

# EVALUACIÓN DE MODELOS CLIMÁTICOS: EL COMPORTAMIENTO DE LA VARIABLE NUBOSIDAD

**Aarón Enriquez Alonso**

Per citar o enllaçar aquest document:  
Para citar o enlazar este documento:  
Use this url to cite or link to this publication:  
<http://hdl.handle.net/10803/392164>

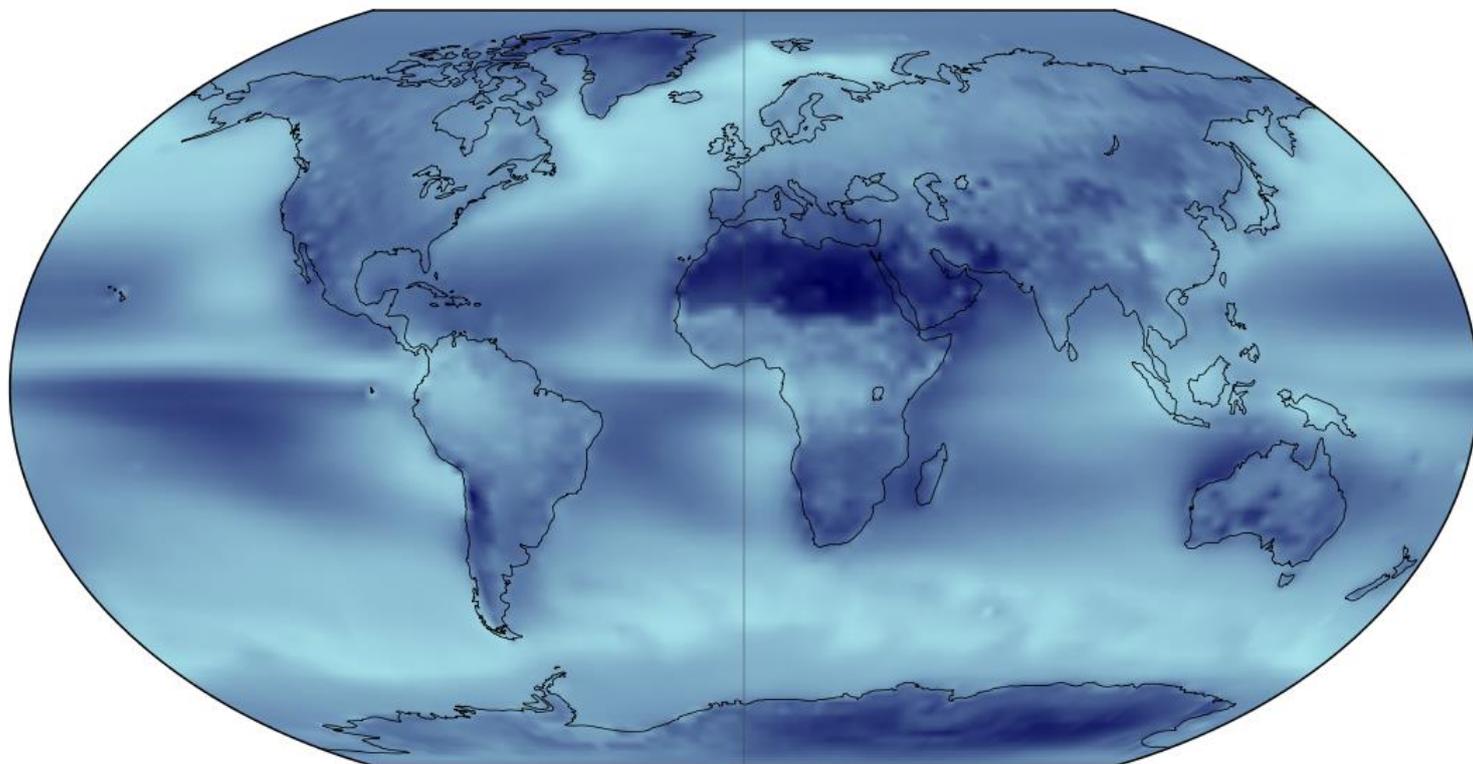


<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/deed.ca>

Aquesta obra està subjecta a una llicència Creative Commons Reconeixement-NoComercial

Esta obra está bajo una licencia Creative Commons Reconocimiento-NoComercial

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial licence



Universitat  
de Girona

**TESIS DOCTORAL**

**EVALUACIÓN DE MODELOS CLIMÁTICOS: EL  
COMPORTAMIENTO DE LA VARIABLE NUBOSIDAD**

Aarón Enríquez Alonso

2016



**TESIS DOCTORAL**

**EVALUACIÓN DE MODELOS CLIMÁTICOS: EL COMPORTAMIENTO DE  
LA VARIABLE NUBOSIDAD**

Aarón Enríquez Alonso

2016

Programa Oficial de Doctorat en Ciències Experimentals i Sostenibilitat

Directores:

Josep Calbó Angrill

Arturo Sánchez Lorenzo

Memoria presentada para optar al título de doctor por la Universidad de Girona



El Dr. Josep Calbó Angrill, profesor titular del Departamento de Física de la Universitat de Girona, y el Dr. Arturo Sánchez Lorenzo, investigador en el Instituto Pirenaico de Ecología del Consejo Superior de Investigaciones Científicas,

CERTIFICAN:

Que este trabajo, titulado “Evaluación de modelos climáticos: el comportamiento de la variable nubosidad”, que presenta Aarón Enríquez Alonso para la obtención del título de doctor, se ha realizado bajo su dirección.

Y para que así conste y tenga los efectos oportunos, firman este documento.

Dr. Josep Calbó Angrill

Dr. Arturo Sánchez Lorenzo

Girona, 25 de Mayo de 2016.



*La manera en que una persona toma las riendas de su destino es más determinante que el mismo destino.*

Carl Wilhelm Von Humboldt



## Agradecimientos

En primer lugar, comenzar agradeciendo al Dr. Josep Calbó Angrill y al Dr. Arturo Sánchez Lorenzo por la ayuda y el soporte que me han dado a lo largo de estos últimos años en mi vida investigadora, ya que sin ellos esta tesis no hubiese sido posible.

Agradecer también al Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España por la beca FPI (Formación de Personal Investigador, FPI BES-2011-049095), así como por la ayuda recibida (EEBB-I-14-08157) para realizar mi estancia breve en el Institute for Atmospheric and Climate Science del Swiss Federal Institute of Technology (ETH Zurich) en el año 2014.

La realización de esta tesis fue posible gracias también, al proyecto subvencionado por el Ministerio de Ciencia e Innovación (actualmente Ministerio de Economía y Competitividad) “Las nubes y sus efectos sobre la radiación: del estudio de situaciones a escala local al análisis climatológico de alcance global. Interacciones con el aerosol atmosférico (NUCLIERSOL)” (CGL2010-18546).

También me gustaría agradecer las diferentes instituciones de donde se han obtenido los datos necesarios para la realización de esta tesis: al *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) de la *National Aeronautics and Space Administration, Goddard Institute for Space Studies* (NASA-GISS), a la *European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT) así como al *Climate Monitoring Satellite Application Facility* (CM SAF), a la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), al *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF), al *Goddard Space Flight Center* (GSFC) de la NASA, al *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), al *Climatic Research Unit* (CRU) de la Universidad de East Anglia, a la Universidad de Washington. También, y en especial, al Profesor Dr. Joel R. Norris por su colaboración a la hora de generar la malla interpolada a partir de tratar los datos observacionales de superficie del *Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive* (EECRA), así como a dicha institución. Por último, respecto a lo que bases de datos observacionales se refiere, agradecer al *National Oceanic and Atmospheric Administration/Oceanic and Atmospheric Research/Earth System Research Laboratory Physical Sciences Division* (NOAA/OAR/ESRL PSD) (Boulder, Colorado, Estados Unidos), ya que a partir de su web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> se pudieron obtener los datos de ICOADS. Además también agradecer al *World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling* los cuales son responsables del *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP), y agradecer a los grupos de los modelos climáticos (citados en la tabla 3.2 de este trabajo) por producir y tener disponible sus respectivas salidas. Para el CMIP el *Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison* de los Estados Unidos apoya la coordinación y

lleva a cabo el desarrollo del software en colaboración con la *Global Organization for Earth System Science Portals*.

Quiero agradecer también a aquellas personas que mediante sus comentarios, sugerencias y apoyo a nivel de conocimientos y experiencia me han ayudado a que esta tesis fuera posible: al Dr. Josep Abel González Gutiérrez, así como a los doctores Martin Wild y Doris Folini por su soporte durante la estancia en el ETH de Zúrich. En este apartado también darles las gracias a esas personas que han vivido en la universidad el desarrollo y avance de este trabajo día a día, disfrutando de su compañía durante más o menos tiempo: Àlex Sánchez, Àlex Ros, Víctor López, Dr. Montse Costa y Dr. Dolors Pujol.

No me quiero olvidar de agradecer a aquellas personas que me introdujeron en el mundo de la climatología, y que sin ellos, mi interés por esta ciencia quizás nunca hubiese llegado a mí. Me refiero al Grupo de Observación de la Tierra y la Atmósfera (GOTA) de la Universidad de La Laguna, pero muy especialmente a: Dr. Juan Pedro Díaz, Dr. Albano González, Dr. Juan Carlos Pérez, Dr. Francisco Javier Expósito y David Taima.

Parte de la culpa de que hoy este trabajo haya sido posible la tienen aquellas personas que me aguantaron durante mi paso por Tenerife y que mediante eventos varios hicieron que los años vividos allí mientras realizaba mis estudios en la Licenciatura de Física se pasaran en un abrir y cerrar de ojos. Me refiero como no a Adrián (Fillo), Carlos (Charlie), Enrique (Kikín), Gilberto, Ignacio (Nacho), José Manuel (Chema), José Ramón (Reimon), Roberto (Rober) y Nicolás (Nico). De mi etapa en Tenerife hay una persona que la conecta con mi otra etapa, la de Girona. Ella es Rocío, que sin su apoyo, especialmente el inicial, quizás este trabajo nunca hubiese sido posible. De mi estancia en Girona podría nombrar a mucha gente, pero prefiero resumirla en una con tal de no alargarme demasiado. Su nombre: Ramón (Ramonet), mi amigo y compañero de experiencias durante estos años, el cual siempre estaba dispuesto a ir a tomar algo sea cual sea la excusa, con tal de despejarnos, desahogarnos y contarnos nuestras “preocupaciones”.

Si en el párrafo anterior dije que parte de la culpa la tenían mis amigos, la culpa entera y la razón máxima por la cual este trabajo sea una realidad la tiene mi familia. Desde mis abuelos, hasta mis tíos pasando por mis primos, pero sin duda y muy especialmente, mis padres, Manuel Francisco y Pino, y hermanos, Manuel y Neftalí (no es de sangre pero como si lo fuera). Su apoyo incondicional desde el principio y continuo durante estos 4 años y pico, ha hecho que en los momentos más difíciles nunca tire la toalla. ¡Gracias y gracias!

Hay mucha gente que me dejó sin nombrar, pero que sin ellos el camino recorrido hasta la finalización de este trabajo hubiese sido más complicado y duro. A todos ellos, ¡gracias!

# Índice

Publicaciones y comunicaciones relacionadas con la tesis.....	XIII
Lista de acrónimos y abreviaturas .....	XVII
Lista de figuras .....	XXI
Lista de tablas .....	XXVII
Resumen .....	XXIX
Resum .....	XXXI
Abstract.....	XXXIII
1. Introducción.....	1
1.1. Balance energético terrestre y el papel de las nubes.....	1
1.2. Descripción y observación de nubes.....	6
1.2.1. Descripción de las nubes.....	6
1.2.2 Observaciones satelitales.....	10
1.2.3 Observaciones superficiales.....	12
1.2.4 Reanálisis.....	15
1.3. Los modelos climáticos y las nubes.....	19
1.4. Tendencias de la nubosidad.....	23
2. Objetivos, justificación y alcance del trabajo.....	29
3. Datos .....	31
3.1. Observaciones.....	31
3.2. Modelos climáticos globales .....	38
4. Metodología.....	43
4.1. Extracción de datos.....	43
4.2. Análisis de los datos .....	45
4.3. Cálculo de tendencias .....	51
5. Resultados a escala global .....	55
5.1. Evaluación y comparación de las observaciones .....	55
5.1.1. Presentación de las climatologías.....	55
5.1.2. Índices estadísticos de la comparativa entre climatologías.....	60
5.1.2.1. Desviación media y desviación absoluta media.....	60
5.1.2.2. Rango anual.....	67
5.1.2.3. Diagramas de Taylor.....	69

5.1.3. Tendencias .....	71
5.2. Evaluación de los modelos climáticos globales .....	77
5.2.1. Presentación de las climatologías.....	77
5.2.2. Índices estadísticos de la comparativa entre climatologías.....	87
5.2.2.1. Desviación media y desviación absoluta media.....	87
5.2.2.2. Valores zonales de la desviación media para la media multimodelo .....	95
5.2.2.3. <i>Skill score</i> .....	97
5.2.2.4. Diagramas de Taylor.....	104
5.2.3. Tendencias .....	108
6. Estudio regional: el área del Mediterráneo .....	117
6.1. Evaluación y comparación de las observaciones en el Mediterráneo.....	118
6.2. Evaluación de los modelos climáticos globales en el Mediterráneo .....	124
6.2.1. Base anual .....	124
6.2.2. Ciclo estacional .....	132
6.2.3. Post-procesamiento de la cobertura total de nubes por un simulador de satélite.....	134
6.3 Tendencias y escenarios de la nubosidad en el Mediterráneo.....	136
7. Discusión .....	149
7.1. Climatología de las observaciones.....	149
7.2. Climatología de los modelos climáticos globales.....	151
7.3. Tendencias .....	156
8. Conclusiones .....	161
Referencias.....	165

## Publicaciones y comunicaciones relacionadas con la tesis

### Artículos publicados:

- Título: “Cloud cover climatologies in the Mediterranean obtained from satellites, surface observations, reanalyses, and CMIP5 simulations: validation and future scenarios”. Autores: **Aarón Enriquez-Alonso**; Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; Josep Calbó, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D.; Joel R. Norris, Ph.D. Revista: Climate Dynamics (Factor de impacto 4.673, revista 5 de 77, 1<sup>er</sup> cuartil en la categoría de Ciencias Atmosféricas y Meteorológicas). 2016. DOI: 10.1007/s00382-015-2834-4

### Artículos en revisión:

- Título: “Fewer clouds in the Mediterranean: consistency of observations and climate simulations”. Autores: Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; **Aarón Enriquez-Alonso**; Josep Calbó, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D.; Martin Wild, Ph.D.; Doris Folini, Ph.D.; Joel R. Norris, Ph.D.; Sergio M. Vicente-Serrano, Ph.D. Revista: Scientific Reports (Factor de impacto 5.578, revista 5 de 57, 1<sup>er</sup> cuartil en la categoría de Ciencias Multidisciplinarias).
- Título: “Trends in downward surface solar radiation from satellites and ground observations over Europe during 1983-2010”. Autores: Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; **Aarón Enriquez-Alonso**; Martin Wild, Ph.D.; Jörg Trentmann, Ph.D.; Sergio M. Vicente-Serrano, Ph.D.; Alenjandro Sanchez-Romero; Rebekka Posselt, Ph.D.; Maria Hakuba, Ph.D. Revista: Remote Sensing of Environment (Factor de impacto 6.393, revista 6 de 223, 1<sup>er</sup> cuartil en la categoría de Ciencias Ambientales).

### Comunicaciones en congresos (Orales):

- Título: “Decrease of cloudiness in the Mediterranean region since the 1970s: consistency between observations and climate simulations”. Congreso: European Geosciences Union General Assembly (EGU2015) en Viena (Austria). Autores: Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; **Aarón Enriquez-Alonso**; Josep Calbó, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D.; Martin Wild, Ph.D.; Doris Folini, Ph.D.; Joel R. Norris, Ph.D. Año: 2015

- Título: “Tendencias de la nubosidad en el Mediterráneo a partir de observaciones desde superficie, satélites, reanálisis y simulaciones climáticas”. Congreso: 9º Congreso Internacional de la Asociación Española de Climatología en Almería (España). Autores: Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; **Aarón Enriquez-Alonso**; Josep Calbó, Ph.D; Josep-Abel González, Ph.D. Año: 2014
- Título: “Assessing the cloud cover climatology from global climate models by using ISCCP and CLARA datasets over the Mediterranean region”. Congreso: XXIX Trobades Científiques de la Mediterrània - Josep Miquel Vidal. 'El clima de la Mediterrània: del passat als impactes del canvi climàtic' en Mahón (España). Autores: **Aarón Enriquez-Alonso**; Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; Josep Calbó, Ph.D; Josep-Abel González, Ph.D. Año: 2013

#### **Comunicaciones en congresos (Posters):**

- Título: “Decadal changes in all and clear-sky shortwave radiation from high spatial resolution satellite-derived and ground-based observations over Europe”. Congreso: American Geophysical Union Fall Meeting 2016 (AGU 2016) en San Francisco (Estados Unidos). Autores: Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; **Aaron Enriquez-Alonso**; Martin Wild, Ph.D.; Jörg Trentmann, Ph.D.; Alejandro Sanchez-Romero; Rebekka Posselt, Ph.D.; Maria Hakuba, Ph.D.; Blanka Bartok, Ph.D.; Sergio M. Vicente-Serrano, Ph.D.; Josep Calbó, Ph.D. Año: 2015
- Título: “Cloudiness, Solar Radiation, and Sunshine Duration in the Iberian Peninsula since the Early 20th Century”. Congreso: International Symposium CLIMATE-ES 2015 Progress on climate change detection and projections over Spain since the findings of the IPCC AR5 Report en Tortosa (España). Autores: Josep Calbó, Ph.D.; Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D.; **Aarón Enriquez-Alonso**. Año: 2015
- Título: “Long-term trends of observed and simulated total cloud cover over the Mediterranean region”. Congreso: American Geophysical Union Fall Meeting 2015 (AGU 2015) en San Francisco (Estados Unidos). Autores: Josep Calbó, Ph.D.; Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; **Aarón Enriquez-Alonso**; Martin Wild, Ph.D.; Doris Folini, Ph.D.; Joel R. Norris, Ph.D. Año: 2014
- Título: “A comparison of the global climatology and trends of total cloud cover from satellite and surface observations, reanalysis and CMIP5 simulations (1984-2005)”. Congreso: European Geosciences Union General Assembly (EGU2014) en Viena (Austria). Autores: **Aarón Enriquez-Alonso**; Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; Josep Calbó, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D. Año: 2014

- Título: “Assessment of total cloud cover climatologies in the Mediterranean region as obtained from satellite and surface observations, reanalysis, and CMIP5 simulations: a 22-year comparison”. Congreso: European Geosciences Union General Assembly (EGU2014) en Viena (Austria). Autores: **Aarón Enriquez-Alonso**; Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; Josep Calbó, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D. Año: 2014
- Título: “Trends in surface solar radiation in Spain since the 1980s: the role of the changes in the radiative effects of aerosols and clouds”. Congreso: European Geosciences Union General Assembly (EGU2014) en Viena (Austria). Autores: Arturo Sanchez-Lorenzo, Ph.D.; David Mateos, Ph.D.; Martin Wild, Ph.D.; Josep Calbó, Ph.D.; Manuel Antón, Ph.D.; **Aarón Enriquez-Alonso**; Alejandro Sanchez-Romero. Año: 2014
- Título: “Assessment of cloud cover in global climate models with ISCCP over the Mediterranean region”. Congreso: European Geosciences Union General Assembly (EGU2013) en Viena (Austria). Autores: **Aarón Enriquez-Alonso**; Josep Calbó, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D. Año: 2013
- Título: “Assessment of climate model with ISCCP over the Mediterranean Sea”. Congreso: 4th International Meeting on Meteorology and Climatology of the Mediterranean en Banyuls-sur-Mer (Francia). Autores: **Aarón Enriquez-Alonso**; Josep Calbó, Ph.D.; Josep-Abel González, Ph.D. Año: 2013



## Lista de acrónimos y abreviaturas

20CRv2	20th Century Reanalysis versión 2
20CRv2c	20th Century Reanalysis version 2c
AGCM	Atmospheric General Circulation Model
ALPEX	Alpine Experiment
AORI	Atmosphere and Ocean Research Institute
AR4	Fourth Assessment Report
AR5	Fifth Assessment Report
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
ATOVS	Advanced TIROS Operational Vertical Sounder
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CAM	Community Atmosphere Model
CAM 3.5	Community Atmospheric Model Version 3.5
CAM 4	Community Atmospheric Model Version 4
CAM 5	Community Atmospheric Model Version 5
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CERFACS	Centre Europeen de Recherches et de Formation Avancee en Calcul Scientifique
CFC	Cloud Fractional Cover
CFMIP	Cloud Feedback Model Intercomparison Project
CFMIP1	CFMIP Phase 1
CFMIP2	CFMIP Phase 2
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CIRES	Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences
CLARA	CM SAF cLoud, Albedo & RAdiation dataset
CM SAF	Climate Monitoring Satellite Application Facility
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project Phase 3
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CMW	Cloud-Motion Winds
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Meteorologiques
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
COARE	Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
COSP	CFMIP Observation Simulator Package
CRIEPI	Central Research Institute of Electric Power Industry
CRU	Climatic Research Unit
CRU TS	CRU time-series
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
DAS	Data Assimilation System
DOE II	Department of Energy Reanalysis II
DTR	Diurnal Temperature Range
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ECRA	Edited Synoptic Cloud Reports Archive
EECRA	Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive
ENSO	El Niño/Southern Oscillation
EOS	Earth Observing System
EPS	EUMETSAT Polar System
ERA-40	ECMWF 40 Year Reanalysis
ERA-CLIM	European Reanalysis of Global Climate Observations
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ERBS	Earth Radiation Budget Satellite
ERS	European Remote Sensing
ESRL	Earth System Research Laboratory
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FGGE	First Global GARP Experiment
GARP	Global Atmospheric Research Program
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment
GCESS	College of Global Change and Earth System Science
GCM	General Circulation Model
GEOS	Goddard Earth Observing System
GEOS-5	Goddard Earth Observing System Version 5
GEWEX	Global Energy and Water cycle EXchanges
GEWEX-SRB	Global Energy and Water cycle EXchanges - Surface Radiation Budget
GFDL GAMDT	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Global Atmospheric Model Development Team
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GSFC	Goddard Space Flight Center
HN	Hemisferio Norte
HS	Hemisferio Sur
IAP	Institute of Atmospheric Physics
ICODAS	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
IFS	Integrated Forecast Model
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	Infrarrojo
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ISPD	International Surface Pressure Databank
JAMEST	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
JCDAS	JMA Climate Data Assimilation System
JCDAS	JMA Climate Data Assimilation System
JMA	Japan Meteorological Agency
JPSS-1	Joint Polar Satellite System - 1.
JRA-25	Japanese 25-year Reanalysis
JRA-55	Japanese 55-year Reanalysis
KMA	Korea Meteorological Administration
LASG	State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics

LH	Latent Heat
LW	Long Wave
MERRA	Modern Era Reanalysis for Research and Applications
METEOSAT	Meteorological Satellite
MetOP	Meteorological Operation
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MMM	Multi-Model Mean
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MRI	Meteorological Research Institute
NARR	North American Regional Reanalysis
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCDC	National Climatic Data Center
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCL	NCAR Command Language
NIES	National Institute for Environmental Studies
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OAR	Oceanic and Atmospheric Research
NWC SAF	Nowcasting Satellite Application Facility
PARASOL	Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences Coupled with Observations from a Lidar
PATMOS-x	Pathfinder Atmospheres Extended
PC2	Prognostic Cloud fraction and Prognostic Condensate scheme
POEs	Polar-orbiting Operational Environmental satellites
PPS	Polar Platform System
PSD	Physical Sciences Division
QCCCE	Queensland Climate Change Centre of Excellence
RAS	Relaxed Arakawa–Schubert
RH	Relative Humidity
ScaRaB	Scanner for Radiation Budget
SH	Sensible heat
S-NPP	Suomi National Polar-orbiting Partnership
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SW	ShortWave
TCC	Total Cloud Cover
THU	Tsinghua University
TIROS	Television Infrared Observation Satellite
TOA	Top Of the Atmosphere
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
VIRS	Visible and Infrared Sounder
VTPR	Vertical Temperature Profile Radiometer
WCRP	World Climate Research Program
WGCM	WCRP Working Group on Coupled Modeling
WMO	World Meteorological Organization

## Otras abreviaciones:

Ac	Altocúmulos
As	Altoestratos
Cb	Cumulonimbos
Cc	Cirrocúmulos
Ci	Cirros
Cs	Cirroestratos
Cu	Cúmulos
Ns	Nimbostratos
Sc	Estratocúmulos
St	Estratos
lat	Latitud
lon	Longitud
AR	Rango anual (del inglés Annual Range)
ARD	Diferencia de AR
MAB	Desviación Absoluta Media (del inglés Mean Absolute Bias)
MB	Desviación Media (del inglés Mean Bias)
PDF	Función de Densidad de Probabilidad (del inglés Probability Density Function)
R	Coeficiente de correlación espacio-temporal
RMSD	Desviación cuadrática media (del inglés Root-Mean-Square Deviation)
SS	Skill score
STDV	Desviación estándar
t	Tendencia
DJF	Diciembre, Enero, Febrero
JJA	Junio, Julio, Agosto
MAM	Marzo, Abril, Mayo
SON	Septiembre, Octubre, Noviembre

## Lista de figuras

Figura	Página
<b>Figura 1.1.</b> Balance de energía medio anual a escala global (tierra y océano) (Wild et al. 2015).	4
<b>Figura 1.2.</b> Balance de energía medio anual sobre superficies continentales (a – izquierda) y sobre superficies oceánicas (b – derecha) (Wild et al. 2015).	5
<b>Figura 1.3.</b> Clasificación de las nubes (figura extraída de <a href="https://cloudappreciationsociety.org">https://cloudappreciationsociety.org</a> ).	7
<b>Figura 1.4.</b> Diagrama de los distintos tipos de nubes en base a su espesor óptico y a la posición que ocupan en la vertical de la atmosfera (concretamente, la altura de la cima de la nube) según la clasificación realizada por el ISCCP (Rossow et al. 1996). Con autorización de la <i>World Meteorological Organization</i> .	8
<b>Figura 1.5.</b> Número de estaciones consideradas en el EECRA con al menos 20 observaciones para Julio de cada año (Eastman and Warren 2013)©. Con autorización de la <i>American Meteorological Society</i> .	13
<b>Figura 1.6.</b> Número de celdas con datos de nubosidad disponibles en enero de 1971 (izquierda) y en enero de 2009 (derecha) para EECRA. Elaboración propia.	13
<b>Figura 1.7.</b> Diferencia de la cobertura total de nubes entre la <i>multi-model mean</i> de CFMIP2 y la <i>multi-model mean</i> de CFMIP1 (Klein et al. 2013). Con autorización de <i>John Wiley and Sons Publishing</i> .	22
<b>Figura 1.8.</b> Valores de las tendencias de la cobertura total de nubes desde 1971 hasta 2009 (Eastman and Warren 2013)©. Con autorización de la <i>American Meteorological Society</i> .	25
<b>Figura 1.9.</b> Series de la cobertura total de nubes media sobre la Península Ibérica de ISCCP (rojo), ERA-40 (azul) y CRU TS 2.1 (verde). Las líneas discontinuas muestran las tendencias para cada base de datos en el periodo 1984 – 2001 (Calbó and Sanchez-Lorenzo 2009). Con autorización de <i>Springer International Publishing</i> .	27
<b>Figura 3.1.</b> Valores medios de la TCC en las celdas con datos disponibles en más de un 80% de los meses del periodo 1984 - 2005 en la base de datos ICOADS con resolución espacial de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ .	37
<b>Figura 4.1.</b> Periodos temporales con datos disponibles de TCC de los diferentes productos (arriba, desde 1850, abajo, detalle desde 1979). El cambio en el patrón de la línea de PATMOS-x (año 1992) indica cuando se añaden los datos a las 7.30 AM y 7.30 PM. Nótese que NCEP-CFSR también llega a la actualidad, pero con la resolución con la que se ha trabajado en esta tesis solo está disponible hasta 2010.	44

<b>Figura 4.2.</b> Curvas de las PDF para dos bases de datos en una misma celda y periodo temporal. En la figura de la izquierda se observa la no intersección de las curvas con lo que el SS es 0. En el caso de la figura de la derecha, el área común de las dos curvas es bastante significativa y por esto el SS en este caso es próximo a 1.	48
<b>Figura 4.3.</b> Ejemplo de un diagrama de Taylor donde se representan los estadísticos de la base NCEP-CFSR respecto a la de referencia, en este caso PATMOS-x.	50
<b>Figura 5.1.</b> Mapa anual medio de la TCC para el periodo 1984-2005.	56
<b>Figura 5.2.</b> Cobertura nubosa estacional de los productos observacionales para las diferentes máscaras.	59
<b>Figura 5.3.</b> Medias zonales por bandas latitudinales de 5° de la TCC de los productos de satélite, reanálisis y superficie sobre tierra + océano (izquierda), sobre tierra considerando las máscara de EECRA (centro) y sobre océano considerando las máscara de ICOADS (derecha).	60
<b>Figura 5.4.</b> Mapas de color del MB (triángulo inferior izquierdo) y del MAB (triángulo superior derecho) del periodo 1984-2005 para la comparación entre las observaciones (en % TCC).	61
<b>Figura 5.5.</b> Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los datos de satélite y reanálisis y CRU (en % TCC).	62
<b>Figura 5.6.</b> Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los datos de satélite y reanálisis y EECRA (en % TCC).	63
<b>Figura 5.7.</b> Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre CRU y EECRA (en % TCC).	63
<b>Figura 5.8.</b> Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los datos de satélite y reanálisis e ICOADS (en % TCC).	64
<b>Figura 5.9.</b> Medias zonales, cada 10°, del MB sobre tierra tomando como referencia EECRA (a - izquierda) y sobre océano tomando como referencia ICOADS (b - derecha).	67
<b>Figura 5.10.</b> Rango anual de las diferentes bases de datos sobre tierra y océano (izquierda), sobre la máscara de EECRA (centro) y sobre la máscara de ICOADS (derecha), respecto al valor medio de la nubosidad anual en toda la franja latitudinal.	68
<b>Figura 5.11.</b> Diagramas de Taylor de los productos observacionales tomando como referencia a PATMOS-x para tierra + océano (a - izq), para la máscara de EECRA (b - centro) y para la máscara de ICOADS (c - der).	70
<b>Figura 5.12.</b> Mapas de color y valores medios (parte superior de cada mapa) de las tendencias (%/década) de los diferentes productos a nivel anual durante el periodo 1984-2005.	72
<b>Figura 5.13.</b> Mapas de color de las tendencias (%/década) durante el periodo 1984-2005 de ISCCP y PATMOS-x corregidas (Norris and Evan, 2015).	74

<b>Figura 5.14.</b> Mapa de color del promedio de las tendencias (%/década) de los productos observacionales (con ISCCP y PATMOS-x corregidos) (a – izquierda) y mapa de color con las zonas en común donde la tendencia es positiva (rojo) o negativa (azul) (b – derecha).	76
<b>Figura 5.15.</b> Mapa anual medio de la TCC (%) para los GCM y la MMM en el periodo 1984-2005.	78
<b>Figura 5.16.</b> Diagrama de barras de los valores medios pesados de la TCC (TCC – W, %) para los GCM y la MMM a nivel anual. También se representan los valores medios de la TCC para las observaciones con cobertura espacial global completa (en azul los satélites y en rojo los reanálisis) en ambos casos.	81
<b>Figura 5.17.</b> Diagrama de barras de los valores medios pesados de la TCC (TCC – W, %) para la máscara de EECRA para los GCM y la MMM a nivel anual. También se representan los valores medios de la TCC para las observaciones una vez aplicada la máscara de EECRA (en azul los satélites, en rojo los reanálisis y en verde las observaciones superficiales) en ambos casos.	83
<b>Figura 5.18.</b> Diagrama de barras de los valores medios pesados de la TCC (TCC – W, %) para la máscara de ICOADS para los GCM y la MMM a nivel anual. También se representan los valores medios de la TCC para las observaciones una vez aplicada la máscara de ICOADS (en azul los satélites, en rojo los reanálisis y en verde ICOADS) en ambos casos.	85
<b>Figura 5.19.</b> Medias zonales por bandas latitudinales de la TCC de los productos de satélite, reanálisis, superficie, GCM y MMM sobre Tierra + Océano (a - izquierda), sobre tierra promediados cada 5° considerando la máscara de EECRA (b - centro) y sobre océano promediados cada 5° considerando la máscara de ICOADS (c - derecha).	86
<b>Figura 5.20.</b> Mapas de color del MB (%) (a – izquierda) y del MAB (%) (b – derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los GCM + MMM y PATMOS-x.	92
<b>Figura 5.21.</b> Mapas de color del MB (%) (a – izquierda) y del MAB (%) (b – derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los GCM + MMM y EECRA.	93
<b>Figura 5.22.</b> Mapas de color del MB (%) (a – izquierda) y del MAB (%) (b – derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los GCM + MMM e ICOADS.	94
<b>Figura 5.23.</b> Medias zonales, cada 5°, del MB de la MMM tomando como referencia los distintos productos observacionales a nivel global (a – izquierda), sobre tierra (máscara de EECRA) (b – centro) y sobre océano (máscara de ICOADS) (c – derecha). La línea discontinua gris vertical marca el MB del 0%.	95
<b>Figura 5.24.</b> Mapas de color del SS del periodo 1984 – 2005 para la comparación entre los GCM + MMM y PATMOS-x.	99
<b>Figura 5.25.</b> Mapas de color del SS del periodo 1984 – 2005 para la comparación entre los GCM + MMM y EECRA (a – izquierda) y entre los GCM + MMM e ICOADS (b – derecha).	100

<b>Figura 5.26.</b> Nubes de dispersión del MAB frente al SS de los 44 GCM más la MMM a nivel global tomando como referencia a PATMOS-x (a – izquierda), a nivel continental tomando como referencia a EECRA (b – centro) y a nivel oceánico tomando como referencia a ICOADS (c – derecha).	101
<b>Figura 5.27.</b> Mapas de color del SS del periodo 1984-2005 para la comparación entre la MMM (a – izquierda) y la MME (b – derecha) respecto a PATMOS-x.	102
<b>Figura 5.28.</b> Áreas con altos y bajos valores de SS de los GCM frente a PATMOS-x. En tonalidades azules se marcan aquellas zonas donde el número de GCM tiene un SS menor a 0.3 y en tonalidades rojas se marcan aquellas zonas donde el número de GCM tiene un SS mayor a 0.7.	103
<b>Figura 5.29.</b> Diagramas de Taylor de los productos observacionales, los GCM y la MMM tomando como referencia a PATMOS-x para tierra + océano (a – izquierda), para la máscara de EECRA (b – centro) y para la máscara de ICOADS (c – derecha).	106
<b>Figura 5.30.</b> Mapas de color de las tendencias (%/década) para el periodo 1984 – 2005 de los 44 GCM y la MMM.	111
<b>Figura 5.31.</b> (a – arriba) Acuerdo en el signo de las tendencias de los GCM. En tonalidades azules se marcan aquellas zonas donde el número de modelos con tendencia positiva no es mayor a 17 y en tonalidades rojas se marcan aquellas zonas donde al menos 27 modelos tienen una tendencia positiva. (b – abajo) Tendencias de las MMM en aquellas zonas donde el acuerdo entre GCM es mayor al 60%.	113
<b>Figura 5.32.</b> Acuerdo en el signo de las tendencias del promedio de las observaciones de cobertura global y la MMM.	114
<b>Figura 6.1.</b> Mapa anual y estacional medio de la TCC (%) para el periodo 1984 – 2005.	119
<b>Figura 6.2.</b> MB medio anual y estacional de TCC (%), dado por las observaciones respecto a ISCCP para la región del Mediterráneo. El color blanco indica que la diferencia es cercana a cero, es decir, aquellas diferencias que al encontrarse dentro del intervalo $\pm 5\%$ pueden ser consideradas como un buen acuerdo. El color negro indica ausencia de datos.	122
<b>Figura 6.3.</b> Ciclo anual medio de la TCC (%) sobre la región mediterránea al completo (a – izquierda), sobre tierra (b – centro) y sobre océano (c – derecha).	123
<b>Figura 6.4.</b> MB anual (%) de los 44 GCM del CMIP5 y de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).	125
<b>Figura 6.5.</b> MAB anual (%) de los 44 GCM del CMIP5 y de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).	126
<b>Figura 6.6.</b> SS anual de los 44 GCM del CMIP5 y de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).	127

<b>Figura 6.7.</b> Diagramas de Taylor anuales para los modelos del CMIP5, la MMM, PATMOS-x, EECRA e ICOADS comparados con ISCCP, el cual fue usado como referencia sobre toda la región del Mediterráneo (a – izquierda), sobre superficie continental (b – centro) y sobre superficie oceánica (c – derecha). La STDV de ISCCP varía dependiendo del caso: para tierra + océano, 17.4%, para superficie continental, 16.9%, y para oceánica 18.1%.	128
<b>Figura 6.8.</b> Ciclo anual medio de la TCC (%) sobre la región mediterránea al completo para ISCCP, PATMOS-x, MMM y los 44 GCM.	132
<b>Figura 6.9.</b> MB (%) y MAB (%) anual y estacional de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).	134
<b>Figura 6.10.</b> Ciclo anual de la TCC (%) para ISCCP y para la MMM con los 9 modelos disponibles con y sin simulador.	135
<b>Figura 6.11.</b> Tendencias lineales de la TCC en la base de datos EECRA para el periodo 1971 – 2009 (a – izquierda) y para el periodo 1971 – 2005 (b – derecha). Unidades en %/década.	138
<b>Figura 6.12.</b> Evolución temporal de las anomalías de la TCC en EECRA sobre la región del Mediterráneo desde 1971 hasta 2009. En negro se representa el ajuste lineal para cada uno de los casos.	139
<b>Figura 6.13.</b> Tendencias lineales de la TCC en la región del Mediterráneo para el periodo 1984 – 2009 de diferentes productos observacionales: superficie (EECRA), satélites (ISCCP, CLARA, PATMOS-x) y reanálisis (ERA-Int, MERRA, NCEP-CFSR).	141
<b>Figura 6.14.</b> Evolución de la media mensual (a – arriba) y anual (b – medio) de las series de anomalías de la TCC para el periodo 1984 – 2009 sobre la región del Mediterráneo continental de EECRA, ISCCP, CLARA, PATMOS-x, ERA-Int, MERRA y NCEP-CFSR. La figura 6.14.c (abajo) muestra la evolución de la anomalía media de la TCC para EECRA e ISCCP y PATMOS-x corregidos (líneas continuas) por Norris and Evan (2015), junto con ISCCP y PATMOS-x sin corregir (líneas discontinuas). Todas las series son expresadas como anomalías respecto a la media de 1984 a 2009.	142
<b>Figura 6.15.</b> Mapa de color de las tendencias (%/década) para el periodo 1971 – 2005 de la MMM (a – arriba). Hay que tener en cuenta que en este caso la escala es diferente a la de la figura 5.30. (b – centro). Mapa de color del acuerdo en el signo de las tendencias de los GCM. En tonalidades azules se marcan aquellas zonas donde el número de modelos con tendencia positiva no es mayor a 17 y en tonalidades rojas se marcarían aquellas zonas donde al menos 27 modelos tuviesen una tendencia positiva.	143
<b>Figura 6.16.</b> Evolución temporal de la anomalía anual de la nubosidad de los GCM (gris) y la MMM (negro, gruesa) para toda la región del Mediterráneo haciendo uso de la máscara de EECRA durante el periodo 1971 – 2005. También se representa el ajuste lineal de EECRA (verde) obtenido a partir de los datos presentados en la figura 6.12 pero solo hasta el año 2005.	144
<b>Figura 6.17.</b> Mapas de color de las tendencias (%/década) para el periodo 1971 – 2005 de los 44 GCM y la MMM sobre el Mediterráneo.	145

---

**Figura 6.18.** Tendencias estacionales de la TCC (1971 – 2005) de la MMM (a – izquierda) y número de modelos que dan una tendencia positiva (b – derecha). 146

---

**Figura 6.19.** Mapas de color de la diferencia en la TTC (%) de la MMM con los 37 GCM disponibles en el periodo 2079 – 2100 menos la nubosidad en el periodo 1984 – 2005 para el escenario RCP 4.5 (a – arriba) y RCP 8.5 (b – debajo). 147

---

## Lista de tablas

Tabla	Página
<b>Tabla 3.1.</b> Bases de datos de observaciones de satélite, de reanálisis y de observaciones de superficie de donde se ha obtenido los datos mensuales de la cobertura total de nubes.	32
<b>Tabla 3.2.</b> Detalle de los modelos usados en este estudio y su resolución espacial horizontal	39
<b>Tabla 3.3.</b> Descripción de los esquemas de parametrización física en los GCM (actualizados a partir de Zhang et al., 2005). Los modelos marcados con (*) proporcionan resultados con el simulador de ISCCP. Lo modelos resaltados con (--) no proporcionan proyecciones a futuro para los escenarios considerados en la sección 5.2.	41
<b>Tabla 5.1.</b> Valores de la TCC global pesados (teniendo en cuenta la latitud).	58
<b>Tabla 5.2.</b> Valores pesados del MB y del MAB del periodo 1984-2005 para la comparación entre las observaciones (en % TCC). El MB se define como la diferencia entre la base de datos situada en la columna menos la base de datos situada en la fila. Los valores destacados en verde resaltan un buen acuerdo entre las bases de datos y los resaltados en azul y rojo un peor resultado.	66
<b>Tabla 5.3.</b> Valores de las tendencias globales pesadas (%/década) de las observaciones para las distintas máscaras (periodo 1984 – 2005).	73
<b>Tabla 5.4.</b> Valores medios de la TCC global anual y estacional para los GCM y la MMM.	80
<b>Tabla 5.5.</b> Valores medios de la TCC para la máscara de EECRA anual y estacional para los GCM y la MMM.	82
<b>Tabla 5.6.</b> Valores medios de la TCC para la máscara de ICOADS anual y estacional para los GCM y la MMM.	84
<b>Tabla 5.7.</b> Valores pesados del MB y del MAB a nivel global tomando como referencias PATMOS-x, sobre tierra (máscara de EECRA) tomando como referencia EECRA y sobre océano (máscara de ICOADS) tomando como referencia ICOADS.	91
<b>Tabla 5.8.</b> Valores pesados del SS a nivel global tomando como referencias PATMOS-x, sobre tierra tomando como referencia EECRA y sobre océano tomando como referencia ICOADS.	98
<b>Tabla 5.9.</b> Valores de los distintos estadísticos pesados empleados para la representación de los Diagramas de Taylor.	105
<b>Tabla 5.10.</b> Valores pesados de las tendencias globales para el periodo 1984 – 2005.	110

<b>Tabla 6.1.</b> Valores promedio de la TCC durante el periodo común 1984 – 2005 en base anual y estacional para el área del Mediterráneo. También se muestra la desviación media (MB) de cada producto respecto a ISCCP. Todos los valores son en % de cobertura del cielo.	120
<b>Tabla 6.2.</b> Valores de los diferentes estadísticos usados para comparar la TCC de los modelos del CMIP5 y la MMM frente a ISCCP.	130
<b>Tabla 6.3.</b> Valores de los diferentes estadísticos usados para comparar la TCC de los modelos del CMIP5 y la MMM frente a PATMOS-x.	131
<b>Tabla 6.4.</b> Comparación de la media anual, estacional y del rango anual de la TCC dada por ISCCP, la MMM y las dos <i>multimodel means</i> con y sin simulador de los 9 modelos que producen salida con el simulador de ISCCP. MMM9 es la media de la TCC de estos 9 modelos sin aplicar el simulador. Los valores en paréntesis muestran el MB de cada producto respecto a ISCCP.	136
<b>Tabla 6.5.</b> Cambios medios anuales y estacionales de la TCC en las proyecciones a futuro en los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 sobre la región del Mediterráneo de los 37 GCM disponibles. Las anomalías de la TCC (%) se expresan como la diferencia entre dos periodos de tiempo (2029 – 2050 y 2079 – 2100) y el periodo de referencia 1984 – 2005 (segunda columna). Los valores entre paréntesis muestran las anomalías en valores relativos a la media de 1984 – 2005.	148
<b>Tabla 7.1.</b> <i>Ranking</i> a nivel global de los 44 GCM tomando como referencia PATMOS-x.	152

## Resumen

Las nubes constituyen uno de los fenómenos más importantes en cuanto a la regulación de la radiación entrante y saliente del planeta y por ende, del clima. El principal objetivo de esta tesis es analizar cómo se reproduce el comportamiento de la cobertura total de nubes en los modelos climáticos de circulación general (GCM), en comparación con los datos observacionales e históricos disponibles.

Para ello se compara primero la cobertura nubosa de diferentes productos observacionales, tales como ISCCP, CLARA y PATMOS-x (satélite), ERA-Int, MERRA y NCEP-CFSR (reanálisis) y CRU, EECRA e ICOADS (observaciones visuales desde la superficie). Dicho análisis, con una resolución temporal mensual, se extiende al periodo 1984 – 2005 a nivel global y regional (Mediterráneo) tanto en base anual como estacional. Además de la comparación de las climatologías, es decir, valores medios y variabilidad estacional, se analizan también las tendencias de dichos productos observacionales en diferentes periodos temporales dependiendo de la disponibilidad de datos. De estos análisis, y en base a diversos estadísticos, incluyendo las diferencias medias, las diferencias absolutas medias, el *skill score* entre las distribuciones de frecuencia de nubosidad, y otros que están incorporados en los diagramas de Taylor, se seleccionan las mejores bases de datos observacionales para ser utilizadas como referencia a la hora de compararlas frente a los GCM. En este sentido, cabe mencionar que los reanálisis por lo general presentan una nubosidad total claramente inferior al resto de observaciones.

Seguidamente, se analiza el comportamiento climático de la nubosidad a escala global y regional y las tendencias de todos los GCM que ofrecen salida de la cobertura de nubes, presentes en el quinto informe del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) y pertenecientes al *Coupled Model Intercomparison Project phase 5* (CMIP5) en su experimento *historical*. Una vez analizados los GCM, se procede a la comparación de éstos frente a las distintas bases de datos observacionales.

En cuanto al análisis climatológico de la cobertura de nubes, se observa una subestimación generalizada por parte de los GCM respecto a las observaciones tanto a nivel global (-6.7% frente a los satélites y del -4.9% respecto a las observaciones superficiales) como regional (concretamente para la zona del Mediterráneo). En esta región los modelos que muestran un mejor comportamiento climatológico de la nubosidad total son los basados en el esquema de parametrización del modelo ECHAM.

Las observaciones muestran una tendencia global negativa mayor que el promedio de los GCM, cuyo valor indica un descenso insignificante en comparación con las observaciones. El descenso observado de la nubosidad total por parte de las referencias es más notorio en

latitudes medias y subtropicales (incluyendo el Mediterráneo), existiendo un acuerdo en el signo de las tendencias para la mayoría de las bases de datos. A su vez, los GCM muestran un descenso generalizado de la nubosidad en regiones de latitudes medias, especialmente en el Mediterráneo, aunque es menos acentuado que en las observaciones. Además se obtiene que los satélites y los reanálisis reproducen tendencias diferentes a las descritas por las observaciones superficiales (las cuales, por su parte, son más fiables en superficie continental que sobre superficie oceánica).

Por último, y teniendo en cuenta el buen acuerdo existente entre las referencias y los modelos climáticos en el área del Mediterráneo (y la importancia de esta región desde el punto de vista socioeconómico y de biodiversidad) se procede a estudiar los escenarios futuros (RCP 4.5 y RCP 8.5) en dicha región. Los modelos climáticos, tanto a nivel anual como estacional, proyectan un descenso importante de la nubosidad a finales del siglo XXI frente al periodo 1984 – 2005, siendo el ritmo de descenso relativo de la nubosidad media anual el doble para el escenario RCP 8.5 (-11.0 %) que para el escenario RCP 4.5 (-5.5 %).

## Resum

Els núvols constitueixen un dels fenòmens més importants pel que fa a la regulació de la radiació entrant i sortint del planeta i per tant, del clima. El principal objectiu d'aquesta tesi és analitzar com es reproduïx el comportament de la cobertura total de núvols en els models climàtics de circulació general (GCM), en comparació amb les dades observacionals i històriques disponibles.

Per a això es compara primer la cobertura nuvolosa de diferents productes observacionals, com ara ISCCP, CLARA i PATMOS-x (satèl·lit), ERA-Int, MERRA i NCEP-CFSR (reanàlisi) i CRU, EECRA i ICOADS (observacions visuals des de la superfície). Aquesta anàlisi, amb una resolució temporal mensual, s'estén al període 1984 – 2005 a nivell global i regional (Mediterrani) tant en base anual com estacional. A més de la comparació de les climatologies, és a dir, valors mitjans i variabilitat estacional, s'analitzen també les tendències d'aquests productes observacionals en diferents períodes temporals depenent de la disponibilitat de dades. D'aquestes anàlisis, i basant-se en diversos estadístics, incloent les diferències mitjanes, les diferències absolutes mitjanes, el *skill score* entre les distribucions de freqüència de nuvolositat, i altres que estan incorporats en els diagrames de Taylor, se seleccionen les millors bases de dades observacionals per a ser utilitzades com a referència a l'hora de comparar-les enfront els GCM. En aquest sentit, cal esmentar que els reanàlisis en general presenten una nuvolositat total clarament inferior a la resta d'observacions.

Seguidament, s'analitza el comportament climàtic de la nuvolositat a escala global i regional i les tendències de tots els GCM que ofereixen sortida de la cobertura de núvols presents, en el cinquè informe de l'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) i pertanyents al *Coupled Model Intercomparison Project phase 5* (CMIP5) en el seu experiment *historical*. Un cop analitzats els GCM, es procedeix a la comparació d'aquests enfront de les diferents bases de dades observacionals.

Quant a l'anàlisi climatològica de la cobertura de núvols, s'observa una subestimació generalitzada per part dels GCM respecte a les observacions tant a nivell global (-6.7% enfront als satèl·lits i del -4.9% respecte a les observacions superficials) com regional (concretament per la zona del Mediterrani). En aquesta regió els models que mostren un millor comportament climatològic de la nuvolositat total són els basats en un esquema de parametrització del model ECHAM.

Les observacions mostren una tendència global negativa major que la mitjana dels GCM, els quals indiquen un descens insignificant en comparació amb les observacions. El descens observat de la nuvolositat total per part de les referències és més notori en latituds mitjanes

i subtropicals (incloent la Mediterrània), i hi ha un bon acord en el signe de les tendències per a la majoria de les bases de dades. Al mateix temps, els GCM mostren un descens generalitzat de la nuvolositat en regions de latituds mitjanes, especialment a la Mediterrània, tot i que és menys accentuat que en les observacions. A més s'obté que els satèl·lits i les reanàlisis reproduïxen tendències diferents a les descrites per les observacions superficials (les quals, per la seva banda, són més fiables en superfície continental que sobre superfície oceànica).

Finalment, i tenint en compte el bon acord existent entre les referències i els models climàtics en l'àrea de la Mediterrània (i la importància d'aquesta regió des del punt de vista socioeconòmic i de biodiversitat) es procedeix a estudiar els escenaris futurs (RCP 4.5 i RCP 8.5) en aquesta regió. Els models climàtics, tant a nivell anual com estacional, projecten un descens important de la nuvolositat a la fi del segle XXI enfront del període 1984 – 2005, sent el ritme de descens relatiu en base anual el doble per a l'escenari RCP 8.5 (-11.0%) que per a l'escenari RCP 4.5 (-5.5%).

## Abstract

Clouds are one of the most important phenomena in terms of effect on the incoming and outgoing radiation of the planet and therefore, in regulating the climate. The main objective of this thesis is to analyze how general circulation models (GCMs) reproduce the behavior of the total cloud cover, compared against available observational and historical data.

In this way, the first step is to compare cloud cover from different observational products such as ISCCP, CLARA, and PATMOS-x (satellite), ERA-Int, MERRA, and NCEP-CFSR (reanalysis) and CRU, EECRA, and ICOADS (visual observations from the surface). The analysis, with monthly temporal resolution, covers the period 1984 – 2005 at the global and regional level (Mediterranean) in both annual and seasonal basis. Besides the comparison of the climatology, that is mean values and seasonal variability, trends in these observational products are also analyzed in different time periods depending on the availability of data. From these analyses, and based on various statistical parameters, including the mean bias, mean absolute bias, the skill score between cloudiness frequency distributions, and others that are included into Taylor diagrams, we selected the best observational databases to be used as reference when comparing against the GCMs. In this regard, it is noteworthy that the reanalyses usually show a total cloud cover clearly lower than other observations.

Then we analyze the global and regional behavior of the climate and trends of all GCMs that provide output of total cloud cover in the fifth report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) belonging to the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5), in its *historical* experiment. Having analyzed the GCMs, we proceed to compare these datasets against the various observational databases.

Regarding the climatological analysis of cloud cover, we observe a widespread underestimation by GCMs respect to observations, both globally (-6.7% against satellites and -4.9% against surface observations) and regionally (Mediterranean). In this region the models based on the parameterization scheme included in ECHAM show better climatological behavior of total cloudiness.

Observations show a negative global trend much higher than the average of the GCMs, whose value indicates an insignificant decrease compared with observations. The observed decrease of total cloud cover by the references is more noticeable in middle and subtropical latitudes (including the Mediterranean), where agreement on the sign of the trends exist for most of them. In turn, the GCMs show a general decrease of cloudiness in mid-latitude regions, especially in the Mediterranean, though less marked than in the observations. In addition we obtain that the satellites and reanalyses reproduce trends that are different

from the trends described by surface observations. The latter are considered more reliable on continental surfaces than on oceanic surfaces.

Finally, taking into account the good agreement between the references and climate models in the Mediterranean area (and the importance of this region from the socioeconomic perspective and biodiversity) we proceed to study future scenarios (RCP 4.5 and RCP 8.5) in that region. The climate models show, both at seasonal and annual basis, a significant decrease in cloudiness by the end of the 21<sup>th</sup> century compared with the period 1984 – 2005, with doubled rate of relative decrease on annual basis in the RCP 8.5 scenario (-11.0%) compared with the RCP 4.5 scenario (-5.5%).

# 1. Introducción

Las nubes son un importante regulador del clima debido a su intervención en el balance hídrico de la atmósfera y su interacción con la radiación solar e infrarroja. Debido a estos hechos, la nubosidad despierta un especial interés dentro de la comunidad científica, ya que aparte de ser el principal regulador de balance energético de la Tierra, es una variable que ofrece ciertas complejidades a la hora de ser observada, y en consecuencia, comporta dificultades cuando se trata de comparar diferentes tipos de observación (observaciones superficiales tanto directas como indirectas, observaciones satelitales, etc.). Además de su enorme variabilidad temporal, la escala espacial también es relevante. En este sentido, los datos de nubes pueden ser recopilados y guardados para su posterior estudio y análisis ya bien sea a escala global sin diferenciar superficies, o bien diferenciando las zonas continentales de los océanos por separado, y/o a nivel regional y local. En el marco de la preocupación actual por el cambio climático contemporáneo, cabe comentar que durante las tres últimas décadas las nubes han sido reconocidas como una de las variables que más influyen en el equilibrio del sistema climático global (Cess et al. 1990; Senior and Mitchell 1993; Yao and Del Genio 2002; Zhang et al. 2005; Bony et al. 2006; Jiang et al. 2012; Boucher et al. 2013; Stanfield et al. 2014; Su et al. 2014).

## 1.1. Balance energético terrestre y el papel de las nubes

Las condiciones climáticas de nuestro planeta vienen determinadas fundamentalmente por el balance energético de la Tierra. Concretamente, el clima de la Tierra está determinado por los flujos de energía entrantes y salientes del planeta, así como por los que se emiten desde la superficie terrestre y los que inciden sobre ésta. Gracias a los progresos en los sistemas de observación desde el espacio en las últimas décadas, ahora conocemos los intercambios de energía, en forma de flujos de energía radiante entre nuestro planeta y el espacio circundante con una exactitud sin precedentes, lo cual ha permitido una evaluación detallada de los balances de energía en la cima de la atmósfera (TOA, de las siglas en inglés) (e.g., Potter and Cess 2004; Trenberth and Fasullo 2010; Stephens et al. 2012; Wang and Su 2013; Dolinar et al. 2014). Por otra parte, las distribuciones geográficas de los flujos de energía en superficie tienen gran importancia, ya que son los responsables de las circulaciones oceánicas, de la evaporación del agua en la superficie terrestre y en general, de regir el ciclo hidrológico del planeta (Wild et al. 2015). La respuesta media a escala global del ciclo hidrológico es útil ya que puede compararse con observaciones globales recientes (Wentz et al. 2007). Sin embargo, a efectos climáticos puede que no sea tan relevante, ya que los cambios regionales en el ciclo hidrológico pueden ser significativamente mayores que el cambio medio global e incluso de signo contrario (Meehl and Stocker 2007). Los cambios en el balance de energía superficial controlan también, en última instancia, cómo

este ciclo hidrológico responde a los pequeños desequilibrios energéticos que fuerzan el cambio climático (Andrews et al. 2009).

Las tradicionales discusiones acerca del equilibrio (o desequilibrio) energético en el sistema climático terrestre estudian y miden los cambios en el balance energético en el TOA. Los cambios que se producen en este balance energético son causados por factores externos e internos denominados “de forzamiento radiativo”, que han sido utilizados para cuantificar la contribución de diferentes mecanismos al cambio climático (Houghton et al. 1990). El concepto de forzamiento radiativo en el TOA ha demostrado ser fundamental para la comprensión del cambio climático, ya que permite una forma sencilla de estimar a nivel global medio el cambio en la temperatura del aire en superficie (Forster and Ramaswamy 2007), que a su vez se puede relacionar con cambios a nivel regional, de variables tales como la temperatura y la precipitación (Mitchell et al. 1999).

Desde hace más de un siglo se sabe de la influencia que el balance energético ejerce en el clima planetario. Aunque las primeras representaciones a escala global del balance energético medio anual datan de inicios del siglo XX (Abbot and Fowle 1908; Dines 1917), el avance más importante para la comprensión de dicho balance de energía ocurrió a partir del inicio de la era espacial, en los años 1960. Entre los aspectos más destacados resultantes de las primeras observaciones desde satélites, cabe destacar la medición del albedo terrestre, obteniéndose un valor de aproximadamente un 30% (Vonder Haar and Suomi 1971), iniciándose así un largo debate sobre esta magnitud, ya que su valor estimado había oscilado entre el 89% y el 29% (Hunt et al. 1986) antes de estas mediciones. Sin embargo, la distribución de la energía radiativa dentro del sistema climático no ha sido establecida con la misma precisión, ya que no puede medirse directamente desde los satélites (Wild et al. 2015). Así, a pesar de que algunos trabajos pioneros donde se destacó la importancia del balance de energía en la superficie tienen más de 30 años de antigüedad (Ramanathan 1981; Dickinson 1983), todavía existe la necesidad de mejorar la comprensión acerca de éste dentro del contexto de cambio climático global (National Research Council 2005), y esto es así ya que a escala global el balance de energía superficial está estrechamente relacionado con el balance de calor atmosférico y con el ciclo hidrológico de la Tierra (Mitchell 1983; Mitchell et al. 1987; Boer 1993; Allen and Ingram 2002).

