Julio 2007	146
C.104TSM Agosto 2007	146
C.105TSM Septiembre 2007	147
C.106TSM Octubre 2007	147
C.107TSM Noviembre 2007	147
C.108TSM Diciembre 2007	147
C.109Enero 1986	147
C.110Febrero 1986	147
C.111Marzo 1986	148
C.112Abril 1986	148
C.113Mayo 1986	148
C.114Junio 1986	148
C.115Julio 1986	148
C.116Agosto 1986	148
C.117Septiembre 1986	148
C.118Octubre 1986	148
C.119Noviembre 1986	148
C.120Diciembre 1986	148
C.121Enero 1987	149
C.122Febrero 1987	149
C.123Marzo 1987	149
C.124Abril 1987	149
C.125Mayo 1987	149
C.126Junio 1987	149
C.127Julio 1987	149
C.128Agosto 1987	149
C.129Septiembre 1987	150
C.130Octubre 1987	150
C.131Noviembre 1987	150
C.132Diciembre 1987	150
C.133Enero 1989	150
C.134Febrero 1989	150

C.135	Marzo 1989	150
C.136	Abril 1989	150
C.137	Mayo 1989	151
C.138	Junio 1989	151
C.139	Julio 1989	151
C.140	Agosto 1989	151
C.141	Septiembre 1989	151
C.142	Octubre 1989	151
C.143	Noviembre 1989	151
C.144	Diciembre 1989	151
C.145	Enero 1995	152
C.146	Febrero 1995	152
C.147	Marzo 1995	152
C.148	Abril 1995	152
C.149	Mayo 1995	152
C.150	Junio 1995	152
C.151	Julio 1995	152
C.152	Agosto 1995	152
C.153	Septiembre 1995	153
C.154	Octubre 1995	153
C.155	Noviembre 1995	153
C.156	Diciembre 1995	153
C.157	Enero 1996	153
C.158	Febrero 1996	153
C.159	Marzo 1996	153
C.160	Abril 1996	153
C.161	Mayo 1996	154
C.162	Junio 1996	154
C.163	Julio 1996	154
C.164	Agosto 1996	154
C.165	Septiembre 1996	154
C.166	Octubre 1996	154
C.167	Noviembre 1996	154
C.168	Diciembre 1996	154
C.169	Enero 2000	155
C.170	Febrero 2000	155
C.171	Marzo 2000	155
C.172	Abril 2000	155
C.173	Mayo 2000	155
C.174	Junio 2000	155
C.175	Julio 2000	155

C.176	Agosto 2000	155
C.177	Septiembre 2000	156
C.178	Octubre 2000	156
C.179	Noviembre 2000	156
C.180	Diciembre 2000	156
C.181	Enero 2002	156
C.182	Febrero 2002	156
C.183	Marzo 2002	156
C.184	Abril 2002	156
C.185	Mayo 2002	157
C.186	Junio 2002	157
C.187	Julio 2002	157
C.188	Agosto 2002	157
C.189	Septiembre 2002	157
C.190	Octubre 2002	157
C.191	Noviembre 2002	157
C.192	Diciembre 2002	157
C.193	Enero 2007	158
C.194	Febrero 2007	158
C.195	Marzo 2007	158
C.196	Abril 2007	158
C.197	Mayo 2007	158
C.198	Junio 2007	158
C.199	Julio 2007	158
C.200	Agosto 2007	158
C.201	Septiembre 2007	159
C.202	Octubre 2007	159
C.203	Noviembre 2007	159
C.204	Diciembre 2007	159
C.205	Enero 1986	160
C.206	Febrero 1986	160
C.207	Marzo 1986	160
C.208	Abril 1986	160
C.209	Mayo 1986	160
C.210	Junio 1986	160
C.211	Julio 1986	161
C.212	Agosto 1986	161
C.213	Septiembre 1986	161
C.214	Octubre 1986	161
C.215	Noviembre 1986	161
C.216	Diciembre 1986	161