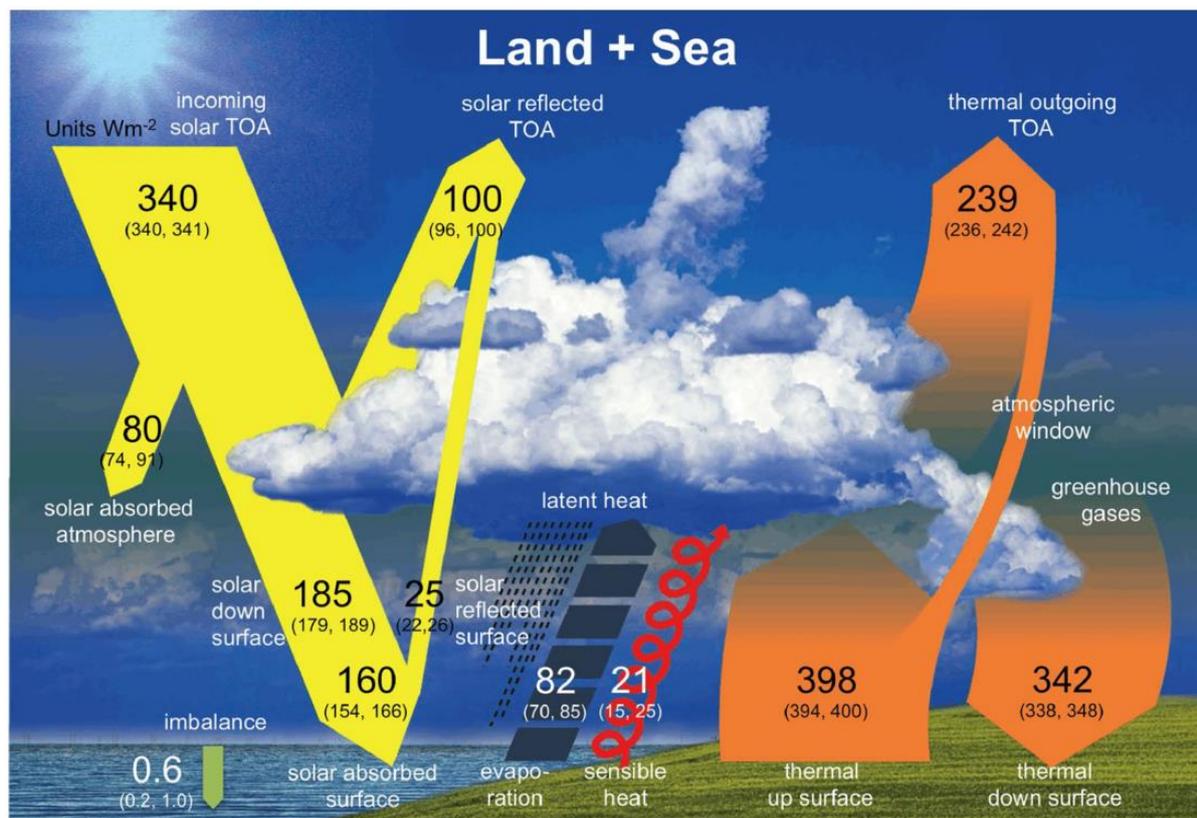
Posteriormente, la señal y magnitud del efecto neto de las nubes en los flujos en el TOA (Stephens et al. 1981) fueron establecidos con notable precisión a partir del lanzamiento de satélites como el construido por el *Goddard Space Flight Center*, el *Earth Radiation Budget Satellite* (ERBS) incluido dentro del *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE) (Harrison et al. 1990), y el cual fue lanzado a bordo del transbordador espacial *Challenger* en 1984 dotado de los primeros instrumentos de ERBE. Posteriormente, fueron lanzados otros instrumentos de ERBE a bordo de dos satélites de observación meteorológica de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), el NOAA 9 y NOAA 10 en 1984 y 1986 respectivamente. Más tarde se confirmó que el efecto global del albedo de las nubes era

significativamente mayor que el efecto invernadero de las nubes gracias a los experimentos realizados por el *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) (Wielicki et al. 1996) y el *Scanner for Radiation Budget* (ScaRaB) (Kandel et al. 1998). El primer instrumento de CERES fue lanzado al espacio a bordo del *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) en noviembre de 1997, aunque después de 8 meses dejó de operar. No fue hasta 1999 cuando dos nuevos instrumentos de CERES fueron lanzados a bordo del satélite Terra del *Earth Observing System* (EOS) y otros dos a bordo del satélite *Aqua*, también del EOS, en mayo de 2002. Además, un quinto instrumento se encuentra a bordo del satélite *Suomi National Polar-orbiting Partnership*. En noviembre de 2016 está previsto lanzar un sexto instrumento a bordo del JPSS-1 (*Joint Polar Satellite System - 1*). Por otra parte, ScaRaB fue lanzado a principios de 1994 a bordo del satélite meteorológico ruso *Meteor-3/7*. Finalmente, el conocimiento de que el efecto invernadero de las nubes es menor que el efecto global del albedo de las nubes fue importante en su momento, y permitió determinar la influencia de las nubes en los flujos atmosféricos y superficiales, pero no ha sido hasta las observaciones realizadas por algunos de los satélites que componen el A-Train (Stephens et al. 2002) cuando se pudo empezar a observar la estructura vertical de las nubes, y a determinar la importancia de esta dimensión en los procesos implicados.

Existe una amplia literatura que muestra que las estimaciones en la magnitud de los componentes del balance de energía en la superficie y dentro de la atmósfera varían notablemente, incluso a nivel global sobre una base media anual (Budyko 1956; Hartmann et al. 1986; Ramanathan 1987; Ohmura and Gilgen 1993; Kiehl and Trenberth 1997; Wild et al. 1998; Hatzianastassiou et al. 2005; Trenberth et al. 2009; Stevens and Schwartz 2012; Stephens et al. 2012a; Trenberth and Fasullo 2012; Wild et al. 2013). Asimismo, la representación de los balances radiativos en la superficie también difiere en gran medida entre los modelos climáticos (Wild et al. 1995; Wild 2008; Stephens et al. 2012a; Wild et al. 2013; Li et al. 2013). Otros estudios recientes que se centran en el balance de energía en el TOA (Gregory and Webb 2008; Andrews and Forster 2008; Williams et al. 2008) mostraron que los análisis que varían en función del tiempo pueden revelar información fundamental acerca del sistema climático que de otra manera se han perdido al restringir el análisis a un estado estacionario final. La medida y la modelización de dichos flujos energéticos es, hoy en día, un activo campo de investigación.

Recientemente, se han hecho progresos para reducir las incertidumbres de estos flujos no solo en el TOA, sino también en la superficie, teniendo en cuenta los últimos resultados de modelos y de las observaciones superficiales (Wild et al. 2013), así como una mejora en los datos obtenidos de los satélites de sensores activos y pasivos (Kato et al. 2013). En la Figura 1.1 se muestra un diagrama esquemático del balance de energía medio anual a escala global (tierra y océano) tomado de Wild et al. (2015), trabajo que es continuación del anteriormente citado (Wild et al. 2013). En el balance de energía superficial influyen tanto los términos radiativos (de onda larga, LW, y de onda corta, SW) como los no radiativos

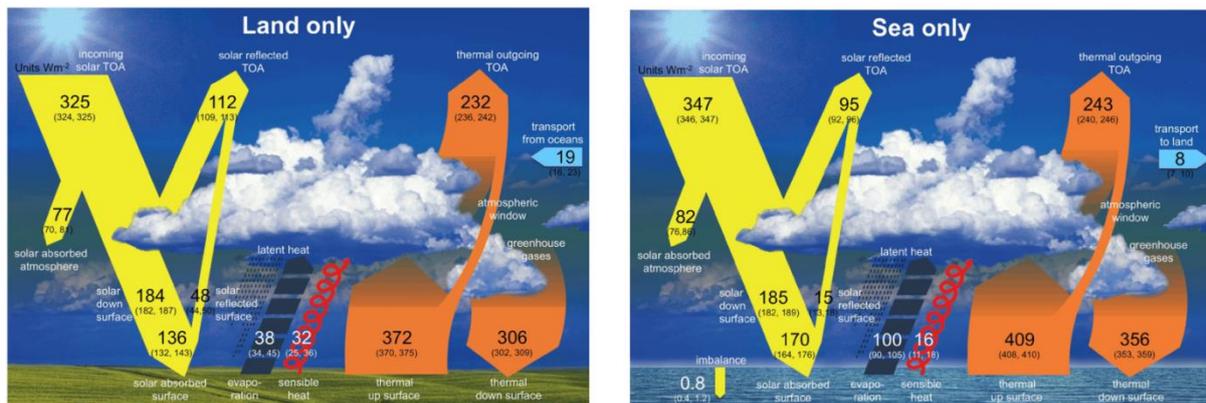
(calor sensible, SH, y el calor latente, LH). Es importante llegar a comprender los vínculos entre los términos radiativos y no radiativos, ya que los cambios en la irradiancia solar superficial, resultante de la presencia de reflexión y absorción por nubes, aerosoles y gases atmosféricos, pueden ser compensados por los cambios en la temperatura superficial y/o los cambios en los flujos no radiativos (Ramanathan et al. 2001; Liepert et al. 2004; Wild et al. 2004).



**Figura 1.1.** Balance de energía medio anual a escala global (tierra y océano) (Wild et al. 2015).

Igualmente, en las figuras 1.2.a y 1.2.b se resumen algunos de los resultados del estudio realizado por Wild et al. (2015) respecto al balance sobre superficies continentales y oceánicas respectivamente. Para aplicar el acoplamiento océano-atmósfera en los modelos dinámicos tridimensionales es necesario y de especial interés conocer el balance de energía sobre los océanos, así como el correspondiente intercambio de energía y agua en la interfase de dichos elementos (océano-atmósfera). También es fundamental el conocimiento exacto de los flujos de energía superficial en la interrelación atmósfera/océano para la determinación del transporte y el balance calorífico del océano (Trenberth and Caron 2001; Trenberth and Fasullo 2008). Igualmente, el buen conocimiento del balance de energía sobre tierra firme permite la representación de procesos de la

superficie terrestre en los modelos del sistema Tierra. Hay que tener presente que las considerables incertidumbres y la falta de valores de referencia acordados, principalmente en las componentes de flujo superficial en los balances energéticos de tierra y océano, han dificultado tradicionalmente el acoplamiento de la superficie terrestre y los modelos oceánicos a la componente atmosférica (Reichler and Kim 2008).



**Figura 1.2.** Balance de energía medio anual sobre superficies continentales (a – izquierda) y sobre superficies oceánicas (b – derecha) (Wild et al. 2015).

Tal y como se observa en las figuras anteriores, las nubes tienen un papel importante en el balance energético de la Tierra, puesto que absorben, difunden y reflejan radiación de onda corta (la proveniente del Sol) hacia el espacio, mientras que absorben y emiten radiación de onda larga (emitida asimismo por la Tierra y la atmósfera) hacia la superficie terrestre y hacia el espacio. Por eso es de especial interés conocer tanto la evolución de las nubes como los efectos que pueden causar ellas en el clima futuro. Además, dependiendo del tipo de nubes, éstas pueden tener alturas y espesores ópticos diferentes, lo que conlleva en último término, en lo que al balance energético se refiere, un albedo y una emisividad diferente.

En las figuras anteriores, el efecto de las nubes no está separado del provocado por la atmósfera en conjunto. En cambio, en el trabajo realizado por Stephens et al. (2012a) se dan algunos valores de los diferentes flujos de radiación relacionados con la nubosidad. El efecto de las nubes contribuye al flujo solar reflejado al espacio en  $47,5 \pm 3 \text{ Wm}^{-2}$ , mientras que reducen el flujo de onda larga saliente en aproximadamente  $26,4 \pm 4 \text{ Wm}^{-2}$ , con lo que la diferencia neta de la radiación “saliente” de la Tierra debida a las nubes es de unos  $21,1 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$  (es decir, existe una pérdida de radiación, o en otras palabras, y como se ha comentado anteriormente, el efecto invernadero es menor al efecto albedo), especialmente debido a la reflexión de la radiación de onda corta en las nubes a latitudes medias (Harrison et al. 1990). A partir de la información que proporciona el perfil vertical de las nubes puede determinarse que la absorción atmosférica de la radiación por parte de las nubes es de  $8 \pm 7$

$\text{Wm}^{-2}$  (L'Ecuyer et al. 2008) y que la radiación emitida por parte de las nubes hacia la superficie de manera directa es de  $28 \pm 9 \text{ Wm}^{-2}$  (Stephens et al. 2012b).

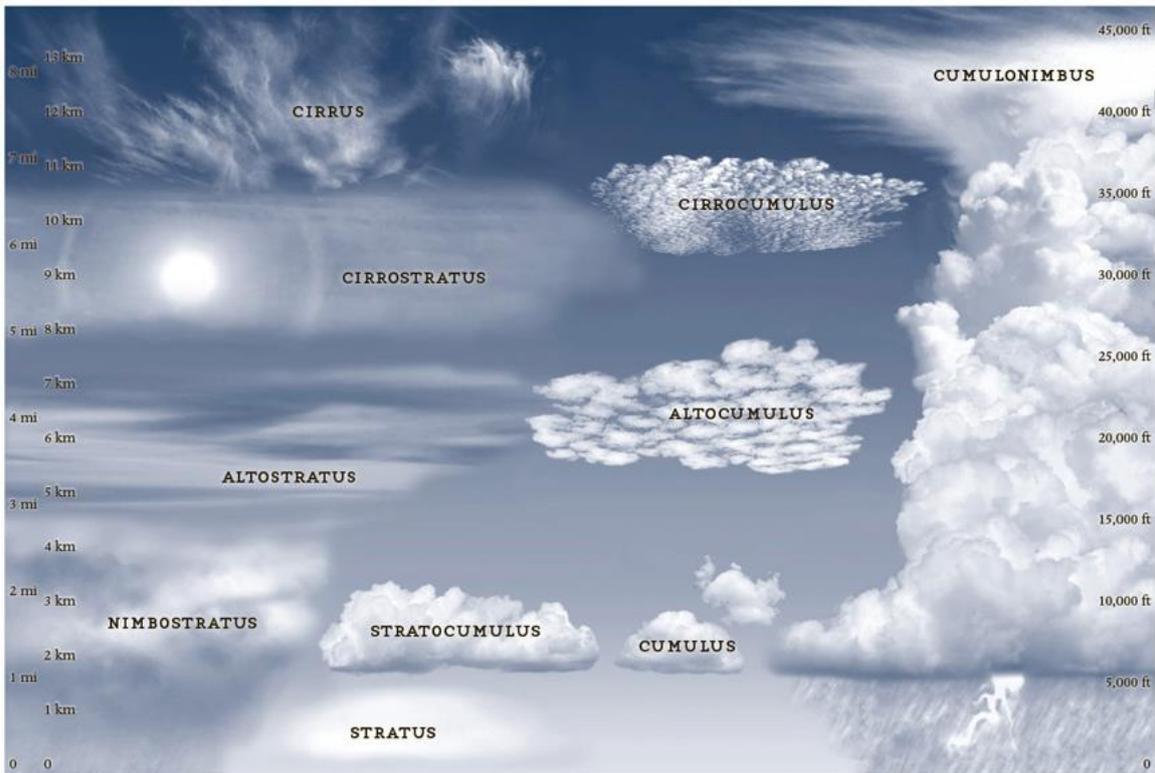
## 1.2. Descripción y observación de nubes

Los datos proporcionados por los satélites ofrecen una gran cobertura espacial, pero la mayoría de sus series de datos son más cortas que las proporcionadas por las observaciones terrestres (Sanchez-Lorenzo et al. 2012), donde las series pueden llegar a remontarse al siglo XIX en algunos casos, pero ofrecen una cobertura espacial muchísimo menor que la proporcionada por los productos satelitales. Además de estos dos tipos de observaciones, los reanálisis ofrecen también información sobre las nubes. Hay que tener en cuenta, no obstante, que los reanálisis presentan diferencias en función de la metodología utilizada para asimilar los diferentes tipos de observaciones que se emplean en su generación.

### 1.2.1. Descripción de las nubes

Según la *World Meteorological Organization* (WMO) una nube es “un hidrometeoro que consiste en partículas diminutas de agua líquida o hielo, o de ambos, suspendido en el aire libre y por lo general sin tocar el suelo. También puede incluir partículas más grandes de agua líquida o hielo, así como de líquidos no acuosos o partículas sólidas tales como las presentes en los vapores, humo o polvo”.

La clasificación básica de las nubes de la WMO, que se originó a finales del S. XIX, se presenta en el *Volume I* (World Meteorological Organization 1975) y *Volume II* (World Meteorological Organization 1987), se basa principalmente en la forma y altura de las nubes tal y como se observa visualmente desde la superficie terrestre. Así, las nubes se dividen en tres grandes grupos: nubes bajas, nubes medias y nubes altas según la altura de su base. En la figura 1.3 se puede ver un esquema de la clasificación de nubes más clásica y utilizada normalmente.



**Figura 1.3.** Clasificación de las nubes (figura extraída de <https://cloudappreciationsociety.org>).

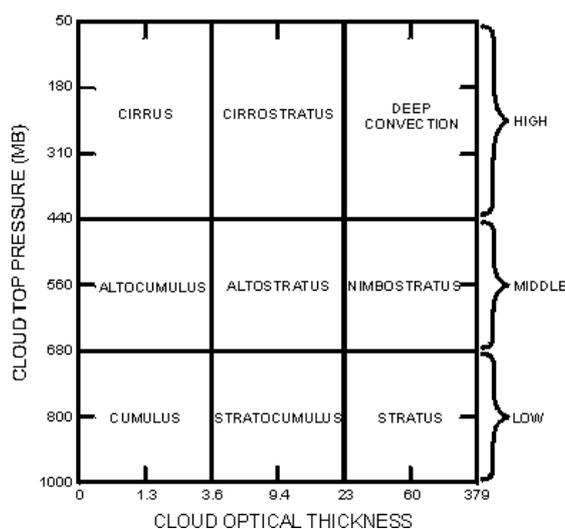
Los principales tipos de nubes, tal y como se observa en la figura anterior son:

- Nubes altas: Los cirros (Ci), los cirrocúmulos (Cc) y los cirrostratos (Cs) son normalmente nubes finas y blancas, cambiando su tonalidad en función de la posición del sol especialmente cuando éste se encuentra próximo al horizonte del observador. Se componen principalmente de cristales de hielo.
- Nubes medias: La composición de este grupo de nubes, en el cual se encuentran los altocúmulos (Ac), los altoestratos (As) y los nimbostratos (Ns), es básicamente de gotas de agua líquida, aunque su composición puede variar en función de la temperatura, llegando a existir cristales de hielo en el caso de temperaturas suficientemente bajas.
- Nubes bajas: Compuestas por gotas de aguas y con la base de la nube en torno a los 0 – 2 km, este grupo está formado por los cúmulos (Cu), los estratocúmulos (Sc), los estratos (St) y los cumulonimbos (Cb). La formación de estas últimas está asociada a un desarrollo vertical pudiendo alcanzar hasta los 15 - 20 km la cima de la nube.

Dependiendo del ángulo cenital del sol sobre la nube así como de la propia nube (tamaño de gota, si contiene agua líquida o hielo, espesor) la fracción de energía solar reflejada de vuelta al espacio (el albedo) por parte de éstas será mayor o menor. Así bien, para nubes

bajas y gruesas (como por ejemplo los estratocúmulos) el albedo es elevado, mientras que para las altas y finas (cirros) la radiación solar entrante tiende a atravesar dichas nubes produciéndose así un bajo albedo en éstas. Sin embargo este tipo de nubosidad sí que retiene la radiación infrarroja saliente proveniente de la superficie terrestre, contribuyendo de esta manera al efecto invernadero.

Más recientemente, gracias a la observación de las nubes con técnicas e instrumentos más precisos, los proyectos dedicados al estudio de la nubosidad clasifican las nubes en base a variables físicas, como pueden ser su altura y su espesor óptico. Por ejemplo, en la figura 1.4 (Rossow et al. 1996) se muestra un diagrama de la clasificación realizada por el *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) donde se observa los distintos tipos de nubes en base a su espesor óptico y a la posición que ocupan (concretamente en la cima de la nube) en la vertical de la atmosfera. La indicación del nombre de las nubes muestra que los parámetros medidos por los satélites de ISCCP son compatibles con las observaciones de superficie.



**Figura 1.4.** Diagrama de los distintos tipos de nubes en base a su espesor óptico y a la posición que ocupan en la vertical de la atmosfera (concretamente, la altura de la cima de la nube) según la clasificación realizada por el ISCCP (Rossow et al. 1996). Con autorización de la *World Meteorological Organization*.

El principal hándicap a la hora de estudiar la climatología de la nubosidad (aparte de las dificultades intrínsecas en la descripción y/o cuantificación de las propiedades microscópicas y macroscópicas) resulta de las dificultades de obtener observaciones homogéneas (en el tiempo) para todo el globo. Las observaciones de superficie podrían permitirnos estudiar tendencias a largo plazo desde la segunda mitad del siglo XIX (Hahn and Warren 2003; Warren et al. 2007; Sanchez-Lorenzo et al. 2012). Sin embargo, estos

datos están disponibles solamente en determinadas estaciones meteorológicas. Además, dichas observaciones suelen ser muy subjetivas, y sus series temporales son a menudo inhomogéneas (Karl and Steurer 1990; Sanchez-Lorenzo et al. 2012). Por otra parte, las observaciones de satélites ofrecen una excelente cobertura espacial desde la década de los ochenta, pero la homogeneidad temporal de los datos de nubosidad obtenidos a partir de satélites está también en duda (ej., Norris 2000; Evan et al. 2007; Cermak et al. 2010; Norris & Evan 2015). Recientemente, Stubenrauch et al. (2013) comparó las propiedades de las nubes obtenidas a partir de 12 productos de teledetección, y resaltó importantes diferencias entre ellos debido a las diferentes metodologías de recuperación de datos y a las capacidades instrumentales usadas en cada producto.

La nubosidad a escala global está disponible también como producto de reanálisis, los cuales asimilan observaciones meteorológicas usando modelos numéricos atmosféricos. La evaluación de los datos de reanálisis frente a observaciones de superficie y satélite han mostrado tendencia a subestimar la nubosidad (Jakob 1999; Bedacht et al. 2007; Griggs and Bamber 2008), incluso en la nueva generación de reanálisis como ERA-Int y MERRA (Wu et al. 2012; Naud and Booth 2014).

Existe además el complejo límite entre qué se considera una nube y qué no, y existe el debate de si los observadores terrestres son capaces de percibir nubes que son detectadas por los satélites y viceversa, o si los instrumentos que están a bordo de los satélites son capaces de detectar algunos casos extremos de nubes finas visibles para los observadores terrestres pero que pasan desapercibidas para dichos sensores satelitales. Otra falta de acuerdo se basa en según qué criterio se haga uso para definir una nube (Sassen and Cho 1992; Koren et al. 2007; Charlson et al. 2007; Koren et al. 2008; Koren et al. 2009; Hirsch et al. 2012; Hirsch et al. 2014), en relación a lo que se define como aerosol. Además hay que tener en cuenta el distinto punto de vista de las observaciones nefoscópicas terrestres respecto a las satelitales (Kassianov et al. 2005), lo cual puede llegar a dar para una determinada cobertura de nubes, valores ligeramente diferentes, ya que en un caso se trata de una visión angular desde un punto por debajo de las nubes, mientras que en el otro se trata de una observación hacia el nadir desde un punto relativamente alejado.

En las próximas secciones se describirán métodos de observación de nubes, distinguiendo entre las observaciones satelitales y las observaciones desde superficie; igualmente se introducirán los reanálisis como posible fuente de datos de nubosidad, aunque dichos reanálisis no son más que los resultados de modelos numéricos nutridos de diversas observaciones, incluyendo las anteriormente comentadas.

### 1.2.2 Observaciones satelitales

Conforme han ido pasando los años un mayor número de instituciones y proyectos se han sumado a la observación de la nubosidad mediante sensores a bordo de satélites. Una de las instituciones que más involucrada está en el estudio y observación de las nubes es la NASA. Destaca la participación en el proyecto comentado anteriormente, el ISCCP establecido en 1982 dentro del *World Climate Research Program (WCRP)* para almacenar mediciones de radiancia obtenidas por satélites meteorológicos y analizarlas con tal de estudiar la distribución global de las nubes, sus propiedades, así como su ciclo diario, estacional e interanual. Los datos recogidos se utilizan para estudiar el papel de las nubes en el clima, ya sea en los efectos sobre los intercambios de energía de radiación como su papel en el ciclo del agua a escala global. Además está participando junto con la Agencia Espacial Francesa, *Centre National d'Études Spatiales (CNES)*, en la misión CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*). Dicha misión proporciona nuevos conocimientos sobre el papel que juegan las nubes y los aerosoles atmosféricos en la regulación del tiempo, el clima y la calidad del aire en la Tierra. CALIPSO utiliza un lidar activo combinado con cámaras infrarrojas y visibles pasivas con tal de investigar la estructura vertical de las nubes y las propiedades de las nubes finas y los aerosoles en la Tierra. Por su parte, la misión CloudSat fue seleccionada bajo el programa *Earth System Science Pathfinder* en 1999 y supervisada por la *Science Mission Directorate*, ambos de la NASA. Dicha misión enfoca una gran variedad de objetivos científicos relacionados con las ciencias de la Tierra en los que se incluye estudios de la atmósfera, los océanos, la superficie terrestre, etc., siendo uno de los más específicos el medir la estructura vertical de las nubes desde el espacio. Los datos del radar del CloudSat producen imágenes detalladas de las estructuras de las nubes, contribuyendo a un mejor entendimiento de éstas y del clima.

CALIPSO fue lanzado en Abril de 2006 junto con CloudSat. Tanto CALIPSO como CloudSat ofrecen nuevas vistas en 3D nunca antes obtenidas de cómo las nubes y los aerosoles evolucionan, afectando así al clima. Estos dos satélites orbitan en formación con otros en la llamada constelación de satélites *A-Train*, provisto de una amplia gama de sensores, con tal de permitir una mayor comprensión del sistema climático de la Tierra. Por una parte, CALIPSO proporciona datos estadísticos sobre la distribución vertical y geográfica de los aerosoles en todo el mundo, así como detecta nubes invisibles para el ojo humano en la troposfera superior y nubes estratosféricas polares. Y por otra parte, CloudSat estima el porcentaje de nubes que producen lluvia, proporciona estimaciones con buena resolución vertical de la cantidad de agua y hielo en las nubes, detecta nevadas desde el espacio y estima la eficiencia de producción de lluvia a partir de la condensación de la humedad en la atmósfera. En resumen, ambas misiones contribuirán a proporcionar estadísticas de la estructura vertical de las nubes alrededor de la Tierra y una estimación indirecta de hasta qué punto nubes y aerosoles contribuyen al calentamiento atmosférico.

Otro proyecto en el que está involucrada la NASA es el desarrollo de los instrumentos del experimento CERES sobre el que ya se ha hablado anteriormente. El primer instrumento de CERES fue lanzado en diciembre de 1997 a bordo de la misión de la NASA *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM). En la actualidad los instrumentos de CERES están recogiendo datos en tres misiones independientes, incluyendo las plataformas Aqua y Terra del *Earth Observing System* (EOS) y el observatorio *Suomi National Polar-orbiting Partnership* (S-NPP). Los productos ofrecidos por CERES incluyen tanto la radiación solar reflejada como la radiación terrestre emitida desde la TOA. Las propiedades de las nubes se determinan haciendo uso de las mediciones aportadas por otros instrumentos además del EOS y S-NPP, tales como el *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) y el *Visible and Infrared Sounder* (VIRS). Analizando los datos proporcionados por CERES, junto con los fundamentos establecidos en misiones anteriores del *Langley Research Center* de la NASA como el ERBE, se ha conseguido un mejor entendimiento del papel que juegan las nubes y el balance energético en el cambio climático global (Stephens et al. 2012a; Wild et al. 2015), como se ha comentado en la sección 1.1.

Se verá más adelante y con mayor detalle (sección 3.1) que, existen otros productos satelitales comúnmente utilizados en el estudio de la nubosidad. Entre ellos, destacan los resultados de los proyectos *CM SAF cCloud, Albedo & RAdiation dataset* (CLARA) (Karlsson et al. 2013) y *PATMOS-x (Pathfinder Atmospheres Extended)* (Foster and Heidinger 2013). Tanto los datos de CLARA como de PATMOS-x son obtenidos de las medidas realizadas por el AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo de satélites de la NOAA y MetOp. Estos últimos consisten en una serie de tres satélites meteorológicos polares puestos en órbita por *EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites)*, constituyendo el *EUMETSAT Polar System* (EPS). El primer proyecto, CLARA, ofrece productos tanto de nubosidad, de radiación o del albedo superficial, que cubren un período de 28 años (1982 – 2009) con datos a diferentes resoluciones temporales (diarias y mensuales). El producto de CLARA ofrece los datos en dos tipos de mallado: en una cuadrícula de 0.25° de latitud-longitud y en otras dos cuadrículas de igual área sobre las zonas polares (desde los círculos polares respectivos) con una resolución de 25 km, en esta última cuadrícula estando solo disponible la nubosidad y el albedo superficial. El otro proyecto, PATMOS-x, como ya se verá más adelante, partía de solamente dos observaciones diarias, creciendo hasta cuatro observaciones diarias a partir del año 1992. La resolución espacial máxima que ofrece PATMOS-x es de 1 km × 5 km y como apoyo auxiliar de los productos hace uso de perfiles de NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) V1, de la máscara de nieve de MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) y de un modelo de transferencia radiativa.

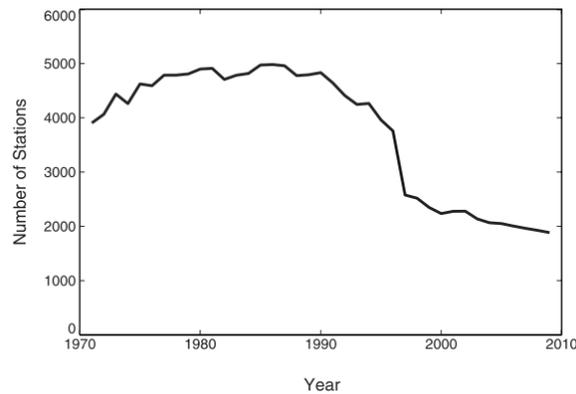
Todos estos proyectos proveen la nubosidad a una escala global e incluso algunos de ellos separando las nubes por nivel de presión (es decir, según la altura de la nube), con tal de diferenciar qué tipo de nube existe en cada momento y lugar de la Tierra. La principal ventaja que ofrecen las observaciones de satélite es la gran cobertura espacial que

proporcionan, aunque dependiendo de las zonas de la Tierra donde se observe hay que ir con más cuidado a la hora de utilizar y comparar los datos, como por ejemplo en zonas de latitudes altas (es decir, próximas a los polos) o sobre superficies que presenten un albedo alto (criosfera o desiertos). Igualmente, existen inconvenientes como puede ser el cambio y degradación de los sensores durante los años de observación, que pueden afectar a la exactitud de los datos y a la homogeneidad de las series (Evan et al. 2007; Norris and Evan 2015). En algunos casos, la resolución temporal de las observaciones de base también puede ser una limitación.

### **1.2.3 Observaciones superficiales**

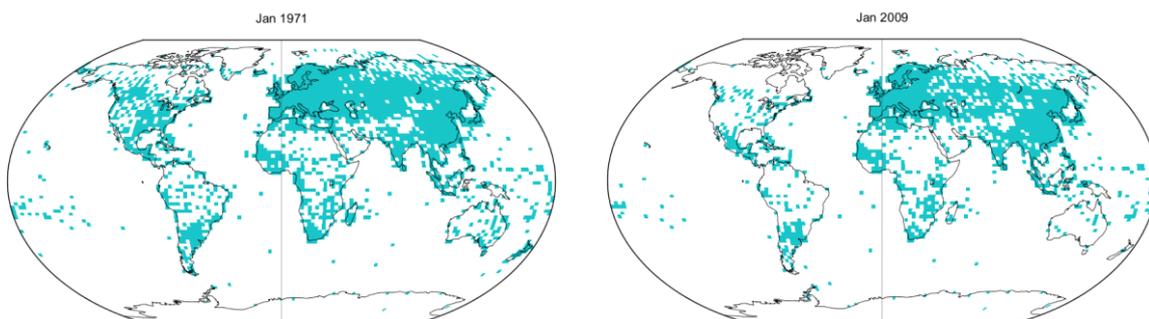
Las observaciones desde superficie tienen la ventaja de ser las series con mayor número de años de datos, lo que permite un estudio a largo plazo de cómo ha ido la evolución de la cobertura nubosa, incluso desde principios del pasado siglo (en realidad, desde finales del siglo XIX en muchos países). El problema existente en este tipo de series es la subjetividad de cada observador, ya que muchos datos se basaban y siguen haciéndolo en observaciones visuales. En la actualidad, la unidad utilizada para cuantificar la cobertura de nubes medida por los observadores superficiales es el *okta*, que se refiere a la fracción (octava parte) del cielo que está oculta por las nubes visto desde un punto en la superficie de la Tierra. Una medida de cero oktas equivale a un cielo libre de nubes, mientras que ocho oktas equivale a un cielo completamente cubierto. Además de ofrecer la cobertura de nubes, muchos observatorios también ofrecen la tipología de nubes presente en el momento de la medición (ver figura 1.3).

Al contrario que para otras variables como la temperatura, precipitación, humedad, etc., la cobertura de nubes a nivel de observaciones superficiales cuenta con una distribución espacial escasa a lo largo de todo el mundo, y si bien ocurre que, con el paso de los años, en algunos países la observación y el guardado de registros de la nubosidad han ido en aumento, en otros ocurre lo contrario. Un ejemplo claro se observa en la base de datos *Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive* (EECRA) donde, como se ve en la figura 1.5, tomada de Eastman and Warren (2013), el número de estaciones en 2009 es mucho menor que al inicio del periodo (1971), con un fuerte descenso en el número de estaciones a mediados de los 90. Esto se debe sobre todo a la finalización de las observaciones visuales en Estados Unidos de América y otros países occidentales, así como a la desmembración de la Unión Soviética. La extinción de las observaciones visuales se debe principalmente a la automatización de muchas de las medidas de las variables meteorológicas, lo que conlleva la desaparición de los observadores meteorológicos.



**Figura 1.5.** Número de estaciones consideradas en el EECRA con al menos 20 observaciones para Julio de cada año (Eastman and Warren 2013)©. Con autorización de la *American Meteorological Society*.

Así, es importante puntualizar que dicho descenso ha sido más notable en algunos países que en otros, como puede observarse en la figura 1.6. En dicha figura se representa en un mallado de  $2^\circ \times 2.5^\circ$  de latitud-longitud, las celdas con datos disponibles en los meses de enero de 1971 y 2009 respectivamente. Puede apreciarse con cierta facilidad la disminución acentuada de celdas con datos de nubosidad disponible en América, especialmente en Norteamérica, pero también en Asia central y en Oceanía (Australia y Nueva Zelanda). En muchos casos, la disminución de observaciones visuales se explica por la sustitución del observador humano por instrumentos de superficie capaces de medir y dar la nubosidad tras el tratamiento de los datos ofrecidos por éstos, eliminando de esta manera la subjetividad intrínseca del ser humano comentada anteriormente (y reduciendo los costes). Este cambio, por lo tanto, puede ser positivo desde el punto de vista de la objetividad y de una mejor cuantificación de la cobertura de nubes, pero es negativo desde el punto de vista de la homogeneidad temporal y la cobertura espacial de las series de nubosidad.



**Figura 1.6.** Número de celdas con datos de nubosidad disponibles en enero de 1971 (izquierda) y en enero de 2009 (derecha) para EECRA. Elaboración propia.

Más allá de las observaciones visuales, actualmente existen varias maneras de observar la cobertura de nubes desde superficie y se pueden clasificar en dos grupos: de manera directa y de manera indirecta. De manera directa y automática existen instrumentos como el ceilómetro, que es un haz láser emitido verticalmente al cielo y que a partir de la luz retornada permite detectar si existen nubes y a qué altura se encuentran sus bases; el inconveniente que tiene es que sólo detecta la nubosidad que pasa por su vertical, mientras que una de las ventajas es que puede dar información de la presencia de nubes tanto de día como de noche, y con alta resolución temporal (Costa-Surós et al. 2013). Otro instrumento es la *cámara de todo-cielo*, es decir, una cámara fotográfica digital provista de una lente de *ojo de pez* que permite la observación del cielo en toda la bóveda. En algunos casos, la cámara va montada sobre un seguidor solar con tal de que el disco solar quede siempre oculto tras un *sombreador* impidiendo así la saturación de la imagen (y otros problemas) cuando el sol incide directamente, y permitiendo observar la nubosidad existente con mayor claridad en las imágenes obtenidas. También existe el caso en el cual la cámara no va montada sobre seguidor y por consiguiente no cuenta con sombreador que la proteja de la incidencia directa de los rayos solares. En este caso, las cámaras disponen de un sensor con un gran rango dinámico de respuesta que impide que la imagen se sature incluso cuando el sol les da de lleno. El principal inconveniente de las cámaras-todo-cielo es que solo puede observar la cobertura de nubes durante las horas de sol, dejando las horas nocturnas sin datos. Actualmente se están desarrollando cámaras de alta sensibilidad, o sensibles al infrarrojo, que resuelven este problema y ofrecen así imágenes nocturnas de la cobertura nubosa. Lógicamente, la principal ventaja de la fotografía digital es la resolución temporal (pueden tomarse fotos continuamente) y la simplicidad de instalación y uso, lo que conlleva bajos costes. Las imágenes tomadas por la cámara son tratadas mediante procesos automáticos de tratamiento de imágenes digitales, a partir de los que se estima la cobertura y la tipología de las nubes (Shields et al. 2003; Long et al. 2006b; Calbó and Sabburg 2008; Heinle et al. 2010).

Por otro lado están los instrumentos que pueden medir la nubosidad de forma indirecta, midiendo radiancia y, mediante la aplicación de algoritmos, obtener como resultado la cobertura nubosa existente. Entre ellos y el más antiguo es el heliógrafo que consiste en una esfera de cristal que ejerce su función como lupa y concentra los rayos del sol en un solo punto de una banda de cartulina que se coloca en el instrumento, de manera que ésta se quema bajo la acción del sol descubierto. Así, de las partes quemadas o no quemadas puede deducirse a groso modo si el cielo está despejado o no (Sanchez-Lorenzo et al. 2013b; Sanchez-Romero et al. 2014). El gran inconveniente es que solo da información de las nubes que pasan por delante del disco solar con lo que es útil solamente para estimar la nubosidad media en períodos relativamente largos de tiempo (a partir de un día). Luego están los métodos basados en piranómetros y piheliómetros, que también miden radiación, ya sea global o directa y que pueden dar información de si un día está totalmente despejado o de

si existen aerosoles o nubes en el cielo (Long and Ackerman 2000; Calbó et al. 2001; Long et al. 2006a).

#### 1.2.4 Reanálisis

El reanálisis es un método para desarrollar un registro completo de datos acerca de cómo el tiempo y el clima se comportan a lo largo del tiempo y, habitualmente, para todo el globo. Para ello, se combinan objetivamente las observaciones de todo tipo (estaciones meteorológicas, radiosondeos, satélites) con un modelo numérico que simula uno o más aspectos del sistema Tierra con tal de generar una estimación sintetizada del estado del sistema. Un reanálisis suele extenderse normalmente durante varias décadas o más, con una gran cobertura espacial tanto horizontal como vertical, llegando desde la superficie hasta la estratosfera. Los productos de reanálisis se usan ampliamente en la investigación así como en los servicios climáticos, incluyendo las comparaciones de las condiciones climáticas actuales con las del pasado, la identificación de qué causas pueden variar y cambiar el clima, y por último la validación de salidas de predicciones climáticas. Cada vez más, las salidas dadas por los reanálisis se utilizan con objetivos comerciales y de negocios en sectores tan variados como la energía, la agricultura, los recursos hídricos, etc. Respecto al uso de las series que puedan ser proporcionadas por un centro meteorológico, varias son las ventajas con las que cuentan los reanálisis. Entre las principales se pueden citar que son conjuntos de datos globales, con una resolución espacial y temporal consistente durante al menos tres décadas y que disponen de cientos de variables para el estudio. Además, los reanálisis incorporan un sistema de asimilación de grandes cantidades de datos observacionales que son prácticamente imposibles de analizar por separado, lo que permite estudiar multitud de procesos climáticos. Por último, entre los puntos fuertes de los reanálisis destaca la sencillez a la hora de tratar con dichas bases de datos aunque el tamaño de los archivos sea notablemente grande. Por el contrario, la fiabilidad de los reanálisis puede variar debido a las restricciones en las observaciones dependiendo de la ubicación y del periodo de tiempo, así como de la variable considerada. Asimismo, la diferencia entre los modelos y las observaciones pueden introducir falsas variaciones y tendencias en la generación de los reanálisis (Dee et al. 2015).

En la actualidad hay multitud de bases de datos de reanálisis y más adelante se darán detalles de algunos reanálisis utilizados para este trabajo. Una de las organizaciones referentes en bases de datos de reanálisis es el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), que cuenta con varios de ellos. Los primeros generados por esta institución fueron el ERA-15 (Gibson et al. 1997) y ERA-40 (Uppala et al. 2005). ERA-15, finalizado en 1996, cubre un periodo de 15 años (1979 – 1993) y fue generado utilizando una versión de abril de 1995 del *ECMWF Integrated Forecast Model* (IFS) *Cy13r4*. Tiene una resolución de unos 190 km (T106) y un total de 31 niveles verticales, siendo el límite

superior de 10 hPa (unos 31 km). Los datos de satélites utilizados se limitaron a radiancias del TOVS (*TIROS Operational Vertical Sounder*) nubes-despejado y al CMW (*Cloud-Motion Winds*) del GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), GMS (*Geostationary Meteorological Satellite*) y METEOSAT (*Meteorological Satellite*). Además también se hizo uso de pseudo-observaciones de presión superficial, así como varios datos de algunos campos de experimentos pasados: FGGE (*First Global GARP (Global Atmospheric Research Program's) Experiment*), ALPEX (*Alpine Experiment*), datos de boyas de *Subduction* y TOGA (*Tropical Ocean Global Atmosphere*), y el conjunto de datos COADS (*Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*).

El ERA-40 (*ECMWF 40 Year Reanalysis*), completado en 2003, es un reanálisis atmosférico global que cubre un periodo de 45 años (desde el 1 de septiembre de 1957 hasta el 31 de agosto de 2002) y que fue generado usando una versión de junio de 2001 del *ECMWF IFS Cy28r3*. La resolución espectral es T159, ofreciendo 60 niveles verticales siendo la cima de 0.1 hPa (unos 64 km). Los datos de satélites utilizados incluyen radiancias desde 1972 del *Vertical Temperature Profile Radiometer (VTPR)*, seguidas por los datos obtenidos del TOVS, del *Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)*, del *European Remote Sensing (ERS)* y del *Advanced TIROS (Television Infrared Observation Satellite) Operational Vertical Sounder (ATOVS)* y a partir de 1979 se hace uso de los CMW. Además se hizo uso de datos de varios campos de experimentos anteriores como son el GATE (*GARP Atlantic Tropical Experiment*) de 1974, el FGGE de 1979, el ALPEX de 1982 del GARP y el TOGA-COARE (*Tropical Ocean Global Atmosphere - Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment*) de 1992 – 1993.

Otros reanálisis del ECMWF existentes, denominados de última generación, son por ejemplo ERA-Interim (Dee et al. 2011) y ERA-20C (Poli et al. 2013). El primero de ellos será explicado en la sección 3.1 del trabajo, ya que es una de las bases de datos con la que se trabaja en el estudio. En cuanto a ERA-20Ces el resultado del proyecto ERA-CLIM (*European Reanalysis of Global Climate Observations*), siendo el primer reanálisis atmosférico del ECMWF que cubre todo el siglo XX (1900 – 2010) generado con los forzamientos atmosféricos y superficiales del conjunto de integraciones del modelo atmosférico para todo el siglo XX, conjunto denominado ERA-20CM (Hersbach et al. 2013). Los productos de ERA-20C describen la evolución espacio-temporal de la atmósfera (91 niveles verticales entre la superficie y 0.01 hPa), de la superficie continental (4 capas de suelo) y de las olas del mar (en 25 frecuencias y 12 direcciones), siendo la resolución horizontal de unos 125 km aproximadamente (T159 de truncamiento espectral) y la resolución temporal diaria de 3 horas normalmente. El resultado de los productos en ERA-20C se genera a través de la asimilación de observaciones de presiones superficiales y presiones medias a nivel del mar a partir de ISPD v3.2.6 (*International Surface Pressure Databank*, Cram et al. 2015, versión 3.2.6) e ICOADS v2.5.1 (*International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*, Woodruff et al. 2011, versión 2.5.1) y vientos marinos superficiales a partir también de ICOADS v2.5.1.

Otra organización relevante, en este caso, estadounidense, en lo que a reanálisis se refiere es el *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) que cuenta con las bases de datos NCEP-CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) (Saha et al. 2010) de última generación, además de NCEP-DOE II (*Department of Energy Reanalysis II*) (Kanamitsu et al. 2002), NCEP-NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) (Kalnay et al. 1996) y NCEP-NARR (*North American Regional Reanalysis*) (Mesinger et al. 2006). Al igual que con ERA-Interim, la base de datos NCEP-CFSR se verá con más detalle en la sección 3.1. El NCEP-DOE II que abarca desde 1979 hasta diciembre de 2014, produjo la segunda versión a partir del comienzo de la era satelital, conllevando así a un mayor número de observaciones y corrigiéndose errores de asimilación y utilizando una versión mejorada del modelo. Está disponible a varias resoluciones espaciales y temporales y dispone de 17 niveles verticales, llegando desde la superficie hasta los 10 hPa. El NCEP-NCAR fue el primero de su tipo para la NOAA y desde que se inició utiliza el mismo modelo climático con una gran variedad de observaciones meteorológicas: barcos, aviones, radiosondeos, datos de estaciones, observaciones de satélites, etc. La ventaja de seguir utilizando el mismo modelo desde sus inicios es que permite examinar las estadísticas del clima y del tiempo así como los procesos dinámicos sin los problemas que puede generar un cambio de modelo. Este conjunto de datos abarca desde 1948 hasta el presente mediante observaciones prácticamente en tiempo real y ofrece diferentes resoluciones espacio-temporales con 17 niveles de presión. Por otra parte, el NCEP-NARR es una base de datos que se generó para producir una salida a muy alta resolución sobre la región de América del Norte. La entradas de observación al modelo fueron similares a las de NCEP-NCAR, con el añadido de la precipitación asimilada. La región del modelo NARR se anida en un modelo global que tiene una resolución más baja, aproximadamente de  $0.3^\circ$ , siendo los límites geográficos aproximados ( $1^\circ\text{N}$ ,  $145.5^\circ\text{W}$ ) / ( $0.9^\circ\text{N}$ ,  $68^\circ\text{W}$ ) / ( $46^\circ\text{N}$ ,  $2.5^\circ\text{W}$ ) / ( $46.5^\circ\text{N}$ ,  $148.5^\circ\text{E}$ ), y consta de 29 niveles de presión (hasta 100 hPa).

La NOAA también dispone de sus propios reanálisis; el de última generación NOAA-CIRES 20CRv2 (*Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences 20th Century Reanalysis versión 2*) (Compo et al. 2011) disponible desde 1871 hasta 2012, y el NOAA-CIRES 20CRv2c (*20th Century Reanalysis version 2c*) (Compo et al. 2011) disponible desde 1851 hasta 2011. Ambos reanálisis contienen datos de las condiciones climáticas globales con un intervalo de seis horas, y combinan observaciones de presión a nivel de mar y superficie con un pronóstico a corto plazo a partir de un conjunto de integraciones de un modelo climático numérico usando la técnica de *Ensemble Kalman Filter* (Evensen 2003) para producir una estimación del estado completo de la atmósfera junto con la incertidumbre, que es inversamente proporcional a la densidad de observaciones asociada a dicha estimación. Para la versión 2 de los reanálisis se utilizan observaciones adicionales desde mediados del siglo XIX y una nueva versión del modelo NCEP en el que se incluyen concentraciones de  $\text{CO}_2$  dependientes del tiempo, la variabilidad solar y los aerosoles volcánicos. La resolución espacial de dichas bases de datos es de  $2^\circ \times 2^\circ$  con 24 niveles de

presión (hasta 10 hPa) y la resolución temporal máxima es de 3 y 6 horas respectivamente. La última versión, 20CRv2c, incorpora datos más recientes sobre el hielo marino y la temperatura del agua del mar.

Otra gran institución estadounidense, la NASA, también ofrece salidas de productos atmosféricos y climatológicos a partir de sus propios reanálisis. Dispone de MERRA (*Modern Era Reanalysis for Research and Applications*) (Rienecker et al. 2011), un reanálisis de última generación que será explicado en profundidad en la sección 3.1, y de MERRA-2 (*Version 2*). Ambos utilizan una nueva versión del *Goddard Earth Observing System Data Assimilation System Version 5* (GEOS-5) producido por el *Goddard Space Flight Center* (GSFC) *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAO). MERRA-2 cubre el periodo temporal desde el año 1980 hasta el presente e incorporará observaciones no disponibles en MERRA. Debido a las numerosas mejoras y cambios en la asimilación de los datos se generó un nuevo modelo y sistema de observación, comenzando la producción de dicha base de datos en la primavera de 2014.

También la Agencia Meteorológica Japonesa (JMA, por sus siglas en inglés) dispone de sus bases de datos de reanálisis: el JRA-25 (*Japanese 25-year Reanalysis*) – JCDAS (*JMA Climate Data Assimilation System*) (Onogi et al. 2007) y el JRA-55 (*Japanese 55-year Reanalysis*) (Kobayashi et al. 2015). El primero de ellos, el JRA-25 abarca desde 1979 hasta 2004 y fue dirigido por la JMA y el CRIEPI (*Central Research Institute of Electric Power Industry*). Fue generado mediante un sistema de pronóstico y asimilación numérica a partir de datos especialmente recogidos y guardados a partir de observaciones y de satélites, provenientes de multitud de fuentes entre los que se encuentran el ECMWF, el NCDC (*National Climatic Data Center*) y el MRI (*Meteorological Research Institute*) del propio JMA. Uno de los objetivos principales era el de proporcionar un conjunto de datos de reanálisis de alta calidad para la investigación del clima mediante la mejora de la cobertura y calidad de los análisis en la región asiática. El reanálisis JRA-25 continuó como JCDAS (*JMA Climate Data Assimilation System*), operado por el JMA en régimen de tiempo real, siendo la asimilación de datos la misma que para el JRA-25. En total, el periodo disponible de ARJ-25 / JCDAS es de 35 años y un mes (desde enero de 1974 hasta enero de 2014). El otro reanálisis con el que cuenta la JMA es el JRA-55, de última generación, y abarca desde 1958 en adelante. El JRA-55 cuenta con un sistema de predicción climática numérica más sofisticado que su antecesor, el JRA-25, y que está basado en el sistema operativo disponible a partir de diciembre de 2009. Como ya se comentó anteriormente, el periodo del reanálisis comienza a partir de 1958 que es cuando las observaciones de radiosondas comenzaron a funcionar a nivel global de una forma regular. Multitud de mejoras logradas después del JRA-25 fueron introducidas en el JRA-55 reduciendo así muchas de las deficiencias existentes en el primero. El JRA-55 proporciona pues, un conjunto de datos del clima constante desde mediados del siglo XX.

### 1.3. Los modelos climáticos y las nubes

Según el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) “los Modelos de Circulación General (GCM, por sus siglas en inglés), que representan procesos físicos en la atmósfera, océano, criosfera y en la superficie de la Tierra, son las herramientas más avanzadas actualmente disponibles para simular la respuesta del sistema climático global al incremento de las concentraciones de gases de efecto invernadero”. Los GCM actuales utilizan un mallado tridimensional global con una resolución horizontal de aproximadamente 1 a 2 grados para el componente atmosférico y de alrededor de 1 grado para el océano. Por lo que a número de capas verticales se refiere, están comprendidos entre 10 y 40 para la atmósfera y de 30 a 60 para el océano, aunque algunos modelos pueden incluso llegar hasta las 80 capas o más en la atmósfera (Flato et al. 2013).

Una gran parte de las incertidumbres existentes en los GCM puede atribuirse a la representación de las nubes, y de cómo éstas interactúan con los flujos de radiación solar y radiación de onda larga entrantes y salientes. En concreto, existen limitaciones en la modelización de la nubosidad que son principalmente debidas a la dificultad de implementar numéricamente los procesos que rigen la formación y desarrollo de las nubes. Estas limitaciones persisten a pesar de la multitud de intentos para mejorar la representación de los procesos de nubosidad en modelos meteorológicos, así como en los GCM, en las pasadas décadas (Randall 2013).

El problema que existe con las nubes es que los procesos físicos que las forman se producen a escalas más pequeñas que la malla de los modelos. En consecuencia, debe usarse parametrizaciones, para estimar el valor de alguna variable (por ejemplo la cobertura de nubes en una celda del modelo) a partir de los valores calculados (es decir, resueltos explícitamente por el modelo en la malla de trabajo) de otras variables (en el ejemplo considerado, podrían ser la temperatura y la humedad relativa, o el contenido de agua líquida en la celda). Estas parametrizaciones (no solo las relacionadas con las nubes) contribuyen a la incertidumbre intrínseca en los GCM tanto en el clima del pasado como en el del futuro. Las parametrizaciones relativas a los procesos de las nubes, implementadas en los diferentes GCM, se clasifican en general como de diagnóstico (e.g.: Klein and Hartmann 1993; Kiehl et al. 1996; Del Genio et al. 2005; Collins et al. 2006), de pronóstico (e.g.: McFarlane et al. 1992; Tiedtke 1993; Tompkins 2002) o estadísticas (e.g.: Smith 1990; Cusack et al. 1999; Webb et al. 2001). Es esta diversidad la que provoca que, dependiendo de los diferentes forzamientos que se establezcan, un GCM, pueda dar diferentes respuestas simplemente por el hecho de aproximar de diferente manera ciertos procesos.

En relación con los procesos de la nubosidad, las parametrizaciones más importantes son las llamadas de microfísica, de convección, y de cálculo de la cobertura de nubes. Cada modelo lleva intrínsecamente parametrizaciones asociadas a la microfísica de las nubes. Entre los procesos microfísicos se encuentran la condensación, la acreción, la evaporación, la

agregación de hielo y nieve, la fusión, la congelación, etc. Los procesos microfísicos son muy importantes a la hora de modelizar el clima de la Tierra, puesto que en definitiva, controlan la cantidad y tipología de nubes presentes. Por ejemplo, el sistema físico podría responder a un incremento de los gases de efecto invernadero alterando de esta manera las propiedades de las nubes a nivel global (y como consecuencia al albedo), lo que puede provocar una retroalimentación positiva o negativa relativa al original incremento de temperatura. Además, los impactos del incremento de aerosoles naturales o antropogénicos en la atmósfera deben ser representados en los modelos, ya que esto hace que pueda cambiar la eficiencia de la precipitación (Warner 2011).

Por otra parte, debido a la presencia de cúmulos en los trópicos, así como en otras latitudes, es necesario que existan parametrizaciones de la convección ya que el efecto de estas nubes, en particular el alto albedo, necesita ser representado en los modelos atmosféricos y climáticos para evaluar correctamente el balance energético (Warner 2011). En la actualidad existen multitud de parametrizaciones de la convección desarrolladas y usadas en modelos de varias escalas.

En cuanto a las parametrizaciones de la nubosidad (es decir, del grado de cobertura por nubes de una celda determinada del modelo), mayoritariamente se basan en la humedad y/o temperatura. Uno de los métodos más habituales para estimar la nubosidad se basa en diagnosticar relaciones entre la fracción de cobertura nubosa y la humedad relativa. Un ejemplo es el propuesto por Sundqvist et al. (1989):

$$C = 1 - \sqrt{\frac{1 - RH}{1 - RH_{crit}}}$$

siendo  $C$  la nubosidad,  $RH_{crit}$  la humedad relativa ( $RH$ ) crítica sobre la cual se asume que se forma la nube, tal que  $0 \leq C \leq 1$  y  $RH_{crit} \leq RH \leq 1$ .

Con todo, el último informe del IPCC continúa reconociendo que las simulaciones de nubes y de sus efectos e interacciones constituyen una de las mayores incertidumbres en los modelos climáticos actuales (Flato et al. 2013). Ya se ha comentado que, debido a las complejas interacciones entre las nubes y la radiación solar entrante y la radiación infrarroja emitida por la Tierra, las nubes inducen tanto efecto de calentamiento como de enfriamiento del sistema Tierra (atmósfera y superficie). El efecto exacto depende en gran medida de la fracción de cielo cubierto por las nubes, de la altura de éstas y de sus propiedades microfísicas (Wielicki et al. 1996). En ocasiones, los errores en la fracción de nubes y en la profundidad óptica tienden a compensarse entre sí en el cálculo del balance radiativo en el TOA (Zhang et al. 2005). En concreto, Zhang et al. (2005) comparó las simulaciones para diez GCM que formaron parte del CMIP3 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 3*), es decir del grupo de modelos usados en el cuarto informe del IPCC, con las observaciones de satélite del ISCCP y el CERES. Los resultados mostraron una

subestimación generalizada de nubosidad en los modelos, especialmente para nubes delgadas y ópticamente intermedias, aunque también se observó una ligera sobreestimación de nubes gruesas.

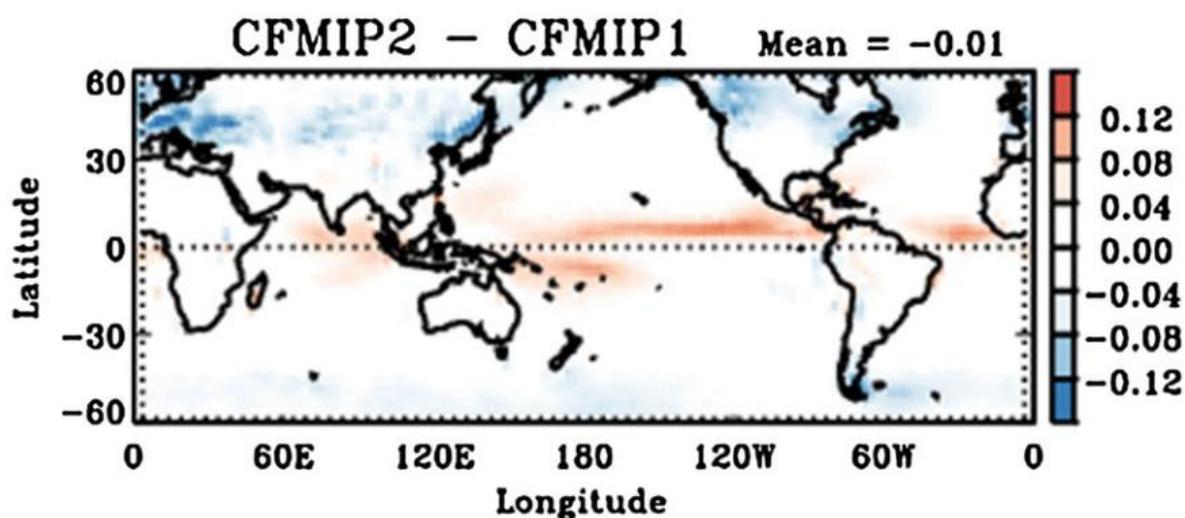
Existen multitud de trabajos de comparación de la nubosidad dada por los modelos presentes en el CMIP3, entre ellos mismos y con valores de referencia. Además del ya mencionado estudio de Zhang et al. (2005), está el realizado por Pincus et al. (2008) que evaluó las simulaciones de la cobertura total de nubes en el CMIP3 con observaciones de satélite del ISCCP y del MODIS. Sus resultados mostraron una subestimación de la nubosidad total simulada y que el mejor acuerdo entre las observaciones y las simulaciones se obtiene para la *multi-model mean* (es decir, la media de todos los modelos). Probst et al. (2012), mostró una subestimación parecida de la cobertura total de nubes por los modelos del CMIP3, y un razonable acuerdo en el ciclo anual descrito por las simulaciones cuando se compararon con ISCCP. En la misma línea, Qian et al. (2012) encontró que la mayoría de los modelos del CMIP3 subestiman la nubosidad total y fallan al reproducir la variación estacional de nubes medias y bajas, al compararla con instrumentos de teledetección activos y pasivos en tierra de tres sitios diferentes del programa *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM).

El proyecto *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) se ha llevado a cabo como continuación de ediciones anteriores de los trabajos de coordinación y comparación de salidas de modelos climáticos, en el marco del WCRP, con tal de ofrecer a la comunidad científica simulaciones climáticas actuales de multitud de centros de modelización participantes. El principal reto del CMIP5 es intentar entender los mecanismos que provocan las diferencias entre modelos forzados de manera similar, en particular en relación a los mecanismos de retroalimentación del ciclo del carbono, que no se comprenden muy bien, y a la simulación de las nubes (Taylor et al. 2012). De hecho, en el CMIP5 algunos modelos apuntan a una ligera mejoría, comparados con los resultados del CMIP3 cuando simulan ciertas propiedades de las nubes, tales como la *column-integrated cloud amount* o el *liquid water path* (Jiang et al. 2012; Lauer and Hamilton 2013).

En paralelo al desarrollo del CMIP3 y del CMIP5, se ha desarrollado el *Cloud Feedback Model Intercomparison Project* (CFMIP) en sus diferentes fases (CFMIP1 – primera fase (McAvaney and Le Treut 2003); CFMIP2 – segunda fase (Bony et al. 2011). Se trata de proyectos de investigación internacionales respaldados también por el WCRP, y centrados en mejorar la evaluación de los *feedbacks* de las nubes y su papel en el cambio climático en los modelos del CMIP3 respectivamente. Se trata de profundizar en la evaluación de la nubosidad simulada por los modelos climáticos y en la comprensión de los procesos de retroalimentación de la nubosidad y el clima. El *CFMIP Observation Simulator Package* (COSP) (Bodas-Salcedo et al. 2011) debería ayudar a la comparación y evaluación de las nubes y tipos de nubes entre los modelos y las observaciones. En concreto, este paquete de algoritmos intenta adaptar las salidas de los modelos a las especificidades de cada conjunto

de observaciones satelitales, e incluye simuladores compatibles con ISCCP, PARASOL (*Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences Coupled with Observations from a Lidar*), CALIPSO, CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*), MISR (*Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*), MODIS y CloudSat. El WCRP Working Group on Coupled Modeling (WGCM) ha recomendado el uso de estos simuladores en los modelos que participan en el CMIP5. La ventaja que tiene el uso del simulador es que debería facilitar la comparación de las nubes observadas y la simulación de las nubes por parte de un modelo, además de la fácil implementación a diferentes modelos numéricos. Por otra parte, el uso de COSP puede aumentar el tiempo de ejecución de un experimento para generar la salida de los GCM. Todo ello, en un marco en el que la definición de “nube” todavía sigue sin resolverse totalmente (por ejemplo, los simuladores no diferencian entre las nubes delgadas captadas por MODIS y las recogidas por ISCCP debido a que este último incluye píxeles parcialmente nublados).

Algunos trabajos más actuales se centran en los modelos del CMIP5 para realizar estudios de análisis y comparación de la cobertura nubosa. Entre ellos, el realizado por Klein et al. (2013), en el que se observó una fuerte subestimación de la nubosidad total de los modelos frente a ISCCP sobre latitudes medias de América del Norte y Eurasia y lo mismo para valores sobre océano a latitudes medias. En este estudio se observó una notable mejoría de algunos modelos del CFMIP2 comparados con la primera fase de dicho proyecto (CFMIP1), aunque las distribuciones medias de la cobertura total de nubes del conjunto de modelos del CFMIP2 son solamente un poco más cercanas a las observaciones que en el CFMIP1, haciendo que la diferencia a nivel global entre CFMIP2 y CFMIP1 (figura 1.7) para la cobertura total de nubes sea casi inexistente (-0.01 %)



**Figura 1.7.** Diferencia de la cobertura total de nubes entre la *multi-model mean* de CFMIP2 y la *multi-model mean* de CFMIP1 (Klein et al. 2013). Con autorización de *John Wiley and Sons Publishing*.

Así mismo, el trabajo realizado por Lauer and Hamilton (2013) mostró que casi no hay mejoría del CMIP3 al CMIP5 respecto a la climatología de la cobertura total de nubes, especialmente en las regiones tropicales y subtropicales. Por consiguiente, aunque algunos modelos del CMIP5 describan correctamente la cobertura de nubes bajas, en general los modelos tienen el problema de producir nubes bajas tropicales con una sobreestimación de su albedo como se observa en el estudio realizado por Nam et al. (2012). Wang and Su (2013) observaron que los modelos del CMIP5 incluidos en su estudio también subestiman la nubosidad, principalmente en la baja y media troposfera. Finalmente Dolinar et al. (2014) que comparó 28 modelos del CMIP5 entre las latitudes comprendidas en 65° N/S durante 9 años (2000 – 2008) frente a observaciones de satélites (CERES, MODIS, ISCCP, CloudSat y CALIPSO), observó la subestimación de la nubosidad total por parte de los modelos en comparación con las observaciones, especialmente en latitudes medias, siendo la diferencia más insignificante cuanto más cerca se está del ecuador.

En definitiva, a pesar de que en el CMIP5 muchos modelos han obtenido ciertas mejoras (Jiang et al. 2012; Wang and Su 2013; Klein et al. 2013; Lauer and Hamilton 2013; Chen et al. 2013; Li et al. 2013), las nubes y sus *feedbacks* siguen siendo un problema en los modelos climáticos tal y como se menciona en el capítulo 9 del informe AR5 (*Fifth Assessment Report*) del IPCC en 2013 (Flato et al. 2013).

#### **1.4. Tendencias de la nubosidad**

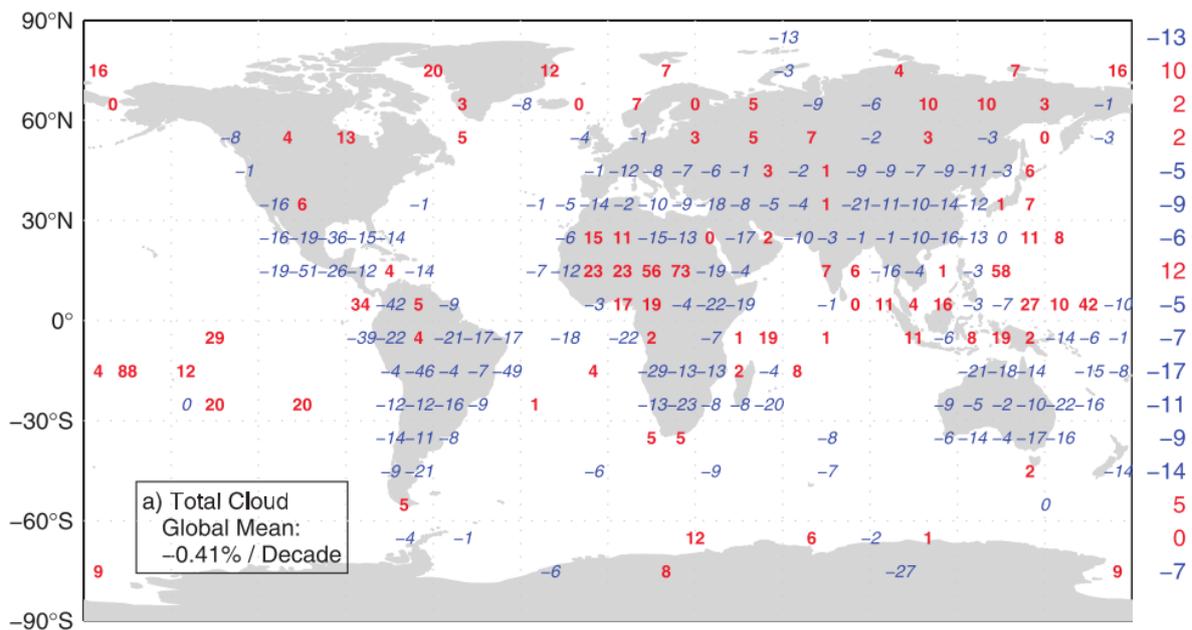
Aparte del estudio climatológico de las diferentes bases de datos, es importante también estudiar cómo evoluciona la variable de interés, en este caso la cobertura total y tipos de nubes, en el tiempo, ya que estos estudios se enmarcan en el interés por un clima cambiante. En la actualidad hay relativamente pocos estudios de tendencias de la cobertura de nubes, aunque sí que existe un mayor número de estudios de tendencias para la radiación de onda corta en superficie, la cual está directamente relacionada con la nubosidad. Al igual que la nubosidad es el principal regulador del balance energético de la Tierra y en general del sistema climático, la radiación solar en superficie juega un papel también muy importante en estos procesos, con lo que estudiar la variación de la radiación solar en superficie ayudar a entender mejor el actual cambio climático (Wild 2012; Wang and Dickinson 2013). A partir de 1950 y hasta 1980 se observó una disminución generalizada de la radiación solar (Stanhill and Cohen 2001; Liepert 2002; Wild 2009), seguido de un incremento a partir de mitad de la década de los 80, especialmente en regiones industrializadas tales como Europa (Wild 2009; Sanchez-Lorenzo et al. 2015). Estos periodos de disminución e incremento de la radiación solar en superficie han sido llamados *global dimming* y *brightening* (Stanhill and Cohen 2001; Wild et al. 2005) respectivamente. Los

cambios en la transmisión de la atmósfera debidos a las variaciones de los aerosoles y a las propiedades de las nubes han sido sugeridos como principales causas de dichas tendencias en la radiación solar en superficie.

Sin embargo, tanto el *dimming* (oscurecimiento) como el *brightening* (abrillantamiento) tienen aún algunas incertidumbres debidas, por ejemplo, a la escasez de series de radiación solar suficientemente largas, especialmente bajo condiciones de cielo despejado, lo cual limita las regiones representativas de los cambios observados (Wild 2009; Hinkelman et al. 2009; Hakuba et al. 2013). La radiación solar en superficie obtenida a partir de satélites ofrece una alternativa para completar esos vacíos, al menos desde los ochenta. Los satélites también presentan otra ventaja y es que tienen una mejor cobertura espacial que las observaciones de las bases terrestres. Aun así, estas bases de datos de satélites están normalmente afectadas por factores no climáticos debido al uso de diferentes instrumentos para obtener los datos y debido también a la degradación de los sensores a lo largo del tiempo (Sanchez-Lorenzo et al. 2013).

Así, por ejemplo, Hinkelman et al. (2009) analizó las tendencias de la radiación solar en superficie obtenida a partir del proyecto GEWEX-SRB (*Global Energy and Water cycle EXchanges - Surface Radiation Budget*) (1° de resolución) durante el periodo 1983-2004. Sus resultados mostraron un ligero incremento de  $0.25 \text{ Wm}^{-2}/\text{década}$  a escala global, con una evolución por décadas parecida en Europa, lo cual no está de acuerdo, ya que es un valor claramente inferior, con las observaciones de bases terrestres (Chiacchio and Wild 2010; Sanchez-Lorenzo et al. 2013). Pinker et al. (2005) usaron un producto diferente (2.5° de resolución) y encontraron que la media global obtenida de las series de radiación solar en superficie mostraba un incremento significativo de  $1.6 \text{ Wm}^{-2}$  por década desde 1983 hasta 2001. Sus resultados resaltaron que las tendencias positivas están principalmente concentradas sobre los océanos y no sobre tierra, en desacuerdo con el abrillantamiento detectado por las observaciones de superficie sobre tierra (Wild 2009). Por otra parte, Hatzianastassiou et al. (2005) obtuvieron un producto de la radiación solar en superficie desde 1984 hasta 2000 (2.5° de resolución) y relataron un incremento significativo de  $2.4 \text{ Wm}^{-2}$  por década en las series medias globales, el cual es considerablemente mayor que los resultados de Pinker et al. (2005) y Hinkelman et al. (2009). En general, el incremento de la radiación solar en superficie mostrado por Hatzianastassiou et al. (2005) está más en la línea con el periodo de abrillantamiento observado en las medidas en superficie desde finales de los 80 (Wild et al. 2005; Wild 2009), aunque vale la pena señalar que las tendencias sobre diferentes regiones, tales como Europa, no se muestran en aquel trabajo. El estudio realizado por Wang et al. (2015) analiza los cambios en la radiación solar superficial desde 1957 hasta 2015 en China mediante los datos recogidos por pirheliómetros y piranómetros, y muestra que las tendencias proporcionadas por los GCM son mucho menores que las obtenidas a partir de las observaciones.

En cuanto a estudios basados en observaciones donde se presentan tendencias de nubosidad está la revisión de Sanchez-Lorenzo et al. (2012), que contempla varios estudios sobre la nubosidad antes de mediados del siglo XX. Destacando un aumento generalizado de la nubosidad en la mayoría de áreas, entre las que se encuentran Norte América, Europa, Rusia, Australia y a escala más pequeña, sobre Armagh (Irlanda), Cracovia (Polonia) y el noreste de la Península Ibérica. Además confirma el aumento de la nubosidad de aproximadamente un 6% en España durante el periodo 1866-2010, siendo este incremento más notable desde principios del siglo XX hasta los años 1960-1970. Dicho valor del 6% está en concordancia con lo mostrado por Henderson-Sellers (1986; 1992) para Europa y por Brunetti et al. (2009) para la región occidental de los Alpes. Otro estudio donde se analizan las tendencias de nubosidad es el realizado por Eastman and Warren (2013) a escala casi global, pero con una resolución no muy alta. En él se muestra que la tendencia de la cobertura de nubes sobre áreas continentales es del  $-0.4\%$  por década desde 1971 hasta 2009 (ver figura 1.8).



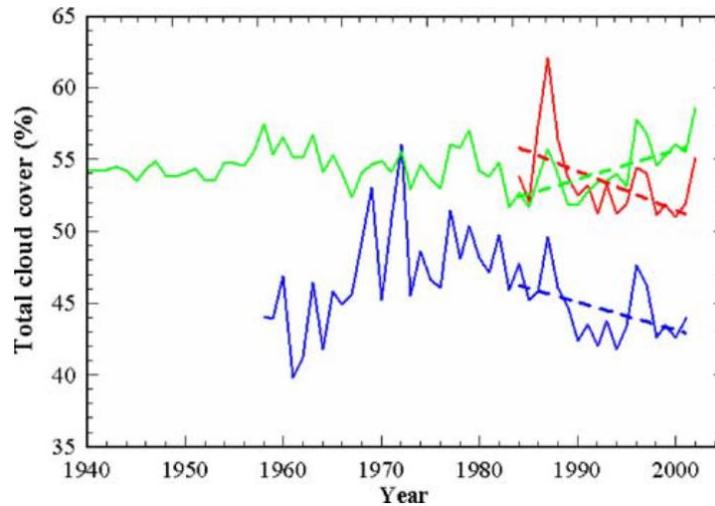
**Figura 1.8.** Valores de las tendencias de la cobertura total de nubes desde 1971 hasta 2009 (Eastman and Warren 2013)©. Con autorización de la *American Meteorological Society*.

Para Rusia existe el estudio realizado por Chernokulsky et al. (2011) en el que se observa, durante el periodo 1991 – 2010, un incremento de la cobertura de nubes y un descenso en los días despejados en primavera y otoño básicamente debido al incremento de nubes convectivas y nubes estratiformes sin precipitación. Sin embargo, en cuanto a los nimbostratos se refiere, éstos tienden a disminuir. Además, el trabajo de Calbó et al. (2015) en el que se estudia la climatología y cambios de la nubosidad en el área de los mares Negro, Caspio y Aral, confirma los resultados del trabajo de Chernokulsky et al. (2011)

donde existe un incremento, principalmente en otoño e invierno, de la cobertura total de nubes en la zona norte del Mar Negro y norte del Cáucaso. Finalmente, hay que comentar que algunos estudios han apuntado a que los datos procedentes de reanálisis tienen dificultades para reproducir las evoluciones decadales y tendencias de la nubosidad o radiación global en superficie (e.g., Wild and Schmucki 2011; You et al. 2013; Calbó et al. 2015).

En cuanto a los datos de satélites, ya en el cuarto informe del IPCC (Trenberth et al. 2007) se llegó a la conclusión de que no existe un consenso claro en cuanto a las tendencias para la cobertura total de nubes. En dicho informe se observaron incertidumbres sustanciales en todas las series de datos de satélite disponibles hasta el momento para la nubosidad. Además se observó diferencias en las tendencias mundiales de la nubosidad entre ISCCP y otros productos de satélite, sobre todo una gran tendencia a la baja en ISCCP desde finales de 1980 que es incompatible con las observadas por PATMOS-x y las observaciones superficiales (Arndt et al. 2010). Trabajos como el de Evan et al. (2007) confirman lo que concluía el AR4 (*Fourth Assessment Report*), que la tendencia a la baja en ISCCP es un artefacto debido a los cambios en el ángulo de visión por satélite. Por otra parte, Stubenrauch et al. (2013), analizó nueve bases de datos satelitales evaluando las variaciones a largo plazo de la nubosidad y encontraron diferencias entre los conjuntos de datos del 2.5 al 3.5% de magnitud en la variabilidad interanual. Estas inconsistencias son debidas a las diferencias en la recogida de datos, así como en la calibración de instrumentos, impidiendo una evaluación precisa de las tendencias a escala global.

A escala regional, el estudio realizado por Calbó y Sanchez-Lorenzo (2009), analiza la tendencia de la cobertura total de nubes utilizando datos de satélite además de observaciones superficiales y reanálisis para la Península Ibérica, concretamente haciendo uso de los datos proporcionados por ISCCP, CRU TS 2.1 y ERA-40 en el periodo común a las tres bases de datos (de 1984 a 2001). En él se muestra, considerando valores anuales, una tendencia negativa por parte de ISCCP y ERA-40 (-4.9% por década), mientras que para CRU TS 2.1 existe una tendencia positiva del 3.7% por década (figura 1.9). Este trabajo concluye que el producto CRU no es fiable para el estudio de tendencias de la nubosidad total. En cuanto al estudio de las tendencias de las propiedades de las nubes a escala regional existen trabajos como el de Qian et al. (2009) y Bennartz et al. (2011) sobre China, en el que se relacionan los cambios en las propiedades de las nubes con los cambios en la concentración de aerosoles.



**Figura 1.9.** Series de la cobertura total de nubes media sobre la Península Ibérica de ISCCP (rojo), ERA-40 (azul) y CRU TS 2.1 (verde). Las líneas discontinuas muestran las tendencias para cada base de datos en el periodo 1984 – 2001 (Calbó and Sanchez-Lorenzo 2009). Con autorización de *Springer International Publishing*.

En resumen, en la actualidad no existe un consenso claro en cuanto a las variaciones y tendencias de la nubosidad a escala global, sobre todo en las observaciones de satélites. Además, aunque las tendencias en ciertas regiones son consistentes entre algunos conjuntos de datos independientes, la ambigüedad sigue siendo notable, por lo que la confianza en las tendencias y variaciones de la nubosidad a escala mundial sigue siendo baja.



## 2. Objetivos, justificación y alcance del trabajo

El objetivo general del trabajo es **evaluar el comportamiento de los modelos climáticos en lo que se refiere a la variable nubosidad total, en comparación con las observaciones y datos históricos disponibles.**

Este objetivo general se distribuye en varios objetivos más específicos:

- Seleccionar la mejor referencia entre varios productos globales que proporcionan observaciones de la cobertura total de nubes en una malla regular (bien de observaciones terrestres, satélites, o reanálisis). Es conocido que estos conjuntos de datos a menudo son no homogéneos, por lo que su calidad debe evaluarse antes de utilizarlos en la comparación con las salidas de los modelos climáticos.
- Comparar los resultados de las simulaciones históricas de los modelos con la cobertura total de nubes observada, desde el punto de vista climático, y cuantificar el acuerdo mediante diversos índices estadísticos, todo ello a nivel global y regional.
- Estudiar igualmente las salidas de los modelos y observaciones en cuanto a la evolución temporal (tendencias) de la cobertura de nubes en las últimas décadas.
- Presentar y discutir las proyecciones del comportamiento de dicha variable en el futuro.

La principal hipótesis subyacente, que justifica plantearse esta tesis, y que se deriva de lo explicado en el capítulo anterior, es que los modelos globales del clima (GCM, por sus siglas en inglés) no describen correctamente la nubosidad, y por ende tampoco la cobertura total de nubes. En efecto, se ha comentado en la introducción que las variaciones de radiación solar observadas en la superficie de la Tierra no se describen correctamente por los GCM, posiblemente en parte por la deficiente parametrización de las nubes, que a su vez, tampoco se reproducen con suficiente exactitud por los GCM. Debido al cambio climático y el aumento de la temperatura en las últimas décadas, la cobertura de nubes podría verse afectada, dando lugar a un incremento o disminución de ésta dependiendo de las regiones del globo terrestre que se considere. Esto puede dar lugar a retroalimentaciones, ya que las nubes afectan a la temperatura en superficie y por tanto a la evaporación. Las retroalimentaciones pueden ser positivas o negativas según el tipo de nubes, es decir, dependiendo si domina su efecto albedo o su efecto invernadero. Por último, es obvio que la capacidad de los distintos GCM para describir la nubosidad observada en el pasado tendrá consecuencias respecto a la fiabilidad de las estimaciones de su evolución en el futuro. Por todo esto, se justifica un estudio exhaustivo que complemente y complete trabajos parciales anteriores, y que pueda ayudar a entender mejor la evolución de la nubosidad en el pasado, y de esta manera, predecir el escenario de futuro de forma más fiable.

En nuestro caso, todo el estudio se limitará a la variable cobertura total de nubosidad (TCC de sus siglas en inglés) pero incluirá a todos los modelos climáticos que participaron en el CMIP5. Para la evaluación de GCM, se considerarán como posibles referencias diferentes bases de datos de observaciones, incluyendo aquellas basadas en observaciones visuales desde superficie, en observaciones satelitales, y en reanálisis. Se considerará únicamente la TCC puesto que es la variable más básica de entre las que describen la nubosidad; y en segundo lugar porque es común a todas las bases de datos que se incluirán en el estudio, con registros disponibles al menos desde los años 80 del siglo XX, y está definida de manera bastante coherente en todas ellas. Se analizará el comportamiento a escala global, para profundizar luego en algunas regiones particularmente interesantes, como por ejemplo el Mediterráneo. En cuanto a la base temporal elegida, se ha optado por la mensual, que es suficiente para describir la evolución estacional de la nubosidad y que evita tener que entrar en la discusión sobre el comportamiento del ciclo diario, además de limitar la cantidad (tamaño) de datos (archivos) a analizar.

### 3. Datos

Los datos utilizados en este trabajo se clasifican en dos grandes grupos: las observaciones y las salidas de los modelos climáticos. Las bases de datos de observaciones proceden de diferentes instituciones, lo que implica que existan diferentes formas de adquirir los datos, de tratarlos y por último de ofrecer la variable de interés, que en nuestro caso es la cobertura total de nubes. Dentro de las observaciones hay tres grupos: las observaciones desde superficie, desde satélite, y las que han sido sometidas a un proceso de reanálisis. Cada base de datos viene con su resolución original con lo que a la hora de compararlas entre ellas se necesita primero tratarlas y llevarlas a un mallado común.

Por otro lado, los modelos utilizados provienen de 23 instituciones diferentes. Cada institución ofrece un modelo o más, con lo que en total se ha trabajado con las salidas de 44 GCM. A diferencia de las observaciones, existen resoluciones espaciales comunes a algunos modelos de diferentes instituciones, pero también puede ocurrir que para una misma institución se ofrezca varios GCM con resoluciones espaciales diferentes entre ellas.

#### 3.1. Observaciones

Se han seleccionado varias bases de datos construidas a partir de diferentes fuentes de observación como principales referencias para la evaluación de las simulaciones de la cobertura total de nubes en los GCM. Se han escogido bases de datos de diferentes proyectos de satélites (ISCCP, CLARA, PATMOS-x), de reanálisis (ERA-Int, MERRA, NCEP-CFSR) y de observaciones de superficie (CRU, EECRA e ICOADS). Algunas características de estos productos (algunos de los cuales ya se han citado en la Introducción) se describen brevemente en la tabla 3.1 y con más detalle en los siguientes párrafos.

El proyecto *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) pertenece al *World Climate Research Programme* (WCRP) y está enfocado al estudio del papel que juegan las nubes en el balance radiativo terrestre usando radiancias medidas a partir de satélites polares y geoestacionarios; los datos empezaron a almacenarse y procesarse desde julio de 1983 y están disponibles hasta 2009. La información acerca del proyecto y la base de datos puede ser encontrada, por ejemplo, en Rossow and Schiffer (1999) y en Rossow and Dueñas (2004). En este trabajo se ha considerado la cobertura total de nubes con una resolución temporal mensual dada por el nivel de datos D2 (Rossow et al. 1996), el cual se genera a partir de los datos recogidos en la versión D1 (donde se incluyen datos cada 3 horas), con un mallado de igual área ( $280 \times 280 \text{ km}^2$ ) a escala global.

**Tabla 3.1.** Bases de datos de observaciones de satélite, de reanálisis y de observaciones de superficie de donde se ha obtenido los datos mensuales de la cobertura total de nubes.

Institución/Proyecto	Producto	Resolución (lat × lon)
ISCCP <sup>a)</sup>	ISCCP-D2	280 km equal area
EUMETSAT <sup>b)</sup> CM SAF <sup>c)</sup>	CLARA	0.25° × 0.25°
NOAA <sup>d)</sup>	PATMOS-x	1° × 1°
ECMWF <sup>e)</sup>	ERA-Interim	0.75° × 0.75°
NASA-GSFC <sup>f)</sup>	MERRA	~1.9° × 1.9°
National Centers for Environmental Prediction	NCEP-CFSR	0.3125° × 0.3125°
Climatic Research Unit (CRU), University of East Anglia	CRU TS 3.2	0.5° × 0.5°
University of Washington	EECRA	non-gridded
NOAA <sup>d)</sup>	ICOADS	1° × 1°

a) International Satellite Cloud Climatology Project; b) European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites; c) Climate Monitoring Satellite Application Facility; d) National Oceanic and Atmospheric Administration; e) European Centre for Medium Range Weather Forecasts; f) National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center

La detección de nubes en el proyecto ISCCP consiste en aplicar cinco pasos a las diversas imágenes satelitales que se obtienen a lo largo del día, para acabar dando información cada 3 horas sobre las nubes en cualquier punto del planeta. El primer test es un contraste espacial el cual se aplica a las imágenes infrarrojas (IR) de forma individual, y que consiste en clasificar como nublado aquellos píxeles más fríos (baja radiación en IR) que el valor más caliente en un dominio espacial pequeño. A esta primera prueba se le llama de contraste espacial porque el píxel más cálido no se clasifica como despejado o nublado. El segundo paso es una prueba de contraste temporal y se aplica a tres imágenes consecutivas de IR durante una fase diurna constante. Consiste en clasificar como nublado todos los píxeles que tienen radiancias IR muy bajas en el mismo lugar en comparación con los valores de un día antes o después. Para evitar la confusión con variaciones diurnas de temperatura superficial, esta prueba se realiza para cada hora del día y por separado. Los resultados de estas dos pruebas se combinan para marcar los píxeles como claros (cielo despejado) solamente cuando existe poca variabilidad espacial y temporal. El tercer paso consiste en acumular las estadísticas espaciales/temporales, tanto en las imágenes de IR como en visible. Dichas estadísticas se usan en el cuarto paso, a través del cual y teniendo en cuenta los resultados de los dos primeros test, se estima los valores de las radiancias en visible e IR para cada localización y fase diurna, una vez cada cinco días. Ya por último, se aplica un umbral en las radiancias originales en IR y visible en cada píxel y tiempo y se comparan con los valores claros deducidos. Si las radiancias observadas difieren de los valores de cielo despejado (valor bajo en IR o valor elevado en visible) en más de la incertidumbre estimada de los valores de cielo despejado, se clasifican como nublado. Si los valores de la radiancia son cercanos a la diferencia entre despejado y nublado, dicho subgrupo de píxeles se

clasifica como ligeramente nublado. El resto de píxeles se clasifican como despejado. Una vez que cada pixel es clasificado como claro o nublado, las radiancias medidas pueden ser comparadas con los cálculos del modelo de transferencia radiativa que incluye los efectos de la atmósfera, superficie y nubes. Con tal de mantener la significación estadística aproximadamente igual para todo el globo, el mado utilizado por ISCCP es un mado con celdas de igual área como ya se comentó anteriormente ( $280 \times 280 \text{ km}^2$ ) (Rossow and Schiffer 1991; Rossow et al. 1993).

El producto de la nubosidad ofrecido por ISCCP ha sido el producto estándar de nubosidad observada desde satélites en las últimas décadas. Así, los datos de ISCCP han sido objeto de centenares de estudios y trabajos realizados por multitud de científicos (e.g., Rossow et al. 1987; Webb et al. 2001; Griggs and Bamber 2008; Calbó and Sanchez-Lorenzo 2009; Probst et al. 2012; Klein et al. 2013; Stubenrauch et al. 2013; Enriquez-Alonso et al. 2015). En los últimos años nuevos productos (CALIPSO/CloudSat, CERES, MODIS, etc.) han salido a disposición de la comunidad científica, si bien es importante destacar que no ofrecen en general una serie de datos tan extensa en el tiempo como la ofrecida por ISCCP, que sigue siendo la principal fuente para aquellos estudios que tratan tendencias de propiedades de la nubosidad. Con todo, también son bien conocidos los problemas de homogeneidad que presenta ISCCP (Evan et al. 2007; Norris and Evan 2015) y que han de ser tenidas en cuenta a la hora de utilizar dicho producto.

PATMOS-X (*Pathfinder Atmospheres Extended*) dispone de datos correspondiente a diferentes variables (aerosoles, nubes, propiedades de superficie y magnitudes radiométricas) desde aproximadamente 1980 hasta el presente (Foster and Heidinger 2013). Las variables son obtenidas a partir de las medidas diarias realizadas por los sensores del *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) que están a bordo de la constelación *Polar-orbiting Operational Environmental satellites* (POEs) operada por la NOAA, así como recientemente a bordo de los satélites MetOP operados por EUMETSAT. Los datos de PATMOS-x usados han sido reformateados en el marco del proyecto de *Global Energy and Water cycle EXperiment (GEWEX) Cloud Assessment project* (Stubenrauch et al. 2013) y presentan una resolución espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$ . En el año 1992 se añadió la observación de las 7.30 AM y 7.30 PM, mientras que hasta el momento (1981-1991) sólo existían dos observaciones diarias, a la 1.30 AM y a la 1.30 PM. PATMOS-x aprovecha al máximo los cinco canales del AVHRR, y para la detección de las nubes, se basa en clasificadores Bayesianos derivados de CALIPSO (Heidinger et al. 2012; Walther and Heidinger 2012). La media mensual de la nubosidad con la que se realizarán los diferentes análisis se obtiene a partir de la media de los valores obtenidos por los diferentes satélites citados anteriormente, teniendo en cuenta que desde 1981 a 1991 es una media con dos valores diarios (1.30 AM y a la 1.30 PM) y que a partir de 1992 es una media con cuatro valores diarios de la nubosidad (1.30 AM, 7.30 AM, 1.30 PM y a la 7.30 PM).

El *CM SAF cLOUD, Albedo & Radiation dataset* (CLARA), desarrollado por el proyecto *EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring* (CM SAF), tiene una resolución de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  y actualmente dispone de datos desde 1982 hasta 2009 (Karlsson et al. 2013). Dicha base de datos consiste en productos de nubes, albedo superficial y balance radiativo derivados de los sensores del AVHRR que se encuentran a bordo de diversos satélites polares. La nubosidad se deriva directamente de los resultados de un método de *cloud-screening* o *cloud-masking*. La *Cloud Fractional Cover* (CFC), que es como denominan nuestra variable de interés, se define como la fracción de píxeles nublados por celda de la malla en comparación con el número total de píxeles analizados en la celda. Este producto, la CFC, se calcula usando el software de procesamiento de nubes *Nowcasting Satellite Application Facility* (NWC SAF) *Polar Platform System* (PPS). El algoritmo (Dybbroe et al. 2005) se basa en una técnica de umbral multi-espectral aplicada a cada píxel de la imagen tomada por el satélite. Antes de asignar un píxel como nublado o despejado se han de aplicar y pasar varias pruebas de umbrales, los cuales son asignados desde el estado atmosférico actual y en función de las condiciones de iluminación y visión (prescrito de los análisis meteorológicos de ERA-Interim, Dee et al., 2011). También se tiene en cuenta la información auxiliar sobre la superficie, como por ejemplo las emisividades de superficie. En definitiva, los umbrales se definen dinámicamente y para cada píxel de forma individual. CLARA, al contrario que ISCCP, es un producto reciente y su uso en estudios climatológicos es mucho menor que ISCCP o PATMOS-X. Aun así, y como se verá en la sección 5.1.2, CLARA presenta algunas limitaciones sobre todo a la hora de estudiar y analizar las tendencias de la nubosidad en las últimas décadas. Tanto CLARA como PATMOS-x usan los sensores AVHRR a bordo de la misma constelación de satélites, sin embargo hay que tener en cuenta que los valores de la cobertura total de nubes son producidos por diferentes algoritmos. Además, desde 1982 hasta 1990 CLARA solo utiliza datos recogidos por los satélites por la tarde, mientras que PATMOS-x, como ya se comentó en el párrafo anterior, hace uso de datos de mañana y tarde (para más detalles, ver Karlsson et al. 2013)

En cuanto a bases de datos de reanálisis utilizados en este estudio, se han escogido ERA-Interim, MERRA y NCEP-CFSR. Como ya se explicó en la sección 1.2.4, un reanálisis es un método que desarrolla un registro completo de datos acerca de cómo se comportan el tiempo y el clima combinando objetivamente las observaciones de todo tipo con un modelo numérico que simula uno o más aspectos del sistema para así generar una estimación sintetizada de su estado.

ERA-Interim es el nombre que recibe la nueva generación de reanálisis desarrollados por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF). Las observaciones asimiladas por ERA-Interim han ido creciendo: en 1989 se recogían aproximadamente un promedio de  $10^6$  observaciones al día, mientras que en 2010 se recogían cerca de  $10^7$  observaciones diarias. La mayoría de los datos proceden de los satélites, es decir de multitud de variables obtenidas a partir de radiosondas, cámaras y sensores a bordo de satélites ya sean polares o geoestacionarios. A pesar de que el volumen de datos del sistema

de observación convencional es mucho más bajo, sigue siendo indispensable para el reanálisis atmosférico. Variables tales como la temperatura, el viento o la humedad específica son obtenidas a partir de radiosondas, globos meteorológicos, aeronaves, etc. Una vez recopiladas todas las observaciones éstas son sometidas a un control de calidad y selección de datos. A mediados de 2003 se hicieron cambios tanto en el esquema de nubes, como en el esquema de convección con tal de mejorar el cálculo de la base de la nube, la eficiencia de precipitación convectiva, etc. Más adelante, en 2006, se implementaron nuevas parametrizaciones en los nuevos esquemas de nubes. Los datos en ERA-Interim presentan una resolución espacial de  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  cubriendo un periodo temporal desde 1979 hasta el presente. ERA-Interim avanza en ciclos de 12 horas con una asimilación de datos secuencial (Dee et al. 2011).

Por otra parte, MERRA es un nuevo reanálisis de la NASA para la era de satélites que usa una versión del sistema de modelos atmosféricos *Goddard Earth Observing System Version 5* (GEOS-5) junto con un sistema de asimilación de datos (*Data Assimilation System, DAS*, por sus siglas en inglés). El sistema, los flujos de datos de entrada y sus fuentes, así como los estadísticos de los errores en observación se describen en profundidad en Rienecker et al. (2008). El modelo atmosférico de circulación general (AGCM, por sus siglas en inglés) de GEOS-5 utilizado para MERRA se basa en la dinámica de volúmenes finitos (Lin 2004) que es especialmente efectivo en el transporte en la estratosfera (Pawson et al. 2007). Dicho modelo incluye una física con pronóstico de nubes (Bacmeister et al. 2006), y una versión modificada del esquema convectivo Arakawa-Schubert descrito por (Moorthi and Suarez 1992). Las observaciones convencionales (las que no están basadas en radiancias satelitales) de MERRA consisten en mediciones de variables atmosféricas estándares tales como la presión, la temperatura, las componentes del viento, etc., obtenidas mediante instrumentación en estaciones meteorológicas, globos meteorológicos, aviones, barcos y boyas. Y al igual que otros reanálisis, MERRA hace uso de datos de radiancia recogidos por instrumentos operacionales y de investigación a bordo de satélites. La resolución espacial de MERRA es de  $0.5^\circ \times 0.67^\circ$  y cubre temporalmente desde 1979 hasta el presente (Rienecker et al. 2011).

Por último, la base de datos del *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)* cubre un periodo temporal moderno de 31 años, desde 1979 hasta el presente, con una resolución espacial de  $0.3125^\circ \times 0.3125^\circ$ . Las fuentes de observación al igual que para los reanálisis anteriormente comentados están basadas en observaciones tanto superficiales como satelitales (Saha et al. 2010). En cuanto al contenido de agua condensada de las nubes, es una variable de pronóstico (Moorthi et al. 2001) con una parametrización de la microfísica de la nube simple (Sundqvist et al. 1989; Zhao and Carr 1997) y que contempla tanto la condensación a gran escala como aquella provocada por los procesos de convección (cúmulos convectivos). La fracción de cobertura nubosa usada en el cálculo de la radiación es diagnosticada mediante lo descrito por Xu and Randall (1996).

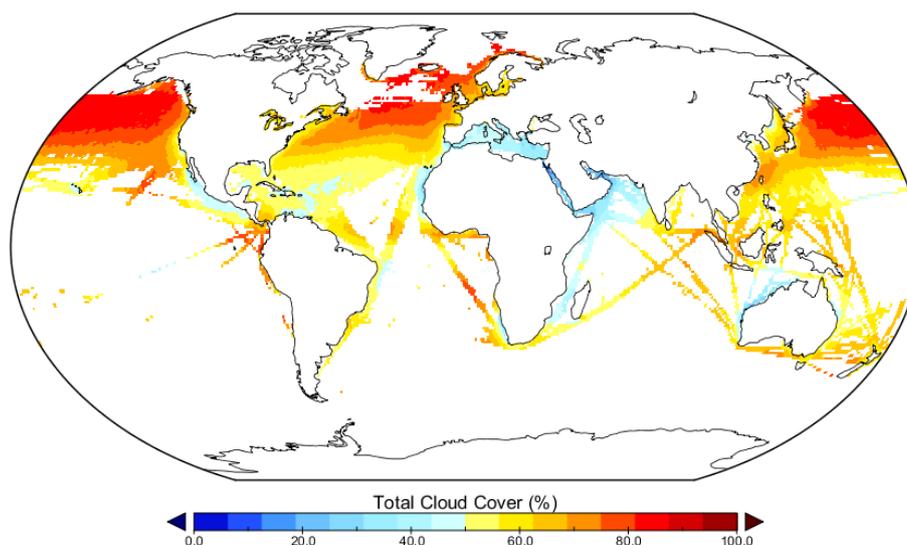
Pasando ya a las bases de datos derivadas directamente de observaciones desde la superficie, el conjunto de datos *Climate Research Unit (CRU) time-series (TS)* dispone de datos mensuales para diferentes variables meteorológicas (precipitación, temperatura, frecuencia de días lluviosos, frecuencia de días con heladas, etc.), entre ellas la TCC. La base de datos está construida a partir de un archivo de cientos de estaciones meteorológicas repartidas a lo largo de todo el mundo desde 1901 hasta 2011 para la versión 3.20 que fue lanzada en 2012; los datos originales son transformados a una malla de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  sobre tierra (Harris et al. 2014), es decir que no se proporcionan datos sobre los océanos. La cobertura espacial es mundial sobre tierra a excepción de la Antártida. El porcentaje de la cobertura total de nubes se obtiene a partir de las observaciones visuales de la nubosidad, o, en su defecto, de la insolación o de la amplitud térmica diaria. En el caso de la insolación, el método contempla tres pasos. El primero de ellos consiste en convertir las horas de sol en fracción solar haciendo uso de la declinación solar y el “máximo de horas de sol posibles”. A continuación esta fracción solar se transforma en nubosidad en oktas (mediante relaciones de base empírica: máxima fracción solar implica ausencia de nubes, mientras que si la insolación es nula indica cielo totalmente cubierto), para acabar con el cambio de unidades necesario para obtener la TCC en porcentaje. En el caso de estimar la cobertura de nubes a partir de las anomalías de la amplitud térmica diaria (DTR, por sus siglas en inglés), se utilizan unos coeficientes mensuales previamente calculados (factores y compensaciones) para cada banda latitudinal de medio grado (Harris et al. 2014).

La base de datos *Extended Edited Synoptic Cloud Reports Archive (EECRA)*, que es la actualización y extensión del *Edited Synoptic Cloud Reports Archive (ECRA)* (Hahn et al. 1996), que cubría el periodo 1982 - 1991, hace uso de las observaciones sinópticas rutinarias realizadas por observadores en estaciones meteorológicas sobre tierra y barcos sobre océano. Además existe otro trabajo, el realizado por Hahn et al. (1999), en el cual los datos de EECRA abarcan desde 1952 hasta 1996. En la presente tesis se ha usado una versión actualizada de EECRA (Eastman and Warren 2013), y que cubre un periodo temporal desde 1971 hasta 2009. Los desarrolladores de EECRA aplican un estricto control de calidad y homogeneización a los datos en bruto recogidos a partir de diferentes fuentes y los cuales están compilados en una sola colección (Hahn et al. 2009).

Como los datos EECRA no están distribuidos uniformemente en una malla, ya que se trata de una colección de informes de estaciones meteorológicas individuales, y con tal de facilitar la comparación de la cobertura total de nubes con las otras bases de datos, en este trabajo se ha tenido que trasladar esos datos puntuales a un mallado de  $2^\circ \times 2.5^\circ$  de resolución espacial. En concreto, para cada estación el valor medio mensual de la TCC se restó de los valores mensuales individuales de la TCC para producir anomalías mensuales. En el caso de que una estación no dispusiera de un valor mensual de la TCC, la anomalía en este caso sería de cero (asumiendo que no existe ningún cambio a largo plazo para dicha estación). Las anomalías mensuales para todas las estaciones disponibles en una celda del mallado se promediaron con tal de generar una anomalía mensual de la celda, y también se

obtuvo una climatología mensual en cada celda a partir de los valores medios de largo plazo de la TCC. A continuación, y celda por celda, las anomalías mensuales fueron añadidas a la climatología mensual con tal de obtener los valores mensuales de la TCC en cada celda del mallado. Hay que tener en cuenta que las anomalías de cada estación se promediaron por separado de las climatologías de cada estación para evitar introducir un sesgo si en alguna estación en concreto existieron valores perdidos en algún mes del periodo seleccionado. De hecho, por lo general las anomalías de la TCC son espacialmente más coherentes que las medias de la TCC. Otro factor a tener en cuenta es que para los casos en que una celda abarque tanto tierra como océano (islas, penínsulas...) el valor que se ofrece en dicha celda del mallado se corresponde a los valores obtenidos a partir de las estaciones situadas sobre tierra. Este proceso fue llevado a cabo gracias a la colaboración del Dr. Joel Norris, del *Scripps Institution of Oceanography* de la Universidad de California.

Finalmente, la base de datos *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS) ofrece datos de diferentes variables meteorológicas sobre el océano abarcando los últimos tres siglos, tales como la temperatura del aire, presión a nivel del mar y cobertura total de nubes, con una resolución espacial de  $2^\circ \times 2^\circ$  posterior a 1800 y de  $1^\circ \times 1^\circ$  desde 1960 (Woodruff et al. 2011). Al ser datos recogidos a lo largo de más dos siglos, la disponibilidad de celdas con datos va en aumento conforme pasan los años. Además, como dichos datos están recogidos por barcos, la homogeneidad espacial de éstos es escasa en algunas partes del planeta, como se observa en la figura 3.1. Las trazas observadas en dicha figura corresponden a las principales rutas realizadas por los barcos en sus rutas de navegación intercontinentales a lo largo de las últimas décadas.



**Figura 3.1.** Valores medios de la TCC en las celdas con datos disponibles en más de un 80% de los meses del periodo 1984 - 2005 en la base de datos ICOADS con resolución espacial de  $2^\circ \times 2^\circ$ .

En todas las bases de datos comentadas anteriormente se ha tomado directamente el valor de la nubosidad a resolución mensual proporcionados por cada institución, a excepción de PATMOS-x, para el que, como ya se comentó anteriormente, el valor mensual de la nubosidad con la que se realizarán los análisis es el promediado de los valores diarios facilitados por el GEWEX. En este sentido, no se puede garantizar que los resultados sean directamente comparables a datos diarios u horarios debido a que el ciclo diario de la nubosidad no aparece en las bases de datos con resolución temporal mensual.

### **3.2. Modelos climáticos globales**

Las simulaciones del clima global usadas en este estudio corresponden a 44 GCM disponibles en el *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5, Taylor et al. 2012). Se han usado las simulaciones del experimento *historical*, en el cual los GCM están forzados por emisiones conocidas de gases con efecto de invernadero y de aerosoles. Concretamente, se han seleccionado valores mensuales de la TCC de la primera realización de cada uno de los 44 GCM. En efecto cada modelo puede presentar varias realizaciones, cada una de las cuales utiliza el mismo núcleo dinámico del modelo y las mismas parametrizaciones de los diversos fenómenos físicos (en particular de las nubes) y lo que varía son las condiciones iniciales a las que son sometidos los modelos. Por ello, se considera que las diferencias que pueden existir entre dos realizaciones de un modelo son menores que las que pueden existir, en general, entre dos modelos distintos. Las simulaciones de los modelos están disponibles, para este experimento histórico, desde el año 1850 hasta 2005. Los GCM usados en este estudio, con su correspondiente resolución, están resumidos en la tabla 3.2.

Además de evaluar los 44 GCM independientemente, también se realizarán comparaciones con los datos generados a partir del promedio de todos los modelos. A esta nueva base de datos se le denominará *multi-model mean* (MMM), y facilitará las comparaciones y análisis del conjunto de modelos climáticos respecto a los productos observacionales. Contará con un malla igual que la resolución espacial común que se estime conveniente y dispondrá de valores mensuales para el periodo de estudio escogido.

**Tabla 3.2.** Detalle de los modelos usados en este estudio y su resolución espacial horizontal.

Institución	Modelo	Resolución (lat × lon)
CSIRO <sup>a)</sup> and Bureau of Meteorology	ACCESS 1.0	1.25° × 1.875°
	ACCESS 1.3	
Beijing Climate Center	BCC-CSM 1.1	~2.8° × 2.8°
	BCC-CSM 1.1(m)	1.125° × 1.125°
GCESS <sup>b)</sup> , Beijing Normal University	BNU-ESM	~2.8° × 2.8°
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	CanESM2	~2.8° × 2.8°
National Center for Atmospheric Research	CCSM4	~0.9° × 1.25°
Community Earth System Model Contributors	CESM1-BGC	~0.9° × 1.25°
	CESM1-CAM5	
	CESM1-FASTCHEM	
Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici	CESM1-WACCM	1.875° × 2.5°
	CMCC-CESM	3.75° × 3.75°
	CMCC-CM	0.75° × 0.75°
CNRM <sup>c)</sup> and CERFACS <sup>d)</sup>	CMCC-CMS	1.875° × 1.875°
	CNRM-CM5	~1.4° × 1.4°
CSIRO <sup>a)</sup> , Industrial Research Organization & QCCCE <sup>e)</sup>	CSIRO-Mk 3.6.0.	1.875° × 1.875°
LASG, IAP <sup>f)</sup> , Chinese Academy of Sciences and THU <sup>g)</sup>	FGOALS-g2.0	3° × 2.8°
LASG, IAP <sup>f)</sup> , Chinese Academy of Sciences	FGOALS-s2.0	~1.6° × 2.8°
The First Institution of Oceanography	FIO-ESM	~2.8° × 2.8°
NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-CM3	2° × 2.5°
	GFDL-ESM2G	
	GFDL-ESM2M	
NASA Goddard Institute for Space Studies	GISS-E2-H	2° × 2.5°
	GISS-E2-H-CC	
	GISS-E2-R	
	GISS-E2-R-CC	
National Institute of Meteorological Research/KMA <sup>h)</sup>	HadGEM2-AO	1.25° × 1.875°
	HadCM3	2.5° × 3.75°
Met Office Hadley Centre	HadGEM2-CC	1.25° × 1.875°
	HadGEM2-ES	
Institute for Numerical Mathematics	INM-CM4	1.5° × 2°
Institut Pierre-Simon Laplace	IPSL-CM5A-LR	1.875° × 3.75°
	IPSL-CM5A-MR	1.25° × 2.5°
	IPSL-CM5B-LR	1.875° × 3.75°
JAMEST <sup>i)</sup> , AORI <sup>j)</sup> , and NIES <sup>k)</sup>	MIROC-ESM	~2.8° × 2.8°
	MIROC-ESM-CHEM	
AORI <sup>j)</sup> , NIES <sup>k)</sup> , and JAMEST <sup>i)</sup>	MIROC4h	~0.6° × 0.6°
	MIROC5	~1.4° × 1.4°
Max Planck Institute for Meteorology	MPI-ESM-LR	1.875° × 1.875°
	MPI-ESM-MR	
	MPI-ESM-P	
Meteorological Research Institute	MRI-CGCM3	1.125° × 1.125°
Norwegian Climate Centre	NorESM1-M	1.875° × 2.5°
	NorESM1-ME	

a) Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation b) College of Global Change and Earth System Science c) Centre National de Recherches Meteorologiques d) Centre Europeen de Recherches et de Formation Avancee en Calcul Scientifique e) Queensland Climate Change Centre of Excellence f) Institute of Atmospheric Physics g) Tsinghua University h) Korea Meteorological Administration i) Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology j) Atmosphere and Ocean Research Institute k) National Institute for Environmental Studies

Existen varios esquemas de parametrización de nubes incorporadas en los modelos climáticos (y meteorológicos), las cuales dependen del tipo de nubes (ya sea estratiformes o convectivas), y también de cómo se representa el proceso de convección y de cómo se describe la microfísica de la nube. Cada modelo se basa pues en un esquema de parametrización de nubes, siendo usados estos esquemas en varios modelos incluso de diferentes instituciones. Zhang et al. (2005) presentó un resumen de los esquemas (parametrizaciones) relacionados con la nubosidad, para algunos modelos del CMIP3. Aquí se ha ampliado esta información para todos los modelos del CMIP5.

Así, la tabla 3.3 muestra información acerca de los esquemas de parametrización de las nubes (nubes estratiformes, nubes convectivas, microfísica de nubes, convección) para cada uno de los modelos considerados en esta tesis. Aunque, como se ha dicho, hay 44 GCM de 23 instituciones diferentes, muchos de estos modelos utilizan los mismos módulos atmosféricos a la hora de generar los esquemas de nubosidad. Con todo, existen diferentes maneras de generar la nubosidad en los GCM, como puede ser mediante esquemas de diagnóstico (Klein and Hartmann 1993; Ricard and Royer 1993; Rasch and Kristjánsson 1998; Collins et al. 2006, etc.), de pronóstico (Tiedtke 1993; Tompkins 2002; Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Global Atmospheric Model Development Team 2004), mediante métodos estadísticos (Smith 1990; Le Trent and Li 1991; Bony and Emanuel 2001), o basados en la humedad relativa (Del Genio et al. 2005), etc. Así, por ejemplo, el módulo atmosférico CAM (*Community Atmosphere Model*) en sus diferentes versiones (3.5, 4 y 5) es usado por un total de 9 GCM de 5 instituciones diferentes. Por otro lado está la familia de GCM que se basan en el módulo atmosférico de la quinta generación del GCM desarrollado por el *Max Planck Institute for Meteorology*, el ECHAM5. Éste es implementado en un total de 6 GCM diferentes de 2 instituciones distintas.

Además, de entre los 44 GCM utilizados, nueve de ellos disponen de salida procesada por el simulador de ISCCP. Como ya se comentó en la sección 1.3, el uso de estos simuladores COSP (Bodas-Salcedo et al. 2011) debería producir un mejor acuerdo entre la nubosidad de observaciones y la de GCM. A pesar de la recomendación realizada por el WCRP-WGCM del uso de simuladores en los GCM, para el trabajo realizado en esta tesis solo se dispone del simulador de ISCCP en 9 GCM, mientras que para CLARA y PATMOS-x no existen salidas con simuladores. Por otra parte todos los GCM, excepto los marcados por (--) en la tabla 3 disponen de salidas con proyecciones a futuro (para todo el siglo actual) para dos escenarios (RCP 4.5 y RCP 8.5, que serán explicados más adelante), las cuales serán utilizadas y estudiadas posteriormente (sección 6.4).

**Tabla 3.3.** Descripción de los esquemas de parametrización física en los GCM (actualizados a partir de Zhang et al., 2005). Los modelos marcados con (\*) proporcionan resultados con el simulador de ISCCP. Los modelos resaltados con (--) no proporcionan proyecciones a futuro para los escenarios considerados en la sección 5.2. La tabla se extrae de Enriquez-Alonso et al. (2016).

GCM	Stratiform Clouds	Convective Clouds	Convection	Cloud Microphysics			
ACCESS 1.0	Uses HadGEM2 atmospheric physics.						
ACCESS 1.3	Uses atmospheric physics similar to that of the Met Office GA1.0 model configuration (Hewitt et al. 2011), including the PC2 prognostic cloud scheme (Wilson et al. 2008)						
BCC-CSM 1.1	Atmospheric module is BCC-AGCM2.1. Convection: Mass flux (Wu 2012)						
BCC-CSM 1.1(m)	Atmospheric module is BCC-AGCM2.2. Convection: Mass flux (Wu 2012)						
BNU-ESM	The atmospheric module is CAM 3.5: Diagnostic (Klein and Hartmann 1993; Kiehl et al. 1996; Collins et al. 2006) (Zhang and McFarlane 1995) and convective momentum transport (Richter and Rasch 2008) (Xu and Krueger 1991; Hack 1994) (Rasch and Kristjánsson 1998; Zhang et al. 2003)						
CanESM2 (*)	Fractional cloud cover is evaluated from the prognostic moisture and temperature fields through relative humidity (McFarlane et al. 1992)						
CCSM4	The atmospheric module is CAM 4: As CAM 3.5, modified for polar clouds (Vavrus and Waliser 2008)						
CESM1-BGC	The atmospheric module is CAM 5: (Park and Bretherton 2009)						
CESM1-CAM5							
CESM1-FASTCHEM (--)					As CAM 4	As CAM 3.5	(Morrison and Gettelman 2008)
CESM1-WACCM (--)							
CMCC-CESM (--)	Uses atmospheric module ECHAM5 (as MPI models)						
CMCC-CM							
CMCC-CMS							
CNRM-CM5	Diagnostic (Ricard and Royer 1993)		(Bougeault 1985)	Sub-grid condensation parameterization from (Bougeault 1981; Bougeault 1982)			
CSIRO-Mk 3.6.0.	Uses atmospheric physics very similar to HadCM/HadGEM models						
FGOALS-g2.0		Diagnostic (Rasch and Kristjánsson 1998)	Mass flux (Zhang and McFarlane 1995)	(Rasch and Kristjánsson 1998)			
FGOALS-s2.0 (--)	Diagnostic RH based (Liu and Wu 1997)		Mass flux (Tiedtke 1989)				
FIO-ESM	The atmospheric module is CAM 3.5 (see BNU-ESM)						

**Tabla 3.3.** Continuación

GFDL-CM3	Prognostic (Tiedtke 1993; Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Global Atmospheric Model Development Team (GFDL GAMDT) 2004)	Prognostic; (Tiedtke 1993; GFDL GAMDT 2004)	RAS (Moorthi and Suarez 1992)	(Rotstayn 1997; GFDL GAMDT 2004)
GFDL-ESM2G				
GFDL-ESM2M				
GISS-E2-H	RH based, Sundqvist type (Del Genio et al. 2005)	Diagnostic (Del Genio et al. 2005)	Mass flux (Del Genio and Yao 1993)	(Del Genio et al. 2005)
GISS-E2-H-CC				
GISS-E2-R				
GISS-E2-R-CC				
HadCM3 (--)	Statistical (Smith 1990)	Diagnostic (Gregory and Rowntree 1990)	Mass flux (Gregory and Rowntree 1990; Gregory and Allen 1991)	(Smith 1990)
HadGEM2-AO	Statistical (Smith 1990) with modifications (Cusack et al. 1999; Webb et al. 2001)	Diagnostic (Gregory and Rowntree 1990) with modifications (Gregory 1999)	Mass flux (Gregory and Rowntree 1990; Gregory and Allen 1991)	(Wilson and Ballard 1999)
HadGEM2-CC				
HadGEM2-ES (*)				
INM-CM4	Diagnostic based on RH, temperature and vertical temperature gradient	(Betts 1986)	(Betts 1986)	
IPSL-CM5A-LR (*)	Statistical (Le Trent and Li 1991)	Statistical (Bony and Emanuel 2001)	(Emanuel 1991)	(Le Trent and Li 1991)
IPSL-CM5A-MR (*)				
IPSL-CM5B-LR				
MIROC-ESM (*)	(Le Trent and Li 1991)			
MIROC-ESM-CHEM (*)				
MIROC4h (--)				
MIROC5 (*)	(Watanabe et al. 2009). Convective clouds (Chikira and Sugiyama 2010)			
MPI-ESM-LR (*)	Prognostic (Tompkins 2002)	Diagnostic; (Roeckner et al. 1996)	Mass flux (Tiedtke 1989; Nordeng 1994)	(Lohmann and Roeckner 1996)
MPI-ESM-MR				
MPI-ESM-P (--)				
MRI-CGCM3 (*)	New two-moment bulk cloud scheme (Tiedtke 1993; Jakob 2000). Convective clouds: mass-flux (Tiedtke 1989; Yoshimura et al. 2014)			
NorESM1-M	The atmospheric module is CAM 4 (see CCSM4)			
NorESM1-ME				

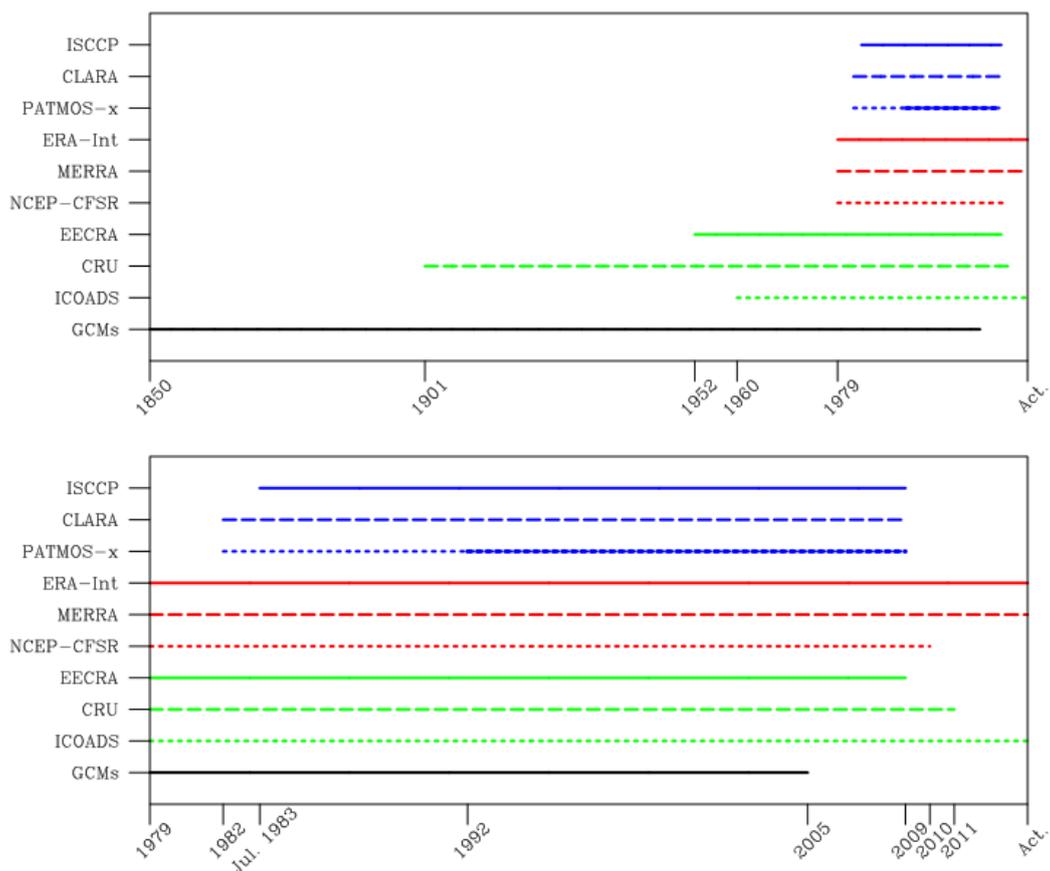
## 4. Metodología

En este apartado se explicarán en detalle los pasos que se han llevado a cabo para la comparación y análisis de la TCC entre las diferentes bases de datos utilizadas en este trabajo.