C.217	Enero 1987	162
C.218	Febrero 1987	162
C.219	Marzo 1987	162
C.220	Abril 1987	162
C.221	Mayo 1987	162
C.222	Junio 1987	162
C.223	Julio 1987	162
C.224	Agosto 1987	162
C.225	Septiembre 1987	163
C.226	Octubre 1987	163
C.227	Noviembre 1987	163
C.228	Diciembre 1987	163
C.229	Enero 1989	163
C.230	Febrero 1989	163
C.231	Marzo 1989	163
C.232	Abril 1989	163
C.233	Mayo 1989	164
C.234	Junio 1989	164
C.235	Julio 1989	164
C.236	Agosto 1989	164
C.237	Septiembre 1989	164
C.238	Octubre 1989	164
C.239	Noviembre 1989	164
C.240	Diciembre 1989	164
C.241	Enero 1995	165
C.242	Febrero 1995	165
C.243	Marzo 1995	165
C.244	Abril 1995	165
C.245	Mayo 1995	165
C.246	Junio 1995	165
C.247	Julio 1995	165
C.248	Agosto 1995	165
C.249	Septiembre 1995	166
C.250	Octubre 1995	166
C.251	Noviembre 1995	166
C.252	Diciembre 1995	166
C.253	Enero 1996	166
C.254	Febrero 1996	166
C.255	Marzo 1996	166
C.256	Abril 1996	166
C.257	Mayo 1996	167

C.258	Junio 1996	167
C.259	Julio 1996	167
C.260	Agosto 1996	167
C.261	Septiembre 1996	167
C.262	Octubre 1996	167
C.263	Noviembre 1996	167
C.264	Diciembre 1996	167
C.265	Enero 2000	168
C.266	Febrero 2000	168
C.267	Marzo 2000	168
C.268	Abril 2000	168
C.269	Mayo 2000	168
C.270	Junio 2000	168
C.271	Julio 2000	168
C.272	Agosto 2000	168
C.273	Septiembre 2000	169
C.274	Octubre 2000	169
C.275	Noviembre 2000	169
C.276	Diciembre 2000	169
C.277	Enero 2002	169
C.278	Febrero 2002	169
C.279	Marzo 2002	169
C.280	Abril 2002	169
C.281	Mayo 2002	170
C.282	Junio 2002	170
C.283	Julio 2002	170
C.284	Agosto 2002	170
C.285	Septiembre 2002	170
C.286	Octubre 2002	170
C.287	Noviembre 2002	170
C.288	Diciembre 2002	170
C.289	Enero 2007	171
C.290	Febrero 2007	171
C.291	Marzo 2007	171
C.292	Abril 2007	171
C.293	Mayo 2007	171
C.294	Junio 2007	171
C.295	Julio 2007	171
C.296	Agosto 2007	171
C.297	Septiembre 2007	172
C.298	Octubre 2007	172

C.299	Noviembre 2007	172
C.300	Diciembre 2007	172

Índice de Tablas

2.1. Listado de eventos precipitación	30
3.1. TSM media	46
4.1. Simulaciones RAMS para el evento de Octubre de 2007	61
4.2. Simulaciones RAMS para el evento de Octubre de 2000	67
4.3. Simulaciones RAMS para el evento de Septiembre de 1989	75
A.1. Algunas características del modelo RAMS	97
A.2. Símbolos usados en este apéndice	101
B.1. Listado de eventos precipitación	111

*-¿Qué te parece desto, Sancho? - Dijo Don Quijote -
Bien podrán los encantadores quitarme la ventura,
pero el esfuerzo y el ánimo, será imposible.*

*Segunda parte del Ingenioso Caballero
Don Quijote de la Mancha
Miguel de Cervantes*

*-Buena está - dijo Sancho -; fírmela vuestra merced.
-No es menester firmarla - dijo Don Quijote-,
sino solamente poner mi rúbrica.*

*Primera parte del Ingenioso Caballero
Don Quijote de la Mancha
Miguel de Cervantes*