### 4.1. Extracción de datos

Las bases de datos tienen disponibles diferentes periodos de datos. En este trabajo se ha utilizado el periodo común a todas ellas, incluyendo los GCM. En la figura 4.1 se observan los diferentes periodos de datos que ofrece cada producto, siendo el de los GCM (con el experimento *historical*) el más extenso (desde 1850 hasta 2005). Para las observaciones, las de superficie son las que presentan mayor cobertura temporal, con CRU (versión TS 3.2) abarcando desde 1901 hasta 2011. El periodo temporal más corto se ciñe a las observaciones satelitales, que en su mejor caso abarca 28 años (CLARA y PATMOS-x; 1982-2009). Y por último en el caso de los reanálisis, éstos tienen una cobertura temporal algo superior que la de los satélites, llegando en el mejor de los casos a 40 años (ERA-Int y MERRA; 1979-Actualidad). Así, el periodo común a todas ellas va desde 1984 hasta 2005, lo que corresponde al primer y último año completo con datos de ISCCP y de las simulaciones de los GCM respectivamente.

Otro de los inconvenientes al usar productos de diferentes instituciones es que el mallado de cada una de las bases de datos ofrece una resolución espacial diferente. Para solucionar esto se ha realizado una interpolación de todas las bases de datos a un mallado común con una resolución de  $2^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  en latitud y longitud, antes de realizar ninguna comparación ni análisis estadístico entre ellas. Dicha interpolación se ha realizado haciendo uso de la función "linint2" del *National Center for Atmospheric Research (NCAR) Command Language (NCL)*. Esta función interpola de una malla rectangular a otra también rectangular usando una interpolación bilineal. La resolución final que se ha elegido es común a varios GCM del CMIP5, a la base de datos EECRA tal y como nos fue facilitada, y es habitualmente usada en intercomparaciones de modelos. Además es una resolución espacial muy similar a la que ofrece ISCCP-D2 en su formato original en latitudes cercanas al ecuador.



**Figura 4.1.** Periodos temporales con datos disponibles de TCC de los diferentes productos (arriba, desde 1850, abajo, detalle desde 1979). El cambio en el patrón de la línea de PATMOS-x (año 1992) indica cuando se añaden los datos a las 7.30 AM y 7.30 PM. Nótese que NCEP-CFSR también llega a la actualidad, pero con la resolución con la que se ha trabajado en esta tesis solo está disponible hasta 2010. Los productos satelitales se presentan en azul, los reanálisis en rojo, las observaciones superficiales en verde y los modelos en negro (este código de colores se mantendrá durante todo el trabajo).

Por último, hay que tener en cuenta que en las observaciones de superficie EECRA e ICOADS, no todas las celdas de la malla tienen datos disponibles durante los 22 años del estudio. Por esta razón, para la comparación de dichas observaciones de superficie con otras bases de datos, se han seleccionado únicamente aquellas celdas que tengan disponible al menos el 80% del periodo 1984-2005. De esta manera se tiene dos máscaras, la de EECRA y la de ICOADS, que posteriormente serán aplicadas a las demás bases de datos, tanto de otras observaciones como a los propios modelos, cuando se realice una comparación teniendo como referencia las bases de datos de EECRA e ICOADS. También hay que recordar que la base de datos CRU solo cubre territorio continental, con lo que tendremos una tercera máscara (idéntica a los continentes) que se aplicará cuando esta base de datos intervenga en las comparaciones.

## 4.2. Análisis de los datos

El primer paso en el análisis de los datos consistirá en un estudio comparativo de climatologías medias, sin tener en cuenta la variabilidad interanual o tendencias que puedan tener las bases de datos de este estudio y que se explicarán en el siguiente apartado 4.3. Para cuantificar el acuerdo entre las bases de datos se han usado diversos estadísticos. En primer lugar, la desviación media (*Mean Bias*, MB) definido como la diferencia media entre los valores climáticos de la TCC obtenida de dos bases de datos, una de las cuales es considerada como la referencia. Dicho estadístico puede dar valores negativos, lo que se considera una subestimación de la TCC por parte de la base de datos a comparar frente a la referencia, o un valor positivo, lo que en dicho caso indica una sobrestimación de la nubosidad por parte de la base de datos que está siendo comparada. El uso del MB es especialmente útil a la hora de representar mapas de color de la región de estudio, ya que pueden observarse con gran facilidad las zonas donde existe subestimación, sobreestimación o donde las diferencias son prácticamente nulas. Debido a que las bases de datos se compararan celda a celda y mes a mes, el MB para una celda y un periodo temporal completo (ya sea anual o estacional) se define como:

$$MB_{i,c} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{m=M} TCC_{i,c,m} - \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{m=M} TCC_{ref,c,m} \quad (1)$$

siendo  $i$  el subíndice correspondiente a la base de datos que se quiere comparar frente a la de referencia,  $c$  la celda en la cual se está calculando el MB,  $m$  el índice que indica de que mes se trata y  $M$  el número de meses en el periodo de estudio seleccionado. En el caso del periodo completo (1984 – 2005) el número de meses es de  $12 \times 22$  años, es decir, 264 meses, y para el estudio estacional, el número de meses existentes en una estación (3 meses) a lo largo del periodo completo (22 años) es de  $22 \times 3$ , es decir, 66 meses. El MB de una región se obtiene mediante el promedio de las celdas contenidas en dicha región tal que:

$$MB_i = \frac{1}{C} \sum_{c=1}^{c=C} MB_{i,c} \quad (2)$$

siendo  $C$  el número total de celdas existentes en la región de estudio seleccionado. En total, para el mallado de  $2^\circ \times 2.5^\circ$  en la máscara *tierra + océano* a nivel global existe un total de 90 celdas en latitud y 144 celdas en longitud, es decir, un total de 12960 celdas.

En el caso de que la región de estudio sea global (o en general, incluya celdas de latitudes muy distintas), es importante tener en cuenta que hay que *pesar* el estadístico, ya que al tratarse de mallados con el mismo número de celdas en los polos que en el ecuador (y con mallado basado en intervalos de latitud y longitud), el valor de dicho estadístico a nivel global daría la misma importancia a las celdas situadas cerca de los polos que a las celdas

situadas próximas al ecuador, ocupando éstas últimas una superficie geográfica mucho mayor que las celdas próximas a los polos. Para solucionar esto se aplica un factor de pesado, siendo éste el coseno de la latitud, por lo que la desviación media pesada ( $MB_{W,i}$ ) de una base de datos queda tal que:

$$MB_{W,i} = \frac{\sum_{l=-90}^{90} MB_i(l) \cdot \cos(l)}{\sum_{l=-90}^{90} \cos(l)} \quad (3)$$

siendo  $l$  la latitud y  $MB_i(l)$  el valor representativo (media) de todas las celdas en una determinada latitud.

En segundo lugar, la desviación absoluta media (*Mean Absolute Bias*, MAB) definida para cada celda como el valor absoluto de la diferencia entre los valores medios de dos bases de datos en esa celda. El procedimiento de obtención del MAB tanto para una celda como para un área, ya sea global o regional, es análogo al procedimiento seguido anteriormente para describir el MB. De esta manera el MAB para una celda en concreto es:

$$MAB_{i,c} = |MB_{i,c}| = \left| \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{m=M} TCC_{i,c,m} - \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{m=M} TCC_{ref,c,m} \right| \quad (4)$$

Para un área en concreto de estudio:

$$MAB_i = \frac{1}{C} \sum_{c=1}^{c=C} MAB_{i,c} \quad (5)$$

Y si esta zona de estudio es global, la desviación absoluta media pesada ( $MB_{W,i}$ ) para una base de datos determinada es:

$$MAB_{W,i} = \frac{\sum_{l=-90}^{90} MAB_i(l) \cdot \cos(l)}{\sum_{l=-90}^{90} \cos(l)} \quad (6)$$

siendo  $i$  el subíndice correspondiente a la base de datos que se quiere comparar frente a la de referencia,  $c$  la celda en la cual se está calculando el MAB,  $m$  el mes,  $M$  el número de meses en el periodo de estudio seleccionado,  $C$  el número total de celdas existentes en la región de estudio seleccionada,  $l$  la latitud y  $MAB_i(l)$  el valor representativo de todas las celdas en una determinada latitud.

La ventaja de este estadístico respecto al MB es que no compensa las diferencias. Es decir, en el caso anterior podía darse el caso de que en una celda existiera un valor negativo y en otra positivo, lo que al hacer el promedio de dichas dos celdas, resulta en un valor cercano a cero, y por lo tanto un valor del MB engañoso ya que parecería indicar que apenas existen diferencias entre la bases de datos a comparar y la de referencia. Sin embargo, esto no

ocurre con el *MAB* ya que al tratarse de una resta en valor absoluto, todas las diferencias aportan y ninguna contrarresta el valor de otra.

En tercer lugar, el *skill score* ( $SS_i$ ), descrito por Perkins et al. (2007), calcula el área común de las funciones de densidad de probabilidad (PDF por sus siglas en inglés) celda a celda, de los valores de TCC de las bases de datos comparadas. Concretamente, el  $SS_i$  para una celda determinada se define como:

$$SS_{i,c} = \sum_{k=1}^n \text{minimum}(z_{i,c}^k, z_{ref,c}^k) \quad (7)$$

donde  $n$  es el número de intervalos usados para discretizar las distribuciones de los valores mensuales de la TCC (en nuestro caso un total de 20 intervalos, de 5 en 5, desde 0% de TCC hasta el 100% de TCC),  $z_{i,c}^k$  es la frecuencia para el intervalo  $k$  y la celda  $c$  en la base de datos a ser evaluada  $i$ , y  $z_{ref,c}^k$  es la frecuencia para el mismo intervalo  $k$  en la base de datos de referencia y la celda  $c$ . El SS fue calculado para cada celda directamente de las PDF del año completo y de cada estación. Hay que tener en cuenta que las PDF son construidas a partir de datos mensuales, por lo que su forma tiende a ser Gaussiana (o al menos unimodal) en lugar de bimodal (en forma de "U") típica de una PDF construida a partir de datos diarios u horarios de la TCC.

Si ambas PDF fueran iguales, el valor del SS sería 1, mientras que si fueran completamente diferentes (sin intersección entre ellas), el valor del SS sería 0. Notar que el área de las PDF está normalizada siendo ésta igual a 1. En la figura 4.2 se observan unos ejemplos de PDF que resultan dar un SS de cero (izquierda) y otro caso con un SS cercano a 1 (derecha).

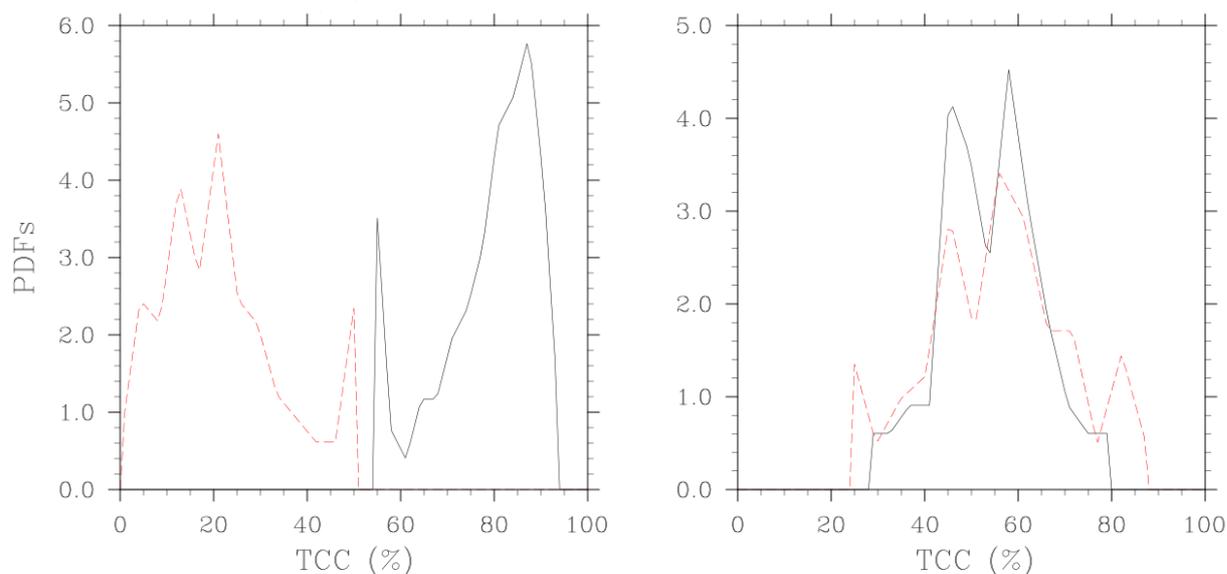
Al igual que para los dos estadísticos anteriormente comentados, el valor del SS de una región es el promedio de los SS de las celdas presentes en dicha región tal que:

$$SS_i = \frac{1}{C} \sum_{c=1}^{c=C} SS_{i,c} \quad (8)$$

Y si esta región es global, es necesario *pesar* el SS con lo que el valor del SS a nivel global es tal que:

$$SS_{W,i} = \frac{\sum_{l=-90}^{90} SS_i(l) \cdot \cos(l)}{\sum_{l=-90}^{90} \cos(l)} \quad (9)$$

siendo  $l$  la latitud y  $SS_i(l)$  el valor representativo de todas las celdas en una determinada latitud.



**Figura 4.2.** Curvas de las PDF para dos bases de datos en una misma celda y periodo temporal. En la figura de la izquierda se observa la no intersección de las curvas con lo que el SS es 0. En el caso de la figura de la derecha, el área común de las dos curvas es bastante significativa y por esto el SS en este caso es próximo a 1.

Todos los estadísticos se calculan inicialmente, como ya se ha comentado anteriormente, para cada una de las celdas del malla de  $2^\circ \times 2.5^\circ$ . Dichos valores se calculan para el periodo de estudio elegido, bien incluyendo todos los meses, o bien en el caso de un análisis estacional agrupando los meses por estaciones (vistas desde el hemisferio norte) según: invierno (diciembre, enero, febrero, DJF), primavera (marzo, abril, mayo, MAM), verano (junio, julio, agosto, JJA) y otoño (septiembre, octubre, noviembre, SON).

Además, se ha hecho uso de los diagramas de Taylor con tal de visualizar otros estadísticos relativos al acuerdo general entre bases de datos. Los diagramas de Taylor (Taylor 2001) permiten apreciar de una manera visual qué bases de datos describen mejor o peor la TCC mediante el coeficiente de correlación espacial y temporal ( $R$ ), la desviación cuadrática media (RMSD, del inglés *Root-Mean-Square Deviation*) y la desviación estándar (STDV), y siempre en relación a una determinada referencia. A continuación se presentan las fórmulas, una vez establecida la base de datos a evaluar ( $TCC_i$ ) y la base de datos de referencia ( $TCC_{ref}$ ), para calcular el coeficiente de correlación espacio-temporal ( $R$ ), la desviación cuadrática media (RMSD) y la desviación estándar de la variable de la base de datos a evaluar ( $\sigma_i$ ) y de la variable de la base de datos de referencia ( $\sigma_{ref}$ ). Teniendo en cuenta que en este trabajo los diagramas de Taylor se aplicarán siempre a regiones (y nunca a celdas individuales una a una) para la variable cobertura total de nubes, la cual es

dependiente del tiempo, el llamado campo de referencia  $r_{ref,c,m}$  asociado a la base de datos escogida como referencia, es:

$$r_{ref,c,m} = TCC_{ref,c,m} - \frac{1}{M \cdot C} \sum_{c=1}^C \sum_{m=1}^M TCC_{ref,c,m} \quad (10)$$

A su vez, el campo prueba  $f_{i,c,m}$ , es decir, el correspondiente a aquella base de datos que quiere ser evaluada respecto a una base de datos de referencia es:

$$f_{i,c,m} = TCC_{i,c,m} - \frac{1}{M \cdot C} \sum_{c=1}^C \sum_{m=1}^M TCC_{i,c,m} \quad (11)$$

siendo  $i$  el subíndice asociado a las bases de datos que serán comparadas con la de referencia,  $C$  el número de celdas existentes en la región de estudio y  $M$  el número de meses considerado en el periodo de estudio. Con esto se consigue que se comparen dos bases de datos con media nula, es decir, se descarta un posible error sistemático que en todo caso ya sería detectado por el estadístico MB.

Una vez establecidos estos campos, la desviación estándar de la base de datos de referencia ( $\sigma_{ref}$ ) es tal que:

$$\sigma_{ref} = \sqrt{\frac{1}{M \cdot C} \sum_{c=1}^C \sum_{m=1}^M r_{ref,c,m}^2} \quad (12)$$

Y la de la base de datos a evaluar ( $\sigma_i$ ):

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{M \cdot C} \sum_{c=1}^C \sum_{m=1}^M f_{i,c,m}^2} \quad (13)$$

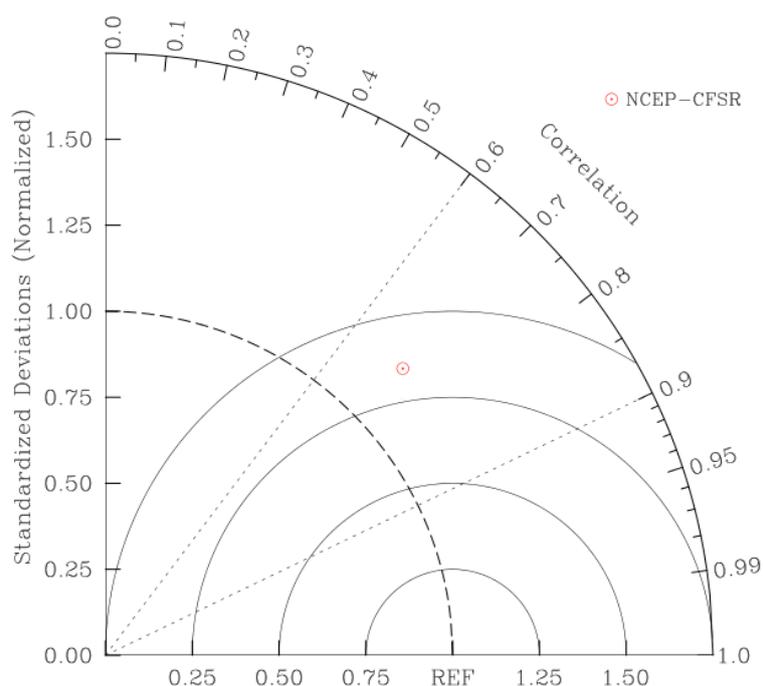
Haciendo uso de las desviaciones estándar previamente presentadas, el coeficiente de correlación espacio-temporal ( $R_i$ ) de una base de datos  $i$  respecto a la base de datos de referencia es:

$$R_i = \frac{\frac{1}{M \cdot C} \sum_{c=1}^C \sum_{m=1}^M f_{i,c,m} r_{ref,c,m}}{\sigma_i \sigma_{ref}} \quad (14)$$

Y la diferencia cuadrática media centrada de la base de datos  $i$  a evaluar ( $RMSD_i$ ) respecto a la base de datos de referencia es:

$$RMSD_i = \sqrt{\frac{1}{M \cdot C} \sum_{c=1}^C \sum_{m=1}^M (f_{i,c,m} - r_{ref,c,m})^2} \quad (15)$$

En resumen y dado que los tres estadísticos que se muestran en el diagrama de Taylor no son independientes, éstos pueden ser representados en dos dimensiones. Con tal de facilitar al lector una mejor interpretación del diagrama de Taylor, la figura 4.3 muestra un ejemplo de dicho diagrama en donde se representa la base de datos NCEP-CFSR respecto a la de referencia, en este caso PATMOS-x. Para este caso en concreto, PATMOS-x y NCEP-CFSR tienen una desviación estándar de 19.4 % (fórmula 12) y 23.1 % (fórmula 13) respectivamente, con lo que la desviación estándar de NCEP-CFSR normalizada a la de PATMOS-x (base de datos de referencia) y que se representa en el diagrama es de 1.2. La correlación espacio-temporal de NCEP-CFSR respecto a PATMOS-x haciendo uso de la ecuación (14) es de 0.72. Por último, el RMSD de NCEP-CFSR es de 16.4 % (fórmula 15), que teniendo en cuenta la desviación estándar de PATMOS-x (19.4 %), se obtiene un RMSD normalizado de 0.8, que es la distancia que existe desde el punto de referencia (REF) del eje-x hasta el punto de la base de datos analizada.



**Figura 4.3.** Ejemplo de un diagrama de Taylor donde se representan los estadísticos de la base NCEP-CFSR respecto a la de referencia, en este caso PATMOS-x.

Por último, y con vistas a evaluar el comportamiento de las bases de datos en lo que a la variabilidad intra-anual (estacional) se refiere, también se ha hecho uso de la diferencia del denominado rango anual entre la base de datos a evaluar y la base de datos de referencia. El rango anual (o *Annual Range*, AR) se define como la diferencia del valor de la nubosidad en los meses DJF menos la nubosidad media de los meses JJA. Es decir, para una celda en concreto, en el hemisferio norte, el AR se define como:

$$AR_{i,c} = (TCC_{DJF} - TCC_{JJA})_{i,c} \quad (16)$$

siendo  $i$  el subíndice correspondiente a la base de datos que se quiere comparar frente a la de referencia,  $c$  la celda en la cual se está calculando el AR y  $TCC_{DJF}$  y  $TCC_{JJA}$  la cobertura total de nubes en dicha celda para los meses de invierno y verano (visto desde el hemisferio norte) respectivamente. Luego, la diferencia de AR (ARD) para una celda es tal que:

$$ARD_{i,c} = AR_{i,c} - AR_{ref,c} \quad (17)$$

Siendo dicha diferencia para una región de estudio en concreto tal que:

$$ARD_i = \frac{1}{C} \sum_{c=1}^{c=C} ARD_{i,c} \quad (18)$$

Es importante comentar que este estadístico es solo de especial interés cuando se estudian y analizan áreas a nivel regional y a partir de latitudes medias, ya que en latitudes próximas al ecuador, las condiciones meteorológicas a lo largo de todo el año son prácticamente las mismas y por lo tanto, el rango anual, mínimo. Es complicado interpretar el resultado del AR a nivel global ya que las estaciones (invierno y verano) son totalmente opuestas, y por consiguiente el rango anual global tiende a ser nulo. Atendiendo a nuestra definición el AR en el hemisferio sur resultará de signo contrario al AR obtenido en el hemisferio norte.

### 4.3. Cálculo de tendencias

Como se ha comentado anteriormente, igual que el conocimiento de la climatología de la nubosidad, el conocimiento de sus posibles cambios a lo largo del tiempo es también importante y de gran interés. Lógicamente, es particularmente importante saber si los modelos climáticos son capaces de reproducir correctamente las posibles tendencias (en nuestro caso, de la TCC) que se detecten en el conjunto del globo, o en algunas regiones, a partir de las observaciones. Por lo tanto, en esta parte del trabajo se calcularán las tendencias temporales de la TCC dadas por las distintas bases de datos observacionales, y se compararán entre ellas; así como las tendencias que se desprenden de los resultados de las simulaciones con GCM, las cuales también se compararán entre ellas y con las tendencias observadas.

Para ello, se trabaja en base anual, para evitar el efecto de la estacionalidad, dado que lo que se está buscando es la tendencia a largo plazo. Entonces, lo primero es hacer un promedio de la nubosidad para cada una de las celdas del mallado y para cada año del periodo temporal. A continuación, se aplica la regresión lineal a dichos valores. Normalmente se expresan las tendencias por década, por tanto multiplicando la pendiente de la recta ajustada por 10. Es decir, la línea de tendencia para una celda  $c$  y una determinada base de datos  $i$  se le aplica a los valores obtenidos de la siguiente manera:

$$TCC_{i,c,y} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{m=M} TCC_{i,c,y,m} \quad (19)$$

siendo  $y$  el año para el cual se quiere calcular el valor medio de la nubosidad y  $M$  en este caso sería igual a 12, ya que es el número de meses correspondiente en cada año.

Entonces, el valor de la tendencia para una base de datos  $y$  y para una celda determinada es:

$$t_{i,c} = trend_Y(TCC_{i,c,y}) \times 10 \quad (20)$$

donde *trend* indica la pendiente de la recta de regresión sobre los  $Y$  años de la serie. El valor de la tendencia media de una región se obtiene mediante el promedio de las tendencias en dicha región:

$$t_i = \frac{1}{C} \sum_{c=1}^{c=C} t_{i,c} \quad (21)$$

En el caso de que el estudio sea a nivel global, es necesario pesar los valores de las tendencias por bandas latitudinales al igual que se ha explicado anteriormente (apartado 4.2):

$$t_{W,i} = \frac{\sum_{l=-90}^{90} t_i(l) \cdot \cos(l)}{\sum_{l=-90}^{90} \cos(l)} \quad (22)$$

En el caso de calcular las tendencias estacionales a lo largo de un periodo temporal establecido, la ecuación a la cual se le ha de aplicar la línea de regresión para obtener su pendiente y de esta manera la tendencia, es equivalente a la ecuación 19, siendo en este caso  $M$  los meses correspondidos en cada estación, es decir, igual a 3. Es posible que en algunas bases de datos sea necesario el valor de diciembre del año justo anterior al de inicio de los datos, con tal de poder calcular el valor promedio de la estación correspondiente a los meses DJF. Para no dejar este valor en blanco se hace un promedio del valor de la TCC en los meses de enero y febrero del primer año con datos disponibles, y se le asigna al diciembre del año sin datos disponibles. Con lo cual, teniendo en cuenta que se trata de un cálculo estacional y haciendo uso de la fórmula 20, se obtiene el valor de la tendencia

estacional para la base de datos  $i$ , la estación  $e$  y una celda  $c$ . Asimismo, haciendo uso de la fórmula 21 se obtiene el valor de la tendencia estacional media de una región y haciendo uso de la fórmula 22 se obtiene el valor de la tendencia estacional media global.

Una vez obtenidas las tendencias de las regiones y periodos de estudio seleccionados se pasa a evaluar la significación de tendencias, con tal de validar si éstas son significativas o no. La significación de las tendencias mostradas en la sección 6.3 se ha evaluado a partir del estadístico de Mann-Kendall (Sneyers 1992) y con un intervalo de confianza de al menos el 90%. En otras secciones se ha estimado la robustez de las tendencias a partir de evaluar el número de productos, modelos, etc. que muestran un acuerdo en el signo de sus tendencias.



## 5. Resultados a escala global

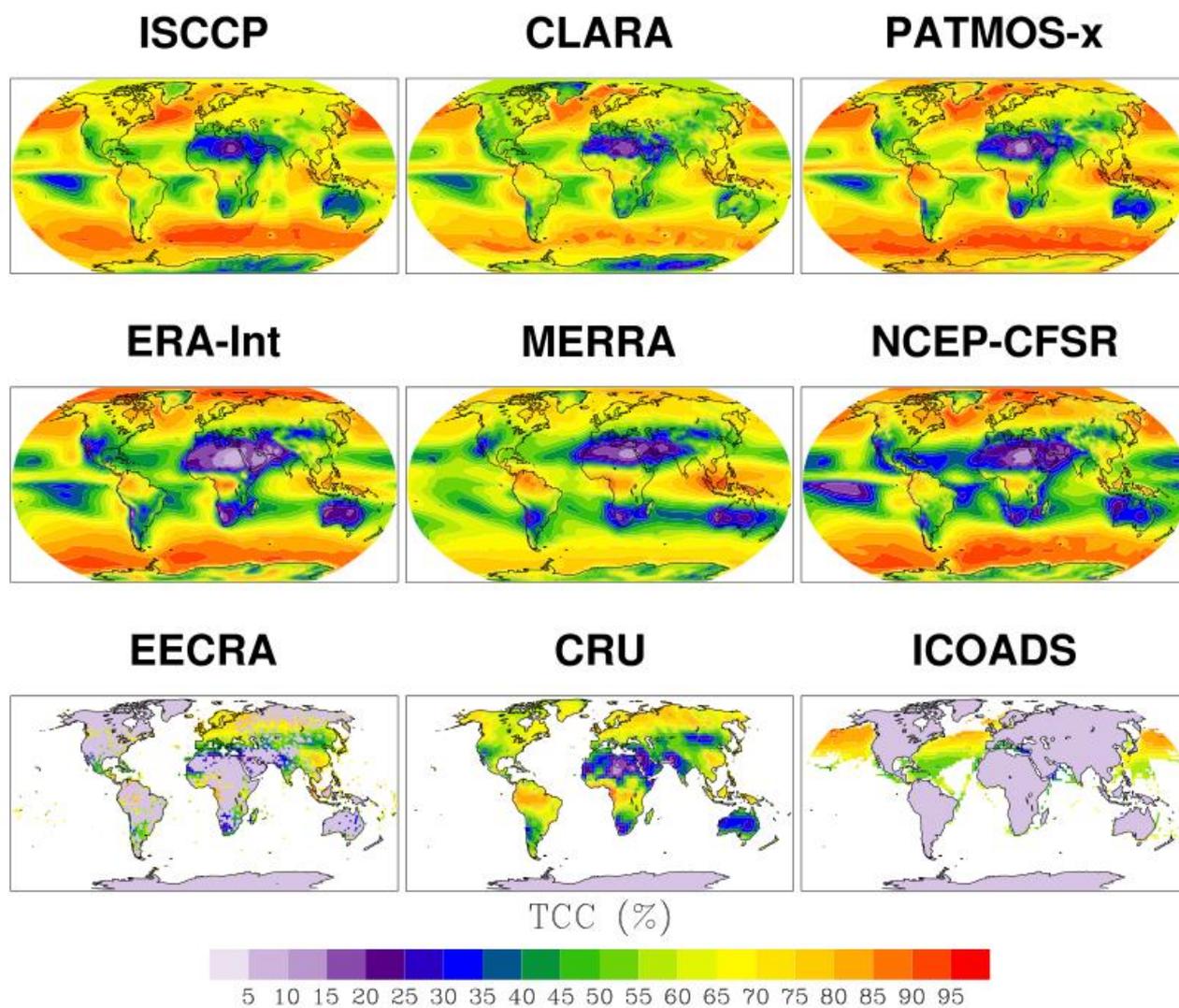
En esta sección se presentarán los resultados obtenidos primeramente de la comparación entre los productos observacionales mediante diferentes tipos de estadísticas, para después introducir los GCM y compararlos a nivel global con dichos productos observacionales. Además de la comparación general, se harán también comparaciones solo sobre tierra, aplicando una máscara a los productos con tal de unificar los mallados, y lo mismo para el caso de solo sobre océano, donde a aquellas bases de datos que entren en esta comparación se le aplicará la máscara disponible para las celdas del mallado de ICOADS.

### 5.1. Evaluación y comparación de las observaciones

Tal y como se ha explicado anteriormente, para el trabajo se han escogido diferentes bases de datos y tipos de observaciones. En concreto se ha escogido tres bases de datos de observaciones satelitales, tres bases de datos de reanálisis y tres bases de datos de observaciones de superficie (dos desde tierra y una desde océano) (ver sección 3).

#### 5.1.1. Presentación de las climatologías

La figura 5.1 muestra los mapas de la TCC media para el periodo común de 1984 hasta 2005 de las 9 bases de datos de observaciones. Para todos ellos, excepto para las observaciones de superficie (EECRA, CRU e ICOADS), la cobertura espacial es global. Se puede observar que existe un patrón similar en todas las bases de datos de satélite y reanálisis, con franjas de mayor cobertura nubosa en el ecuador y a latitudes altas, tanto en el hemisferio norte (HN) ( $40^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{N}$ ) como en el hemisferio sur (HS) ( $50^{\circ}\text{S} - 70^{\circ}\text{S}$ ), y menor nubosidad en latitudes medias de ambos hemisferios ( $(10, 40)^{\circ}\text{N}$  y  $(10, 40)^{\circ}\text{S}$ ). En las zonas polares es complicado distinguir el comportamiento, pero al menos para la Antártida, parece claro que existe un mínimo relativo de nubosidad. Un primer análisis similar para las bases de datos de superficie es complicado, debido a su menor cobertura espacial. De todas maneras, a grandes rasgos estas bases de datos de superficie muestran también el comportamiento general comentado.



**Figura 5.1.** Mapa anual medio de la TCC para el periodo 1984-2005.

En la tabla 5.1, donde se muestran los valores de la TCC tanto para nivel anual como estacional a nivel global (tierra + océano), así como para las diferentes máscaras de los tres productos de observaciones superficiales (Tierra – EECRA, Tierra – CRU y Océano – ICOADS), se aprecia como los reanálisis tienden a subestimar la TCC en comparación con los datos de satélites en el caso de tierra + océano. Aun así, todas las bases de datos tienen su máximo de nubosidad en DJF, excepto para CLARA, que ocurre en SON (64.8%), y su mínimo en JJA, excepto para ERA-Interim, que ocurre en MAM (59.7%) y para NCEP-CFSR que ocurre en SON (58.5%). Para el caso de la máscara de CRU, el patrón es similar al caso anterior, donde los reanálisis tienden a subestimar la TCC respecto a los satélites, y donde los valores de

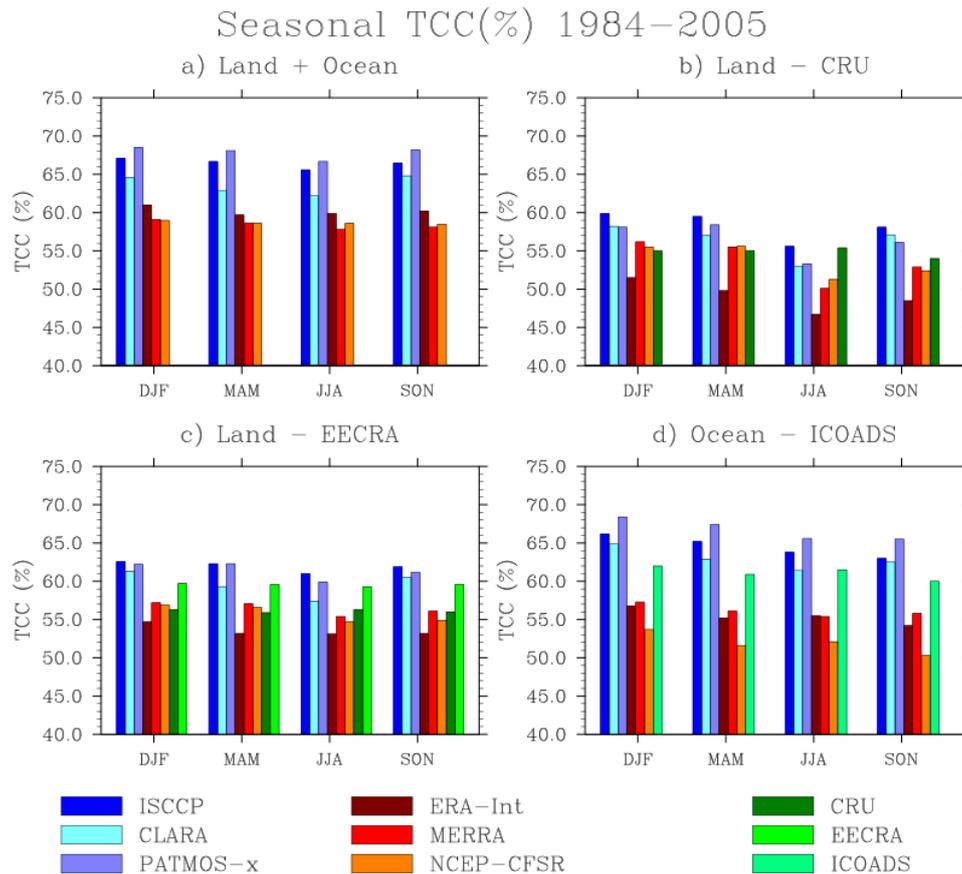
CRU están entre medio de los dos grupos. Para la máscara de EECRA, la diferencia entre satélites y reanálisis es más notable. ISCCP sigue siendo la base de datos con mayor TCC en base anual y estacional, al igual que en el caso anterior. Los datos de superficie vuelven otra vez a estar entre medio de los datos satelitales y de reanálisis. En los meses de JJA todas las bases de datos tienen su mínimo, a excepción de CRU cuyo mínimo ocurre en MAM con 55.9% de TCC. Llama la atención las pequeñas diferencias entre estaciones ofrecidas por los datos superficiales, muy inferiores a lo que ocurre con el resto de bases de datos de satélites y reanálisis, con un máximo/mínimo de 56.3/55.9% y 59.7/59.3% para CRU y EECRA respectivamente. Por último, en la máscara sobre océano obtenida a partir de las celdas disponibles de ICOADS, el patrón observado en los casos anteriores sigue reproduciéndose. Una mayor cobertura nubosa por parte de los satélites, una menor nubosidad por parte de los reanálisis y los datos superficiales, en este caso de ICOADS, en medio de los dos grupos. De los productos satelitales en esta máscara es PATMOS-x el que da una mayor nubosidad total en las cuatro estaciones, así como en el periodo anual. En cuanto a los reanálisis, MERRA es el que ofrece más nubosidad tanto anual como estacionalmente, excepto para JJA donde ERA-Int ofrece una décima más de cobertura total de nubes (55.5%).

En resumen, las distintas bases de datos observacionales indican que la cobertura nubosa en media anual se encuentra en el rango entre 58 y 68% a nivel global, entre 53 y 62% a nivel continental (máscara de EECRA) y entre 52 y 67% a nivel oceánico (máscara de ICOADS). Los valores de la banda baja siempre son los de los reanálisis.

En la figura 5.2 se observa lo comentado en el párrafo anterior, ya que refleja los valores de la tabla 5.1 con tal de que el análisis de las bases de datos de los productos observacionales en los distintos casos se muestre de una forma más sencilla y visual. Como es de esperar, es lógico que las diferencias entre los trimestres sean por lo general muy pequeñas, ya que se analizan las bases de datos a nivel global. En cambio, cuando el estudio se centre en una cierta zona a nivel regional, dichas diferencias serán mayores debido al efecto estacional.

**Tabla 5.1.** Valores de la TCC global pesados (teniendo en cuenta la latitud).

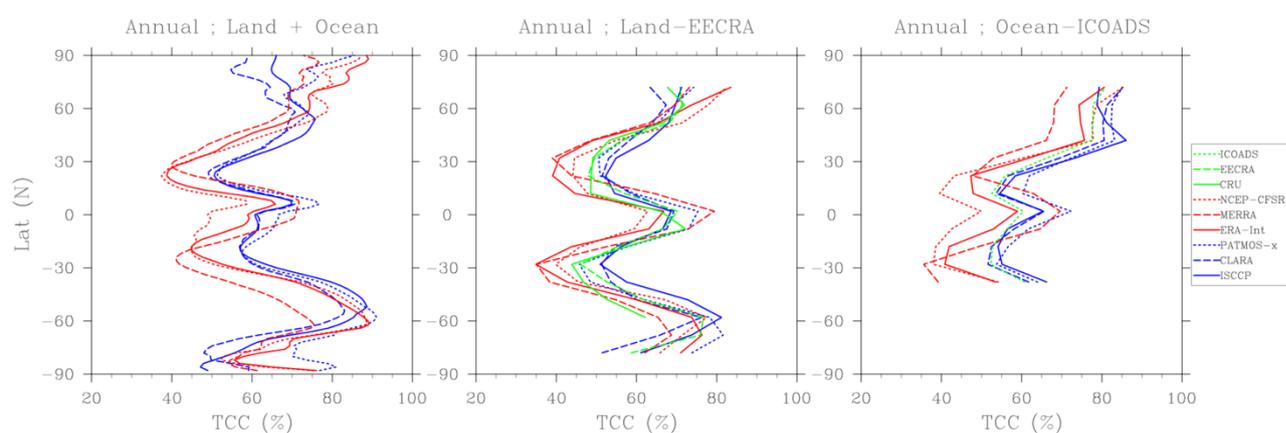
TCC (%)	Anual	DJF	MAM	JJA	SON
<b>Tierra + Océano</b>					
ISCCP	66.4	67.1	66.7	65.6	66.5
CLARA	63.7	64.6	62.9	62.2	64.8
PATMOS-x	67.9	68.5	68.1	66.7	68.2
ERA-Int	60.2	61.0	59.7	59.9	60.2
MERRA	58.4	59.1	58.6	57.8	58.1
NCEP-CFSR	58.7	59.0	58.6	58.6	58.5
<b>Tierra - CRU</b>					
ISCCP	58.3	59.9	59.5	55.6	58.1
CLARA	56.3	58.2	57.0	53.0	57.1
PATMOS-x	56.5	58.1	58.4	53.3	56.1
ERA-Int	49.1	51.5	49.8	46.7	48.5
MERRA	53.7	56.2	55.5	50.1	52.9
NCEP-CFSR	53.7	55.5	55.6	51.3	52.4
CRU	54.6	55.0	55.0	55.4	54.0
<b>Tierra - EECRA</b>					
ISCCP	61.9	62.6	62.3	61.0	61.9
CLARA	59.6	61.3	59.3	57.4	60.5
PATMOS-x	61.4	62.2	62.3	59.9	61.2
ERA-Int	53.5	54.7	53.2	53.1	53.2
MERRA	56.5	57.2	57.1	55.4	56.1
NCEP-CFSR	55.8	56.9	56.6	54.7	54.9
CRU	56.1	56.3	55.9	56.3	56.0
EECRA	59.6	59.7	59.6	59.3	59.6
<b>Océano - ICOADS</b>					
ISCCP	64.5	66.2	65.2	63.8	63.0
CLARA	62.9	64.9	62.9	61.4	62.5
PATMOS-x	66.7	68.4	67.4	65.6	65.5
ERA-Int	55.4	56.8	55.2	55.5	54.2
MERRA	56.1	57.3	56.1	55.4	55.8
NCEP-CFSR	51.9	53.7	51.6	52.1	50.3
ICOADS	61.1	62.0	60.9	61.5	60.0



**Figura 5.2.** Cobertura nubosa estacional de los productos observacionales para las diferentes máscaras.

Con tal de analizar con más profundidad la TCC en función de la latitud se presenta la figura 5.3, donde se analizan los casos global (tierra + océano), y también sobre la máscara de EECRA y sobre la máscara de ICOADS. Además, para una mejor visualización se han promediado las franjas latitudinales cada 5°. En la figura de la izquierda puede observarse como existen los máximos de TCC tanto en el ecuador como a latitudes medias-altas, tanto en el hemisferio norte como en el sur, además de en las proximidades del polo norte. Se marca también el mínimo antártico, aunque en PATMOS-x y ERA-Int se observa también un máximo secundario justo para el Polo Sur. Por el contrario, los mínimos de nubosidad se encuentran para todas las bases de datos más o menos en las misma franjas latitudinales, (10,40)°N y (10,40)°S y en las latitudes polares del hemisferio Sur (excepto en el caso de ISCCP y CLARA que también añaden un mínimo relativo en el Polo Norte), algo que ya se había comentado anteriormente cuando se describía la figura 5.1. Este patrón observado a escala global (tierra + océano) se reproduce cuando solo se promedian las celdas con datos disponibles de la base de datos de EECRA (gráfica del centro). Sin embargo, en este caso los máximos de nubosidad observados en el ecuador son más acentuados, especialmente para

MERRA. Cabe destacar el mejor acuerdo existente entre los productos cuando se restringe el estudio a las celdas disponibles en la máscara de EECRA. Por último, sobre océano (derecha), puede intuirse que el patrón de nubosidad por franjas latitudinales se mantiene, al menos, en el hemisferio norte. Sin embargo, debido a la escasez de celdas con valores en el hemisferio sur, no es posible ver el patrón en dicho hemisferio, aunque puede intuirse, ya que tenemos valores de nubosidad hasta aproximadamente una latitud de 40°S, y todo parece indicar a un aumento parecido al que se detecta en las otras máscaras. Tanto sobre tierra como sobre océano, la falta de celdas con valores observados de nubosidad, hace que el interpretar los diagramas sea más complejo de lo que puede ser cuando se tienen valores de todo el globo (satélites, reanálisis), como es el caso de la figura 5.3.



**Figura 5.3.** Medias zonales por bandas latitudinales de 5° de la TCC de los productos de satélite, reanálisis y superficie sobre tierra + océano (izquierda), sobre tierra considerando las máscara de EECRA (centro) y sobre océano considerando las máscara de ICOADS (derecha).

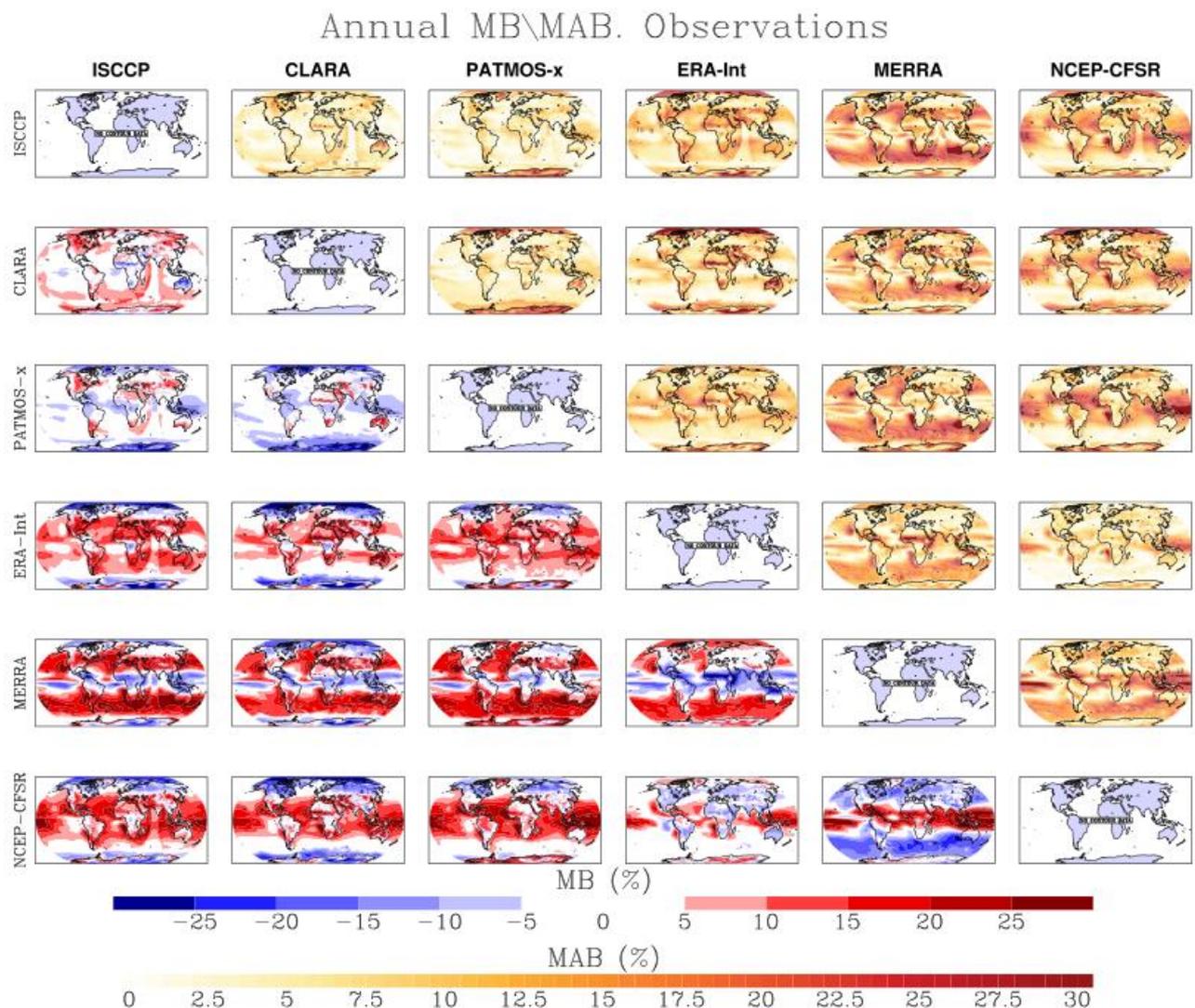
## 5.1.2. Índices estadísticos de la comparativa entre climatologías

### 5.1.2.1. Desviación media y desviación absoluta media

Para realizar una primera comparación cuantitativa entre los productos observacionales, se toman los estadísticos desviación media (MB) y desviación absoluta media (MAB) (definidos en la sección 4.2). Se han comparado todas las bases de datos de observaciones entre ellas (exceptuando, lógicamente, las de tierra con las de océano) para tener un mayor criterio a la hora de evaluarlas. En la figura 5.4 se presentan los mapas de color del MB (triángulo inferior izquierdo) y del MAB (triángulo superior derecho) para el periodo 1984-2005 para la comparación entre los datos satelitales y de reanálisis.

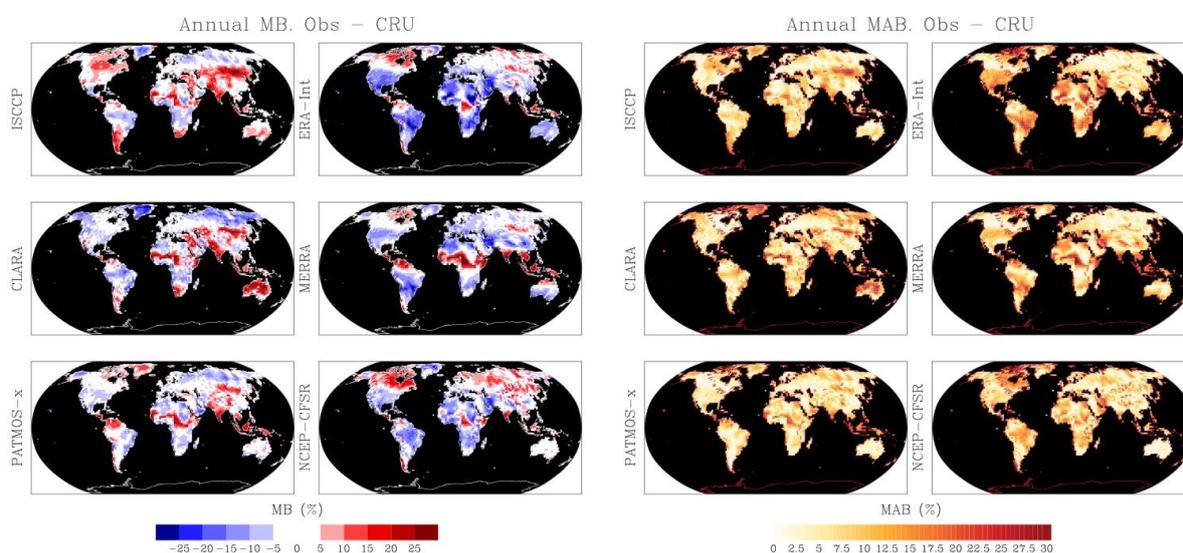
Las observaciones superficiales, debido a que su cobertura espacial no es total en todo el globo, han pasado a representarse en otras figuras aparte (figuras 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8) para

que se pueda apreciar mejor el detalle de las diferencias respecto a ellas. Conforme a lo que la figura 5.4 muestra, lo primero que destaca del MB son las bandas latitudinales que se forman de sobreestimación y subestimación, principalmente cuando se comparan los reanálisis (entre ellos o con los satélites). A la hora de calcular el MB de los productos satelitales entre sí, se observa que el MB es más próximo a cero que cuando se comparan con el resto de productos.



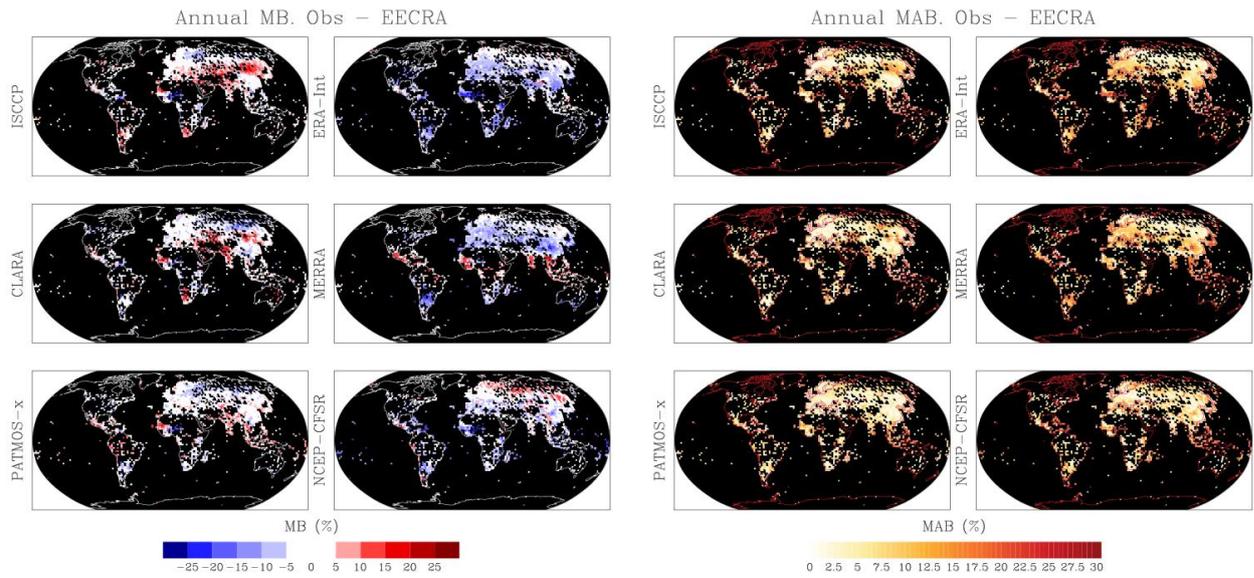
**Figura 5.4.** Mapas de color del MB (triángulo inferior izquierdo) y del MAB (triángulo superior derecho) del periodo 1984-2005 para la comparación entre las observaciones (en % TCC).

En la figura 5.5 se observan el MB y el MAB de las bases de datos satelitales y de reanálisis respecto a CRU. Para todas las bases de datos existe una subestimación por parte de CRU (MB positivo) en varias regiones: la zona central de África, extendiéndose esta región de subestimación según la base de datos con la cual se compara; la banda latitudinal que se extiende sobre el continente asiático en torno a los 45°N; y por último en la parte este de Canadá (excepto para CLARA donde el MB reproduce un color blanco, con lo que estamos hablando de un MB comprendido entre -5 y +5% de TCC). En cuanto a las zonas comunes a todas las bases de datos con una mayor sobrestimación destaca América del Sur y África en la banda latitudinal en torno de los 20°S. Observando los mapas de color del MAB, tanto las zonas de sobrestimación como de subestimación observadas en el MB, se resaltan en tonos más rojizos indicando un MAB elevado.



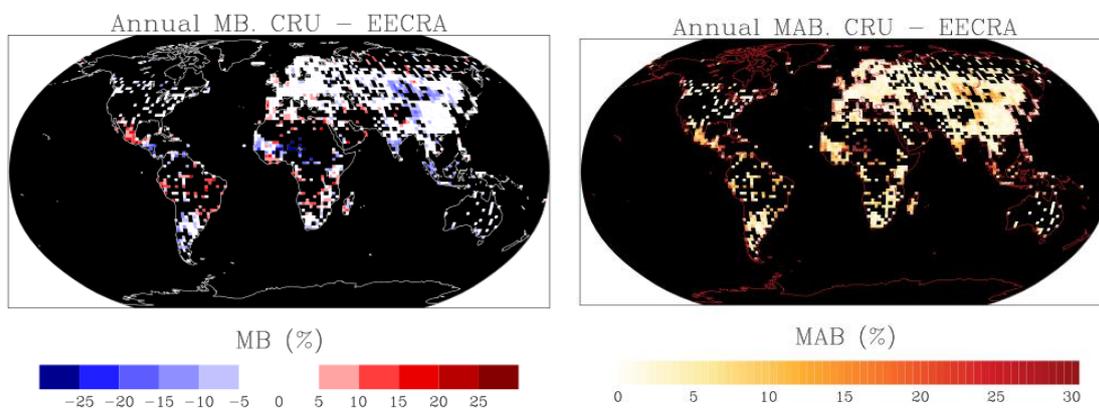
**Figura 5.5.** Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los datos de satélite y reanálisis y CRU (en % TCC).

La figura 5.6 es equivalente a la figura 5.5, pero en este caso con la base de datos EECRA como referencia. A pesar de la disminución de cobertura espacial, puede observarse un patrón similar al mostrado anteriormente cuando se tenía como base de datos de referencia a CRU.



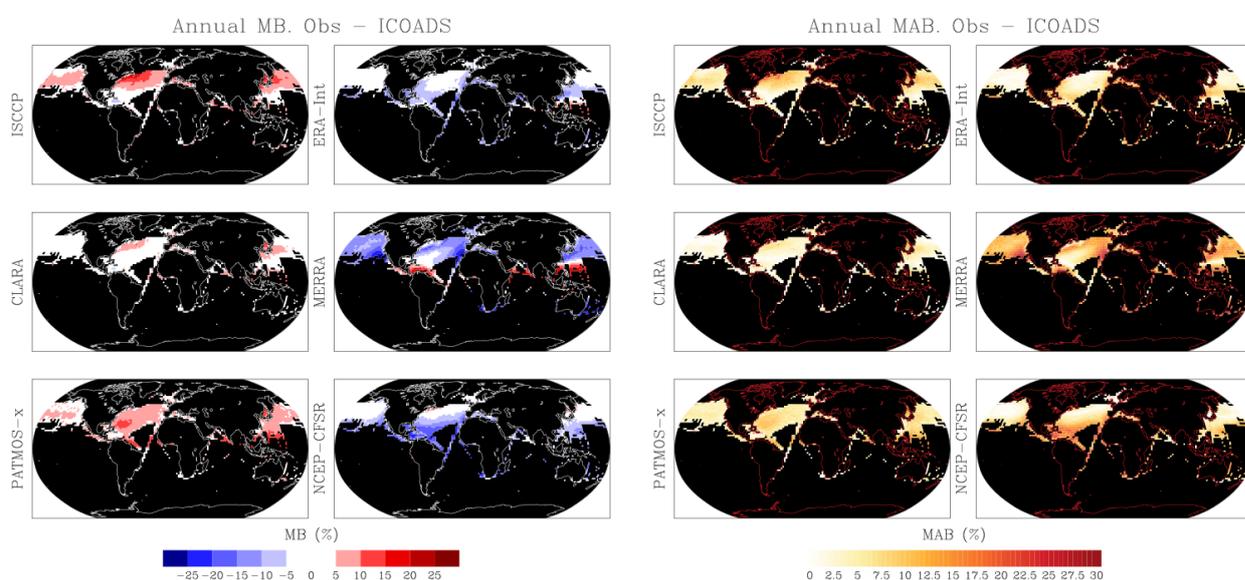
**Figura 5.6.** Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los datos de satélite y reanálisis y EECRA (en % TCC).

En cuanto a bases de datos de observaciones superficiales continentales, falta comparar entre sí CRU y EECRA. Esto es lo que muestra la figura 5.7, donde se aprecia un buen acuerdo entre ellas en el continente euroasiático, excepto en la zona central de Asia, y donde puede intuirse una franja de subestimación de nubosidad total en torno a los 10°N por parte de CRU y otra franja latitudinal en torno a 10°S esta vez de sobreestimación de CRU respecto a EECRA.



**Figura 5.7.** Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre CRU y EECRA (en % TCC).

Y para finalizar, se presenta la comparación respecto a ICOADS (figura 5.8). Debido al gran número de celdas con falta de datos en el hemisferio sur, la evaluación frente a ICOADS se limita prácticamente al hemisferio norte. Aun así, se pueden observar algunos comportamientos generales. Fijándonos en los mapas de color del MB, se observa que en general los satélites sobrestiman la nubosidad total dada por ICOADS en todas las zonas y que los reanálisis la subestiman, también en casi todas las zonas. Resalta que para MERRA se produce un cambio sustancial de signo en el MB en la franja latitudinal de los 10°N, pasando del MB negativo predominante en todo el hemisferio norte, a un fuerte MB positivo en dicha franja. Esto es debido a que como se mostró en la figura 5.1, la TCC de MERRA aumenta de manera notable a partir de los 20°N hacia el ecuador, mientras que para ICOADS la nubosidad total disminuye con la latitud hasta casi el ecuador. El MAB reproduce prácticamente el mismo patrón reproducido por el MB, resaltando a primera vista el buen acuerdo que existe entre CLARA y ERA-Int respecto a ICOADS con unas amplias regiones (océano Atlántico norte) coloreadas en tonos blanquecinos (MAB próximos a cero). En definitiva, gracias a los mapas de color del MB y del MAB se puede observar aquellas regiones del globo donde las observaciones discrepan entre ellas, y se puede proceder más adelante con los resultados regionales teniendo presente qué zonas presentan una mayor consistencia entre los diferentes productos.



**Figura 5.8.** Mapas de color del MB (izquierda) y del MAB (derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los datos de satélite y reanálisis e ICOADS (en % TCC).

La tabla 5.2 muestra los valores medios globales del MB (triángulo inferior izquierdo) y del MAB (triángulo superior derecho) para el periodo 1984-2005. Respecto al MB se observa esta vez en valores numéricos, la sobreestimación de nubosidad total de los satélites respecto a los otros grupos de observaciones (reanálisis y superficiales), siendo dicha diferencia mayor para los reanálisis. Resaltan los valores del MB de PATMOS-x respecto a MERRA y NCEP-CFSR con valores del MB de 9.5 y 9.2% respectivamente. A su vez existe un MB casi nulo entre EECRA y CLARA (0.1%) y por el contrario una subestimación notable de cobertura total de nubes de NCEP-CFSR respecto a ICOADS (-9.2%). Entre las bases de datos satelitales el mejor acuerdo se produce para ISCCP y PATMOS-x (-1.4 %) y el peor, a pesar de que la fuente de datos sea la misma y lo único que cambie es el método de tratamiento de los datos, es para CLARA y PATMOS-x con un subestimación total de la nubosidad de -4.2% del primero de ellos respecto al segundo. Uno de los mejores MB se encuentra a la hora de comparar los reanálisis entre ellos mismos. Esto ocurre para MERRA y NCEP-CFSR, donde existe una mínima subestimación de la nubosidad total (-0.3%) por parte de MERRA. Por último referente al MB, la diferencia entre la base de datos CRU y EECRA, teniendo en cuenta solo las celdas comunes a ellas, muestra un subestimación de CRU respecto a EECRA de -2.2% en la nubosidad total.

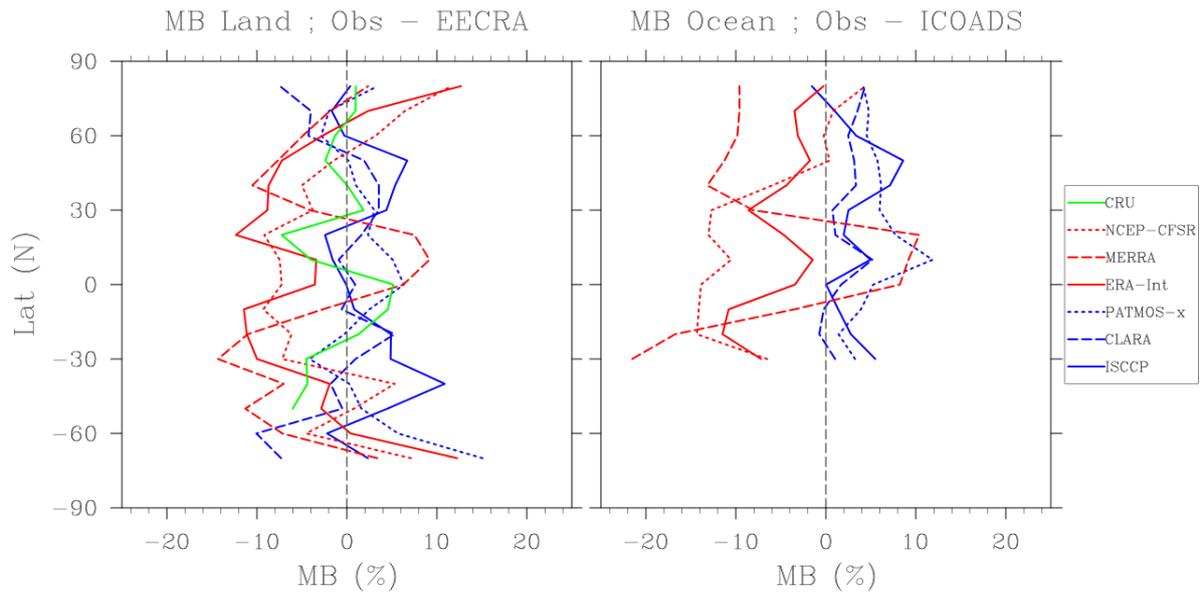
Los valores del MAB, situados en el triángulo superior derecho de la tabla 5.2, muestran claramente que CLARA, en términos generales, es la base de datos que mejor se comporta respecto a las demás, según el MAB, con unos valores de 3.2, 3.2 y 2.2% respecto a ISCCP, EECRA e ICOADS respectivamente. Este estadístico también resalta y muestra el poco acuerdo existente entre los satélites y los reanálisis, con un valor promedio del MAB de 9.5% entre ellos, mientras que para las comparaciones realizadas entre los satélites y las observaciones superficiales, el MAB ronda el 4.2%. En cuanto a las observaciones superficiales respecto a los otros dos grupos de observaciones (satélites y reanálisis) el MAB muestra lo que hasta ahora se había venido observando anteriormente, y es que existe un mejor acuerdo frente a los satélites, con MAB en torno al 4.2% como ya se vio anteriormente, que frente a los reanálisis (MAB promedio de 7.6%).

Ya por último, las medias zonales permiten observar con mayor detalle donde se encuentran las mayores diferencias entre las bases de datos según las bandas latitudinales. En la figura 5.9.a se muestran las medias zonales del MB (promediadas cada 10°) sobre tierra tomando como referencia la base de datos de EECRA. En dicha figura pueden observarse como los reanálisis a excepción de MERRA (que presenta un comportamiento muy heterogéneo, con una importante sobrestimación en la zona intertropical) subestiman la TCC a lo largo de todo el globo, excepto en las regiones cercanas a los polos (donde MERRA también sufre sobreestimación aunque menor que el resto de los reanálisis). Por otra parte, los productos de satélite muestran un buen acuerdo a nivel ecuatorial (exceptuando PATMOS-x el cual sobreestima en torno a un 6%). A latitudes medias

dependiendo del producto satelital pueden observarse distintos comportamientos. Por ejemplo, en el HN, tanto CLARA como PATMOS-x tienen un MB cercano a 0, mientras que ISCCP sobreestima aproximadamente un 5% de TCC. Si se centra la atención en el HS, ISCCP muestra una sobreestimación similar a la ocurrida en el HN, mientras que CLARA y PATMOS-x prácticamente describen la misma TCC dada por EECRA ( $MB \approx 0$ ). Finalmente en las latitudes próximas a los polos, tanto en el norte como sobre todo en el sur, se observa una dispersión notable de todos los productos, sin llegar a mostrarse una coherencia común entre los tres productos satelitales. Por último, la bases de datos de superficie CRU, muestra respecto a EECRA un comportamiento dispar conforme nos vamos moviendo del Polo Norte al Polo Sur. Desde el Polo Norte hasta los 30°N mantiene un MB casi nulo, mientras que desde dicha latitud hasta el ecuador subestima la TCC con un mínimo en torno al -7%. Seguidamente, del ecuador a 25°S el MB es positivo y con un valor máximo alrededor del 5%. A partir de aquí y hasta la latitud cercana a 50°S, el MB se convierte en negativo, es decir, CRU da una TCC menor que EECRA en estas latitudes.

**Tabla 5.2.** Valores pesados del MB y del MAB del periodo 1984-2005 para la comparación entre las observaciones (en % TCC). El MB se define como la diferencia entre la base de datos situada en la columna menos la base de datos situada en la fila. Los valores destacados en verde resaltan un buen acuerdo entre las bases de datos y los resaltados en azul (valores negativos) y rojo (valores positivos) un peor resultado.

$\begin{matrix} \text{MAB} \\ \text{MB} \end{matrix}$	ISCCP	CLARA	PATMOS-x	ERA-Int	MERRA	NCEP-CFSR	CRU	EECRA	ICOADS
ISCCP	<b>X</b>	<b>3.2</b>	3.7	8.7	<b>11.1</b>	10.1	5.7	4.1	3.8
CLARA	2.8	<b>X</b>	4.3	7.8	9.2	9.9	5.1	<b>3.2</b>	<b>2.2</b>
PATMOS-x	-1.4	-4.2	<b>X</b>	8.6	10.2	10.4	3.7	3.4	5.7
ERA-Int	6.2	3.5	7.7	<b>X</b>	8.6	3.4	8	7.4	5.7
MERRA	8	5.2	<b>9.5</b>	1.8	<b>X</b>	<b>11.2</b>	7.4	7.5	<b>11.1</b>
NCEP-CFSR	7.8	5	<b>9.2</b>	1.5	<b>-0.3</b>	<b>X</b>	5.9	6.2	9.5
CRU	3.7	1.7	1.9	-5.5	-0.9	-0.9	<b>X</b>	4.3	<b>X</b>
EECRA	2.4	<b>0.1</b>	1.8	<b>-6</b>	-3.1	-3.8	-2.2	<b>X</b>	<b>X</b>
ICOADS	3.4	1.8	5.6	-5.7	-5	<b>-9.2</b>	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b>



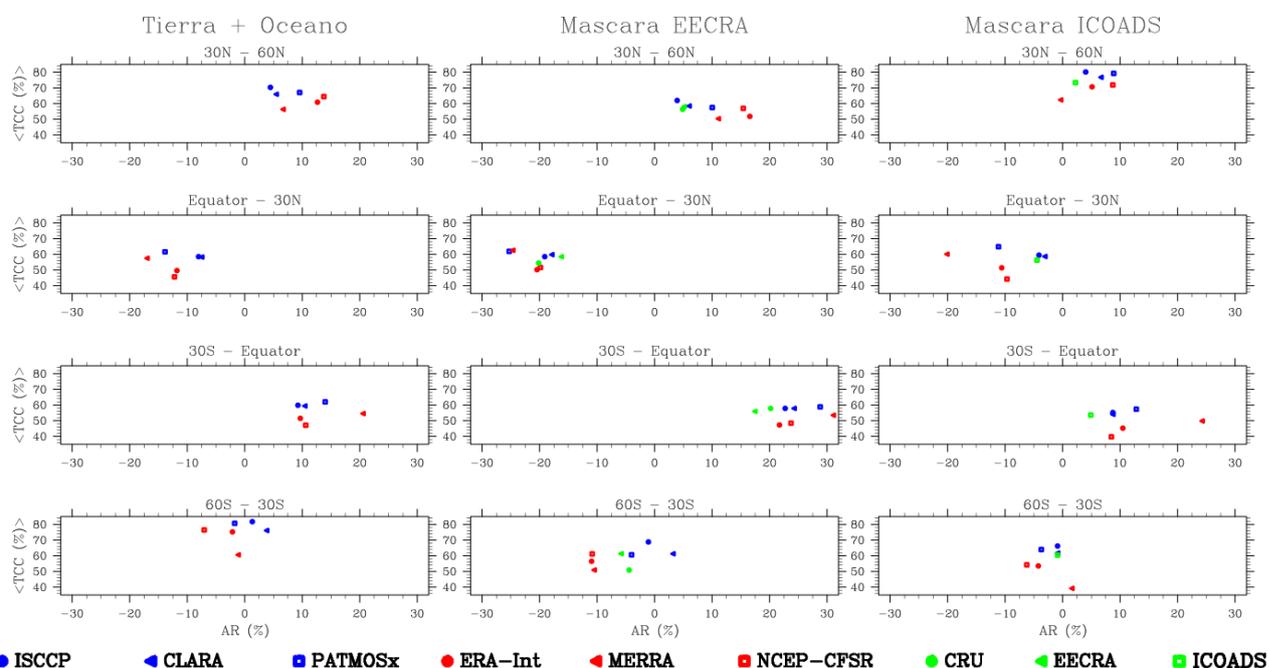
**Figura 5.9.** Medias zonales, cada  $10^\circ$ , del MB sobre tierra tomando como referencia EECRA (a - izquierda) y sobre océano tomando como referencia ICOADS (b - derecha).

Por otra parte, sobre océano se ha tomado como referencia la base de datos ICOADS. En la figura 5.9.b puede observarse de nuevo la gran cantidad de bandas latitudinales, sobre todo en el HS, que quedan sin cubrir debido a la ausencia de celdas con datos en ICOADS. En este caso, los productos de satélites tienen un comportamiento similar entre ellos y con unos valores del MB comprendidos entre 0 y 10%, lo que indica una sobreestimación por parte de éstos respecto a ICOADS. Sin embargo, los reanálisis presentan una mayor dispersión. Cabe destacar el comportamiento de MERRA, el cual muestra los extremos del MB entre los reanálisis, tanto mínimo como máximo (al igual que ocurría sobre todo el globo, se detecta una nubosidad muy elevada por parte de MERRA en la zona intertropical). Sin embargo, los tres reanálisis muestran un pico en torno a la banda latitudinal  $(0,10)^\circ\text{N}$ , con un valor similar del MB en torno a los  $30^\circ\text{N}$ , y una dispersión muy fuerte cuanto más al norte. Del HS destacar que tanto ERA-Interim como NCEP-CFSR muestran un MB en torno al  $-7\%$  en la banda latitudinal centrada  $30^\circ\text{S}$ . En esta zona, MERRA muestra la mayor subestimación de las seis bases de datos con un valor cercano al  $-20\%$ .

### 5.1.2.2. Rango anual

Como ya se explicó anteriormente en la sección 4.2, el rango anual (AR) se define como diferencia de la nubosidad en los meses DJF menos la nubosidad en los meses JJA, y es una manera simple de cuantificar la evolución estacional de la nubosidad. Por lo tanto, no tiene sentido dar un valor promediado a nivel global, ya que en los meses de DJF cuando en un

hemisferio es invierno, en el otro es verano, y lo mismo ocurre con los meses de JJA. Por esta razón, en la figura 5.10 se presentan los rangos anuales por franjas latitudinales, de 30° cada una de ellas. Se ha representado conjuntamente con la TCC media, para comprobar si existe o no alguna relación entre esta y el rango anual.



**Figura 5.10.** Rango anual de las diferentes bases de datos sobre tierra y océano (izquierda), sobre la máscara de EECRA (centro) y sobre la máscara de ICOADS (derecha), respecto al valor medio de la nubosidad anual en toda la franja latitudinal.

En la figura 5.10 a grandes rasgos puede observarse que a latitudes medias ISCCP y CLARA se comportan prácticamente igual, y no muy lejos de ellos se encuentra PATMOS-x, aunque este último siempre da valores algo más extremos del AR. Por el contrario, los reanálisis están más dispersos unos de otros, y en cuanto a los datos de superficie se refiere, éstos aunque se encuentren a primera vista en un punto intermedio entre los satélites y los reanálisis, en general se parecen más a lo observado por los satélites.

Ahora bien, analizando la figura 5.10 por bandas latitudinales, en las franja 30°N – 60°N, se observa que predomina un AR positivo en torno al 10% cuando no se usa ninguna máscara y cuando se usa la máscara continental (EECRA) y en torno al 5% cuando se aplica la máscara de océano (ICOADS). Por el contrario, en la banda latitudinal Ecuador – 30°N, existe un AR generalizado negativo, acentuándose éste sobre tierra (con valores próximos a -20% para todas las bases de datos) y con valores rondando a -10% tanto para el conjunto de todas las celdas como para aquellas de la máscara de ICOADS. En el hemisferio sur, el

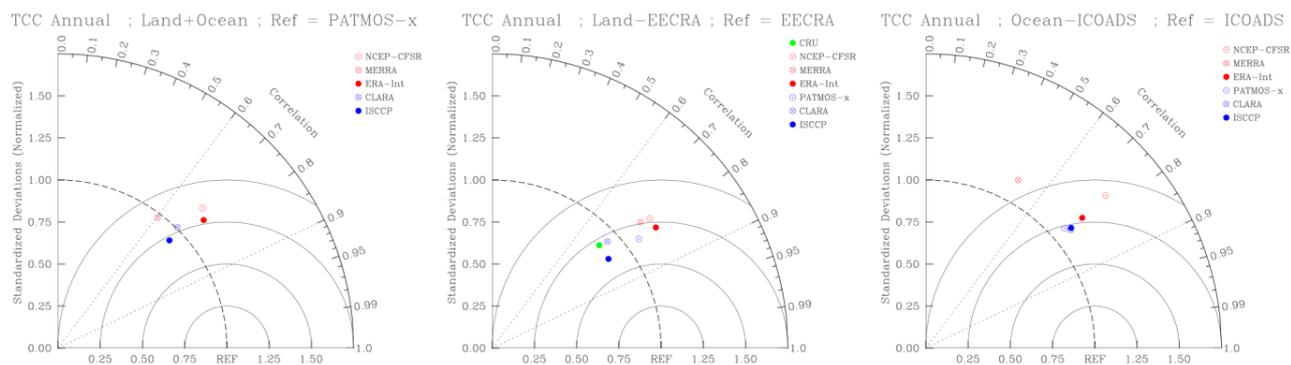
comportamiento es opuesto, pero no exactamente simétrico. Así, en la banda latitudinal de 30°S – Ecuador predomina un AR positivo para todas las bases de datos en las tres coberturas espaciales (total, tierra, océano), acentuándose éste en el caso de tierra donde los valores del AR están en torno al 25%. Y por último, en la banda latitudinal 60°S – 30°S, el AR está menos definido, se sitúa próximo al 0%, excepto para los reanálisis sobre tierra, los cuales tienen un valor prácticamente igual del AR (11%). Además, también en esta última franja, los valores del AR de las observaciones superficiales se acercan más a los valores del AR dados por los satélites que por los reanálisis. Hay que tener en cuenta que el bajo número de puntos de la malla sobre océano en la franja latitudinal de 60 – 30°S puede afectar a los resultados presentados en dicha figura.

### 5.1.2.3. Diagramas de Taylor

Como ya se ha comentado, los diagramas de Taylor (Taylor 2001) son una forma muy visual de representar tres estadísticos de la comparación entre la variabilidad interna de diversas bases de datos, tomando una de ellas como referencia. Dichos estadísticos son el coeficiente de correlación espacial y temporal (R), la desviación cuadrática media (RMSD) y la desviación estándar (STDV).

Dependiendo de la cobertura espacial sobre la que se quiera establecer la comparación, deberá utilizarse una base de datos u otra. Para el caso de una cobertura espacial completa (global, tierra y océano), en los diagramas de Taylor se escoge PATMOS-x como referencia. Esto es así, puesto que, en primer lugar, las observaciones superficiales quedan descartadas debido a la falta de cobertura global. En segundo lugar, se han descartado los reanálisis debido al aparente sesgo hacia valores bajos de la cobertura total de nubes a nivel global, como se ha visto en las secciones anteriores. Además también se ha decidido obviar para esta comparación ISCCP debido a que, como ya se observó anteriormente en este y otros trabajos (Evan et al. 2007; Norris and Evan 2015), ISCCP podría ofrecer datos de la nubosidad total algo defectuosos sobre el océano Índico, en la zona de intersección entre satélites geoestacionarios. Aparte, CLARA tampoco es una buena opción ya que, como se verá más adelante (sección 5.1.3), presenta unas tendencias altamente negativas en todo el globo. Para la comparación sobre tierra se ha decidido utilizar como referencia la base de datos de EECRA y no la de CRU, ya que aunque ésta última tenga una mejor cobertura espacial, la mayoría de sus datos son resultados del tratamiento de otras variables, sin embargo, los datos ofrecidos por EECRA son observaciones directas de nubosidad desde estaciones terrestres. Por último, para la comparación sobre océano se tiene como referencia a ICOADS. Así pues, en las figuras 5.11.a, b y c se representan los diagramas de Taylor sobre tierra más océano, solo tierra y solo océano respectivamente.

## Evaluación de modelos climáticos: el comportamiento de la variable nubosidad



**Figura 5.11.** Diagramas de Taylor de los productos observacionales tomando como referencia a PATMOS-x para tierra + océano (a - izq), para la máscara de EECRA (b - centro) y para la máscara de ICOADS (c - der).

En la figura 5.11.a se observan como las bases de datos satelitales y de reanálisis respecto a PATMOS-x rondan una correlación espacio-temporal de 0.6 en el peor de los casos (MERRA) y 0.75 para el mejor de los casos (ERA-Int). En cuanto a la desviación estándar, tanto ISCCP como CLARA y MERRA tienen un valor similar al ofrecido por PATMOS-x (19.37%), sin embargo no ocurre lo mismo para ERA-Int y NCEP-CFSR, con valores ligeramente superiores que el de PATMOS-x. El RMSD de las bases de datos respecto a PATMOS-x no sufre una gran dispersión, estando el valor entre aproximadamente 0.75 y 0.9. Algo similar ocurre para este estadístico en el caso de tierra, con la máscara de EECRA (figura b). El valor de RMSD para todas las bases de datos se encuentran en torno al rango 0.6 – 0.8. En la figura 5.11.b, el coeficiente de correlación situado en un rango estrecho de entre 0.7 y 0.8 indica una buena correlación espacio-temporal respecto a EECRA del resto de las bases de datos en los 22 años de estudio. Sin embargo, a la hora de calcular la desviación estándar de dichos productos, ésta muestra una dispersión algo mayor que la observada en los dos estadísticos anteriores. Los satélites junto con CRU tienden a tener una STDV más cercana al valor de EECRA (19.1%) que los reanálisis, siendo el valor promedio de ellos normalizado al de EECRA de un 1.2. El caso del diagrama de Taylor para océano (figura 5.11.c) teniendo en cuenta la máscara de ICOADS, y con ello, el bajo número de celdas disponibles a nivel global, es donde se produce una mayor dispersión de la nube de puntos dada por las bases de datos. En especial llama la atención el caso de MERRA, que aparece descolgada del resto debido principalmente a su baja correlación (0.48) y su alto RMSD (1.1) comparado con el resto de bases de datos que ronda un RMSE del 0.75 para los satélites y ERA-Int, y que tiene un valor de 0.91 para NCEP-CFSR. Por el contrario el valor de la desviación estándar para MERRA no es muy diferente al de ICOADS, siendo de 18.3% y 16.1% respectivamente. La base de datos que mayor diferencia tiene su desviación estándar con la de ICOADS es NCEP-CFSR con un valor de 22.5%, siendo el valor relativo a ICOADS de 1.4. Resalta como los tres satélites se comportan de una manera prácticamente igual entre ellos en este caso (y también más

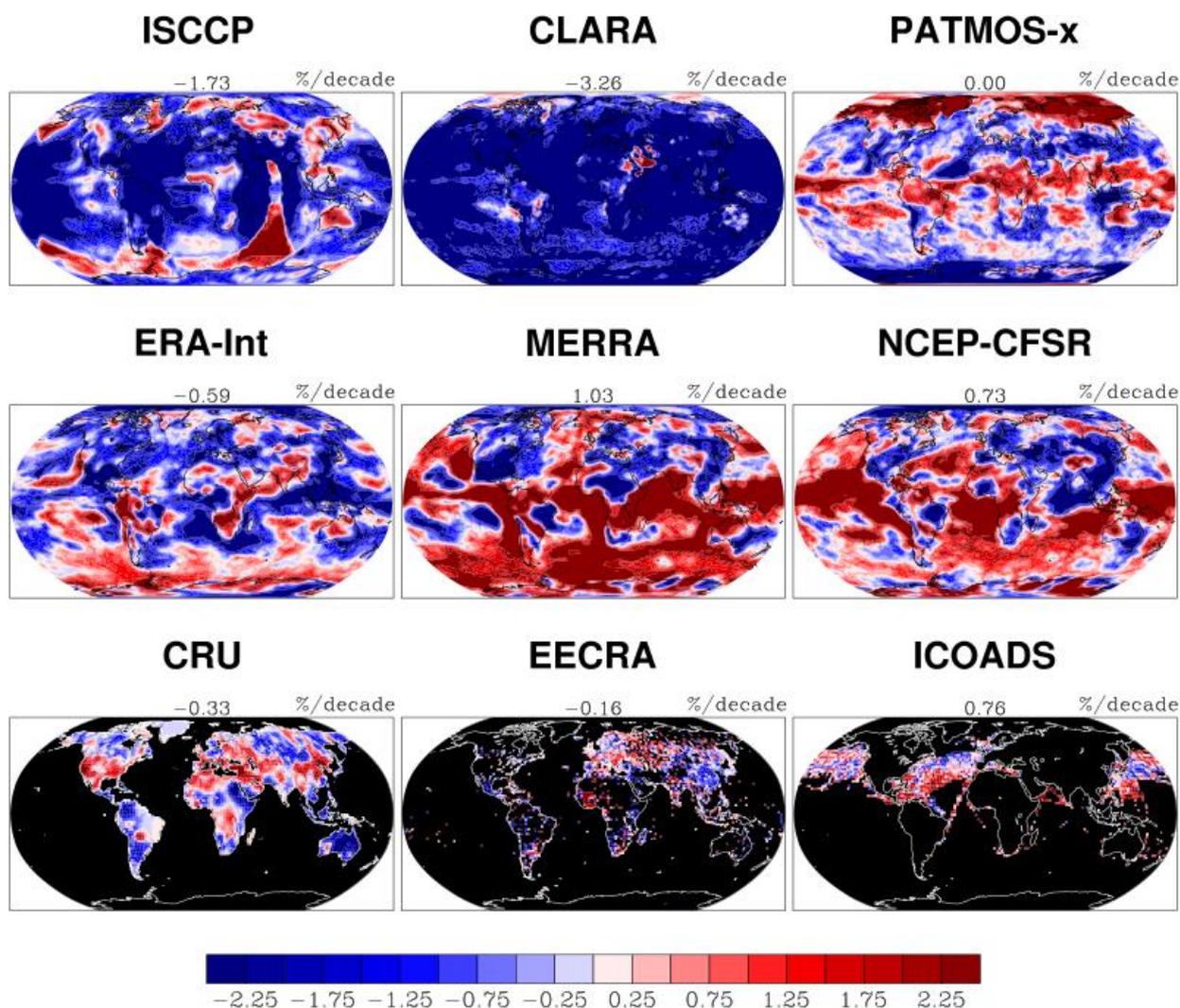
parecida a la referencia), aspecto que puede estar condicionado por el bajo número de celdas disponibles en la máscara de ICOADS.

En resumen, tanto a nivel global como continental (EECRA) y oceánico (ICOADS), las tres bases de datos de satélite se comportan de manera relativamente similar mientras que los reanálisis muestran resultados más dispares y con tendencia a alejarse tanto de los valores de satélite como de las observaciones superficiales directas. Así, en general los reanálisis siempre se sitúan más lejos del punto de referencia en los diagramas de Taylor.

### 5.1.3. Tendencias

Otro punto de vista interesante a la hora de comparar los diferentes productos es comparar las evoluciones temporales de la nubosidad; es decir, comprobar si, en el periodo de 22 años seleccionado, presentan un cierto aumento o descenso de nubosidad. Como en los análisis anteriores, esto puede hacerse a nivel global, y ver la magnitud de la tendencia para aquellos productos que tengan un signo igual, pero sobre todo a escala regional, es decir detectar zonas donde exista acuerdo en el signo de las tendencias, lo que puede motivar un análisis más exhaustivo en esas regiones.

En la figura 5.12 se presentan los mapas de color de las tendencias de los diferentes productos, calculadas en cada celda, así como los valores medios pesados para todo el globo de la tendencia a nivel anual (recogidos también en la tabla 5.3). A diferencia de lo que ocurría con los valores medios de la TCC, donde existía un patrón común de la nubosidad a lo largo del globo, aquí esto no sucede. Lo que destaca con más notoriedad de los nueve mapas de color presentados en dicha figura son las grandes inhomogeneidades espaciales de ISCCP (especialmente en el Océano Índico), lo cual es debido a que los datos de ISCCP se obtienen a partir de satélites geoestacionarios en combinación con satélites polares. Como ya se adelantó en la sección anterior, CLARA muestra una tendencia altamente negativa en todo el planeta a excepción de algunas áreas situadas en torno a la península arábiga, el polo norte y Sudamérica. En cuanto a PATMOS-x, es el único producto con cobertura espacial global para el cual quedan definidas ciertas bandas latitudinales, con una tendencia positiva en torno al ecuador y al polo norte, tendencias ligeramente negativas en latitudes medias de ambos hemisferios y una tendencia altamente negativa en la Antártida. En cuanto a los reanálisis, las tres bases de datos muestran una escasa coherencia espacial de las tendencias, con valores extremos existentes especialmente en MERRA y NCEP-CFSR. En el mapa de color de CRU, puede intuirse bandas latitudinales inversas a las de PATMOS-x, es decir, con tendencias negativas a latitudes altas de ambos hemisferios y ecuador, y tendencias positivas a latitudes medias de los dos hemisferios. Debido a la falta de cobertura espacial de las bases de datos de observaciones superficiales, es difícil sacar conclusiones a nivel global de las tendencias.



**Figura 5.12.** Mapas de color y valores medios (parte superior de cada mapa) de las tendencias (%/década) de los diferentes productos a nivel anual durante el periodo 1984-2005.

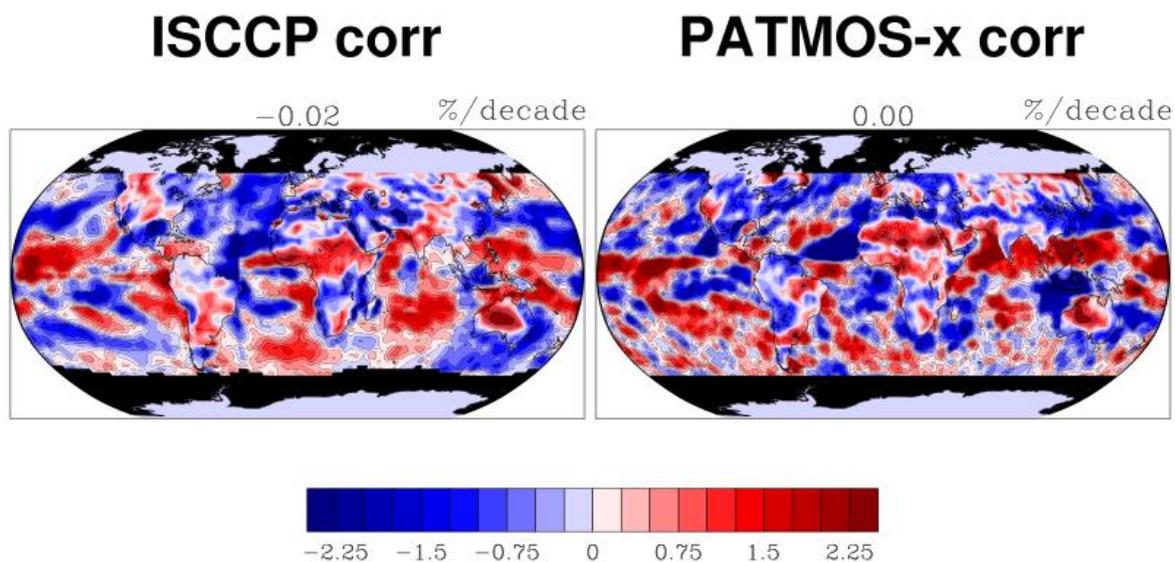
Además, en la tabla 5.3 se muestran los valores de las tendencias globales pesadas para las distintas máscaras y para los distintos productos observacionales. Se han marcado en rojo aquellos valores que muestran una tendencia positiva y en azul aquellos con tendencia negativa. ISCCP, CLARA, ERA-Int y MERRA muestran acuerdo en el signo de la tendencia para los 4 casos (global, las dos máscaras de tierra y la máscara de ICOADS), siendo la tendencia de signo negativo para los tres primeros a nivel global (tierra + océano), mientras que la tendencia es positiva para MERRA. Es de destacar, tal y como se observa en la figura 5.12, los valores claramente negativos que marca el producto CLARA. Sin embargo, para los productos PATMOS-x y NCEP-CFSR, el signo de la tendencia varía según el caso. Así mientras que para NCEP-CFSR existe un acuerdo en ambas máscaras de tierra con una tendencia negativa, no ocurre lo mismo para PATMOS-x, que teniendo en cuenta la máscara de tierra de CRU ofrece una tendencia positiva (0.44%/década) mientras que para la máscara de

EECRA la tendencia, aunque próxima a cero, es de signo negativo (-0.03%/década). Es interesante resaltar la compensación de los valores de las tendencias en el producto de PATMOS-x a nivel global, ya que aun existiendo zonas con tendencias altamente positivas (próximas al polo norte) y regiones con tendencias altamente negativas (próximas al polo sur), éstas son compensadas al calcular el valor de la tendencia a nivel global. Por último, debido a que no tienen cobertura espacial completa, los valores de los productos de observaciones superficiales no son directamente comparables entre sí, pero sí que podemos concluir en primera instancia que sobre tierra existe una tendencia negativa, tal como muestra EECRA (-0.16%/década) y CRU con -0.33 %/década (así como para la máscara de EECRA con un descenso de -0.25%/década), y una tendencia positiva sobre océano (en las celdas que se dispone de ICOADS) con una valor de 0.76 %/década para ICOADS.

**Tabla 5.3.** Valores de las tendencias globales pesadas (%/década) de las observaciones para las distintas máscaras (periodo 1984 – 2005).

	Land + Ocean	Land – CRU	Land – EECRA	Ocean - ICOADS
ISCCP	-1.73	-1.51	-1.40	-2.41
CLARA	-3.26	-3.43	-3.69	-3.53
PATMOS-x	0.00	0.44	-0.03	-0.18
ERA-Int	-0.59	-0.35	-0.59	-1.12
MERRA	1.03	0.13	0.55	1.05
NCEP-CFSR	0.73	-0.33	-0.35	0.72
CRU	-	-0.33	-0.25	-
EECRA	-	-	-0.16	-
ICOADS	-	-	-	0.76

Gracias al trabajo realizado por Norris and Evan (2015), quienes han tratado y corregido los datos de ISCCP-D1 cada 3 horas y la versión 5 de PATMOS-x, desde julio de 1983 hasta diciembre de 2009, ofreciendo así una “nueva” base de datos de anomalías en cada uno de estos dos productos, se ha podido calcular nuevamente las tendencias para el periodo común elegido en nuestro trabajo, 1984 – 2005 (Figura 5.13). Si bien es cierto que las anomalías están referidas a un periodo temporal diferente (1983 – 2009), esto no implica importantes cambios en el resultado final a la hora de calcular las tendencias desde 1984 hasta 2005. Además, esta nueva base de datos corregida solo ofrece valores de anomalías para las latitudes comprendidas entre 60°N y 60°S.



**Figura 5.13.** Mapas de color de las tendencias (%/década) durante el periodo 1984-2005 de ISCCP y PATMOS-x corregidas (Norris and Evan, 2015).

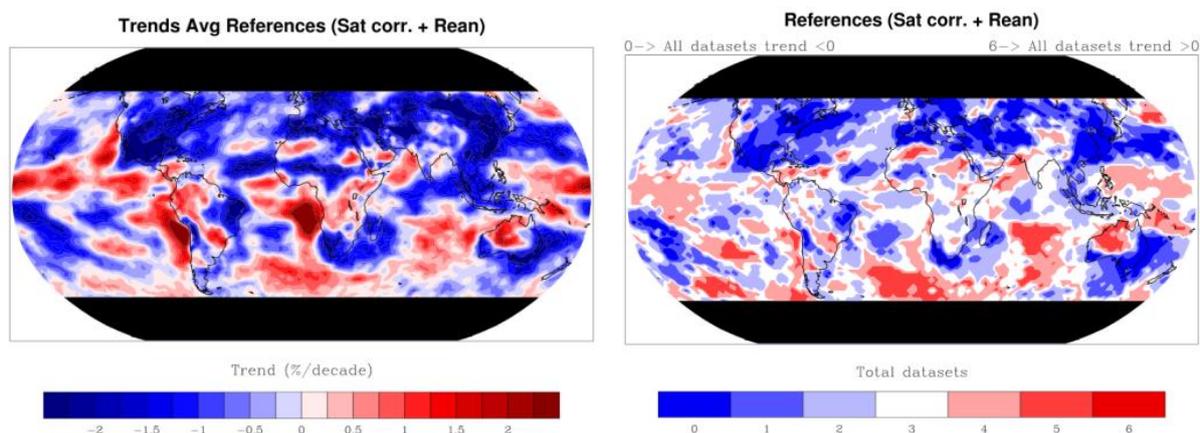
Comparando los mapas de color de las tendencias en ISCCP de las la figuras 5.12 y 5.13 se puede ver cómo las inhomogeneidades que aparecían en ISCCP desaparecen. Asimismo el valor de la tendencia de ISCCP era de  $-1.99$  %/década para las latitudes comprendidas entre  $\pm 58^\circ\text{N}$ , un valor que nada tiene que ver con el  $-0.02$  %/década obtenido a partir de la base de datos de ISCCP corregido. Por otra parte, para PATMOS-x (en las mismas figuras) se observa cómo no cambia en exceso la distribución de colores (tendencias) en el mapa sobre el ecuador y latitudes medias, pero sí, por ejemplo, en las latitudes altas del hemisferio sur. El valor de la tendencia media de PATMOS-x sin corregir cambia muy ligeramente respecto al de PATMOS-x corregido, siendo estos valores para la región comprendida entre  $\pm 58^\circ\text{N}$  de  $-0.05$  y  $0.00$  %/década respectivamente. Hay que resaltar y tener en cuenta que las bases de datos de ISCCP y PATMOS-x, ambas corregidas, no son adecuadas para estudiar tendencias globales o generales sobre la mayor parte del planeta, pues el método utilizado para corregir dichas bases de datos en realidad elimina la posible existencia de tendencias globales (de ahí los valores tan bajos de las tendencias obtenidas). Es decir, estas bases de datos corregidas solo sirven para el estudio de tendencias regionales o para estudios donde la tendencia no sea el valor a estudiar (por ejemplo de climatologías medias o para correlacionar la nubosidad con otros fenómenos como el ENSO (*El Niño/Southern Oscillation*)).

A pesar de ello, para los siguientes análisis y resultados en tendencias se trabaja con las bases de datos de ISCCP y PATMOS-x corregidos, dejando así de lado las bases de datos originales de éstos. Esto es así puesto que en los siguientes análisis el foco está puesto en el comportamiento regional, y no en el promedio global de la tendencia. En realidad, como se

ha visto, la tendencia global de la nubosidad, en el período analizado, es muy incierta, en tanto en cuanto los distintos productos no dan resultados nada coherentes. Únicamente parece distinguirse una cierta tendencia a la disminución de la nubosidad en zonas continentales, y también podemos concluir que las tendencias dadas por el producto CLARA deben de ser erróneas, ya que se escapan totalmente del rango y la variabilidad espacial que se obtiene con los demás productos.

Se ha realizado el promedio de las tendencias de los diversos productos que tienen cobertura espacial global (figura 5.14.a), obteniéndose así un mapa de color, limitado en latitud por las bases de datos de ISCCP y PATMOS-x corregidos. En dicha figura puede observarse grandes zonas donde la nubosidad tiende a aumentar, como puede ser la gran parte del océano Pacífico más cercano a la costa oeste del continente americano, especialmente frente Perú y Chile, así como el Atlántico sur frente a la costa de Angola y Namibia. A escalas más reducidas, se observa un aumento de la nubosidad en el Sáhara, la zona sudoriental de la Península Arábiga, en partes del continente suramericano y de la isla de Australia, o sobre las Islas Salomón. También resalta como zona donde la nubosidad estaría aumentando el Pacífico a latitudes próximas al ecuador, extendiéndose en una franja que lo abarca prácticamente al completo. Un caso curioso ocurre en Australia donde su parte noroccidental y central presenta un claro aumento de nubosidad mientras que justamente ocurre lo contrario en la zona sudoriental y algo de suroccidental, con un descenso importante de nubosidad. En cuanto a las zonas con descenso de nubosidad destacan claramente Norte América y casi por completo el continente Euro-Asiático, incluyendo el área mediterránea extendiéndose este descenso hasta latitudes nortes del océano Pacífico. En regiones más concretas como Los Andes o Sudáfrica se observa también un marcado descenso de la cobertura total de nubes.

En la figura 5.14.b, se presentan las zonas comunes donde las 6 bases de datos (3 de satélite y 3 de reanálisis) coinciden en el signo de la tendencia. Es decir, aquellas zonas con tonalidades rojas son zonas donde la mayoría de los productos presentan un aumento de nubosidad, mientras que en las zonas donde hay tonalidades de color azul, la mayoría de los productos presentan un descenso de nubosidad. El color blanco corresponde a las áreas donde existe igualdad en el número de productos que presentan una tendencia positiva y los productos que presentan tendencia descendente. Esto nos permite saber en qué zonas del mundo las referencias están de acuerdo en cuanto al signo de la tendencia, sin tener en cuenta su magnitud y evitando así una posible compensación a la hora de calcular la media como puede ocurrir en la figura 5.14.a. Así, esta figura de alguna manera indica la robustez (por no decir significación) de la tendencia dada en la figura anterior.



**Figura 5.14.** Mapa de color del promedio de las tendencias (%/década) de los productos observacionales (con ISCCP y PATMOS-x corregidos) (a – izquierda) y mapa de color con las zonas en común donde la tendencia es positiva (rojo) o negativa (azul) (b – derecha).

Así, comparando ambos mapas de la figura 5.14 se pueden llegar a algunas conclusiones que reflejan cómo se complementa un mapa con el otro. El primer caso que llama la atención es lo que ocurre en la costa de Angola y Namibia, donde la tendencia promedio indica un aumento de la nubosidad acentuado, pero sin embargo el acuerdo entre las bases de datos es inexistente. Y es que a la hora de calcular el promedio de las tendencias, los elevados valores de NCEP-CFSR y MERRA en esta zona hacen que la tendencia positiva predomine por encima de las otras bases de datos. Algo parecido ocurre en la costa chilena, aunque esta vez se observa que el acuerdo entre las bases de datos es algo mayor. Sin embargo hay zonas en donde lo observado en un mapa se sustenta a la perfección con lo observado en el otro, como es el caso de Australia. Así, donde la tendencia es positiva en el promedio de los productos, existe un acuerdo casi total de éstos en el signo de la tendencia. Y lo mismo en aquellas áreas de Australia y alrededores (zona sureste) donde la marcada tendencia negativa de la nubosidad coincide con el signo negativo de las 6 bases de datos. Otras zonas donde esto ocurre, es decir, concordancia entre ambos mapas son América del Norte, la costa de Sudáfrica, toda la zona que se extiende desde el Mediterráneo por Centroeuropa, el límite entre el continente europeo y asiático hasta el norte de la India, y la parte oriental de China y de la costa de Japón. También parece existir acuerdo en el aumento de nubosidad en el Atlántico sur y en el Índico sur. Es de destacar que no existe ninguna zona con un acuerdo total de las 6 bases de datos en cuanto a aumento de nubosidad, y es que la tendencia negativa de CLARA prácticamente a nivel global, impide que esto ocurra.

## 5.2. Evaluación de los modelos climáticos globales

### 5.2.1. Presentación de las climatologías

En la figura 5.15 se presenta la nubosidad total media anual para los 22 años de estudio (1984 – 2005) de los 44 GCM utilizados, además de la *multimodel mean* (MMM). En general, la climatología de TCC difiere para familias de modelos diferentes en su distribución espacial, mientras que los patrones observados entre las mismas familias suelen ser bastantes semejantes. En general, y para todos los GCM, el mínimo de nubosidad ocurre en el norte de África (desierto del Sáhara), sobre la península Arábiga y, a excepción de la familia de modelos GISS, sobre la parte continental de Oceanía. En estas regiones la nubosidad varía entre 5-25% dependiendo del modelo concreto. Como ya se ha observado en la sección 5.1.1, las regiones próximas a los polos (tanto norte como sur) son áreas problemáticas y con difícil acuerdo a la hora de estimar la nubosidad. En algunos GCM se observan claramente máximos de nubosidad (por ejemplo en ACCESS 1.3, familia GFDL, familia IPSL, con valores de TCC que alcanzan 90%) mientras que en otros la TCC en estas mismas zonas tiene un valor medio-bajo (40-60%), siendo los más destacados la familia MIROC, especialmente en la Antártida. La mayoría de modelos también producen el máximo relativo de TCC en el Océano Antártico y en la banda latitudinal cercana al Ecuador. Observando el patrón de la MMM, como resultado del patrón que repiten la mayoría de modelos, se distingue un comportamiento similar a lo descrito por las observaciones de cobertura espacial global (sección 5.1.1), es decir las franjas latitudinales de nubosidad en torno al 50% en latitudes bajas de ambos hemisferios y algo más de nubosidad en el ecuador y latitudes medias y altas de los hemisferios, a excepción de los polos.

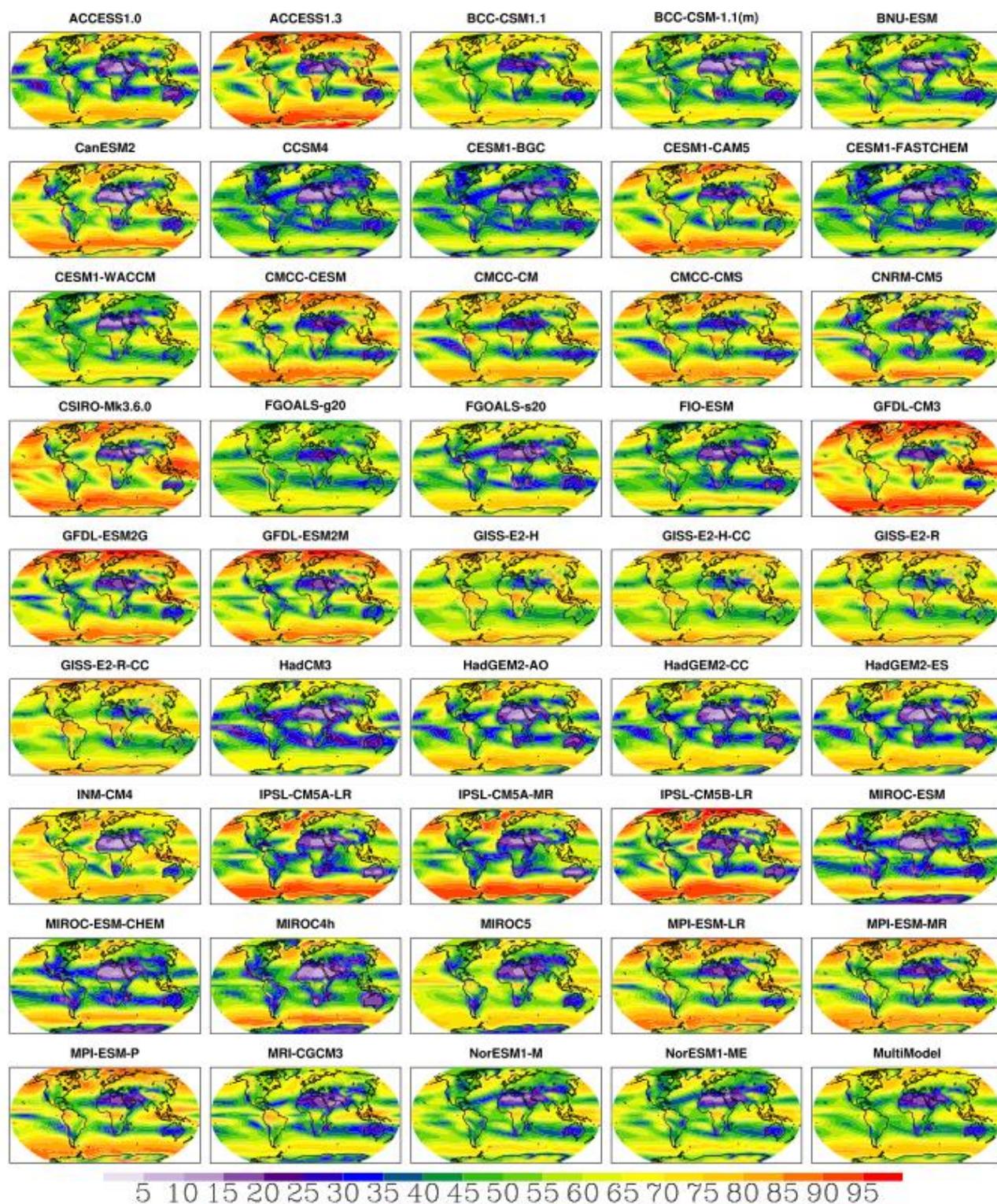


Figura 5.15. Mapa anual medio de la TCC (%) para los GCM y la MMM en el periodo 1984-2005.

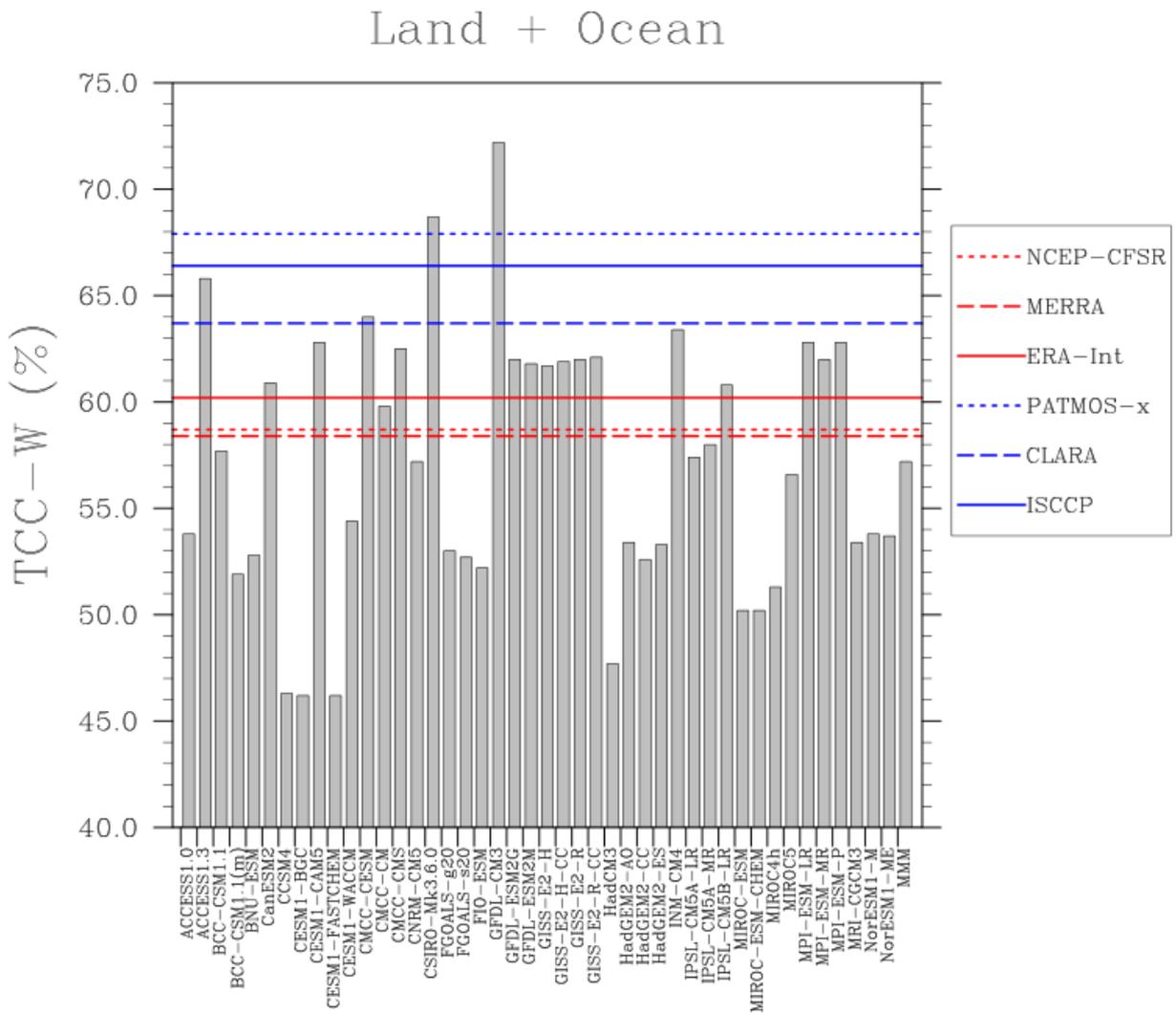
La tabla 5.4 muestra los valores promedio de la TCC de cada uno de los 44 GCM y el de la MMM a nivel anual y estacional, siempre para el período 1984-2005. Además, la figura 5.16 ayuda a una mejor visualización y análisis de los datos, ya que en ella se representan los valores de la tabla 5.4 junto con los valores de la nubosidad total para las bases de datos observacionales de satélite y reanálisis (obviando las observaciones superficiales debido a la falta de cobertura espacial global; más adelante se entrará en detalle con ellos) presentados en la tabla 5.1 de la sección 5.1.1. Observando y analizando la tabla 5.4 y la figura 5.16, sólo cuatro modelos superan el valor de la TCC promedio anual para el satélite con menor TCC de los tres (CLARA con un 63.7%) siendo estos ACCESS1.3 (65.8%), CMCC-CESM (64%), CSIRO-Mk3.6.0 (68.7%) y GFDL-CM3 (72.2%). Entre el valor más bajo de la TCC dada por los reanálisis (MERRA con un 58.4%) y el valor más bajo de los satélites (CLARA: 63.7%) se sitúan 15 GCM y por debajo del valor más bajo dado por las bases de datos de reanálisis se encuentran un total de 25 GCM además de la MMM. Es decir, existe una subestimación generalizada de los GCM respecto a las observaciones, exceptuando los anteriormente comentados que se aproximan más a los valores de la nubosidad dados por los conjuntos de datos satelitales. Cabe destacar que en los meses de JJA la MMM (57.2%) es cuando está más próxima a las bases de datos observacionales mostrados en la sección 5.1.1.

Según la tabla 5.1 y 5.6, y de forma más visual la figura 5.17, el número de modelos con una diferencia anual en su nubosidad menor del 5% respecto al promedio del conjunto de observaciones superficiales terrestres (CRU y EECRA) es de algo más que un tercio (16 GCM) del total de los modelos. Sin embargo, el bajo valor de la TCC dado por un total de 24 GCM, especialmente de CCSM4 (43%), CESM1-BGC (43%), CESM1-FASTCHEM (42.9%), la familia de los HadGEM2 y la familia MIROC, hace que el valor promedio de la TCC anual en la MMM (53.8%) esté bastante alejada del valor medio de CRU (56.1%) y EECRA (59.6%). Generalizando, podría decirse que en la máscara EECRA, es decir en las zonas continentales, los modelos tienen tendencia a subestimar algo menos que en el conjunto del globo.

El valor medio anual de la TCC de la MMM para la máscara de ICOADS es de 55% (ver tabla 5.6 y Figura 5.18). Dicho valor es más cercano al valor medio de los reanálisis, en la zona de la máscara de ICOADS (54.5%) comparado con los otros dos casos analizados en esta sección (tierra + océano, tierra – EECRA), por lo que se puede concluir que sobre océano (teniendo en cuenta las celdas disponibles con datos de TCC) los modelos en promedio describen la TCC, respecto a los reanálisis, con mayor precisión que en los casos anteriores. Hay que tener en cuenta que la máscara ICOADS solo cubre una pequeña fracción de los océanos, y muy sesgada en el hemisferio norte. Es por esto que no ha de extrañar que, como ya se verá más adelante (sección 5.2.2.1, figura 5.23.c), la diferencia entre la MMM y los satélites e ICOADS sigue siendo notable.

**Tabla 5.4.** Valores medios de la TCC global anual y estacional para los GCM y la MMM.

TCC (%)	Tierra + Océano				
	Anual	DJF	MAM	JJA	SON
ACCESS1.0	53.8	54.3	53.4	53.9	53.9
ACCESS1.3	65.8	67.1	65.7	64.5	65.7
BCC-CSM1.1	57.7	59.2	57.1	57.4	57.1
BCC-CSM-1.1(m)	51.9	52.4	51.6	52.1	51.5
BNU-ESM	52.8	52.4	52.4	54.1	52.2
CanESM2	60.9	61.3	60.4	60.8	61.3
CCSM4	46.3	46.2	45.3	48.1	45.5
CESM1-BGC	46.2	46.3	45.0	48.2	45.5
CESM1-CAM5	62.8	63.7	62.8	62.0	62.8
CESM1-FASTCHEM	46.2	46.2	45.1	48.1	45.6
CESM1-WACCM	54.4	53.8	53.3	56.7	53.7
CMCC-CESM	64.0	64.8	64.0	63.9	63.3
CMCC-CM	59.8	59.6	60.2	60.3	59.2
CMCC-CMS	62.5	62.5	62.9	62.6	62.2
CNRM-CM5	57.2	58.4	57.4	56.5	56.5
CSIRO-Mk3.6.0	68.7	69.4	68.9	67.7	68.7
FGOALS-g20	53.0	52.7	53.1	53.6	52.7
FGOALS-s20	52.7	53.3	52.5	52.1	52.8
FIO-ESM	52.2	51.8	51.7	53.4	51.8
GFDL-CM3	72.2	72.4	72.8	71.3	72.3
GFDL-ESM2G	62.0	62.9	62.1	60.7	62.4
GFDL-ESM2M	61.8	62.8	61.7	60.7	62.1
GISS-E2-H	61.7	63.2	61.8	60.6	61.4
GISS-E2-H-CC	61.9	63.4	61.8	60.9	61.4
GISS-E2-R	62.0	63.8	62.2	60.7	61.4
GISS-E2-R-CC	62.1	63.9	62.3	60.7	61.4
HadCM3	47.7	48.0	47.3	48.7	46.9
HadGEM2-AO	53.4	53.5	52.9	53.8	53.3
HadGEM2-CC	52.6	52.5	52.1	53.3	52.5
HadGEM2-ES	53.3	53.4	52.9	53.8	53.2
INM-CM4	63.4	64.6	63.5	62.5	63.1
IPSL-CM5A-LR	57.4	59.3	57.9	54.7	57.5
IPSL-CM5A-MR	58.0	59.8	58.7	55.6	57.8
IPSL-CM5B-LR	60.8	62.6	61.2	58.9	60.6
MIROC-ESM	50.2	50.3	48.6	51.6	50.3
MIROC-ESM-CHEM	50.2	50.5	48.2	51.8	50.2
MIROC4h	51.3	51.2	50.4	52.0	51.6
MIROC5	56.6	56.3	56.5	56.9	56.7
MPI-ESM-LR	62.8	62.8	63.4	62.8	62.3
MPI-ESM-MR	62.0	61.8	62.5	62.1	61.4
MPI-ESM-P	62.8	62.9	63.3	62.7	62.2
MRI-CGCM3	53.4	52.7	52.9	54.0	54.2
NorESM1-M	53.8	53.9	52.9	55.2	53.0
NorESM1-ME	53.7	53.9	52.9	55.1	52.9
Multimodel	57.2	57.7	57.0	57.2	56.9



**Figura 5.16.** Diagrama de barras de los valores medios pesados de la TCC (TCC – W, %) para los GCM y la MMM a nivel anual. También se representan los valores medios de la TCC para las observaciones con cobertura espacial global completa (en azul los satélites y en rojo los reanálisis) en ambos casos.

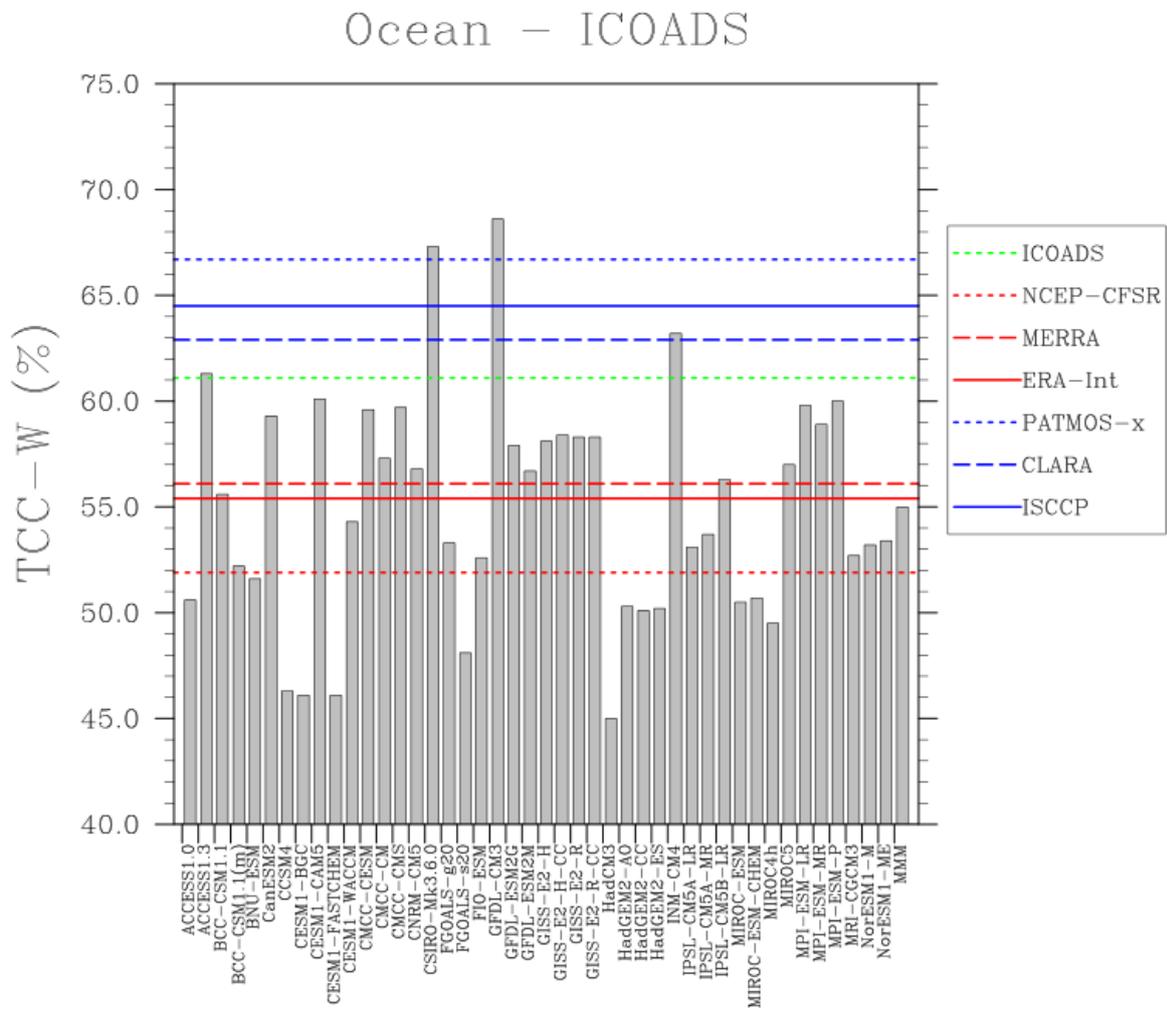
**Tabla 5.5.** Valores medios de la TCC para la máscara de EECRA anual y estacional para los GCM y la MMM.

TCC (%)	Tierra - EECRA				
	Anual	DJF	MAM	JJA	SON
ACCESS1.0	49.4	51.0	48.9	48.7	49.1
ACCESS1.3	62.0	64.4	61.8	60.4	61.5
BCC-CSM1.1	55.2	57.0	54.5	54.3	55.1
BCC-CSM-1.1(m)	48.0	49.0	48.0	47.2	47.6
BNU-ESM	50.8	50.6	50.4	51.6	50.4
CanESM2	54.9	55.9	55.0	54.0	54.8
CCSM4	43.0	43.5	42.3	43.8	42.6
CESM1-BGC	43.0	43.5	42.1	43.7	42.7
CESM1-CAM5	60.4	62.4	60.6	58.7	59.7
CESM1-FASTCHEM	42.9	43.4	41.9	43.5	42.7
CESM1-WACCM	51.5	51.4	51.3	52.5	50.7
CMCC-CESM	62.5	63.6	62.7	62.2	61.5
CMCC-CM	58.5	58.4	59.4	58.3	58.1
CMCC-CMS	61.5	61.5	61.7	60.9	61.7
CNRM-CM5	51.8	54.2	51.8	49.5	51.6
CSIRO-Mk3.6.0	61.6	63.2	62.6	59.6	61.2
FGOALS-g20	52.3	51.3	52.8	52.7	52.2
FGOALS-s20	49.7	51.3	49.8	47.7	50.0
FIO-ESM	49.1	49.1	48.4	49.5	49.3
GFDL-CM3	68.6	69.3	69.5	66.9	68.6
GFDL-ESM2G	59.2	60.3	59.6	57.6	59.1
GFDL-ESM2M	58.7	59.8	58.8	57.3	59.0
GISS-E2-H	63.6	65.3	63.3	62.1	63.7
GISS-E2-H-CC	63.4	65.1	63.0	62.0	63.4
GISS-E2-R	63.0	64.7	63.1	61.5	62.9
GISS-E2-R-CC	63.1	64.8	63.4	61.3	62.8
HadCM3	47.3	48.3	47.0	47.8	46.2
HadGEM2-AO	48.8	50.0	48.1	48.7	48.2
HadGEM2-CC	48.3	49.1	47.5	48.6	48.0
HadGEM2-ES	48.8	50.0	48.2	48.8	48.4
INM-CM4	58.4	60.0	59.1	56.4	58.1
IPSL-CM5A-LR	49.4	52.6	50.3	45.3	49.2
IPSL-CM5A-MR	49.5	52.9	50.6	45.6	49.1
IPSL-CM5B-LR	54.2	56.9	54.6	51.3	53.9
MIROC-ESM	45.0	46.0	43.4	44.5	46.2
MIROC-ESM-CHEM	45.0	46.1	43.2	44.9	46.0
MIROC4h	44.4	45.2	43.5	43.3	45.4
MIROC5	49.5	49.6	49.8	48.7	49.9
MPI-ESM-LR	59.8	60.3	60.3	59.0	59.6
MPI-ESM-MR	59.1	59.3	59.5	58.6	58.9
MPI-ESM-P	59.6	60.3	60.2	58.8	59.3
MRI-CGCM3	52.6	52.0	51.9	52.9	53.6
NorESM1-M	50.6	51.0	50.2	51.2	50.0
NorESM1-ME	50.5	51.1	49.9	51.1	50.1
Multimodel	53.8	54.9	53.7	53.0	53.7



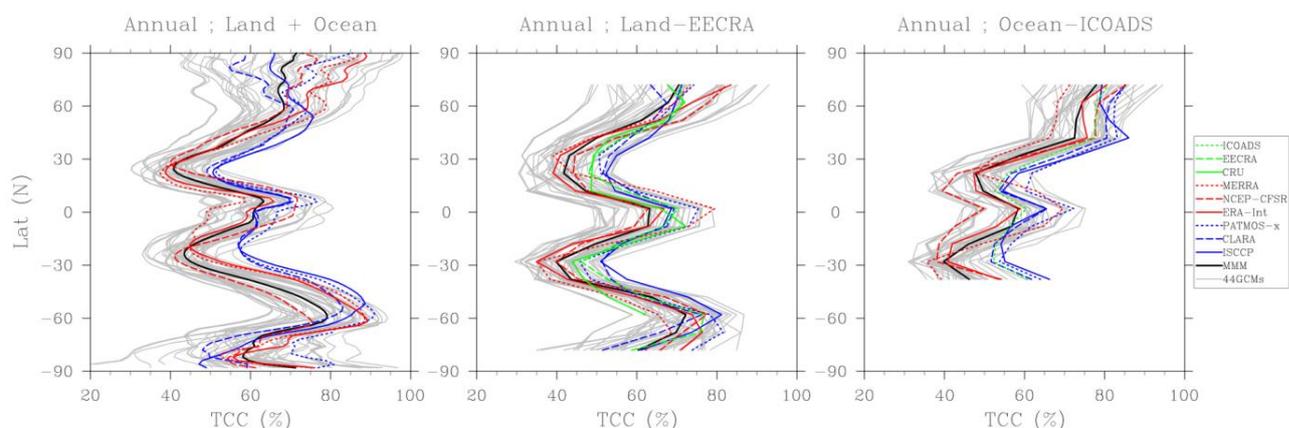
**Tabla 5.6.** Valores medios de la TCC para la máscara de ICOADS anual y estacional para los GCM y la MMM.

TCC (%)	Océano - ICOADS				
	Anual	DJF	MAM	JJA	SON
ACCESS1.0	50.6	51.0	50.6	51.9	48.8
ACCESS1.3	61.3	61.9	61.2	61.9	60.0
BCC-CSM1.1	55.6	57.2	56.7	55.6	52.9
BCC-CSM-1.1(m)	52.2	53.3	53.8	52.1	49.4
BNU-ESM	51.6	52.9	52.3	52.2	49.1
CanESM2	59.3	58.0	59.2	60.9	59.1
CCSM4	46.3	48.0	45.7	47.7	43.7
CESM1-BGC	46.1	47.9	45.3	47.7	43.4
CESM1-CAM5	60.1	63.2	60.9	58.2	58.2
CESM1-FASTCHEM	46.1	47.8	45.7	47.7	43.4
CESM1-WACCM	54.3	56.0	53.9	55.6	51.7
CMCC-CESM	59.6	61.0	59.4	60.1	57.8
CMCC-CM	57.3	57.4	57.1	59.7	55.1
CMCC-CMS	59.7	60.6	59.2	60.8	58.0
CNRM-CM5	56.8	57.1	56.2	58.9	55.1
CSIRO-Mk3.6.0	67.3	68.6	66.5	67.2	66.7
FGOALS-g20	53.3	53.2	53.2	54.7	52.2
FGOALS-s20	48.1	49.2	48.6	47.7	46.8
FIO-ESM	52.6	53.6	52.2	54.5	50.1
GFDL-CM3	68.6	71.1	69.9	65.9	67.5
GFDL-ESM2G	57.9	60.9	58.6	55.4	56.5
GFDL-ESM2M	56.7	59.7	57.4	54.6	55.3
GISS-E2-H	58.1	58.5	58.4	59.0	56.6
GISS-E2-H-CC	58.4	59.1	58.4	59.5	56.7
GISS-E2-R	58.3	59.3	58.7	59.0	56.1
GISS-E2-R-CC	58.3	59.2	58.9	58.9	56.1
HadCM3	45.0	46.9	44.4	46.3	42.5
HadGEM2-AO	50.3	51.0	51.0	51.3	47.9
HadGEM2-CC	50.1	50.4	50.4	51.4	48.0
HadGEM2-ES	50.2	50.8	50.7	51.3	47.9
INM-CM4	63.2	63.5	63.0	63.7	62.6
IPSL-CM5A-LR	53.1	54.2	53.0	52.3	52.8
IPSL-CM5A-MR	53.7	55.0	53.8	52.8	53.0
IPSL-CM5B-LR	56.3	58.0	58.3	55.1	53.8
MIROC-ESM	50.5	50.0	48.8	53.8	49.2
MIROC-ESM-CHEM	50.7	50.6	48.4	54.4	49.4
MIROC4h	49.5	50.6	48.5	50.5	48.4
MIROC5	57.0	56.2	56.5	59.0	56.1
MPI-ESM-LR	59.8	60.3	59.9	60.6	58.6
MPI-ESM-MR	58.9	59.5	58.4	60.4	57.5
MPI-ESM-P	60.0	60.7	59.7	60.9	58.5
MRI-CGCM3	52.7	52.9	52.6	54.3	51.0
NorESM1-M	53.2	55.6	52.7	53.9	50.6
NorESM1-ME	53.4	55.7	52.9	54.3	50.8
Multimodel	55.0	56.1	55.0	55.8	53.3



**Figura 5.18.** Diagrama de barras de los valores medios pesados de la TCC (TCC – W, %) para la máscara de ICOADS para los GCM y la MMM a nivel anual. También se representan los valores medios de la TCC para las observaciones una vez aplicada la máscara de ICOADS (en azul los satélites, en rojo los reanálisis y en verde ICOADS) en ambos casos.

Con tal de ver la dispersión de la TCC existente en los modelos según franjas latitudinales, se presenta la figura 5.19, donde se muestra la TCC de los productos satelitales (azul), de los reanálisis (rojo), de las observaciones superficiales (verde), de los 44 GCM (gris) y de la MMM (negro) para los tres casos: (a) tierra + océano en su resolución original, es decir promediados cada 2,5°; (b) máscara de EECRA promediados cada 5°; y (c) máscara de ICOADS promediados cada 5°. Notar que las curvas de los productos observacionales mostrados en la figura 5.19 ya se presentaron en la sección 5.1.1, figura 5.3, pero se vuelven a dibujar en esta nueva figura para facilitar al lector la comparación entre los GCM y los productos observacionales. Resalta en los tres casos que a latitudes más altas (tanto del hemisferio norte como del sur) la TCC sufre una notable dispersión por parte de los GCM, tal y como se comentó al inicio de esta sección. Obviando dichas latitudes (60 – 90°N y 60 – 90°S) las curvas de la TCC dibujadas por los modelos (gris) siguen el patrón descrito por los productos observacionales en los tres casos (ver figura 5.19). La MMM se ha representado de diferente color que el resto de bases de datos con tal de facilitar un análisis promedio de los GCM respecto a las observaciones. En los tres casos se observa cómo la MMM tiene un comportamiento y valores comprendidos entre las bases de datos de los reanálisis, subestimando en todos los casos y para latitudes no polares (mayores de 60°N y 60°S) la TCC descrita por los satélites y las observaciones superficiales (a excepción de CRU en la franja latitudinal 40 – 60°S).



**Figura 5.19.** Medias zonales por bandas latitudinales de la TCC de los productos de satélite, reanálisis, superficie, GCM y MMM sobre Tierra + Océano (a - izquierda), sobre tierra promediados cada 5° considerando la máscara de EECRA (b - centro) y sobre océano promediados cada 5° considerando la máscara de ICOADS (c - derecha).

## 5.2.2. Índices estadísticos de la comparativa entre climatologías

En esta sección del trabajo se presenta una comparación y evaluación en base anual y estacional de la TCC de las 44 salidas de los GCM del CMIP 5 (ver tabla 2.2) y la MMM frente a las bases de datos de referencia (ver tabla 2.1) a través de diferentes índices estadísticos tales como la desviación media (MB), y la desviación absoluta media (MAB), el *skill score* (SS), diagramas de Taylor, todos ellos presentados y definidos en la sección 4.2. Para ello, a nivel global, se hará uso de PATMOS-x, descartándose así ISCCP debido a las inhomogeneidades espaciales observadas (sección 5.1) causadas por el hecho de obtener los datos a partir de satélites polares en combinación con geoestacionarios, CLARA debido a los valores altamente negativos de las tendencias (sección 5.1.3) y los reanálisis debido a la baja nubosidad total descrita en comparación con los datos satelitales y superficiales (secciones 5.1.1 y 5.1.2.1). Asimismo, para las observaciones procedentes de superficie se han escogido EECRA e ICOADS, descartando CRU debido a que la nubosidad total es resultado del tratamiento de otras variables.

### 5.2.2.1. Desviación media y desviación absoluta media

En la tabla 5.7 se presentan los valores del MB y del MAB de los 44 GCM y de la MMM a nivel global, tomando primero como referencia la base de datos observacional PATMOS-x, después a nivel continental teniendo en cuenta las celdas disponibles en EECRA, y por último a nivel oceánico tomando a ICOADS como referencia. Es importante recordar que un valor negativo del MB implica una subestimación de la nubosidad del GCM respecto a las observaciones y que un MB positivo implica una sobrestimación del modelo respecto a la base de datos observacional.

Así pues, a nivel global, y a excepción de CSIRO-Mk3.6.0 y GFDL-CM3 con un MB de 0.9% y 4.3% respectivamente, todos los GCM incluida la MMM subestiman la nubosidad respecto a PATMOS-x, es decir tienen un MB negativo. Destacan cuatro GCM con una elevada subestimación de la TCC, con un MB rondando el -20%. Éstos son CCSM4, CESM1-BGC, CESM1-FASTCHEM y HadCM3 con un -21.6% para los tres primeros y -20.1% para el último. Por otra parte y siguiendo con el análisis individual, los modelos que más próximos están a la cobertura nubosa descrita por PATMOS-x, es decir con un MB próximo a cero, son ACCESS1.3, CMCC-CESM, CSIRO-Mk3.6.0, GFDL-CM3 y INM-CM4 con valores de -2.1%, -3.8%, 0.9%, 4.3% y -4.4% respectivamente, todos ellos con una diferencia menor del 5% de nubosidad respecto a PATMOS-x. En cuanto a familias de modelos, tanto GFDL, GISS como MPI-ESM son las que mejor describen la nubosidad de PATMOS-x con un MB promedio de ellas de -5.4%, -5.9% y -5.3% respectivamente. Por el otro lado, entre las familias con mayor MB en términos absolutos se encuentran CESM1 (a excepción de CESM1-CAM5), FGOALS, HadGEM2, MIROC y NorESM1 rondando el -15% de MB respecto a PATMOS-x.

En la figura 5.20.a se observa claramente lo que se ha descrito hasta ahora, es decir un subestimación generalizada de la nubosidad por parte de los GCM respecto a PATMOS-x. Y es que en dicha figura predominan las tonalidades azules (MB negativo) y puede observarse como los modelos con un mayor MB negativo ofrecen tonalidades de azul oscuro en su mayor parte de cobertura espacial. Sin embargo otros GCM con MB medios próximos a cero dibujan franjas y/o áreas donde existe un MB alto (tanto negativo como positivo), pero que a la hora de obtener un valor medio global del MB, estas zonas se compensan dando así un MB próximo a cero. En particular, los modelos que presentan un MB próximo a cero normalmente lo alcanzan compensando la subestimación en los océanos con una sobreestimación en las zonas continentales, sobre todo en latitudes altas del hemisferio norte así como, en algunos casos, en el Pacífico tropical.

Por esta razón es importante tener en cuenta el MAB (Tabla 5.7) ya que en dicho estadístico las diferencias que puede haber entre el GCM y la base de datos de referencia no se compensan entre ellas. Así, por ejemplo, en la familia de GCM GISS, donde el MB es relativamente cercano a cero en relación al resto de bases de datos, ahora el MAB muestra una diferencia notable entre dicha familia de modelos y PATMOS-x. Esto se debe a las zonas de alto MB positivo y negativo observado en la figura 5.20.a, que se muestran en la figura 5.20.b de la misma tonalidad naranja oscura, señalando de esta manera las áreas con diferencias notables frente a PATMOS-x. Por otra parte, la familia de modelos CMCC y MPI-ESM donde el MB ronda el 9% y 6% respectivamente, el MAB no supera 10%, queriendo decir que en dichos casos no existen áreas con grandes diferencias de signo en la comparación de la TCC respecto a PATMOS-x, y así se muestra en la figura 5.20 donde en ambos casos (tanto para MB como para MAB) los colores observados son de tonalidades más blanquecinas a nivel global (a excepción de alguna región en concreto) que el resto de GCM. Además de las familias de modelos ya comentadas, a nivel individual, con valores de los índices MB y MAB próximos a cero en comparación con el resto de GCM cabe destacar ACCESS1.3, CanESM2, CESM1-CAM5, CSIRO-Mk3.6.0, GFDL-CM3 y INM-CM4 con valores de MAB entre 7.6% y 8.8%.

En lo que se refiere a las zonas continentales, en donde se toma como referencia a EECRA (Tabla 5.7), la situación es parecida a lo que ocurre a nivel global. Es decir, una subestimación generalizada por parte de los GCM, pero no tan acentuada como el caso anterior. De hecho existen 12 modelos en los que el MB no es negativo. A parte de los dos que anteriormente a nivel global ofrecían un MB positivo (CSIRO-Mk3.6.0 y GFDL-CM3) se suman ACCESS1.3, CESM1-CAM5, CMCC-CESM, CMCC-CMS, la familia GISS, MPI-ESM-LR y MPI-ESM-P. Con todo, la sobreestimación de la nubosidad ofrecida por estos modelos no es tan acentuada como la subestimación de TCC por parte del resto de GCM. La mayor sobreestimación de nubosidad sobre tierra ocurre para el modelo GFDL-CM3 (9%) mientras que la mayor subestimación se da para el modelo CESM1-FASTCHEM con un MB de -16.7%. Se da para este caso que los modelos de la familia MPI-ESM tienen un MB prácticamente nulo respecto de EECRA. Esto no quiere decir que reproduzca exactamente la misma

nubosidad que la ofrecida por EECRA, sino que en promedio la nubosidad de ambas bases de datos es la misma. En cuanto al MAB hay un número de modelos mayor respecto al análisis global que no sobrepasan el 10%. Si en el caso anterior solamente se daba el caso para 12 de los modelos, en esta ocasión 17 modelos no superan este umbral del 10% y con valores ligeramente más bajos que en el caso anterior, exceptuando ACCESS1.3, CSIRO-Mk3.6.0, CanESM2 y GFDL-CM3 los cuales tienen un MAB menor a nivel global que continental. En la figura 5.21 se representan los valores del MB y del MAB para los 44 modelos y la MMM teniendo en cuenta las celdas con valores disponibles de EECRA. Las celdas en las que no hay valor se han representado en negro con tal de facilitar el análisis de aquellas áreas donde sí que hay datos.

En cuanto a las áreas oceánicas teniendo en cuenta la máscara de ICOADS, el número de modelos con MB negativo es similar al del ámbito global. Solamente cuatro modelos sobreestiman la nubosidad en comparación con ICOADS: ACCESS1.3, CSIRO-Mk3.6.0, GFDL-CM3 e INM-CM4 con un MB de 0.2%, 6.2%, 7.5% y 2.1% respectivamente. Por otra parte, a pesar de que el número de modelos que subestiman la nubosidad es parecido al del caso global, el MB es algo más próximo a cero. De hecho todos los GCM, incluida la MMM, tienen un menor MB en el caso de considerar la máscara de ICOADS que considerando la cobertura espacial a nivel global (teniendo como referencia a PATMOS-x). Es decir, en general, la subestimación de la nubosidad por parte de los modelos es suavizada cuando utilizamos ICOADS como referencia que cuando utilizamos una cobertura espacial global y PATMOS-x como referencia. Todos los modelos mejoran su valor de MAB respecto al valor del MAB a nivel global, excepto para CSIRO-Mk3.6.0 y GFDL-CM3 con un valor del MAB 2.7% y 1.6% mayor respectivamente en este caso que para global. La figura 5.22 muestra los mapas de color del MB y del MAB de los GCM y la MMM para la máscara de ICOADS, siendo las celdas sin datos disponibles aquellas de color negro. A primera vista es difícil sacar conclusiones espaciales de si existen zonas generalizadas con sobreestimación o subestimación (a excepción del océano Atlántico y Pacífico norte), pero sí que nos puede ayudar a la hora de analizar qué modelos y áreas sufren un mayor sobreestimación o subestimación de la nubosidad frente a ICOADS de una forma más visual que la tabla 5.7.

En cuanto a la MMM para los tres casos (global, continental y oceánico) tanto el valor del MB como del MAB no es de los más próximos a cero, aunque sí mejor que 21 modelos a nivel global para el MB (-10.7%) y mejor que 29 modelos para el MAB (11.4%). A nivel continental, la MMM se sitúa como la base de datos número 20 con MB más próximo a cero (-5.8%) y con mejor MAB (7.7%) que 37 GCM. Y por último, a nivel oceánico la MMM tiene un MB de -6.1%, la 21ª mejor de las bases de datos y un MAB de 7.6%, situándose como la 10ª mejor base de datos dentro de los 44 GCM analizados en este estudio. En definitiva, es lógico que en el MB la MMM se sitúe en una posición media de los GCM y que para el MAB la posición del MMM respecto a los GCM mejore ya que, al tratarse de una media de los

modelos, los valores de la TCC son menos extremos por lo que el MAB de cada celda también será menor.

De todos modos cabe tener en cuenta que los valores del MB entre máscaras (global, tierra-EECRA y océano-ICOADS) no son comparables ya que las referencias son distintas. Teniendo en cuenta los valores del MB de EECRA e ICOADS respecto a PATMOS-x restringido a las respectivas máscaras (1.8% y 5.6% respectivamente) dados en la tabla 5.2 de la sección 5.1.2.1, se obtiene que el MB de la MMM respecto a PATMOS-x en la máscara de EECRA es de -7.6%, el cual es un valor más próximo a cero que el MB de la MMM respecto a PATMOS-x a escala global. Por su parte, el MB de la MMM respecto a PATMOS-x en la máscara de ICOADS es de -11.7% que es un valor peor que el MB de la MMM respecto a PATMOS-x a nivel global. Con todo esto se concluye que, tomando a PATMOS-x como referencia, la MMM se comporta mejor sobre la máscara EECRA y peor sobre las áreas de ICOADS.

Cabe recordar que la interpretación de los valores medios pesados globales del MB y del MAB sobre tierra y océano está sujeta a la falta de cobertura espacial. Por ejemplo, para ICOADS la mayoría de celdas con datos disponibles (un total de 1285) se sitúan en el hemisferio norte, por lo que la interpretación de los valores promedios reflejan más el comportamiento de los modelos en el hemisferio norte que en el sur. Por último es importante tener presente que el MB y el MAB son complementarios a la hora de evaluar un GCM a nivel global, pues cuanto más próximos a cero se sitúen ambos estadísticos más semblante será la nubosidad descrita por el modelo al de la base de datos de referencia. Aunque si bien es cierto que el MAB da más fiabilidad, ya que como se ha comentado anteriormente un MB próximo a cero puede ser casual debido a compensaciones entre zonas con un elevado MB positivo y zonas con MB muy negativo.

Para la comparación y evaluación entre modelos y observaciones el WCRP (*World Climate Research Program*) WGCM (*Working Group on Coupled Modeling*) recomienda, como ya se dijo en la sección 1.3, el uso de simuladores tales como el COSP (Bodas-Salcedo et al. 2011). Actualmente, en la base de datos del CMIP5 no existe un simulador para PATMOS-x que es la base de datos frente a la que se comparan los GCM con tal de calcular el MB y el MAB global debido a su mayor fiabilidad a escala global respecto a ISCCP, CLARA y los reanálisis. Es por esto que en este capítulo no se ha aplicado ningún simulador a los modelos. Sin embargo esto no ocurre para ISCCP (ver sección 1.3), donde sí que existen salidas de la TCC con simulador (aunque no para todos los GCM). Por lo tanto como se verá en la sección 6.2, y más concretamente en la sección 6.2.3, donde se utiliza ISCCP como referencia, sí se podrán utilizar las salidas generadas por el simulador.

**Tabla 5.7.** Valores pesados del MB y del MAB a nivel global tomando como referencias PATMOS-x, sobre tierra (máscara de EECRA) tomando como referencia EECRA y sobre océano (máscara de ICOADS) tomando como referencia ICOADS.

GCM - Ref Estadísticos (%)	PATMOS-x		EECRA		ICOADS	
	MB	MAB	MB	MAB	MB	MAB
ACCESS1.0	-14.0	14.3	-10.2	11.8	-10.5	10.9
ACCESS1.3	-2.1	8.7	2.4	9.0	0.2	6.7
BCC-CSM1.1	-10.1	12.2	-4.4	8.0	-5.5	8.3
BCC-CSM-1.1(m)	-16.0	16.9	-11.6	13.1	-8.9	11.3
BNU-ESM	-15.0	15.8	-8.8	11.4	-9.5	10.7
CanESM2	-6.9	8.8	-4.7	9.2	-1.8	6.6
CCSM4	-21.6	21.7	-16.6	17.1	-14.8	15.3
CESM1-BGC	-21.6	21.7	-16.6	17.2	-15	15.5
CESM1-CAM5	-5.0	8.2	0.8	6.5	-1	6.3
CESM1-FASTCHEM	-21.6	21.7	-16.7	17.3	-15	15.4
CESM1-WACCM	-13.5	14.7	-8.1	10.6	-6.8	9.1
CMCC-CESM	-3.8	9.7	2.9	8.6	-1.5	9.0
CMCC-CM	-8.0	9.9	-1.1	6.5	-3.8	7.3
CMCC-CMS	-5.3	9.0	1.9	6.8	-1.4	7.5
CNRM-CM5	-10.6	12.1	-7.8	9.9	-4.3	8.8
CSIRO-Mk3.6.0	0.9	7.6	2.0	9.0	6.2	10.3
FGOALS-g20	-14.8	16.4	-7.3	10.9	-7.8	9.7
FGOALS-s20	-15.1	15.9	-9.9	11.3	-13	14.7
FIO-ESM	-15.7	16.4	-10.5	12.2	-8.5	9.9
GFDL-CM3	4.3	7.9	9.0	11.0	7.5	9.5
GFDL-ESM2G	-5.9	10.9	-0.4	10.0	-3.2	8.7
GFDL-ESM2M	-6.0	11.1	-0.9	9.7	-4.4	8.2
GISS-E2-H	-6.1	13.5	4.0	10.3	-3	10.4
GISS-E2-H-CC	-6.0	13.3	3.8	10.1	-2.7	10.2
GISS-E2-R	-5.9	13.0	3.4	9.7	-2.8	10.3
GISS-E2-R-CC	-5.8	13.1	3.5	9.7	-2.8	10.3
HadCM3	-20.1	20.3	-12.3	14.1	-16.1	16.6
HadGEM2-AO	-14.5	14.7	-10.8	12.2	-10.8	11.1
HadGEM2-CC	-15.3	15.5	-11.3	12.7	-11	11.3
HadGEM2-ES	-14.5	14.8	-10.8	12.3	-10.9	11.3
INM-CM4	-4.4	8.8	-1.2	7.6	2.1	6.9
IPSL-CM5A-LR	-10.5	12.2	-10.2	13.8	-8	11.0
IPSL-CM5A-MR	-9.9	11.8	-10.1	12.9	-7.4	10.5
IPSL-CM5B-LR	-7.1	11.1	-5.4	11.6	-4.8	11.0
MIROC-ESM	-17.6	18.1	-14.6	15.7	-10.6	11.4
MIROC-ESM-CHEM	-17.6	18.1	-14.6	15.6	-10.4	11.2
MIROC4h	-16.5	16.8	-15.2	15.8	-11.6	11.7
MIROC5	-11.2	12.7	-10.1	11.4	-4.1	7.9
MPI-ESM-LR	-5.0	8.8	0.2	7.5	-1.3	6.5
MPI-ESM-MR	-5.9	9.1	-0.5	7.5	-2.2	6.8
MPI-ESM-P	-5.0	8.8	0.0	7.6	-1.2	6.6
MRI-CGCM3	-14.4	15.5	-7.0	10.3	-8.4	11.6
NorESM1-M	-14.1	15.3	-9.0	11.4	-7.9	10.5
NorESM1-ME	-14.2	15.4	-9.1	11.4	-7.7	10.2
Multimodel	-10.7	11.4	-5.8	7.7	-6.1	7.6

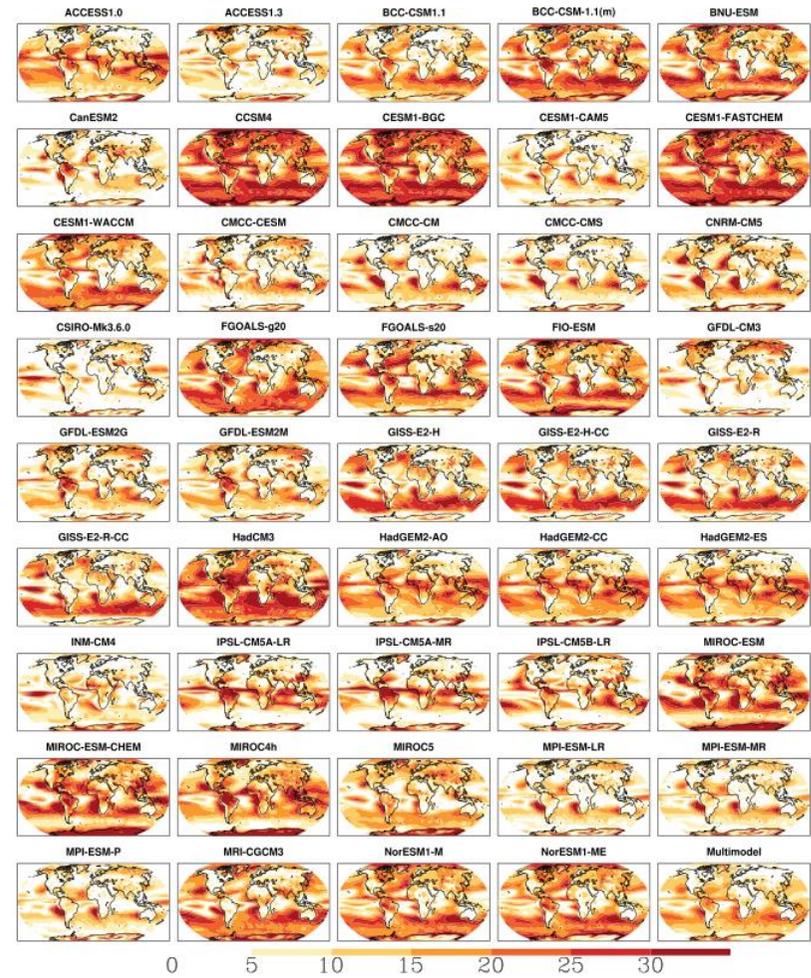
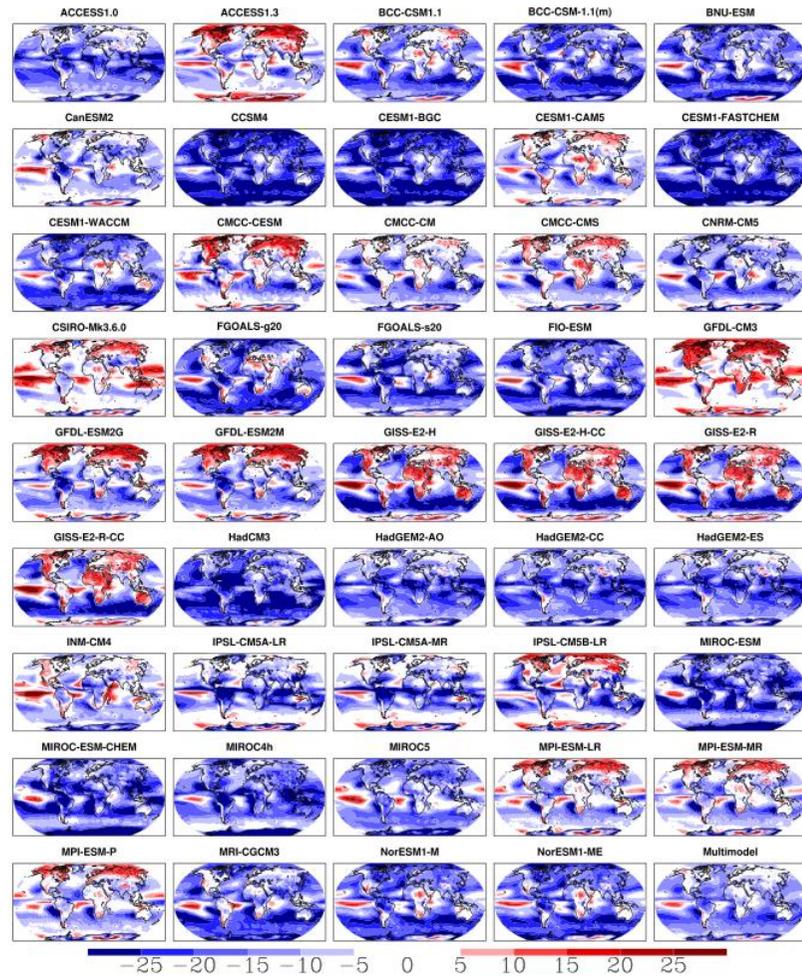


Figura 5.20. Mapas de color del MB (%) (a – izquierda) y del MAB (%) (b – derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los GCM + MMM y PATMOS-x.

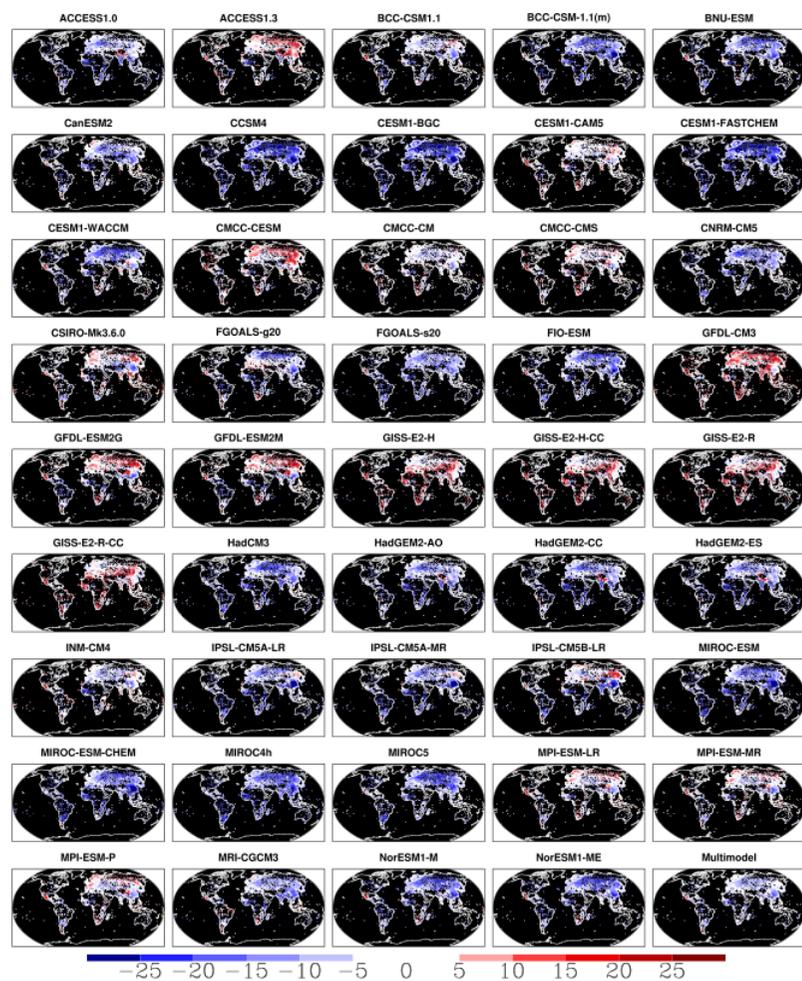


Figura 5.21. Mapas de color del MB (%) (a – izquierda) y del MAB (%) (b – derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los GCM + MMM y ECRA.

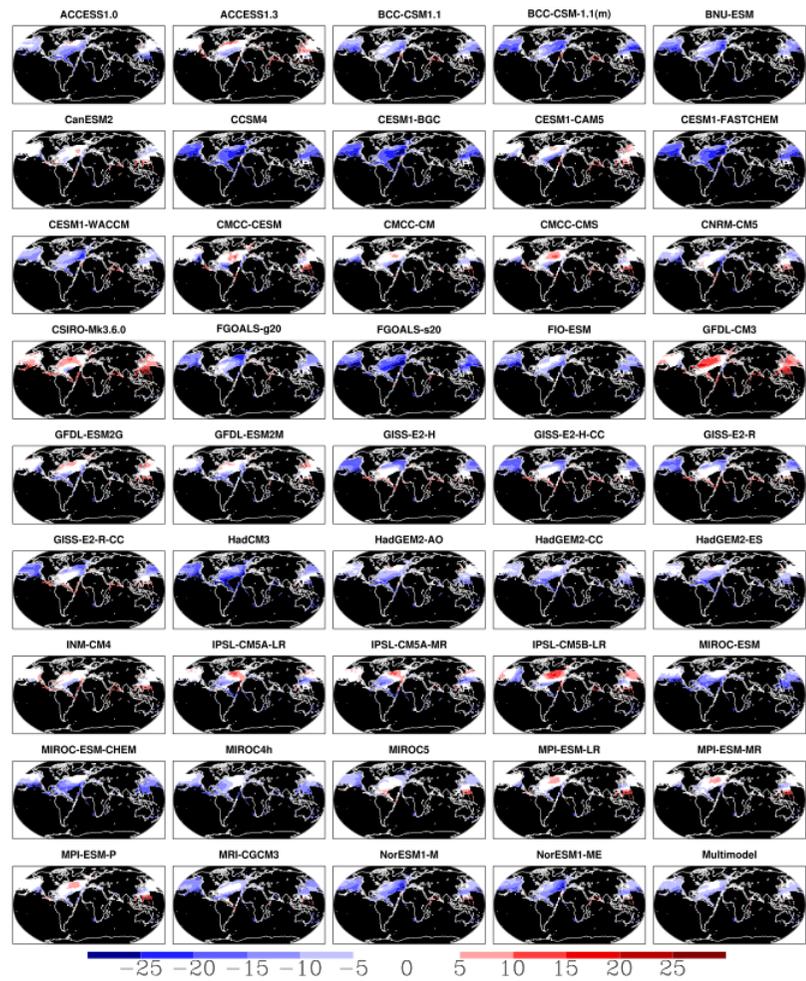
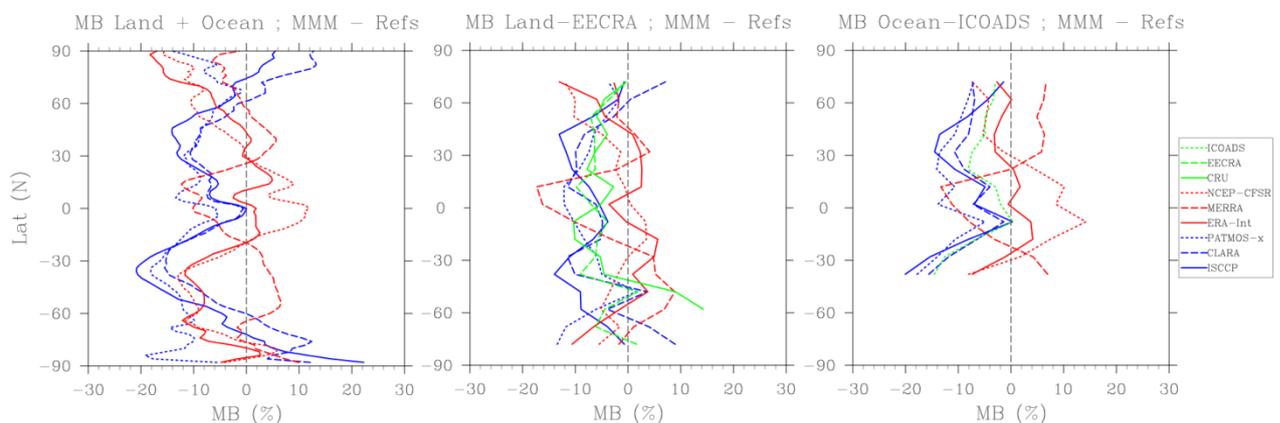


Figura 5.22. Mapas de color del MB (%) (a – izquierda) y del MAB (%) (b – derecha) del periodo 1984-2005 para la comparación entre los GCM + MMM e ICOADS.

### 5.2.2.2. Valores zonales de la desviación media para la media multimodelo

Con tal de resumir y unificar los resultados del MB por franjas latitudinales, se ha escogido la MMM como base de datos representativa de los GCM. De esta manera se pretende facilitar la evaluación de los GCM frente a todas las bases de datos observacionales. Para ello se calculan las medias zonales y de esta manera ver en qué franjas latitudinales la MMM frente a las referencias subestima o sobrestima nubosidad y con qué magnitud. La figura 5.23 muestra las medias zonales del MB de la MMM frente a las distintas bases de datos de referencia a nivel global, continental (máscara de EECRA) y oceánico (máscara de ICOADS).



**Figura 5.23.** Medias zonales, cada 5°, del MB de la MMM tomando como referencia los distintos productos observacionales a nivel global (a – izquierda), sobre tierra (máscara de EECRA) (b – centro) y sobre océano (máscara de ICOADS) (c – derecha). La línea discontinua gris vertical marca el MB del 0%.

A primera vista, se observa la tendencia general a subestimar la TCC, por parte de la MMM, respecto todas las referencias, ya que la mayoría de MB están en la zona de valores negativos. Además, en la figura 5.23.a puede apreciarse la dispersión de valores de la nubosidad que existe en las regiones polares (latitudes mayores de 60°S y 60°N), algo ya mostrado anteriormente en la figura 5.3 y 5.19. Además se observa que la MMM subestima la nubosidad respecto a las bases de datos satelitales de ISCCP y CLARA entre la latitud 60°S y 60°N y para PATMOS-x en todas las latitudes. Las observaciones de reanálisis requieren un análisis individual ya que para cada base de datos ocurre algo diferente. Para ERA-Interim la MMM ofrece valores similares a dicha base de datos observacional en latitudes próximas al ecuador (20°S – 30°N), con un MB en valor absoluto máximo de 5%. Fuera de estas latitudes, ya sea en el hemisferio norte como en el hemisferio sur, la MMM subestima la TCC a excepción del caso puntual de la franja latitudinal en torno a los 80 – 85°S. En el caso

de MERRA y NCEP-CFSR, entre la latitud  $30^{\circ}\text{N}$  y  $60^{\circ}\text{S}$  se comportan de manera simétrica. Es decir, mientras que la MMM subestima la TCC respecto a MERRA entre los  $30^{\circ}\text{N}$  y  $20^{\circ}\text{S}$ , para la misma franja latitudinal la MMM sobrestima la nubosidad respecto a NCEP-CFSR. Y lo mismo ocurre, pero a la inversa, entre las latitudes  $20^{\circ}\text{S}$  y  $60^{\circ}\text{S}$ , es decir, existe sobrestimación de la MMM respecto a MERRA y subestimación de la cobertura nubosa respecto a NCEP-CFSR. Sin embargo, a partir de la latitud  $30^{\circ}\text{N}$  hacia el polo norte, la tendencia del MB de la MMM respecto a MERRA y NCEP-CFSR es la misma, tiende a ir disminuyendo la nubosidad descrita por la MMM respecto a la descrita por éstas.

Haciendo uso de la máscara de EECRA, a nivel continental (fig. 5.23.b) se observa como la MMM tiende a subestimar la cobertura nubosa de todas las bases de datos satelitales en todas las franjas latitudinales (a excepción de CLARA en torno a las latitudes  $60^{\circ}\text{N}$  y  $60^{\circ}\text{S}$  hasta sus correspondientes regiones polares) y de las dos bases de datos superficiales, CRU y EECRA, exceptuando que respecto a ésta última la MMM sobrestima en la banda latitudinal de  $40^{\circ}\text{S} - 60^{\circ}\text{S}$ . Para los reanálisis, como antes, el análisis debe ser un poco más detallado, ya que dependiendo de la banda latitudinal que consideremos la MMM respecto al conjunto de éstos subestima ( $45^{\circ}\text{N} - 75^{\circ}\text{N}$ ) o sobrestima (solo en el caso puntual de la franja latitudinal en torno a los  $30^{\circ}\text{S}$  y prácticamente con un MB de cero) la nubosidad. Destaca la disminución que sufre la MMM respecto a MERRA y ERA-Interim en latitudes próximas del ecuador, siendo respecto a MERRA la disminución más acentuada (de hasta un MB de  $-18\%$ ). Caso aparte merece el MB de la MMM respecto a NCEP-CFSR, ya que aunque a latitudes medias-altas en ambos hemisferios ( $30^{\circ}\text{N} - 75^{\circ}\text{N}$  y  $45^{\circ}\text{S} - 80^{\circ}\text{S}$ ) sigue una tendencia parecida que el resto de los reanálisis, en latitudes próximas al ecuador sigue un comportamiento a la inversa, con un máximo marcado en torno a  $15^{\circ}\text{S}$  ( $4\%$  de MB), cerca de donde los otros dos reanálisis marcan un mínimo acentuado ( $-4\%$  para Era-Int y  $-17\%$  para MERRA).

A nivel oceánico (fig. 5.23.c) tanto los satélites como ICOADS describen mayor nubosidad que la MMM en todo el globo. Las tres bases de datos satelitales describen un patrón de la curva del MB a lo largo del globo bastante similar, con una mayor subestimación de la MMM respecto a PATMOS-x en la franja latitudinal  $30^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$  que respecto a ISCCP y CLARA. Los reanálisis en este caso se comportan de manera similar que a nivel global. Es decir, la MMM describe una TCC mucho más parecida a ERA-Interim que a los otros dos reanálisis. Y es que estos dos últimos, MERRA y NCEP-CFSR, además se comportan de manera simétrica invertida, como si de un espejo se tratase. Ambos dos ofrecen signos opuestos y de magnitud parecida del MB para las banda latitudinales  $30^{\circ}\text{N} - 70^{\circ}\text{N}$ ,  $20^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{N}$  y  $40^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$ . Por último, el MB respecto a ICOADS se observa que es más parecido al de los productos de satélite que a los reanálisis, situándose éste entre medio de los dos grupos de observaciones.

### 5.2.2.3. Skill score

El siguiente estadístico utilizado para evaluar los modelos respecto a las observaciones es el *skill score*. Como ya se definió anteriormente en la sección 4.2, es un estadístico que se basa en calcular el área común existente entre cada una de las funciones de densidad de probabilidad (PDF) normalizadas de las bases de datos a comparar.

En la tabla 5.8 se presentan los valores del SS de los GCM y de la MMM a nivel global teniendo como referencia a PATMOS-x, a nivel continental tomando como referencia a EECRA y sobre océano siendo la referencia ICOADS. Según se observa en la tabla, los valores de SS global se encuentran entre 0.3 y 0.7, siendo CESM1-BGC el modelo con peor SS (0.34) y GFDL-CM3 junto con CSIRO-Mk3.6.0 los modelos con SS más alto (0.66). En general los modelos presentan un SS más elevado en superficie continental que a nivel global ( $SS_{EECRA} > SS_{PATMOS-x}$ ) a excepción de ACCESS1.3, CanESM2, CSIRO-Mk3.6.0, GFDL-CM3 y la familia IPSL, además de CMCC-CESM y MPI-ESM-P que presentan el mismo valor de SS en ambos casos. Igualmente, el SS en superficie oceánica es mayor o igual que en el caso global ( $SS_{ICOADS} \geq SS_{PATMOS-x}$ ) a excepción de CMCC-CESM, CMCC-CMS, GFDL-CM3 y la familia IPSL. Además en este caso se da que el SS es menor que a nivel continental exceptuando los modelos ACCESS1.3, CanESM2, GFDL-CM3, la familia IPSL (excepto IPSL-CM5B-LR) y la familia MIROC. Resalta que aquellos modelos que no siguen el patrón  $SS_{EECRA} > SS_{ICOADS} > SS_{PATMOS-x}$  son a menudo los que presentan SS más altos, y que todos los modelos, a excepción de ACCESS1.3, CanESM2, la familia CMCC, CSIRO-Mk3.6.0, GFDL-CM3 y las familias IPSL y MIROC (en total 14 modelos), incluida la MMM, cumplen que  $SS_{EECRA} \geq SS_{PATMOS-x}$  y  $SS_{ICOADS} \geq SS_{PATMOS-x}$ . Esto indica que tienen un peor SS en aquellas zonas no continentales (correspondientes a EECRA) ni oceánicas (correspondientes a ICOADS), es decir, básicamente en los océanos del hemisferio sur (como se verá en la figura 5.24). En el caso de la *multimodel*, aunque como ya se verá más adelante no es representativa de los 44 GCM en lo que se refiere al SS, el mejor SS ocurre para áreas continentales tomando como referencia EECRA (0.51), seguido del SS en áreas oceánicas (ICOADS) (0.46) y para terminar el SS a nivel global teniendo como referencia a PATMOS-x, con un valor de 0.36.

En las figuras 5.24 y 5.25 (a y b) se presentan los mapas de color de los SS para cada celda, de los 44 GCM y de la MMM. En la figura 5.24 puede observarse que aquellos modelos que presentan un SS relativamente bajo (CCSM4, CESM1-BGC y CESM1-FASTCHEM con valores medios de 0.35, 0.34 y 0.34 respectivamente), los tonos anaranjados oscuros (SS más bajo) prevalecen sobre los anaranjados claros (SS más elevado). El patrón observado en estas figuras (5.24 y 5.25) es similar al patrón observado en las figuras 5.20.b, 5.21.b y 5.22.b, donde se presentaban los mapas de color del MAB de los 44 GCM y de la MMM. Destaca con notoriedad el desacuerdo en los océanos del hemisferio sur así como el acuerdo que existe en Australia, área continental situada en la banda latitudinal donde peores SS se registran.

**Tabla 5.8.** Valores pesados del SS a nivel global tomando como referencias PATMOS-x, sobre tierra tomando como referencia EECRA y sobre océano tomando como referencia ICOADS.

GCM - Ref	PATMOS-x	EECRA	ICOADS
ACCESS1.0	0.50	0.59	0.55
ACCESS1.3	0.63	0.60	0.63
BCC-CSM1.1	0.50	0.63	0.58
BCC-CSM-1.1(m)	0.42	0.53	0.50
BNU-ESM	0.46	0.57	0.53
CanESM2	0.64	0.61	0.64
CCSM4	0.35	0.45	0.42
CESM1-BGC	0.34	0.44	0.42
CESM1-CAM5	0.64	0.68	0.64
CESM1-FASTCHEM	0.34	0.44	0.42
CESM1-WACCM	0.47	0.58	0.57
CMCC-CESM	0.61	0.61	0.57
CMCC-CM	0.60	0.67	0.60
CMCC-CMS	0.64	0.66	0.61
CNRM-CM5	0.56	0.60	0.60
CSIRO-Mk3.6.0	0.66	0.60	0.55
FGOALS-g20	0.39	0.54	0.53
FGOALS-s20	0.47	0.59	0.48
FIO-ESM	0.44	0.55	0.55
GFDL-CM3	0.66	0.53	0.55
GFDL-ESM2G	0.59	0.60	0.59
GFDL-ESM2M	0.59	0.60	0.59
GISS-E2-H	0.46	0.56	0.52
GISS-E2-H-CC	0.47	0.57	0.52
GISS-E2-R	0.48	0.58	0.52
GISS-E2-R-CC	0.47	0.58	0.52
HadCM3	0.37	0.50	0.41
HadGEM2-AO	0.49	0.58	0.54
HadGEM2-CC	0.47	0.57	0.54
HadGEM2-ES	0.49	0.58	0.54
INM-CM4	0.60	0.65	0.64
IPSL-CM5A-LR	0.56	0.51	0.54
IPSL-CM5A-MR	0.57	0.53	0.55
IPSL-CM5B-LR	0.59	0.53	0.52
MIROC-ESM	0.43	0.50	0.54
MIROC-ESM-CHEM	0.43	0.50	0.54
MIROC4h	0.44	0.49	0.53
MIROC5	0.47	0.56	0.57
MPI-ESM-LR	0.63	0.65	0.64
MPI-ESM-MR	0.63	0.65	0.63
MPI-ESM-P	0.64	0.64	0.64
MRI-CGCM3	0.48	0.59	0.52
NorESM1-M	0.46	0.57	0.53
NorESM1-ME	0.45	0.57	0.54
Multimodel	0.36	0.51	0.46

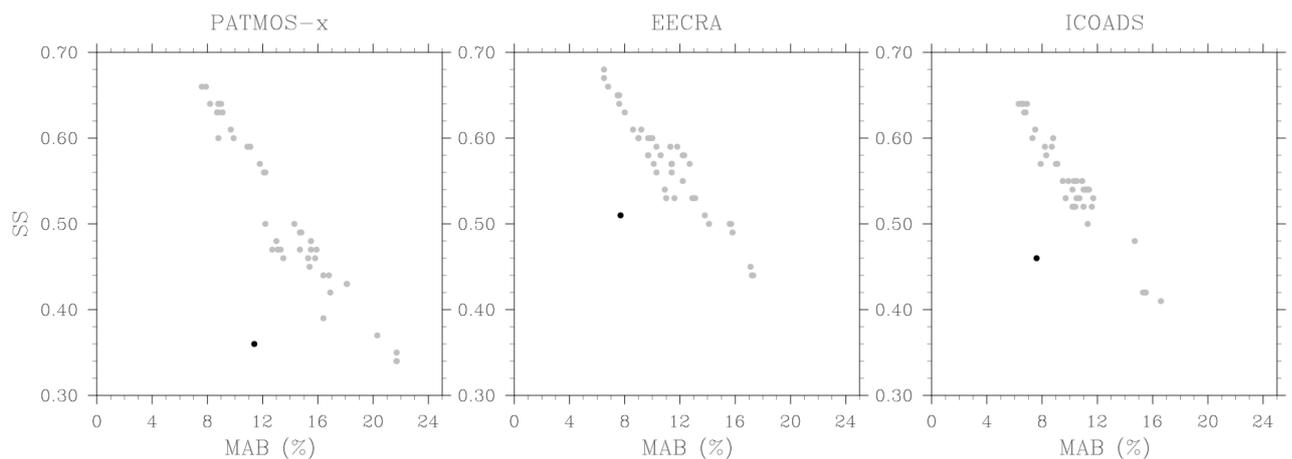


**Figura 5.24.** Mapas de color del SS del periodo 1984 – 2005 para la comparación entre los GCM + MMM y PATMOS-x.



**Figura 5.25.** Mapas de color del SS del periodo 1984 – 2005 para la comparación entre los GCM + MMM y EECRA (a – izquierda) y entre los GCM + MMM e ICOADS (b – derecha).

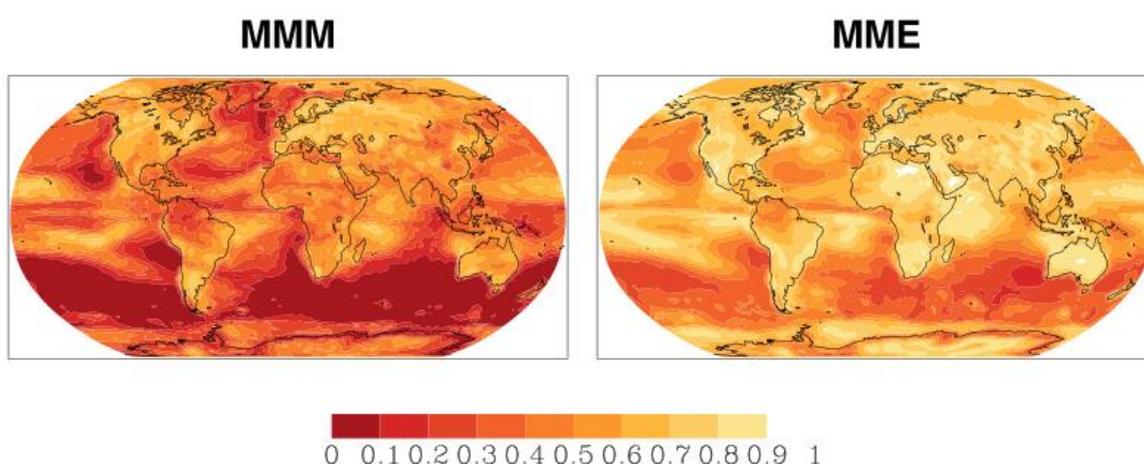
En efecto, como ya se comentó en el párrafo anterior, en general un MAB cercano a cero se corresponde a un elevado valor del SS, y un MAB alto corresponde a un SS bajo, lo que quiere decir que estos estadísticos están altamente (anti)correlacionados. Esto significa que si un modelo describe adecuadamente la media de nubosidad, en comparación con la referencia, también puede esperarse que describa adecuadamente la función de distribución de los distintos valores de la TCC que se dan a lo largo del tiempo (y del espacio). Sin embargo, esto no es cierto para la MMM ya que a pesar de tener un MAB relativamente bajo respecto a PATMOS-x (11.4%), tiene un SS bajo (0.36) como se observa en la tabla 5.8 (lo mismo ocurre en el caso de las referencias EECRA e ICOADS). En la figura 5.26, se presentan en una gráfica los valores del SS frente a los valores del MAB. Se observa como la mayoría de los puntos representados, correspondientes a los 44 GCM (en gris) más la MMM (en negro), presentan una alta correlación lineal. Sin embargo, la MMM, representada por el punto negro, sobresale de la nube de puntos en los tres casos (global, tierra, océano).



**Figura 5.26.** Nubes de dispersión del MAB frente al SS de los 44 GCM más la MMM a nivel global tomando como referencia a PATMOS-x (a – izquierda), a nivel continental tomando como referencia a EECRA (b – centro) y a nivel oceánico tomando como referencia a ICOADS (c – derecha).

La causa del bajo valor del SS para la MMM, respecto a los valores del resto de modelos (con similar MAB) en los tres casos, reside en que las funciones de densidad de probabilidad para la MMM fueron creadas a partir de los valores mensuales de la nubosidad de la MMM, esto es, de los valores medios de la nubosidad de los 44 GCM. Así, cuando se promedian los 44 GCM para generar la MMM, las PDF correspondientes tienden a ser mucho más centradas mostrando una menor variabilidad (bajas frecuencias a ambos extremos de la distribución) y por consiguiente un peor SS. Para corregir esto, se construye una nueva base de datos, la *multimodel ensemble* (MME), la cual se calcula cogiendo los datos de TCC de todos los GCM,

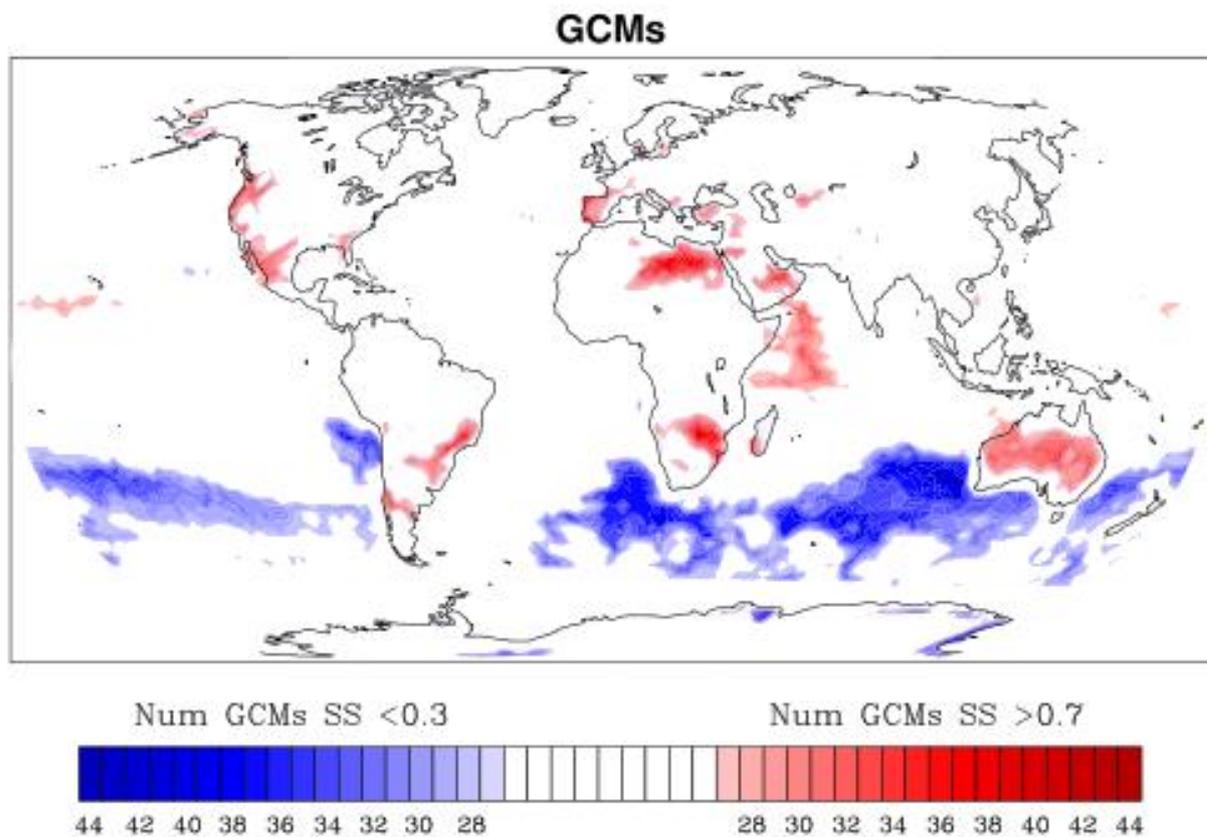
para todos los meses y para cada una de las celdas sobre todo el globo sin ningún promedio previo de manera que la PDF obtenida de esta base de datos se corresponda al conjunto de los 44 GCM. De esta manera se obtiene un valor del SS de la MME respecto a PATMOS-x de 0.60, respecto a EECRA de 0.66 y respecto a ICOADS de 0.64. Estos valores están en la banda alta, y sí que se corresponden con lo que cabe esperar a partir de la correlación con el MAB (Figura 5.26). Por lo tanto, las distribuciones de nubosidad de los 44 GCM quedan mejor representadas por la MME que por la MMM. En la figura 5.27, que muestra los mapas de color del SS de la MMM (Fig. 5.27.a) y MME (Fig. 5.27.b) respecto a PATMOS-x, puede apreciarse cómo el SS de la última mejora considerablemente en todo el globo los resultados de la primera.



**Figura 5.27.** Mapas de color del SS del periodo 1984-2005 para la comparación entre la MMM (a – izquierda) y la MME (b – derecha) respecto a PATMOS-x.

Debido a que el mapa de color del SS de la MMM respecto a las observaciones no representa con fidelidad el conjunto de los 44 GCM, y con tal de ver qué zonas del planeta los modelos dan un mejor y peor SS, en la figura 5.28 se muestran en tonalidades rojas aquellas zonas donde dominan los GCM con un SS mayor a 0.7, y en tonalidades azules aquellas zonas donde predominan los GCM con un SS menor a 0.3 tomando como referencia a PATMOS-x en ambos casos. Con esto se pretende resaltar aquellas áreas con mayor acuerdo en valores altos de SS (zonas rojas) y aquellas áreas donde el SS es relativamente bajo (zonas azules) y ver si coinciden con aquellas zonas con alto y bajo SS de la MME respecto a PATMOS-x (figura 5.27b). Las áreas no coloreadas corresponden a celdas donde el número de modelos es menor que 27 (menos del 60% de los modelos disponibles) ya sea para un SS superior a 0.7 o un SS inferior a 0.3. Siguiendo con el criterio del SS, aquellas zonas peor descritas por parte de los modelos frente a PATMOS-x (valor del SS próximo a cero) son, además de algunas celdas situadas sobre la Antártida, la banda que

recorre todo el hemisferio sur, comprendida entre las latitudes 15°S – 55°S aproximadamente. Esto ocurre para aquellas celdas sobre océano, ya que existen regiones situadas sobre tierra y comprendidas en esta banda para las que un alto número de modelos muestra un SS superior a 0.7, como puede ser en la parte central de Argentina, la costa más austral de Brasil, el área al este del desierto del Kalahari, el sur de Madagascar y prácticamente Australia al completo. Además de estas zonas con un acuerdo elevado entre los GCM para un SS mayor de 0.7, destacan también el sur de Hawái, la costa oeste de Norteamérica, la Península Ibérica (excepto su costa oriental), parte oriental del desierto del Sáhara, el sur de la Península Arábiga, el mar Arábigo, además de algunas pequeñas regiones en el centro del continente euro-asiático. En general, estas áreas de mayor acuerdo entre los modelos con SS menor a 0.3 y mayor a 0.7 se corresponden a áreas donde el SS de la MME respecto a PATMOS-x (Fig. 5.27.a) tiene valores también bajos y altos respectivamente, y no con aquellas áreas donde el SS de la MMM respecto a PATMOS-x tiene valores bajos y altos.



**Figura 5.28.** Áreas con altos y bajos valores de SS de los GCM frente a PATMOS-x. En tonalidades azules se marcan aquellas zonas donde el número de GCM tiene un SS menor a 0.3 y en tonalidades rojas se marcan aquellas zonas donde el número de GCM tiene un SS mayor a 0.7.

En definitiva, a partir de la figura 5.28 podemos concluir que aquellas zonas con un alto número de GCM con un SS respecto a PATMOS-x inferior a 0.3 (es decir, la mayoría de modelos no describen bien la nubosidad) se sitúan sobre océano, especialmente en el hemisferio sur, y que el mayor acuerdo entre los GCM con un SS superior a 0.7 respecto a PATMOS-x sucede en algunas áreas continentales, además del mar Árabe y las celdas comprendidas al suroeste del archipiélago de Hawái. Esto puede dar a entender que existe una dificultad mayor a la hora de simular la nubosidad en zonas sobre océano que sobre tierra.

#### 5.2.2.4. Diagramas de Taylor

Los diagramas de Taylor, como ya se ha comentado varias veces a lo largo de este trabajo, permiten de una manera muy intuitiva y gráfica analizar de forma integrada tres estadísticos de un elevado número de bases de datos en un mismo gráfico. En la tabla 5.9 se presentan la desviación estándar de las bases de datos a evaluar ( $\sigma_i$ ) normalizada respecto a la desviación estándar de la referencia ( $\sigma_{ref}$ ), el coeficiente de correlación espacio-temporal ( $R_i$ ) y la desviación cuadrática media (RMSD<sub>i</sub>) de los 44 GCM normalizada por la desviación estándar de la referencia ( $\sigma_{ref}$ ), la MMM y las observaciones. Se muestra respecto a tres referencias: a nivel global frente a PATMOS-x, a nivel continental frente a EECRA y a nivel oceánico frente a ICOADS. Además, en la última fila se presentan los valores de las desviaciones estándar de las bases de datos escogidas como referencias ( $\sigma_{ref}$ ), y respecto a los cuales se normalizan los valores de la desviación estándar y de la desviación cuadrática media.

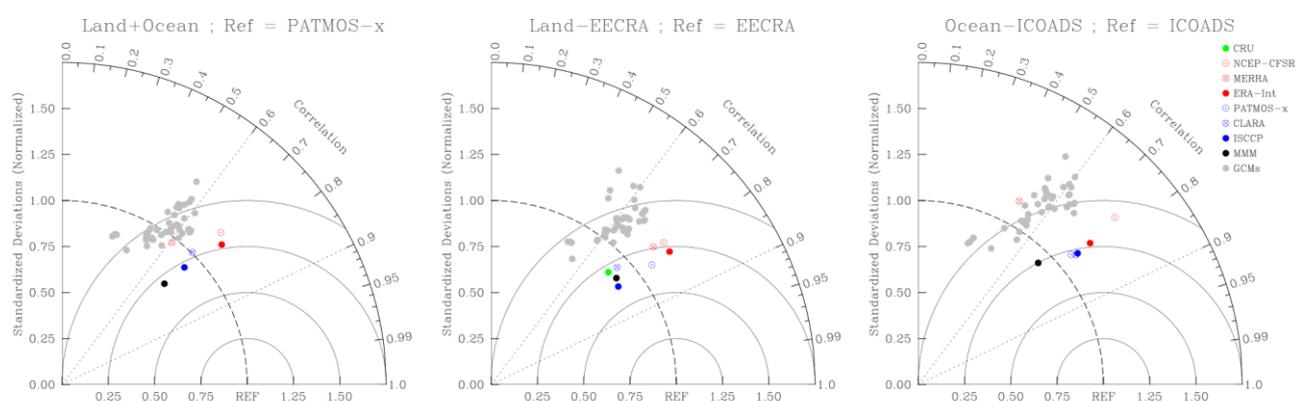
En la figura 5.29 se presentan los diagramas de Taylor generados a partir de los valores de la tabla 5.9. La nube de puntos grises corresponde a los estadísticos de los 44 GCM, el punto negro a los de la MMM, los azules a los de las observaciones satelitales, los rojos a los de los reanálisis y el verde a los estadísticos de CRU. A primera vista resalta que en general, la nube de puntos correspondientes a las observaciones y la MMM dan mejores resultados que los GCM individualmente.

**Tabla 5.9.** Valores de los distintos estadísticos pesados empleados para la representación de los Diagramas de Taylor.

	Tierra+ Océano Ref.: PATMOS-x			Tierra – EECRA Ref.: EECRA			Océano – ICOADS Ref.: ICOADS		
	$\frac{\sigma_i}{\sigma_{ref}}$	R <sub>i</sub>	$\frac{RMSD_i}{\sigma_{ref}}$	$\frac{\sigma_i}{\sigma_{ref}}$	R <sub>i</sub>	$\frac{RMSD_i}{\sigma_{ref}}$	$\frac{\sigma_i}{\sigma_{ref}}$	R <sub>i</sub>	$\frac{RMSD_i}{\sigma_{ref}}$
	ACCESS1.0	1.08	0.64	0.89	1.15	0.62	0.95	1.27	0.64
ACCESS1.3	1.12	0.59	0.96	1.27	0.61	1.02	1.19	0.59	1.01
BCC-CSM1.1	0.88	0.52	0.92	1.05	0.60	0.92	0.99	0.55	0.95
BCC-CSM-1.1(m)	0.91	0.50	0.95	1.04	0.60	0.92	0.97	0.48	1.01
BNU-ESM	0.98	0.52	0.97	1.08	0.62	0.91	1.04	0.56	0.96
CanESM2	1.09	0.64	0.89	1.26	0.66	0.96	1.20	0.59	1.02
CCSM4	0.93	0.52	0.95	0.97	0.59	0.90	1.05	0.55	0.98
CESM1-BGC	0.93	0.52	0.95	0.97	0.59	0.89	1.05	0.54	0.98
CESM1-CAM5	1.02	0.62	0.88	1.13	0.66	0.88	1.20	0.61	0.99
CESM1-FASTCHEM	0.93	0.53	0.94	0.97	0.59	0.90	1.05	0.55	0.98
CESM1-WACCM	0.94	0.49	0.97	1.04	0.59	0.92	1.07	0.55	0.99
CMCC-CESM	1.10	0.52	1.03	1.24	0.63	0.98	1.32	0.53	1.17
CMCC-CM	1.04	0.57	0.95	1.10	0.67	0.86	1.24	0.56	1.07
CMCC-CMS	1.05	0.55	0.97	1.13	0.66	0.88	1.25	0.55	1.09
CNRM-CM5	1.10	0.55	1.01	1.17	0.63	0.95	1.20	0.52	1.10
CSIRO-Mk3.6.0	1.02	0.58	0.92	1.25	0.66	0.96	1.15	0.58	0.99
FGOALS-g20	0.81	0.43	0.97	0.81	0.54	0.88	0.84	0.47	0.96
FGOALS-s20	1.03	0.57	0.94	1.17	0.64	0.93	1.27	0.54	1.11
FIO-ESM	0.96	0.49	0.98	1.01	0.61	0.90	1.06	0.55	0.98
GFDL-CM3	1.06	0.60	0.92	1.24	0.66	0.94	1.17	0.55	1.04
GFDL-ESM2G	1.18	0.56	1.04	1.34	0.60	1.08	1.35	0.61	1.09
GFDL-ESM2M	1.16	0.54	1.05	1.32	0.58	1.11	1.33	0.59	1.09
GISS-E2-H	0.85	0.32	1.09	0.88	0.47	0.97	0.81	0.33	1.06
GISS-E2-H-CC	0.87	0.33	1.08	0.88	0.48	0.96	0.83	0.34	1.06
GISS-E2-R	0.87	0.34	1.08	0.88	0.49	0.96	0.85	0.35	1.06
GISS-E2-R-CC	0.87	0.34	1.08	0.88	0.49	0.96	0.85	0.35	1.06
HadCM3	1.00	0.56	0.94	1.07	0.62	0.90	1.22	0.56	1.06
HadGEM2-AO	1.09	0.63	0.90	1.16	0.62	0.95	1.29	0.65	1.00
HadGEM2-CC	1.05	0.62	0.90	1.12	0.61	0.94	1.25	0.64	0.98
HadGEM2-ES	1.08	0.63	0.90	1.16	0.62	0.95	1.30	0.65	1.00
INM-CM4	0.97	0.55	0.94	1.11	0.64	0.91	1.10	0.54	1.01
IPSL-CM5A-LR	1.23	0.57	1.05	1.24	0.52	1.12	1.41	0.60	1.13
IPSL-CM5A-MR	1.21	0.57	1.04	1.19	0.53	1.08	1.36	0.60	1.11
IPSL-CM5B-LR	1.32	0.55	1.13	1.35	0.51	1.20	1.47	0.54	1.26
MIROC-ESM	1.15	0.55	1.03	1.13	0.60	0.96	1.31	0.62	1.05
MIROC-ESM-CHEM	1.14	0.54	1.03	1.13	0.60	0.95	1.32	0.62	1.06
MIROC4h	1.18	0.61	0.97	1.10	0.65	0.88	1.25	0.67	0.95
MIROC5	0.93	0.58	0.89	1.02	0.65	0.84	0.95	0.56	0.91
MPI-ESM-LR	1.07	0.58	0.94	1.21	0.68	0.90	1.24	0.58	1.06
MPI-ESM-MR	1.06	0.58	0.95	1.19	0.67	0.91	1.25	0.58	1.06
MPI-ESM-P	1.07	0.59	0.94	1.22	0.68	0.91	1.25	0.57	1.06
MRI-CGCM3	0.97	0.49	0.99	1.10	0.62	0.93	1.13	0.51	1.06
NorESM1-M	0.93	0.49	0.97	1.02	0.60	0.91	1.05	0.53	0.99
NorESM1-ME	0.93	0.49	0.97	1.02	0.60	0.91	1.05	0.54	0.98
Multimodel	0.78	0.71	0.70	0.89	0.76	0.66	0.93	0.70	0.75

**Tabla 5.9.** Continuación

ISCCP	0.92	0.72	0.72	0.87	0.79	0.62	1.12	0.77	0.73
CLARA	1.01	0.70	0.77	0.93	0.73	0.71	1.11	0.77	0.71
PATMOS-x	-	-	-	1.08	0.80	0.66	1.09	0.76	0.73
ERA-Int	1.15	0.75	0.77	1.20	0.80	0.72	1.20	0.77	0.78
MERRA	0.97	0.61	0.88	1.15	0.76	0.76	1.14	0.48	1.09
NCEP-CFSR	1.19	0.72	0.85	1.21	0.77	0.77	1.40	0.76	0.91
CRU	-	-	-	0.88	0.72	0.71	-	-	-
	$\sigma_{ref} = 19.4$			$\sigma_{ref} = 19.1$			$\sigma_{ref} = 16.1$		



**Figura 5.29.** Diagramas de Taylor de los productos observacionales, los GCM y la MMM tomando como referencia a PATMOS-x para tierra + océano (a – izquierda), para la máscara de EECRA (b – centro) y para la máscara de ICOADS (c – derecha).

A nivel global, observando la tabla 5.9 y apoyándonos en la figura 5.29.a, los GCM rondan un valor entre 0.32 (GISS-E2-H) y 0.64 (ACCESS1.0 y CanESM2) para la correlación espacio-temporal, y cuyo valor para MERRA (0.61) se sitúa dentro de este rango. Las demás bases de datos, tanto las observacionales como la MMM tienen una correlación mayor y sus valores oscilan entre 0.70 y 0.75, siendo el valor para la MMM de 0.71. A lo que la desviación estándar de los modelos respecto a PATMOS-x se refiere, sus valores están comprendidos entre 0.81 (FGOALS-g20) y 1.32 (IPSL-CM5B-LR), siendo el valor de la MMM de 0.78. Este valor de la desviación estándar es el más bajo debido a la propia naturaleza de la MMM que suaviza los valores extremos de los 44 modelos, como ya se ha visto en el caso del MAB y del SS. Ahora bien, para el caso de la RMSD respecto a la referencia, sí que existe una clara diferencia entre los GCM y la MMM siendo el valor de esta última base de datos de 0.70. Para los modelos, los valores oscilan entre el 0.88 de CESM1-CAM5 y el 1.13 de IPSL-CM5B-LR. En definitiva los modelos que mejor comportamiento tienen a nivel global respecto a PATMOS-x son ACCESS1.0, CanESM2, CESM1-CAM5, la familia HadGEM2 y el modelo

MIROC5. Por contra, los modelos que peor comportamiento tienen son IPSL-CM5B-LR ( $\sigma/\sigma_{PATMOS-x} = 1.32$ , el  $R_i = 0.55$  y el  $RMSD/\sigma_{PATMOS-x} = 1.13$ ) y la familia de modelos GISS-E2.

Cuando se toma como referencia EECRA (fig. 5.29.b) y se analizan las bases de datos a nivel continental teniendo en cuenta la máscara de EECRA, se observan dos grupos de conjuntos de datos. Uno formado por los 44 GCM y otro formado por las observaciones más la MMM. El primero de ellos, con un valor de la correlación espacio-temporal respecto a EECRA comprendido entre 0.47 (GISS-E2-H) y 0.68 (MPI-ESM-LR y MPI-ESM-P), y un RMSD respecto a la referencia entre 0.84 (MIROC5) y 1.20 (IPSL-CM5B-LR) hace que la nube de puntos generada por los modelos se encuentre más alejada del punto de referencia (REF). Además, el valor de la desviación estándar respecto a EECRA de los modelos se encuentra en un rango de valores con una amplitud de 0.54, dado por los valores extremos de 0.81 (FGOALS-g20) y 1.35 (IPSL-CM5B-LR). Con todo esto el modelo mejor posicionado en este caso es el MIROC5 con valores de 1.02, 0.65 y 0.84 para la  $\sigma/\sigma_{ICOADS}$ , el  $R_i$  y el  $RMSD/\sigma_{ICOADS}$  respectivamente. Por otra parte, el modelo peor situado, el IPSL-CM5B-LR, tiene unos valores de 1.35, 0.51 y 1.20 para los mismos estadísticos respectivamente. Mientras tanto, para la otra nube de puntos generada por las observaciones y la MMM, el rango de valores para la desviación estándar normalizada viene dado por los valores extremos de ISCCP (0.87) y NCEP-CFSR (1.21). En cuanto a la correlación espacio-temporal de este último grupo de conjunto de datos, oscila entre los valores de CRU (0.72) y PATMOS-x y ERA-Int (0.80). Ya por último, en cuanto al estadístico del RMSD respecto a EECRA de este conjunto de datos, su valor máximo corresponde a la base de datos NCEP-CFSR (0.77) mientras que su mínimo se da para ISCCP (0.62).

Para el caso del océano (fig. 5.29.c) la MMM, con unos estadísticos de 0.90, 0.70 y 0.75 para su desviación estándar, su correlación espacio-temporal y su RMSD respecto a ICOADS respectivamente, se aleja bastante de la nube de puntos formada por los modelos, la cual está limitada en RMSD respecto a ICOADS por los modelos MIROC5 y IPSL-CM5B-LR con unos valores de 0.91 y 1.26 respectivamente. Además, la correlación de los GCM tienen un valor mínimo dado por GISS-E2-H de 0.33, y un valor máximo de 0.67 dado por MIROC4h, siendo el mínimo valor de la desviación estándar normalizada respecto a ICOADS de 0.81 (GISS-E2-H) y el valor máximo de 1.47 (IPSL-CM5B-LR), siendo este caso la nube de puntos de los modelos más dispersa en comparación con PATMOS-x y EECRA. Resalta cómo dentro de esta nube de puntos formada por los GCM se encuentra MERRA debido a su baja correlación (0.48) y su alto RMSD (1.09) frente a ICOADS. Sin embargo, el modelo que tiene una desviación estándar más próxima al valor dado por ICOADS es BCC-CSM1.1 con una desviación estándar normalizada de 0.99. Se concluye pues que los modelos que se comportan mejor sobre océano, teniendo en cuenta la desviación estándar normalizada es BCC-CSM1.1 (0.99), teniendo en cuenta el coeficiente de correlación espacio-temporal es MIROC4h (0.67), y teniendo en cuenta el RMSD es MIROC5 (0.91). Ahora bien, considerando los tres estadísticos en su conjunto, los mejores GCM posicionados en el diagrama de Taylor,

es decir, los más próximos al punto de referencia “REF” son MIROC4h y MIROC5, con unos valores de 1.25 y 0.95 para su desviación estándar normalizada, 0.67 y 0.56 para su coeficiente de correlación espacio-temporal, y un valor de 0.95 y 0.91 respectivamente para su RMSD respecto a la desviación estándar de ICOADS. Por el contrario, el modelo que peor se comporta en este caso es el IPSL-CM5B-LR con unos valores de 1.47, 0.54 y 1.26 para la  $\sigma/\sigma_{ICOADS}$ , el  $R_i$  y el  $RMSD/\sigma_{ICOADS}$  respectivamente.

Con todo esto podemos concluir (como para el análisis de SS) que los modelos son peores en general en la descripción de la nubosidad de ICOADS, que es donde la nube de puntos asociada a ellos es más dispersa, al contrario que a nivel global y continental donde los GCM se encuentran situados en un margen más estrecho de estadísticos. Además, se puede concluir que a la hora de analizar estos tres estadísticos, la MMM sí que mejora y con notoriedad respecto a cualquier GCM en los tres casos (global, tierra y océano), especialmente en el coeficiente espacio-temporal y en el RMSD respecto a la referencia de cada caso (no tanto en la desviación estándar respecto a la referencia), al contrario de lo que ocurría en el SS, donde la MMM tendía a dar valores bajos respecto al resto de modelos. Además los satélites siempre dan mejor resultados (y se parecen más entre ellos), teniendo en cuenta los tres estadísticos, que los reanálisis, tal y como ya se detalló en la sección 5.1.2.3. De estos últimos, el que peor comportamiento refleja es MERRA, ya que a excepción del análisis sobre tierra, su posición se localiza en la nube de puntos de los GCM, que son las bases de datos analizadas que peor estadísticos tienen respecto a las referencias. Cabe resaltar que en los tres casos, el modelo más alejado de las referencias fue el IPSL-CM5B-LR, mientras que el modelo que se acerca más a las referencias en general es el MIROC5.

### 5.2.3. Tendencias

En la tabla 5.10 se presentan los valores pesados de las tendencias a nivel global, a nivel continental (considerando la máscara de CRU y la de EECRA) y a nivel oceánico (aplicando la máscara de ICOADS) de los 44 modelos y de la MMM. En ella puede observarse que 16 de los 44 GCM así como la MMM muestran una tendencia negativa en todos los casos. Por el contrario, solo 4 GCM muestran una tendencia positiva en todos los casos. Además, la mayoría de los modelos presentan un valor promedio de la tendencia más alto a nivel global que a nivel continental u oceánico, lo que implica que en aquellas celdas disponibles en las máscaras de CRU, EECRA e ICOADS, tienen un valor de la tendencia más bajo que las celdas no incluidas en dichas máscaras, es decir, en los océanos, especialmente en los del hemisferio sur. Esto ocurre así también para la MMM.

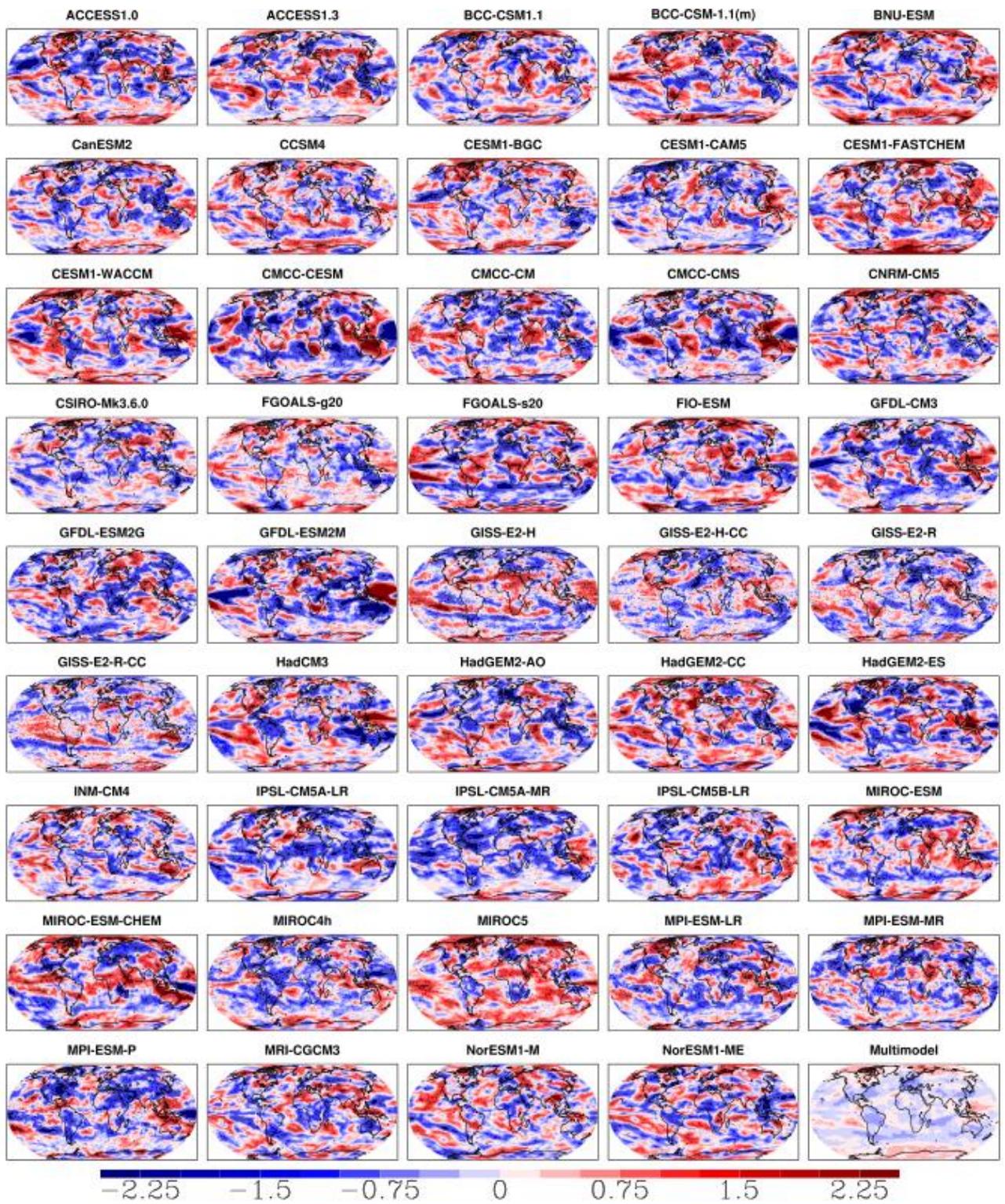
Ahora bien, en lo que se refiere a las tendencias continentales (máscara de CRU), todas ellas tienen un valor más bajo que las tendencias observadas globalmente a excepción de los

modelos ACCESS1.0, CMCC-CESM, CMCC-CM, CSIRO-Mk3.6.0, FGOALS-s20, FIO-ESM, y las familias GISS (excepto GISS-E2-H-CC), MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM y MPI-ESM-MR. En realidad, varios modelos que presentan una tendencia positiva global, la dan negativa en los continentes. Para la máscara de EECRA, además de los modelos citados anteriormente, se unen a la lista de una mayor tendencia continental que global los modelos CESM1-FASTCHEM, CNRM-CM5, GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, MIRCO4h, MPI-ESM-LR y MRI-CGCM3. Sin embargo en este caso los modelos CSIRO-Mk3.6.0, FIO-ESM, MIROC-ESM y MIROC-ESM-CHEM, que con CRU presentaban una tendencia mayor continental que global, para EECRA sufren el comportamiento generalizado en el que la tendencia es mayor a nivel global que continental, a excepción de CSIRO-Mk3.6.0 que tiene el mismo valor que a escala global (-0.10 %/década). En cuanto a ICOADS, como ya se ha mencionado anteriormente, la mayoría de los modelos tienen un valor de la tendencia menor que a nivel global a excepción de los modelos BCC-CSM1.1, CCSM4, CESM1-CAM5, CESM1-FASTCHEM, CMCC-CESM, CMCC-CMS, FGOALS-g20, GFDL-CM3, IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM-CHEM y la familia de modelos MPI-ESM que tienen un valor de la tendencia mayor en las celdas de la máscara de ICOADS que a nivel global. Ahora bien, analizando las tendencias dadas por la máscara continentales de CRU y de EECRA se puede observar que, en general y a excepción de ACCESS1.3, CanESM2, CMCC-CESM, CMCC-CM, CSIRO-Mk3.6.0, FIO-ESM, GISS-E2-R-CC, HadGEM2-AO, INM-CM4, IPSL-CM5A-MR, la familia MIROC (a excepción de MIROC4h) y MPI-ESM-MR, la tendencia es mayor en las celdas de EECRA (para el modelo GISS-E2-H el valor de la tendencia es el mismo en ambas máscaras, 0.11 %/década), por lo que se concluye que las celdas de la máscara CRU que no forman parte de la de EECRA, tienen una tendencia menor que las comunes a ambas máscaras.

Como se observa en la tabla 5.10, la MMM no es una de las bases de datos con tendencia global, continental y oceánica más próxima a cero, pero sí que es la base de datos que menos rango de valores tiene entre las tendencias en los cuatro casos, como puede observarse en los colores más tono pastel presentados en la figura 5.30. Que algunos modelos tengan tendencias próximas a cero en los cuatro casos, aun teniendo un rango de valores más amplio que la MMM, se debe a, como ya ocurría con el MB, la compensación de zonas con una tendencia alta positiva con otras áreas con valores de la tendencia muy negativos. Es el ejemplo de FGOALS-s20 a nivel global, de INM-CM4 a nivel continental (EECRA) y de HadGEM2-CC a nivel oceánico (ICOADS) todos ellos con una tendencia promedio de 0.00 %/década, pero como se puede apreciar en la figura 5.30 las tonalidades de color marcan zonas con tendencias claramente alejadas del cero. No ocurre así para la MMM, que como ya se comentó anteriormente, muestra tonos pasteles, indicando de esta manera que las tendencias en las celdas del mallado a nivel global no tiene valores superiores/inferiores al  $\pm 1$  %/década.

**Tabla 5.10.** Valores pesados de las tendencias globales para el periodo 1984 – 2005.

Tendencias (%/década)	Tierra + Océano	Tierra – CRU	Tierra – EECRA	Océano - ICOADS
ACCESS1.0	-0.12	-0.06	-0.01	-0.30
ACCESS1.3	0.02	-0.04	-0.08	0.01
BCC-CSM1.1	0.06	-0.09	-0.01	0.17
BCC-CSM-1.1(m)	0.10	-0.14	-0.03	-0.02
BNU-ESM	0.13	-0.27	-0.21	0.13
CanESM2	-0.09	-0.20	-0.22	-0.24
CCSM4	0.11	-0.03	0.03	0.19
CESM1-BGC	0.03	-0.19	-0.06	-0.07
CESM1-CAM5	-0.11	-0.20	-0.19	0.18
CESM1-FASTCHEM	0.19	0.03	0.20	0.30
CESM1-WACCM	0.11	-0.41	-0.25	0.08
CMCC-CESM	-0.15	0.10	0.01	0.02
CMCC-CM	-0.06	-0.02	-0.04	-0.15
CMCC-CMS	-0.08	-0.11	-0.08	0.36
CNRM-CM5	-0.07	-0.13	-0.06	-0.19
CSIRO-Mk3.6.0	-0.10	-0.08	-0.10	-0.25
FGOALS-g20	0.05	-0.25	-0.17	0.07
FGOALS-s20	0.00	0.03	0.08	-0.20
FIO-ESM	0.08	0.10	-0.06	-0.13
GFDL-CM3	-0.18	-0.37	-0.32	-0.13
GFDL-ESM2G	-0.18	-0.32	-0.23	-0.34
GFDL-ESM2M	-0.20	-0.46	-0.19	-0.37
GISS-E2-H	0.10	0.11	0.11	-0.09
GISS-E2-H-CC	-0.05	-0.13	-0.05	-0.18
GISS-E2-R	-0.05	0.06	0.11	-0.13
GISS-E2-R-CC	0.03	0.18	0.07	-0.03
HadCM3	-0.02	-0.23	-0.08	-0.21
HadGEM2-AO	-0.05	-0.25	-0.26	-0.29
HadGEM2-CC	0.21	-0.07	-0.04	0.00
HadGEM2-ES	-0.04	-0.09	-0.02	-0.16
INM-CM4	0.02	0.02	0.00	-0.04
IPSL-CM5A-LR	-0.32	-0.46	-0.44	-0.45
IPSL-CM5A-MR	-0.43	-0.43	-0.47	-0.62
IPSL-CM5B-LR	-0.02	-0.37	-0.23	0.03
MIROC-ESM	0.07	0.14	0.02	0.01
MIROC-ESM-CHEM	0.19	0.29	0.10	0.34
MIROC4h	-0.17	-0.21	-0.16	-0.28
MIROC5	0.44	0.24	0.14	0.23
MPI-ESM-LR	-0.10	-0.13	-0.03	0.08
MPI-ESM-MR	-0.13	-0.05	-0.11	-0.09
MPI-ESM-P	-0.23	-0.59	-0.38	0.10
MRI-CGCM3	0.01	-0.12	0.04	-0.02
NorESM1-M	0.08	0.01	0.06	0.02
NorESM1-ME	-0.02	-0.17	-0.15	-0.04
Multimodel	-0.02	-0.12	-0.08	-0.06

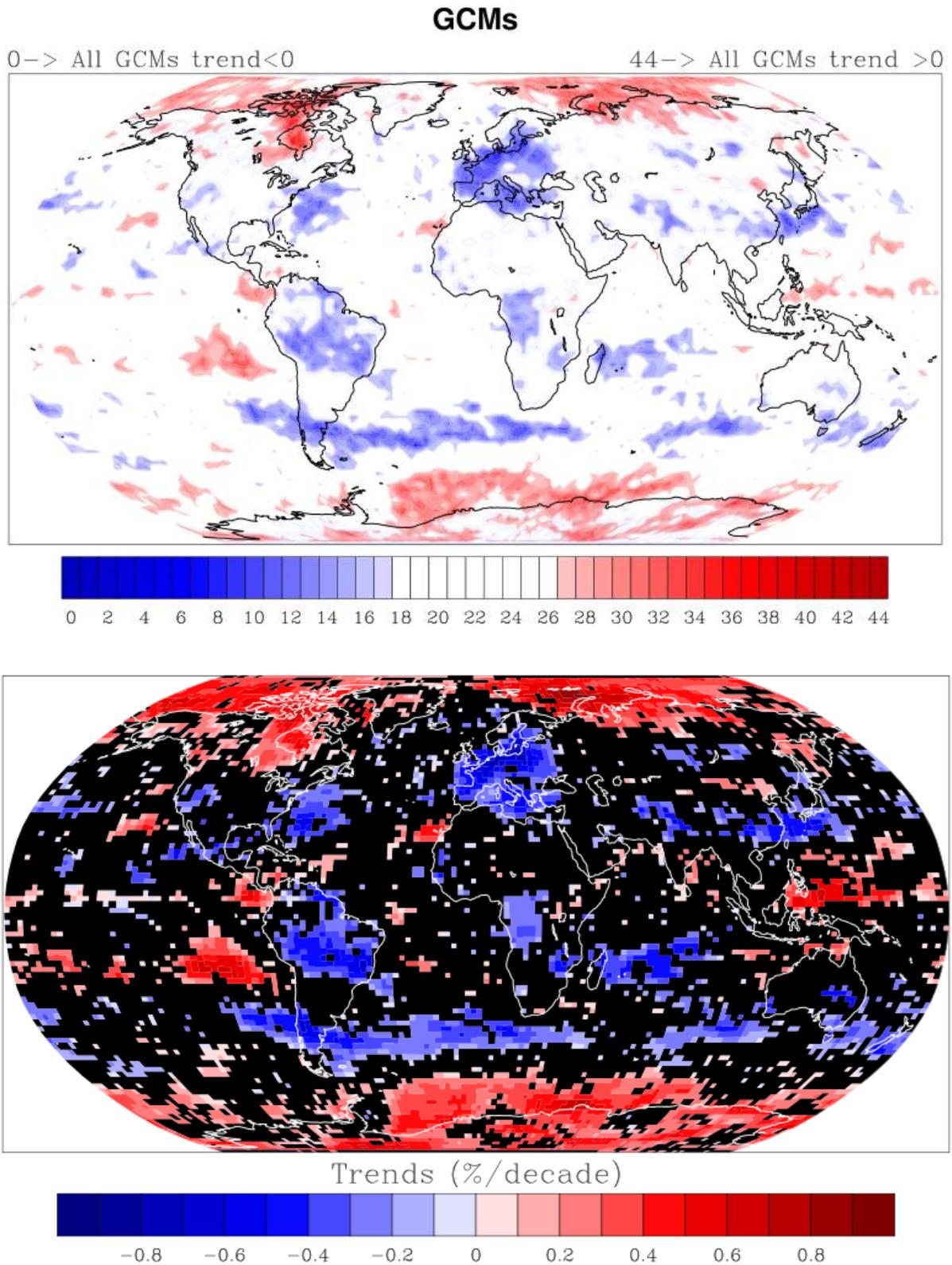


**Figura 5.30.** Mapas de color de las tendencias (%/década) para el periodo 1984 – 2005 de los 44 GCM y la MMM.

A diferencia de los mapas de color del MB, el MAB y el SS, para las tendencias cuesta encontrar un patrón común a todos los modelos, pero sí que existen zonas en las que la mayoría de los modelos dan una tendencia negativa como podría ser la zona del Mediterráneo y Europa, América del Sur, etc. Por otro lado, aquellas áreas que muestran una tendencia positiva en la mayoría de los modelos son el Ártico o la Antártida. Con tal de visualizar lo comentado anteriormente de una forma más sencilla, la figura 5.31 muestra las zonas donde existe acuerdo o desacuerdo en el signo de las tendencias de los modelos. De esta manera se consigue resaltar aquellas áreas con mayor robustez en cuanto al signo de las tendencias ofrecidas por los 44 GCM.

Destaca el acuerdo de los modelos en el signo negativo de la tendencia en la banda latitudinal media del hemisferio sur, en la mitad norte de América del Sur, al sur de Japón, pero sobre todo en Europa/Mediterráneo. Por otro lado, el acuerdo en el signo positivo se sitúa en las zonas cercanas a los polos junto con la zona oeste del continente sudamericano. Las zonas en blanco, que cubren prácticamente todo el globo a excepción de las zonas mencionadas anteriormente, indican que no existe un acuerdo concluyente para las tendencias de los 44 GCM analizados. Dichas áreas coloreadas, que se marcan mediante la superposición de los modelos teniendo en cuenta el signo de la tendencia, coincide con bastante precisión en aquellas zonas donde la MMM tiene una tendencia negativa (zonas azules) o positiva (zonas rojas), es decir, que la MMM refleja con suficiente fiabilidad lo mostrado por cada uno de los 44 GCM, y que no existe ninguna zona en la MMM con un signo de la tendencia contrario a lo que muestra la mayoría de los modelos, algo que podría ocurrir si algún modelo o familia de modelos tuviera valores extremos en la tendencia afectando de esta manera al promedio total de los 44 modelos, es decir, a la MMM. Por esta razón, a continuación se hará uso de la MMM como base representativa de los 44 modelos a la hora de compararla con las bases de datos observacionales. Además se observa que el promedio de las tendencias de todos los GCM celda a celda difiere de la tendencia de la MMM en un máximo de 0.02 %/década y por celda.

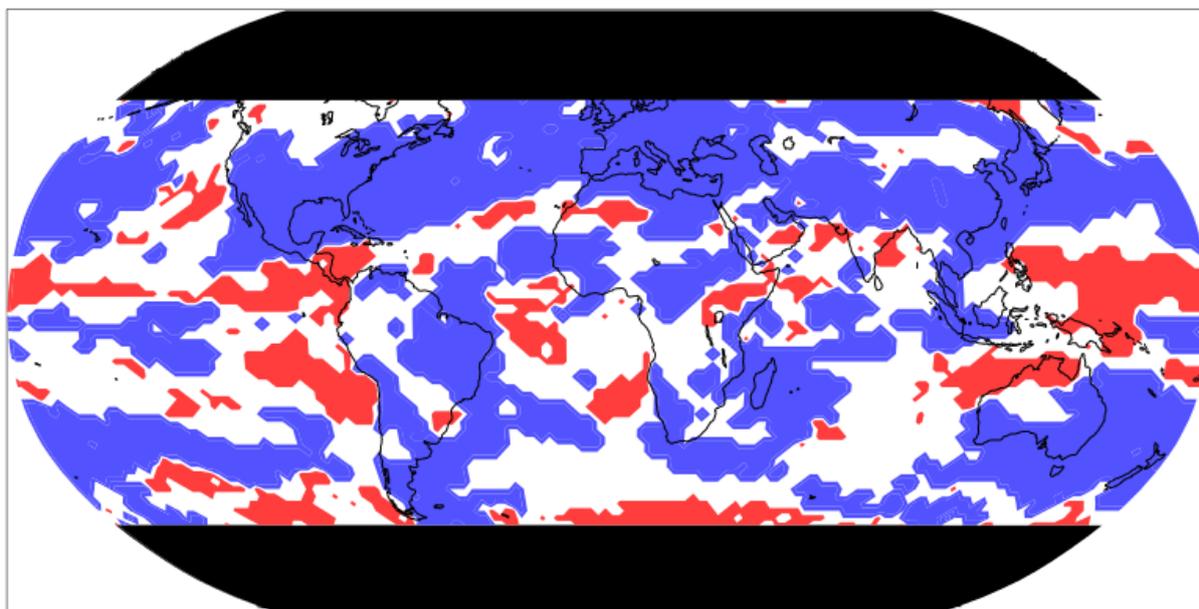
Combinando el mapa de color de las tendencias de la MMM de la figura 5.30 (última fila y última columna) con las zonas de acuerdo de la figura 5.31.a se obtiene la figura 5.31.b. En ella se muestra las tendencias de la MMM (ajustando la escala con tal de resaltar los valores de la tendencia) en las zonas donde existe un acuerdo mayor del 60% para los modelos. De esta manera se consigue visualizar el signo y magnitud de las tendencias de una manera más sencilla para el lector. Las zonas resultantes en la figura 5.31.b coinciden como era de esperar con aquellas zonas comentadas al inicio del párrafo anterior.



**Figura 5.31.** (a – arriba) Acuerdo en el signo de las tendencias de los GCM. En tonalidades azules se marcan aquellas zonas donde el número de modelos con tendencia positiva no es mayor a 17 y en tonalidades rojas se marcan aquellas zonas donde al menos 27 modelos tienen una tendencia positiva. (b – abajo) Tendencias de las MMM en aquellas zonas donde el acuerdo entre GCM es mayor al 60%.

Ahora bien, con tal de ver dónde los modelos y las observaciones coinciden en el signo de la tendencia, se ha generado la figura 5.32, donde se muestra un mapa de color superponiendo la MMM junto con las observaciones satelitales (en el caso de ISCCP y PAMTOS-x, haciendo uso de las versiones corregidas) y los reanálisis (fig. 5.14.b). En ella se marcan en blanco las zonas donde no hay un acuerdo en el signo de la tendencia, en azul aquellas zonas donde sí que existe un acuerdo en el signo negativo de las tendencias y en rojo aquellas áreas donde el acuerdo existe en el signo positivo de la tendencia. Las dos bandas marcadas en negro se corresponden con las latitudes 60° - 90° N/S, que es donde no existen datos para las versiones de ISCCP y PATMOS-x corregidos.

### Avg(Sat-Corr + Rean) versus MMM



**Figura 5.32.** Acuerdo en el signo de las tendencias del promedio de las observaciones de cobertura global y la MMM.

En la figura 5.32 se observa que apenas existen zonas donde hay un acuerdo en ambos conjuntos de datos con tendencia positiva, y esto es debido a que estas áreas de posible incremento de nubosidad en el planeta son menos extensas que las zonas con una disminución de la TCC. Según se había visto en la figura 5.14.a, existen dos zonas (la costa de Angola y Namibia y la costa chilena) con una tendencia para el promedio de los productos satelitales (con ISCCP y PATMOS-x corregidos) y de reanálisis altamente positiva (más de 2.5 %/década) y la figura 5.32 muestra el acuerdo entre las observaciones y la MMM en estas zonas, junto con la zona de la parte noroccidental de Australia, la zona del océano Pacífico

situada al noreste de Indonesia y Papúa Nueva Guinea y que se extiende hasta la costa oeste de América Central, además de otras áreas de menor superficie distribuidas en la parte norte de África y Mar Árabe. En todas estas áreas mencionadas anteriormente, las observaciones mostraban una tendencia notablemente positiva (entre 0 – 2 %/década) como puede observarse en la figura 5.14.a de la sección 5.1.3. En cuanto a las zonas de acuerdo con tendencia negativa, resalta que a partir de latitudes medias del hemisferio norte hasta los 60°N existe un gran acuerdo en cuanto a la disminución de cobertura total exceptuando buena parte Canadá, la zona central del continente asiático, el Pacífico frente a la costa oeste de Estados Unidos y la región del Pacífico al noreste de Japón. Por el contrario en el hemisferio sur, existe más bien desacuerdo que acuerdo en el signo de la tendencia. Si bien es cierto que en casi toda Sudamérica, en torno a Madagascar y la región que cubre el sur de Oceanía y que se extiende prácticamente hasta la costa sur de Chile, existe un acuerdo de tendencia con signo negativo, el resto de áreas del hemisferio sur predomina el color blanco, indicando desacuerdo entre los conjuntos de datos como ya se comentó anteriormente.

Por último, es importante resaltar y tener en cuenta que a pesar de que existen muchas más zonas con acuerdo entre las tendencias (ya sea creciente o decreciente) que en desacuerdo entre las bases de datos de referencia utilizadas para la comparación y generación de la figura 5.32, la diferencia entre la magnitud de las tendencias en la MMM y las observaciones es muy notable. El máximo de la tendencia para la MMM tiene un valor de 0.93 %/década (Océano Ártico), mientras que su mínimo es de -0.74 %/década (Holanda). Y es que esto es resultado del promediar los 44 GCM, ya que individualmente, el valor máximo de la tendencia ocurre para el modelo MIRCO-ESM-CHEM (12.43 %/década, situado en la misma región que el máximo de la MMM) y el mínimo para el modelo GISS-E2-H-CC con un valor de -8.47 %/década (área noroccidental del Himalaya). A su vez para las observaciones utilizadas (ISCCP-Corr, CLARA, PATMOS-x-Corr, ERA-Int, MERRA y NCEP-CFSR) los valores mínimo/máximo de la tendencia son -15.71/16.42 %/década siendo el mínimo como es de esperar para CLARA (Botsuana) y el máximo de MERRA (frente a la costa norte de Chile), mientras que la base de datos generada a partir de éstas son de 5.06 %/década para el máximo (en la misma región que el máximo de MERRA) y -4.13 %/década para el mínimo (Méjico).

Por lo tanto, con todo esto, se puede concluir que existe una disminución dominante de la tendencia de la nubosidad total a nivel global. Resulta también que el Mediterráneo es la zona donde dicha disminución es más notable y también donde existe un mayor acuerdo entre las observaciones y los modelos, además del buen acuerdo en el resto de estadísticos analizados en secciones anteriores, y por ello en el siguiente capítulo se estudiará y analizará la climatología, tendencias y proyecciones a futuro en dicha zona.



## 6. Estudio regional: el área del Mediterráneo

Tal y como se ha observado y analizado en las secciones anteriores, el Mediterráneo es una región de interés, ya que existe un gran acuerdo en cuanto a la disminución de cobertura nubosa, e igualmente los estadísticos de MB, MAB y SS muestran un acuerdo relativamente bueno entre las observaciones y los modelos, lo que implica una descripción relativamente precisa de lo que en esta región ocurre. Además el estudio regional de la TCC en el Mediterráneo puede ser de interés en el marco del cambio climático que experimenta esta zona, especialmente por su relación con otros componentes del sistema climático (radiación solar, escorrentía superficial, vegetación, etc.), así como en sectores socio-económicos (e.g., energía solar, turismo, agricultura, etc.). Cabe señalar que desde el punto de vista climático y de biodiversidad la región del Mediterráneo se considera un “*hot spot*” (Giorgi 2006; Christensen et al. 2007; Schneider et al. 2007; Diffenbaugh et al. 2007).

Para la región del Mediterráneo hay pocos estudios enfocados a la climatología de la nubosidad y con el objetivo de validar las observaciones o evaluar las simulaciones de los modelos climáticos. Entre ellos, y para la nubosidad, se pueden destacar algunos estudios. Calbó and Sanchez-Lorenzo (2009) compararon los datos de la TCC de ISCCP, el reanálisis ERA-40 y las observaciones de superficie ofrecidas por CRU en la Península Ibérica, abarcando el periodo 1984 – 2002. Los resultados obtenidos muestran que los valores promedios de la TCC son similares para ISCCP y CRU, mientras que ERA-40 es en torno a un 10% más bajo. Meerkötter et al. (2004) estudiaron la climatología de la TCC durante 14 años (1990 – 2003) en Europa a partir de los datos de NOAA/AVHRR y los compararon con observaciones de superficie para diferentes áreas. Sus resultados mostraron que existe una cierta tendencia a subestimar la TCC por parte del producto de teledetección, con una diferencia anual en torno el 10% en la región mediterránea. Otros estudios también muestran la validación a corto plazo de productos de teledetección en algunas zonas mediterráneas específicas (ej.: Levizzani et al. 2010; Azorin-Molina et al. 2013). En cuanto al comportamiento de las nubes en las simulaciones de modelos climáticos en el Mediterráneo, Rojas et al. (2013) estudiaron la TCC en invierno, para lo cual utilizaron el modelo regional climático LMDz (Hourdin et al. 2006) anidado dentro del IPSL-CM4, y comparándolo con ISCCP encontraron una subestimación de la TCC del 10 – 30% aproximadamente. Sin embargo, el patrón espacial observado por ISCCP es descrito correctamente por LMDz. En el presente trabajo se expanden los anteriores estudios pues engloba todo el conjunto del Mediterráneo, emplea más fuentes de observaciones con más de dos décadas de registros y considera un mayor número modelos climáticos. Parte de los resultados mostrados han sido publicados en un artículo científico de la revista *Climate Dynamics* (Enriquez-Alonso et al. 2016).

Con tal de seguir el mismo esquema que el utilizado para el análisis global, en esta sección se presentarán los resultados y análisis de la climatología, además de los estadísticos MB,

MAB, SS y los diagramas de Taylor. A continuación se hará uso de los simuladores como ya se comentó anteriormente (sección 5.2.2.1). Para terminar de completar el estudio en esta región, se analizarán, al igual que a escala global, las tendencias producidas por los 44 modelos, la MMM y los productos observacionales, seguido de un estudio de la nubosidad total en escenarios futuros.

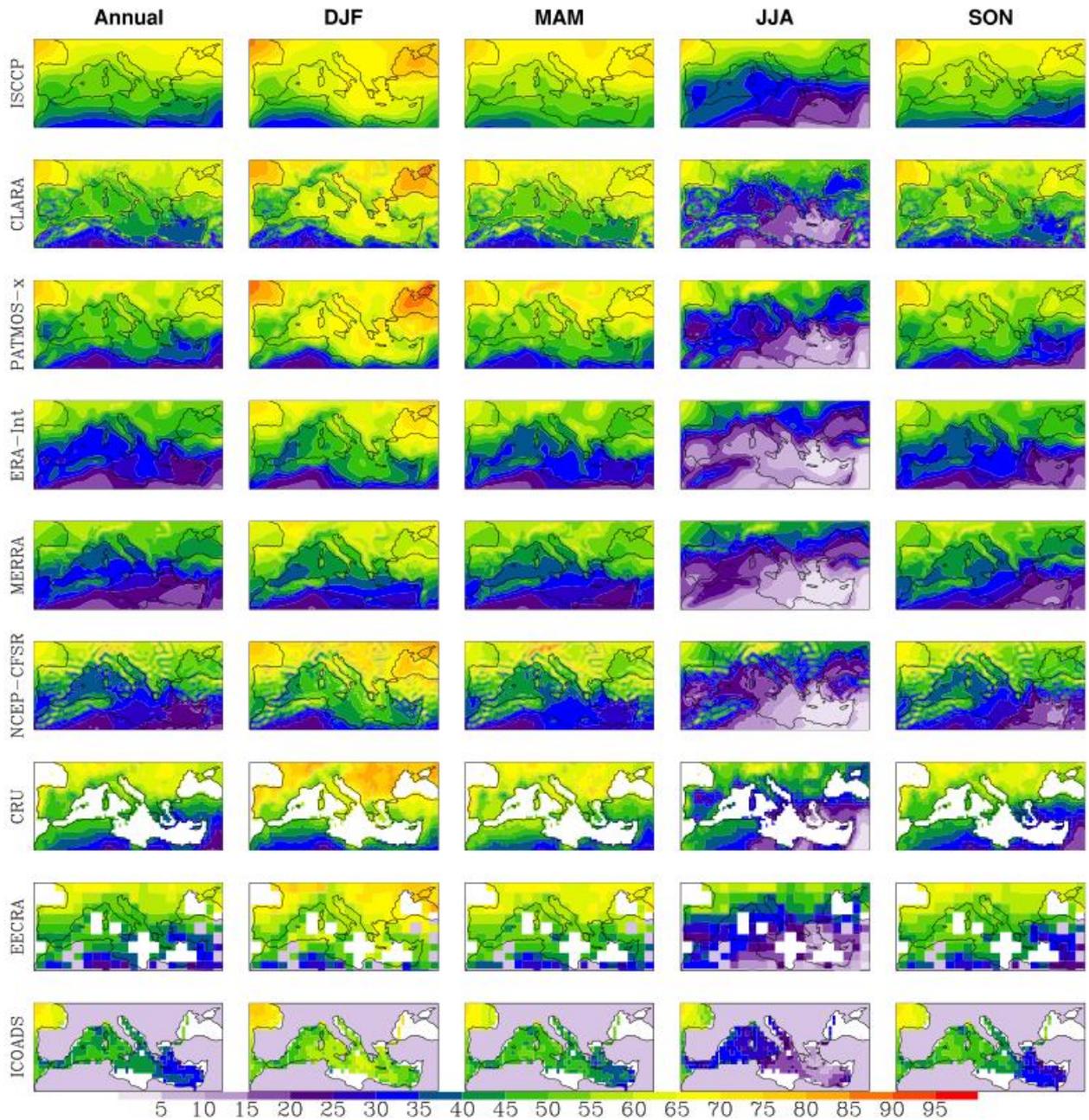
## **6.1. Evaluación y comparación de las observaciones en el Mediterráneo**

La figura 6.1 muestra los valores medios anuales y estacionales de la TCC para el periodo común de 1984 – 2005 obtenidos de cada una de las bases de datos en su resolución original. Se observa un patrón espacial parecido en todas las bases de datos, aunque se pueden distinguir más detalles en aquellos productos que tienen una mejor resolución (ej.: CLARA), como por ejemplo algunas de las características orográficas y de la costa. Igualmente, todos los productos muestran que existe un gradiente latitudinal de la TCC con valores elevados en las áreas del norte y valores más bajos en el sur de la región mediterránea. Concretamente, sobre la región noroeste existe un máximo en los valores anuales de la TCC, así como en invierno también se observa sobre el Mar Negro y el área noroeste nuevamente. Por otra parte, existe un mínimo sobre el área sureste en verano.

Los valores medios de la TCC para toda la región del Mediterráneo se presentan en la tabla 6.1. En este caso, dichos valores no son los valores medios pesados, ya que al tratarse de un estudio regional y en una banda latitudinal estrecha (30° - 48°N) este procedimiento no es necesario, tal y como se comentó en la sección 4.2. Debido a los procesos diferenciados que gobiernan las nubes sobre tierra y sobre océano, se presentan los valores de la TCC sobre estas áreas de manera separada. Las áreas continentales sufren grandes variaciones diarias/estacionales de temperatura mientras que sobre los océanos tienen las variaciones son menores.

El valor anual de ISCCP sobre la región completa es de 52.0%, y ligeramente inferior (51.5%) considerando únicamente la superficie continental. Para CLARA, PATMOS-x y EECRA las medias anuales (solo para superficie continental) son algo menores, con valores de la TCC de 48.9, 47.4 y 47.3% respectivamente, mientras que los reanálisis producen valores mucho más bajos. En base estacional, hay un claro mínimo de la TCC en verano en toda la región, con valores en torno al 30 – 40% por parte de los satélites y las observaciones superficiales. En CLARA se observa una TCC algo más alta en verano comparado con PATMOS-x, lo cual puede ser parcialmente explicado por el hecho de que CLARA sólo utiliza mediciones de satélites por la tarde (cuando la TCC es mayor debido a la evolución diaria de la nubosidad durante la época veraniega en el Mediterráneo) durante algunos años del periodo estudiado (ver sección 3.1). El máximo de TCC se da en invierno, con valores medios rondando el 58 – 60% de nubosidad para la región al completo, y valores más bajos/altos sobre

tierra/océano. Sin embargo, hay que tener en cuenta que para áreas continentales los valores medios en primavera y otoño no son muchos menores que en invierno. Al igual que en los mapas anuales, los valores estacionales muestran un valor considerablemente bajo de la TCC en los reanálisis comparados con los otros productos.

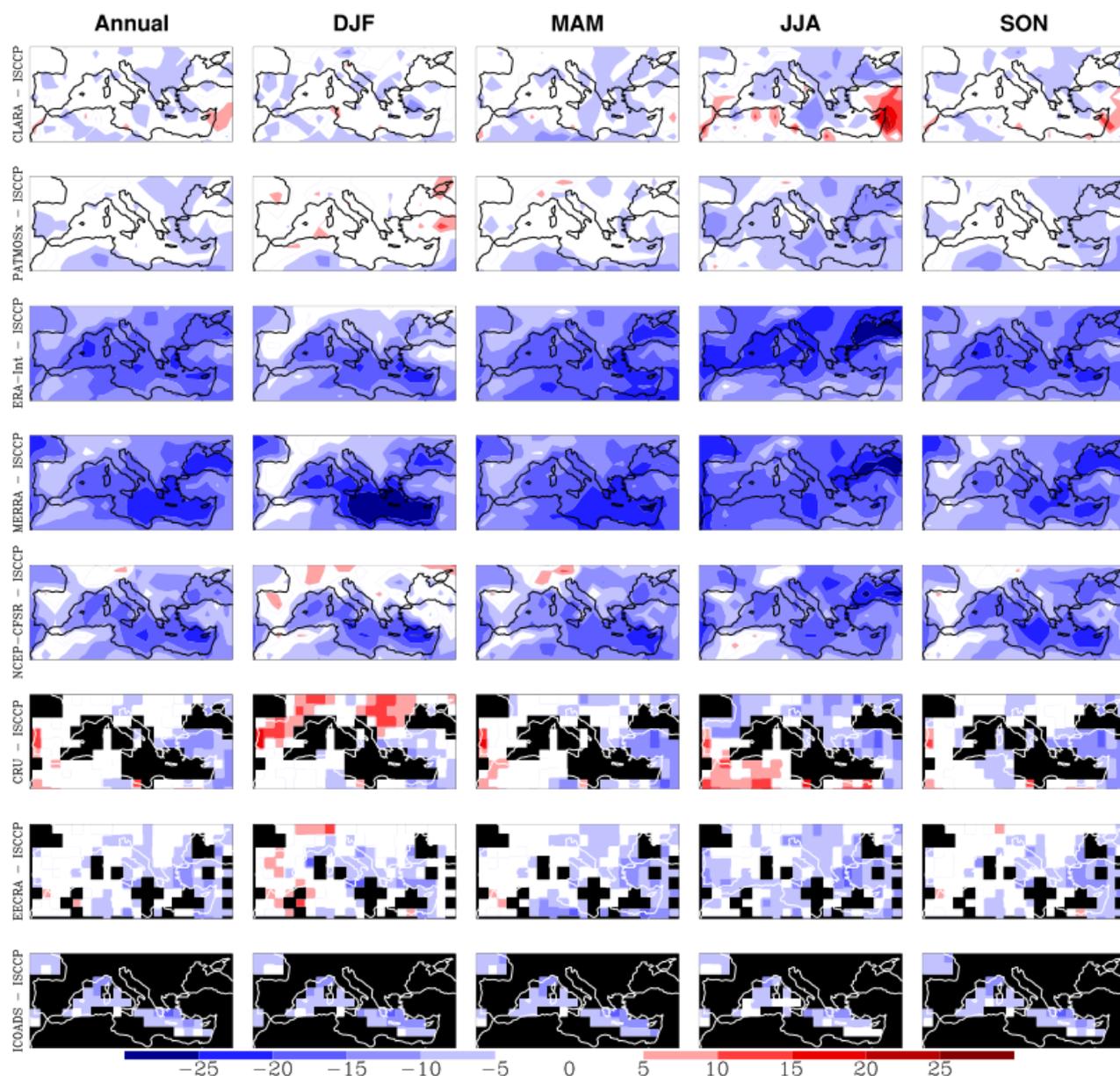


**Figura 6.1.** Mapa anual y estacional medio de la TCC (%) para el periodo 1984 – 2005.

**Tabla 6.1.** Valores promedio de la TCC durante el periodo común 1984 – 2005 en base anual y estacional para el área del Mediterráneo. También se muestra la desviación media (MB) de cada producto respecto a ISCCP. Todos los valores son en % de cobertura del cielo.

	Anual		DJF		MAM		JJA		SON		DJF - JJA	
<b>Tierra + Océano</b>												
	TCC	MB	TCC	MB	TCC	MB	TCC	MB	TCC	MB	TCC	MB
ISCCP	52.0	-	60.4	-	57.3	-	38.1	-	52.1	-	22.4	-
CLARA	49.3	-2.7	58.0	-2.4	53.5	-3.8	35.8	-2.3	49.8	-2.3	22.3	-0.1
PATMOS-x	48.0	-4.0	60.2	-0.2	53.7	-3.7	30.6	-7.4	47.4	-4.7	29.6	7.2
ERA-Int	37.1	-14.9	49.5	-10.9	41.3	-16.1	20.7	-17.4	37.0	-15.1	28.8	6.4
MERRA	36.6	-15.4	46.2	-14.2	41.0	-16.3	20.6	-17.4	38.3	-13.8	25.6	3.2
NCEP-CFSR	41.3	-10.7	53.3	-7.1	45.9	-11.5	25.1	-12.9	40.8	-11.4	28.2	5.8
<b>Tierra – EECRA</b>												
ISCCP	51.5	-	59.3	-	57.1	-	38.0	-	51.7	-	21.3	-
CLARA	48.9	-2.6	56.6	-2.7	53.4	-3.7	36.3	-1.7	49.3	-2.4	20.3	-1.0
PATMOS-x	47.4	-4.1	58.8	-0.5	53.2	-3.8	30.8	-7.2	46.8	-4.9	28.0	6.7
ERA-Int	36.8	-14.7	48.8	-10.6	41.2	-15.8	20.5	-17.5	36.8	-14.9	28.2	6.9
MERRA	36.7	-14.8	46.2	-13.2	41.2	-15.9	20.9	-17.1	38.6	-13.1	25.3	4.0
NCEP-CFSR	41.3	-10.2	52.8	-6.6	46.1	-10.9	25.5	-12.5	41.0	-10.8	27.3	6.0
CRU	48.9	-2.6	58.4	-0.9	54.3	-2.8	36.1	-1.9	46.9	-4.8	22.3	0.9
EECRA	47.3	-4.2	57.6	-1.8	52.0	-5	31.7	-6.3	47.9	-3.8	25.8	4.5
<b>Océano – ICOADS</b>												
ISCCP	54.9	-	65.8	--	58.3	-	39.6	-	56.0	-	26.2	-
CLARA	51.6	-3.3	65.1	-0.7	53.7	-4.6	33.5	-6.1	54.0	-1.9	31.7	5.5
PATMOS-x	52.2	-2.7	67.5	1.7	56.3	-2.1	32.5	-7.1	52.7	-3.3	35.0	8.8
ERA-Int	37.9	-17.0	50.3	-15.5	40.9	-17.4	22.0	-17.6	38.2	-17.7	28.3	2.1
MERRA	35.9	-19.0	44.1	-21.7	39.5	-18.8	21.8	-17.8	38.2	-17.7	22.3	-3.9
NCEP-CFSR	39.6	-15.3	52.2	-13.6	42.5	-15.9	24.1	-15.5	39.6	-16.3	28.1	1.9
ICOADS	47.0	-8.0	57.7	-8.1	49.4	-8.9	33.2	-6.4	47.7	-8.3	24.4	-1.7

La figura 6.2 muestra el MB de los productos respecto a ISCCP (cada producto menos ISCCP) en base anual y estacional. La base de datos de ISCCP ha sido seleccionada como referencia en este caso debido a que las incongruencias que se observaban globalmente no afectan a esta región del planeta, aparte de que es el producto más utilizado en análisis y estudios y cuenta con la menor resolución espacial. Sin embargo, con todo esto, no se asume a priori que ISCCP tenga una mayor calidad de los datos que el resto de productos en esta región. Los valores del MB para la región al completo (tierra + océano) se muestran también en la tabla 6.1. En la figura 6.2, se observan algunas áreas con valores bajos y altos en los conjuntos de datos satelitales (CLARA y PATMOS-x) y EECRA cuando se comparan con ISCCP, pero a la hora de calcular el valor medio estas diferencias se compensan dando un valor cercano a cero. Así, las observaciones satelitales muestran un buen acuerdo: las diferencias medias de CLARA y PATMOS-x respecto a ISCCP son de -2.7% y -4.0% de TCC para toda la región respectivamente. Las pequeñas diferencias existentes tienden a ser negativas pero sin que se observe ningún patrón dominante. Solo en la zona oriental del Mediterráneo y en verano existe una diferencia notablemente positiva. EECRA e ICOADS reproducen también una climatología de la TCC similar a la de ISCCP, aunque hay una tendencia hacia unos valores más bajos de la nubosidad, especialmente en ICOADS, y una tendencia en los meses de invierno a sobrestimar la nubosidad por parte de CRU respecto a ISCCP en la parte occidental y central de Europa. Aun así, la diferencia de EECRA respecto a ISCCP es de -4.2% para el valor anual, con una diferencia menor en invierno (-1.8%) comparada con verano (-6.3%). Cabe destacar que el MB anual y estacional de EECRA respecto a ISCCP es similar a los obtenidos cuando PATMOS-x es comparado con ISCCP, lo cual resalta las similitudes entre los valores medios de PATMOS-x y EECRA. Finalmente, los valores de ERA-Interim, MERRA y NCEP-CFSR respecto a ISCCP son claramente inferiores (y por lo tanto, también en comparación con los otros productos), con un MB medio anual para la región al completo de -14.9, -15.4 y -10.7% de nubosidad respectivamente.

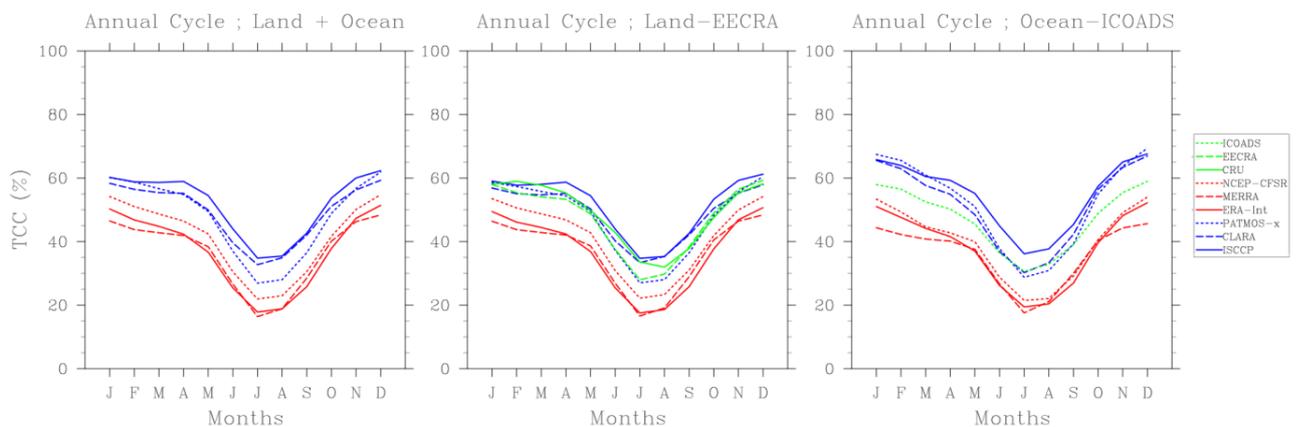


**Figura 6.2.** MB medio anual y estacional de TCC (%), dado por las observaciones respecto a ISCCP para la región del Mediterráneo. El color blanco indica que la diferencia es cercana a cero, es decir, aquellas diferencias que al encontrarse dentro del intervalo  $\pm 5\%$  pueden ser consideradas como un buen acuerdo. El color negro indica ausencia de datos.

La figura 6.3 muestra el ciclo anual de la TCC según los diferentes productos y nuevamente destaca que los valores anuales de los reanálisis son mucho menores que los ofrecidos por las observaciones satelitales y superficiales, siendo NCEP-CFSR la base de datos de reanálisis la que más se aproxima a éstas. Concretamente, en la figura 6.3.a se presentan los ciclos anuales para la región de estudio al completo. La amplitud media del ciclo anual (AR)

definida en la sección 4.2, la cual puede encontrarse también en la tabla 6.1, es de 22.4 y 22.3% para ISCCP y CLARA respectivamente, para la región mediterránea al completo. Por el contrario, el mayor AR ocurre para la base de datos PATMOS-x con un valor de 29.6%. A pesar de los bajos valores de cobertura nubosa total por parte de los reanálisis, ERA-Int y NCEP-CFSR reproducen un AR (28.8 y 28.2% respectivamente) parecido al de PATMOS-x, mientras que MERRA tiene un valor intermedio (25.6%).

Por otra parte, la figura 6.3.b muestra el ciclo anual de todas las bases de datos sobre superficie continental. Como en el caso anterior, los reanálisis muestran menos TCC a lo largo del año, mientras que EECRA describe un ciclo anual (25.8%) similar al de MERRA (25.3%) sobre tierra, mientras que para la otra base de datos de observaciones superficiales, CRU, se produce el AR más bajo (22.3%) después del ofrecido por ISCCP y CLARA (21.3 y 20.3% respectivamente). En este caso, el mayor AR ocurre para PATMOS-x y ERA-Int (28.0 y 28.2% respectivamente), mientras que, como ya se comentó anteriormente, ISCCP y CLARA dan los valores más bajos del AR. La figura 6.3.c y la tabla 6.1 también muestran el ciclo anual de todas las bases de datos sobre la máscara de ICOADS, donde cabe resaltar que los valores del AR para ICOADS (24.4%) e ISCCP (26.2%) son bastante similares, mientras que CLARA (31.7%) y PATMOS-x (35.0%) dan valores muy altos.



**Figura 6.3.** Ciclo anual medio de la TCC (%) sobre la región mediterránea al completo (a – izquierda), sobre tierra (b – centro) y sobre océano (c – derecha).

En resumen, los resultados de esta sección muestran que ISCCP, CLARA y PATMOS-x podrían ser una buena referencia debido a su acuerdo entre sí y con las observaciones de superficie, aunque PATMOS-x y las bases de datos de superficie muestren una ligera subestimación/sobreestimación de la TCC/AR comparados con ISCCP y CLARA,

especialmente sobre superficie continental. Los reanálisis, incluso reproduciendo el ciclo anual, claramente describen una TCC menor que las bases de datos satelitales y superficiales. Por esta razón y por las comentadas anteriormente en la sección 5.1.2, se han descartado los reanálisis como referencia para validar la TCC de las simulaciones de los modelos climáticos en el Mediterráneo. Consecuentemente, en la siguiente sección 6.2, la comparación de los GCM se hace con las bases de datos satelitales de ISCCP y PATMOS-x, generadas a partir de diferentes constelaciones de satélites y algoritmos (ver sección 3.1). Aunque se incluyese a CLARA en esta comparación regional del Mediterráneo, de los análisis generados no se obtendría información adicional, ya que presenta, en esta región, grandes similitudes con ISCCP.

## **6.2. Evaluación de los modelos climáticos globales en el Mediterráneo**

### **6.2.1. Base anual**

En esta sección se presenta la evaluación en base anual de las salidas de la TCC de los 44 GCM y de la MMM comparando con las bases de datos de referencia (ISCCP y PATMOS-x). La figura 6.4.a muestra el MB anual entre los modelos del CMIP5 y la MMM respecto a ISCCP. En general, existe una subestimación por parte de la mayoría de los modelos excepto para las familias GFDL y GISS. También hay que destacar que las áreas donde algunos modelos presentan un buen acuerdo, o incluso sobrestimación, son siempre áreas continentales de la mitad oeste de la región de estudio. Por consiguiente el MAB de los 44 GCM y de la MMM respecto a ISCCP (figura 6.5.a) también muestra un mejor acuerdo en Europa Occidental. El SS de los 44 GCM y de la MMM son calculados (celda a celda) respecto a ISCCP y se presentan en la figura 6.6.a, la cual, en términos generales, muestra que el mejor SS se obtiene para las áreas y modelos con el mejor MB y MAB mostrados anteriormente en las figuras 6.4.a y 6.5.a respectivamente.

Además, se muestran el MB (figura 6.4.b), el MAB (figura 6.5.b) y el SS (figura 6.6.b) usando a PATMOS-x como referencia. Los resultados son parecidos a los obtenidos cuando se hacía uso de ISCCP como referencia a pesar de que se pueden observar ligeras diferencias: todos los estadísticos tienden a mostrar un mejor comportamiento cuando PATMOS-x se usa como referencia. Esto es debido a que los valores de la TCC de PATMOS-x tienden a ser algo menores que los valores de nubosidad total en ISCCP (ver sección 6.1). Así, en la comparación con PATMOS-x, las áreas donde aparece un MB positivo, son aquellas áreas donde el MB era cercano a cero cuando se usaba ISCCP como referencia (figura 6.4.a).

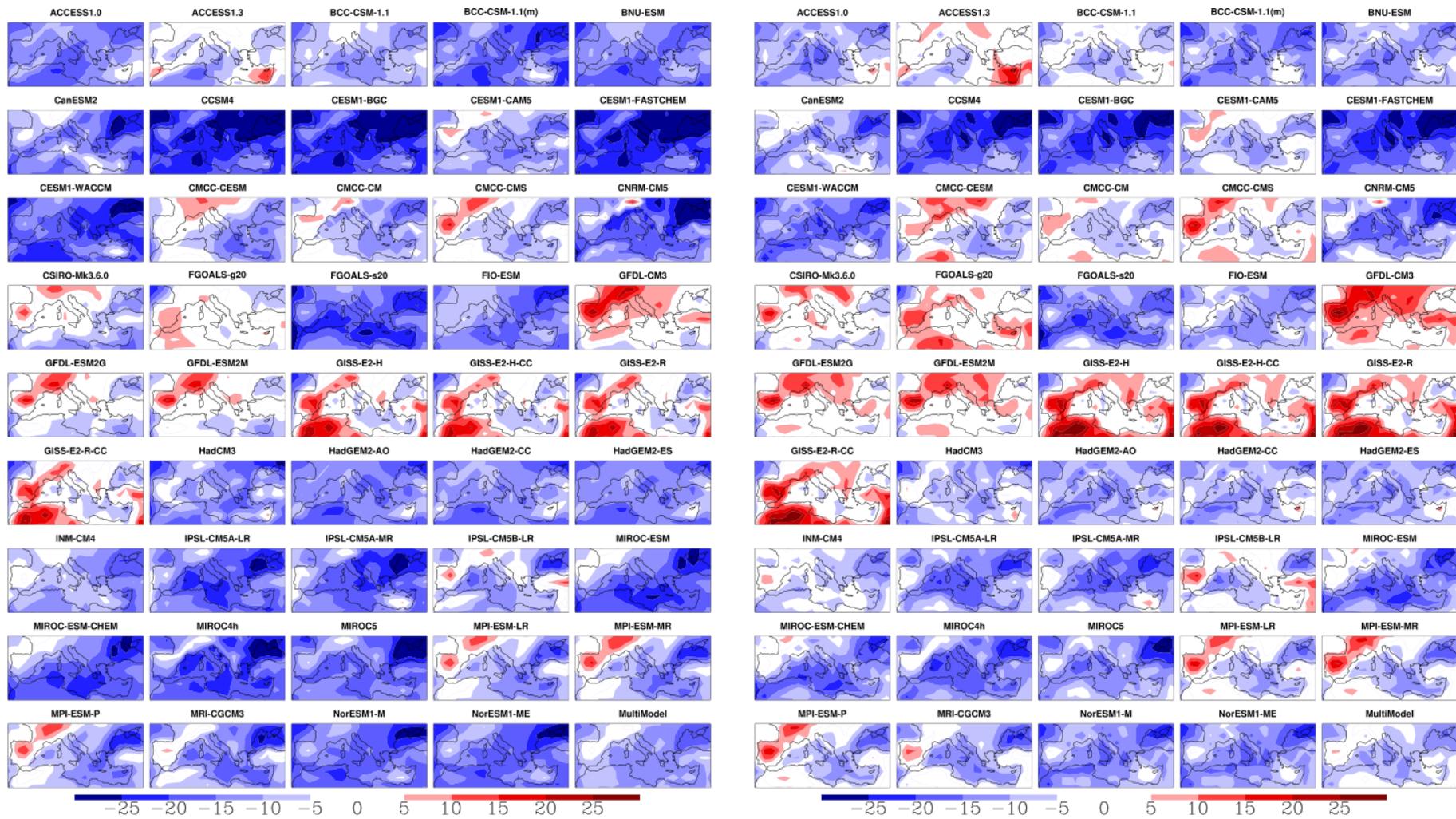
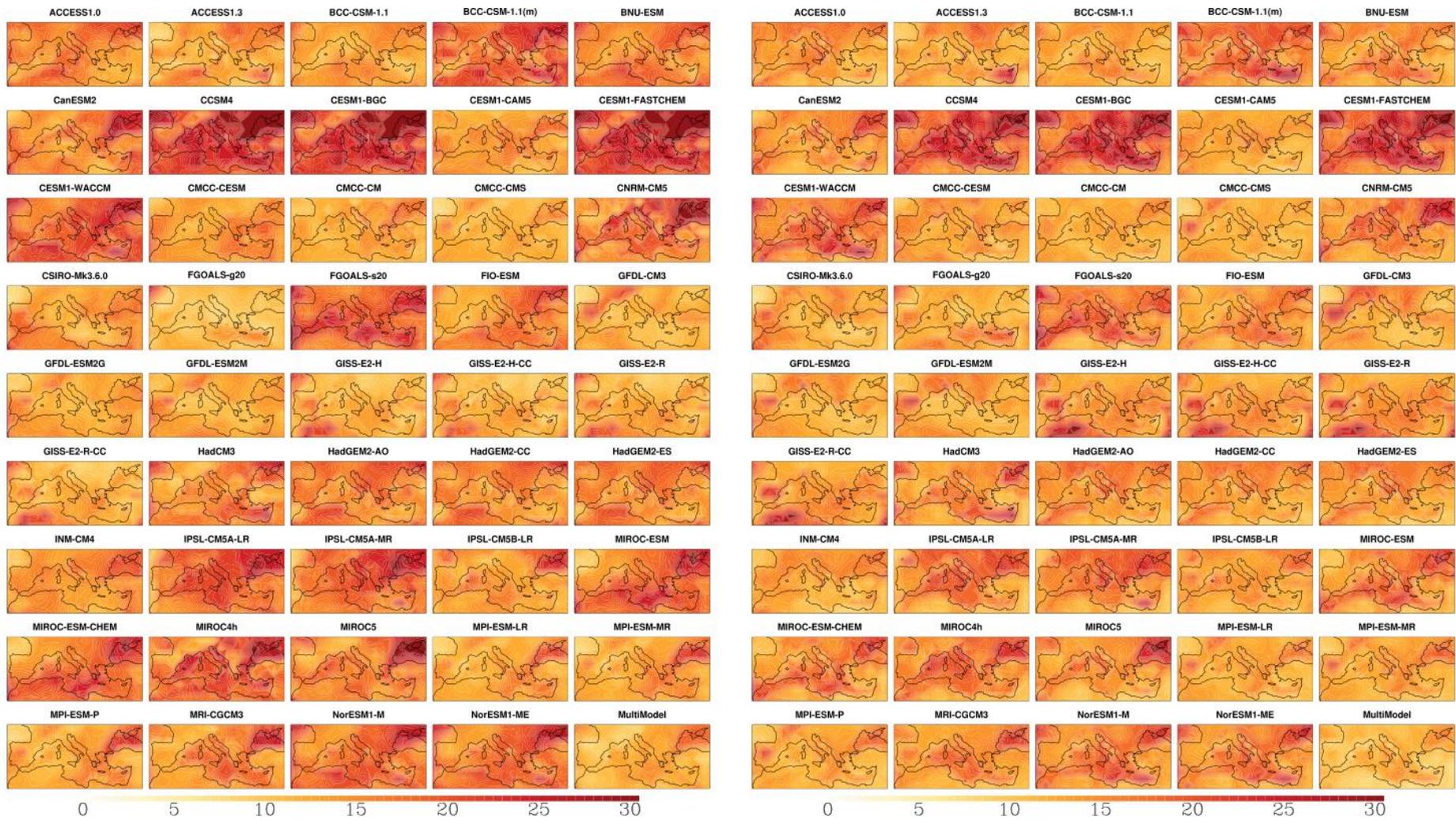


Figura 6.4. MB anual (%) de los 44 GCM del CMIP5 y de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).



**Figura 6.5.** MAB anual (%) de los 44 GCM del CMIP5 y de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).

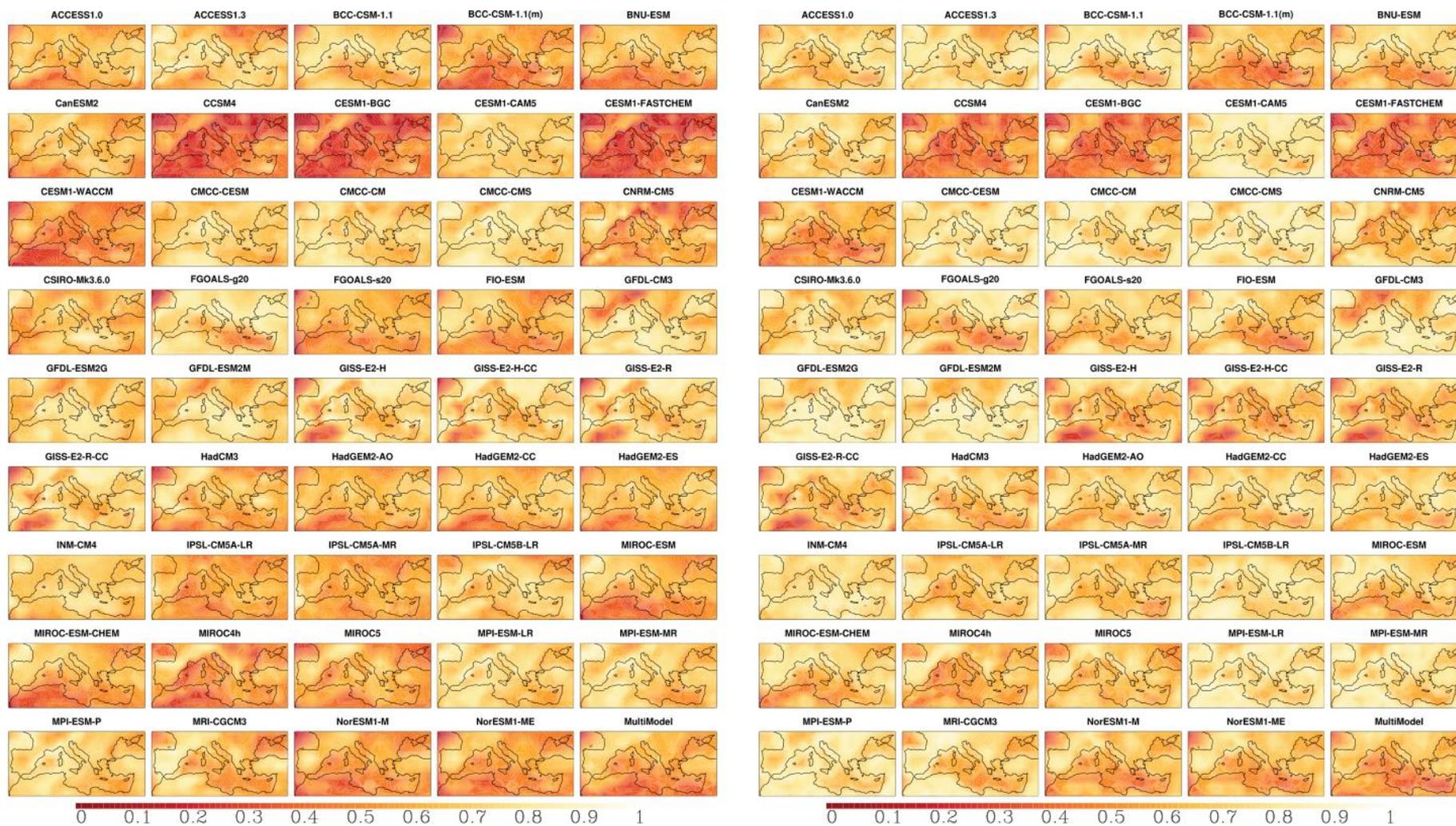
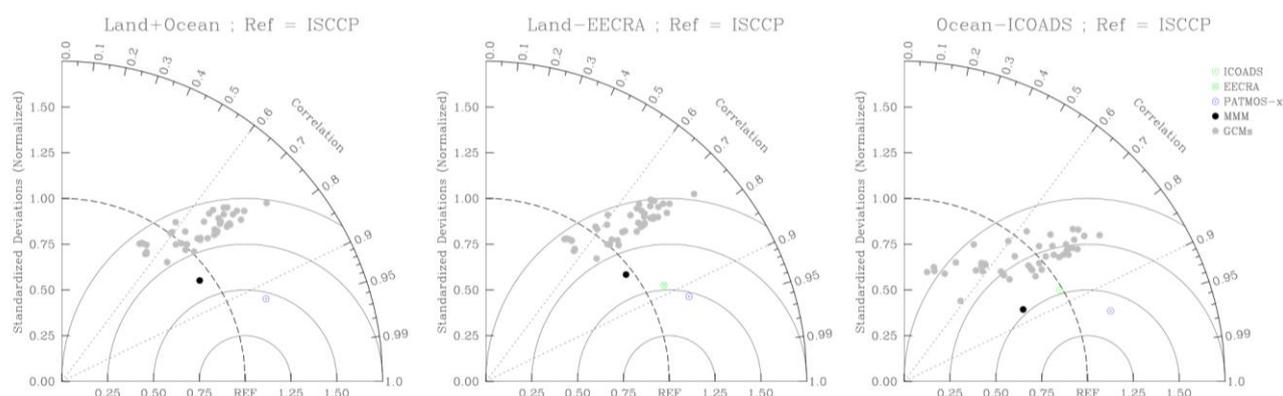


Figura 6.6. SS anual de los 44 GCM del CMIP5 y de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).

La figura 6.7 muestra los diagramas de Taylor, para la región al completo (tierra + océano), y sobre tierra y sobre océano por separado, correspondientes a los diferentes modelos del CMIP5 y la MMM respecto a ISCCP. PATMOS-x también se incluye en la comparación con ISCCP en dichos diagramas; de manera similar, EECRA e ICOADS se representan para los casos de superficie continental y oceánica respectivamente. El coeficiente de correlación espacio-temporal en base anual para los GCM ronda el 0.66 (con un rango de 0.49 – 0.75). El RMSD normalizado está entre 0.75 y 1.0 para los modelos, mientras que la STDV normalizada se encuentra en el rango de 0.75 – 1.5. De acuerdo con la figura 6.7, y como era de esperar, las bases de datos que mejor comportamiento tienen respecto a ISCCP son la MMM y PATMOS-x (fig. 6.7.a), así como EECRA (fig. 6.7.b) e ICOADS (fig. 6.7.c), ya que sus puntos son los más cercanos a la posición de referencia (coeficientes de correlación espacio-temporales mayores a 0.8, RMSD menores a 0.6 y STDV normalizadas cercanas a 1 para la MMM). La figura 6.7.b (superficie continental) es bastante parecida a la figura 6.7.a, pero la figura 6.7.c (superficie oceánica) muestra una mayor dispersión por parte de los modelos.



**Figura 6.7.** Diagramas de Taylor anuales para los modelos del CMIP5, la MMM, PATMOS-x, EECRA e ICOADS comparados con ISCCP, el cual fue usado como referencia sobre toda la región del Mediterráneo (a – izquierda), sobre superficie continental (b – centro) y sobre superficie oceánica (c – derecha). La STDV de ISCCP varía dependiendo del caso: para tierra + océano, 17.4%, para superficie continental, 16.9%, y para oceánica 18.1%.

Como resumen de estos resultados, la tabla 6.2 y la tabla 6.3, muestran algunos valores estadísticos (MB, MAB, SS y R) para cada modelo (incluyendo la MMM) en comparación con ISCCP y PATMOS-x respectivamente, para la región de estudio al completo. En paréntesis se muestra la posición numérica que cada modelo ocuparía en una ordenación en función del

valor de cada estadístico: los valores más bajos corresponderían a los modelos con mejores comportamientos respecto al estadístico considerado. Es especialmente importante tener en cuenta que el MB cercano a cero de FGOALS-g2.0 ( $-0.5\%$  respecto a ISCCP), GISS-E2-HCC ( $+0.5\%$  respecto a ISCCP), CMCC-CMS ( $0.1\%$  respecto a PATMOS-x), o ACCESS1.3 and CSIRO-Mk3.6.0 ( $-0.2\%$  respecto a PATMOS-x) puede ser debido, como ya se comentó también cuando se realizó el estudio a escala global, a una compensación entre la subestimación y sobrestimación de diferentes zonas de la región. Por el contrario, un MB muy negativo, como para CESM-FASTCHEM ( $-23.0\%$  frente a ISCCP y  $-19.0\%$  frente a PATMOS-x), da una idea de la gran subestimación que algunos modelos producen a la hora de describir la TCC en toda la región. Hay que tener presente que en general un buen MB y MAB (valores cercanos a cero) corresponde a un SS alto, como ya se vio en las secciones 5.2.2.1 y 5.2.2.3 del estudio global. Al igual que pasaba en el estudio global de la TCC, la MMM no sigue este comportamiento, es decir que a pesar de tener un buen MAB ( $12.5\%$  respecto a ISCCP y  $11.2\%$  respecto a PATMOS-x), obtiene valores relativamente bajos de SS ( $0.54$  y  $0.56$  cuando se compara con ISCCP y PATMOS-x respectivamente). El porqué de este hecho es la misma justificación dada en la sección 5.2.2.3 para nivel global, y es que las PDF obtenidas de la MMM tienden a ser más centradas por lo que muestran una menor variabilidad (frecuencias más bajas en ambos extremos de la distribución), resultando de esta manera un peor SS. La MME generada para este caso del estudio de la cobertura total de nubes en el Mediterráneo, obtiene un valor de SS respecto a ISCCP de  $0.66$  y de  $0.76$  respecto a PATMOS-x. Por lo que se puede afirmar que, al igual que a escala global, las distribuciones de nubosidad quedan mejor representadas por la MME que por la MMM.

**Tabla 6.2.** Valores de los diferentes estadísticos usados para comparar la TCC de los modelos del CMIP5 y la MMM frente a ISCCP.

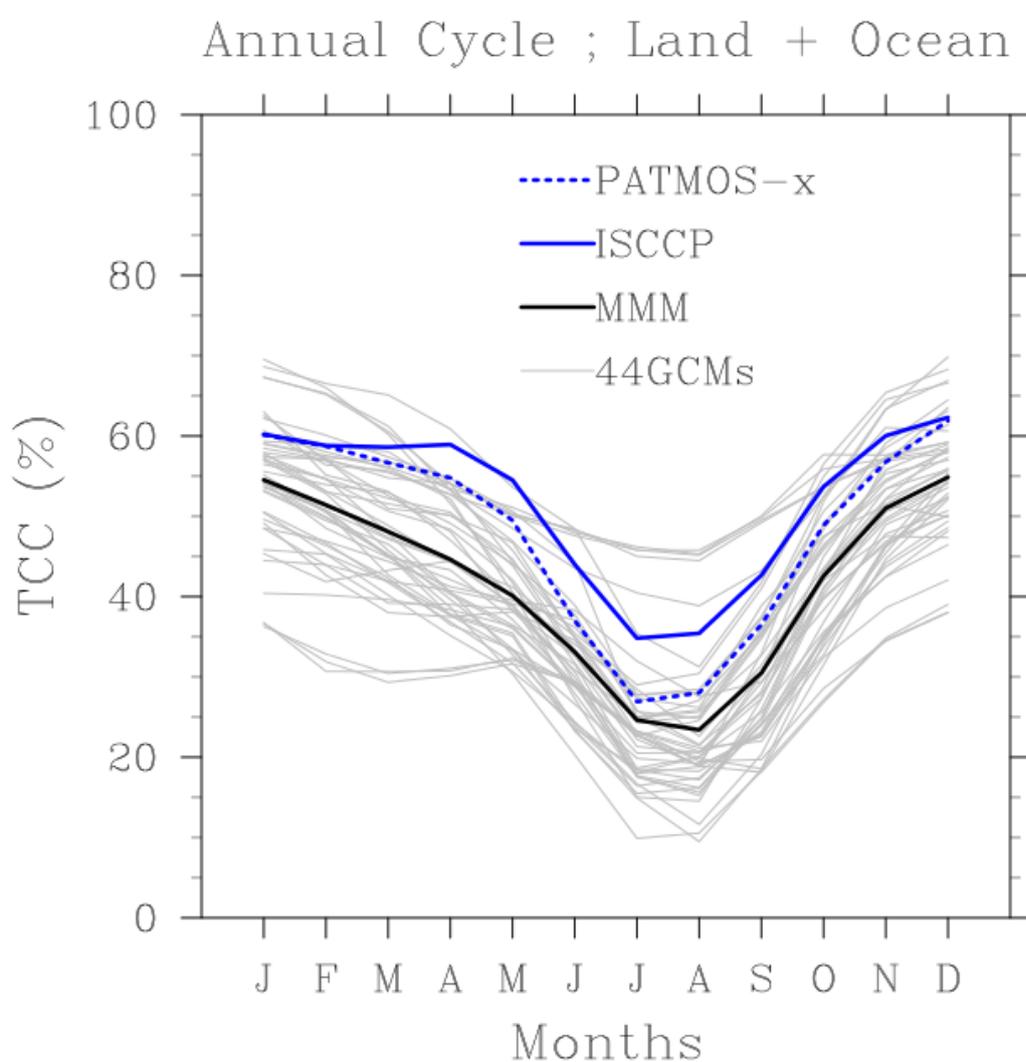
Modelos	ISCCP									
	MB		MAB		SS		ARD		R	
ACCESS1.0	-12.9	(24)	15.9	(23)	0.60	(22)	9.3	(22)	0.72	(8)
ACCESS1.3	-4.2	(10)	13.8	(13)	0.66	(13)	8.6	(21)	0.68	(25)
BCC-CSM1.1	-8.9	(18)	13.7	(12)	0.66	(14)	5.2	(9)	0.69	(21)
BCC-CSM-1.1(m)	-16.1	(36)	19.6	(38)	0.49	(39)	1.9	(4)	0.58	(37)
BNU-ESM	-14.0	(29)	16.6	(27)	0.58	(26)	6.5	(15)	0.71	(13)
CanESM2	-12.9	(24)	16.8	(29)	0.60	(23)	7.2	(18)	0.66	(28)
CCSM4	-22.5	(42)	24.1	(42)	0.35	(42)	-10.2	(29)	0.55	(38)
CESM1-BGC	-22.5	(42)	24.1	(42)	0.35	(43)	-11.3	(34)	0.55	(38)
CESM1-CAM5	-9.1	(19)	14.3	(16)	0.68	(8)	10.1	(28)	0.73	(3)
CESM1-FASTCHEM	-23.0	(43)	24.4	(44)	0.35	(44)	-10.5	(31)	0.55	(38)
CESM1-WACCM	-18.4	(41)	20.3	(41)	0.45	(41)	-5.9	(11)	0.64	(33)
CMCC-CESM	-6.4	(12)	14.6	(18)	0.68	(9)	11.7	(37)	0.69	(21)
CMCC-CM	-7.4	(16)	13.1	(5)	0.70	(3)	3.3	(7)	0.69	(21)
CMCC-CMS	-3.9	(9)	12.2	(2)	0.74	(1)	6.1	(12)	0.71	(13)
CNRM-CM5	-15.8	(33)	18.6	(34)	0.53	(36)	1.0	(2)	0.63	(34)
CSIRO-Mk3.6.0	-4.3	(11)	14.3	(16)	0.61	(21)	24.1	(44)	0.75	(1)
FGOALS-g20	-0.5	(1)	10.8	(1)	0.71	(2)	-3.7	(8)	0.66	(28)
FGOALS-s20	-18.1	(40)	20.2	(40)	0.56	(30)	16.4	(41)	0.73	(3)
FIO-ESM	-13.1	(26)	15.8	(22)	0.58	(27)	-1.9	(4)	0.68	(25)
GFDL-CM3	3.2	(8)	12.6	(3)	0.69	(5)	7.1	(17)	0.74	(2)
GFDL-ESM2G	-1.7	(7)	13.2	(9)	0.68	(10)	13.8	(39)	0.73	(3)
GFDL-ESM2M	-0.9	(3)	13.1	(5)	0.69	(6)	12.4	(38)	0.72	(8)
GISS-E2-H	1.5	(6)	13.1	(5)	0.66	(15)	-10.2	(29)	0.51	(42)
GISS-E2-H-CC	0.5	(1)	12.9	(4)	0.66	(16)	-11.0	(32)	0.53	(41)
GISS-E2-R	0.9	(3)	13.3	(10)	0.66	(17)	-11.3	(34)	0.49	(44)
GISS-E2-R-CC	0.9	(3)	13.1	(5)	0.66	(18)	-9.8	(26)	0.50	(43)
HadCM3	-11.6	(22)	16.2	(26)	0.58	(28)	-6.4	(14)	0.59	(35)
HadGEM2-AO	-13.7	(28)	16.7	(28)	0.58	(29)	9.6	(25)	0.72	(8)
HadGEM2-CC	-12.4	(23)	15.9	(23)	0.60	(24)	9.5	(23)	0.72	(8)
HadGEM2-ES	-13.1	(26)	16.1	(25)	0.60	(25)	9.5	(23)	0.72	(8)
INM-CM4	-9.9	(20)	15.1	(20)	0.67	(12)	17.7	(43)	0.71	(13)
IPSL-CM5A-LR	-16.1	(36)	19.2	(37)	0.55	(33)	16.7	(42)	0.70	(18)
IPSL-CM5A-MR	-15.3	(30)	19.0	(36)	0.56	(31)	15.3	(40)	0.66	(28)
IPSL-CM5B-LR	-7.2	(14)	14.6	(18)	0.66	(19)	9.8	(26)	0.66	(28)
MIROC4h	-17.9	(39)	19.6	(38)	0.49	(40)	2.7	(6)	0.70	(18)
MIROC5	-15.7	(32)	17.4	(30)	0.54	(35)	6.2	(13)	0.71	(13)
MIROC-ESM	-16.0	(34)	18.6	(34)	0.55	(34)	11.5	(36)	0.73	(3)
MIROC-ESM-CHEM	-15.6	(31)	18.3	(32)	0.56	(32)	11.1	(33)	0.73	(3)
MPI-ESM-LR	-7.0	(13)	13.6	(11)	0.70	(4)	7.3	(19)	0.71	(13)
MPI-ESM-MR	-7.3	(15)	14.0	(15)	0.68	(11)	5.3	(10)	0.69	(21)
MPI-ESM-P	-7.6	(17)	13.9	(14)	0.69	(7)	7.6	(20)	0.70	(18)
MRI-CGCM3	-11.0	(21)	15.7	(21)	0.63	(20)	-6.6	(16)	0.59	(35)
NorESM1-M	-16.1	(36)	18.4	(33)	0.51	(38)	-1.1	(3)	0.65	(32)
NorESM1-ME	-16.0	(34)	18.1	(31)	0.52	(37)	0.0	(1)	0.67	(27)
Multimodel Anual	-10.4		12.5		0.54		4.2		0.81	
Multimodel DJF	-6.8		11.1		-		-		0.68	
Multimodel MAM	-13.1		14.1		-		-		0.72	
Multimodel JJA	-11.0		12.2		-		-		0.81	
Multimodel SON	-10.8		12.5		-		-		0.79	

**Tabla 6.3.** Valores de los diferentes estadísticos usados para comparar la TCC de los modelos del CMIP5 y la MMM frente a PATMOS-x.

Modelos	PATMOS-x									
	MB		MAB		SS		ARD		R	
ACCESS1.0	-8.9	(24)	14.3	(18)	0.69	(17)	2.1	(11)	0.72	(10)
ACCESS1.3	-0.2	(2)	13.8	(15)	0.72	(13)	1.4	(8)	0.68	(26)
BCC-CSM1.1	-4.8	(14)	13.2	(8)	0.72	(13)	-2.0	(10)	0.69	(23)
BCC-CSM-1.1(m)	-12.1	(36)	17.8	(40)	0.56	(40)	-5.4	(23)	0.60	(35)
BNU-ESM	-10.0	(29)	14.8	(21)	0.65	(25)	-0.8	(5)	0.72	(10)
CanESM2	-8.9	(24)	15.2	(25)	0.69	(17)	0.0	(1)	0.68	(26)
CCSM4	-18.5	(42)	21.7	(42)	0.44	(42)	-17.4	(39)	0.55	(39)
CESM1-BGC	-18.5	(42)	21.8	(43)	0.43	(44)	-18.5	(43)	0.55	(39)
CESM1-CAM5	-5.1	(16)	13.0	(4)	0.78	(1)	2.9	(16)	0.74	(2)
CESM1-FASTCHEM	-19.0	(44)	21.9	(44)	0.44	(42)	-17.7	(41)	0.56	(38)
CESM1-WACCM	-14.4	(41)	18.2	(41)	0.53	(41)	-13.1	(34)	0.64	(34)
CMCC-CESM	-2.3	(4)	13.7	(13)	0.75	(8)	4.5	(20)	0.70	(22)
CMCC-CM	-3.3	(9)	12.5	(1)	0.76	(5)	-3.9	(17)	0.71	(16)
CMCC-CMS	0.1	(1)	12.5	(1)	0.78	(1)	-1.1	(7)	0.71	(16)
CNRM-CM5	-11.8	(33)	16.4	(34)	0.64	(30)	-6.2	(24)	0.66	(31)
CSIRO-Mk3.6.0.	-0.2	(2)	13.0	(4)	0.71	(15)	16.9	(37)	0.77	(1)
FGOALS-g20	3.5	(11)	13.1	(7)	0.65	(25)	-10.9	(33)	0.66	(31)
FGOALS-s20	-14.1	(40)	17.4	(39)	0.66	(23)	9.2	(30)	0.73	(6)
FIO-ESM	-9.1	(26)	14.6	(20)	0.64	(30)	-9.1	(29)	0.68	(26)
GFDL-CM3	7.2	(21)	13.7	(13)	0.73	(12)	-0.1	(2)	0.74	(2)
GFDL-ESM2G	2.3	(4)	12.9	(3)	0.77	(3)	6.5	(25)	0.74	(2)
GFDL-ESM2M	3.1	(7)	13.3	(10)	0.76	(5)	5.1	(22)	0.72	(10)
GISS-E2-H	5.5	(18)	15.7	(29)	0.60	(34)	-17.5	(40)	0.50	(43)
GISS-E2-H-CC	4.5	(13)	15.3	(26)	0.61	(33)	-18.2	(42)	0.52	(41)
GISS-E2-R	4.9	(15)	15.7	(29)	0.60	(34)	-18.6	(44)	0.49	(44)
GISS-E2-R-CC	4.9	(15)	15.5	(27)	0.60	(34)	-17.0	(38)	0.51	(42)
HadCM3	-7.6	(22)	15.5	(27)	0.65	(25)	-13.7	(35)	0.59	(37)
HadGEM2-AO	-9.7	(28)	14.9	(22)	0.67	(21)	2.4	(14)	0.71	(16)
HadGEM2-CC	-8.4	(23)	14.2	(17)	0.69	(17)	2.2	(12)	0.72	(10)
HadGEM2-ES	-9.1	(26)	14.4	(19)	0.68	(20)	2.2	(12)	0.72	(10)
INM-CM4	-5.9	(19)	13.4	(11)	0.75	(8)	10.4	(32)	0.74	(2)
IPSL-CM5A-LR	-12.1	(36)	16.4	(34)	0.66	(23)	9.5	(31)	0.72	(10)
IPSL-CM5A-MR	-11.3	(30)	16.6	(36)	0.67	(21)	8.1	(27)	0.69	(23)
IPSL-CM5B-LR	-3.2	(8)	13.9	(16)	0.75	(8)	2.6	(15)	0.68	(26)
MIROC4h	-13.8	(39)	16.8	(38)	0.60	(34)	-4.5	(20)	0.71	(16)
MIROC5	-11.7	(32)	15.1	(24)	0.64	(30)	-1.0	(6)	0.73	(6)
MIROC-ESM	-12.0	(35)	16.1	(32)	0.65	(25)	4.3	(19)	0.73	(6)
MIROC-ESM-CHEM	-11.6	(31)	15.8	(31)	0.65	(25)	3.9	(17)	0.73	(6)
MPI-ESM-LR	-3.0	(6)	13.0	(4)	0.77	(3)	0.1	(2)	0.71	(16)
MPI-ESM-MR	-3.3	(9)	13.4	(11)	0.75	(8)	-1.9	(9)	0.69	(23)
MPI-ESM-P	-3.6	(12)	13.2	(8)	0.76	(5)	0.3	(4)	0.71	(16)
MRI-CGCM3	-6.9	(20)	15.0	(23)	0.70	(16)	-13.8	(36)	0.60	(35)
NorESM1-M	-12.1	(36)	16.7	(37)	0.59	(39)	-8.4	(28)	0.65	(33)
NorESM1-ME	-11.9	(34)	16.3	(33)	0.60	(34)	-7.2	(26)	0.67	(30)
Multimodel Anual	-6.4		11.2		0.56		-3.0		0.81	
Multimodel DJF	-6.6		12.4		-		-		0.67	
Multimodel MAM	-9.4		12.3		-		-		0.71	
Multimodel JJA	-3.6		9.3		-		-		0.81	
Multimodel SON	-6.0		10.7		-		-		0.78	

### 6.2.2. Ciclo estacional

Con el fin de analizar con más profundidad el comportamiento de los modelos, la figura 6.8 muestra la evolución de las medias mensuales (para toda la región de estudio) de cada modelo. La mayoría de los modelos reproducen con bastante exactitud el ciclo anual comparado con ISCCP y PATMOS-x. En general, y a pesar de que el ciclo anual es reproducido correctamente, se muestra la subestimación sistemática ya descrita anteriormente en las medias anuales para la mayoría de los modelos. Lo mismo ocurre para la MMM, la cual describe un ciclo anual relativamente bueno, a pesar de la subestimación respecto a ISCCP y PATMOS-x mostradas en la sección anterior.

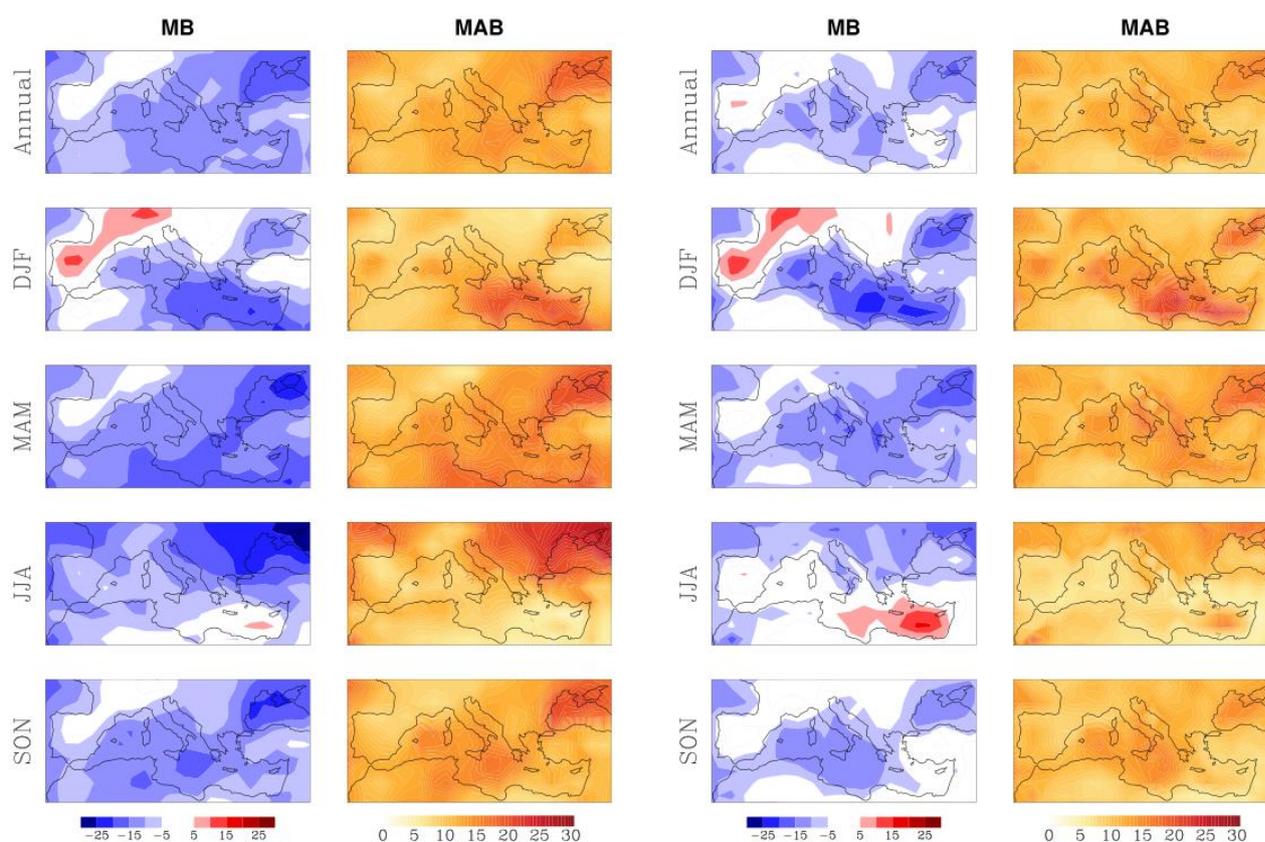


**Figura 6.8.** Ciclo anual medio de la TCC (%) sobre la región mediterránea al completo para ISCCP, PATMOS-x, MMM y los 44 GCM.

Para cuantificar cómo de bien reproducen los modelos el ciclo anual dado por las referencias, en las tablas 6.2 y 6.3 también se incluyen la diferencia del rango anual (ARD), descrito en la sección 4.2 y definido como el AR (es decir, la media de TCC en invierno menos la media de TCC en verano) de un GCM en particular menos el AR de la referencia (ISCCP o PATMOS-x). Los modelos CNRM-CM5, NorESM1-M, y NorESM1-ME describen con bastante precisión el ciclo anual de ISCCP, mientras que los modelos CanESM2, GFDL-CM3, y MPI-ESM-LR son bastante similares al AR de PATMOS-x. Por el contrario, los ciclos anuales de CSIRO-Mk3.6.0 y INM-CM4 (CESM1- BGC y GISS-E2-R) son los peores comparados con ISCCP (PATMOS-x).

Respecto al comportamiento estacional de los modelos, y con el fin de simplificar y reducir la información redundante, aquí solamente se describirán las características más distintivas basadas en los resultados obtenidos a partir de la MMM. La figura 6.9.a muestra el MB y el MAB de la MMM en base anual y estacional respecto a ISCCP; los valores correspondientes para la región de estudio al completo se muestran en las últimas filas de la tabla 6.2. El mejor MB (valor cercano a cero) ocurre en los meses de invierno con un valor promedio de -6.8% de TCC sobre toda la región. De hecho, la mayor sobrestimación en base estacional se observa en algunas áreas del centro y oeste de Europa, lo que contribuye a reducir la subestimación de la nubosidad en el conjunto de la zona de estudio. Para las otras estaciones la subestimación de la TCC cubre toda la región, siendo la mayor subestimación en los meses de primavera (-13.1%). Aunque el MB en verano y otoño sean valores (-11.0 y -10.8% respectivamente) entre los de invierno y primavera, el mayor valor del MB relativo, es decir, en relación a los valores medios, ocurre en verano (-29%) ya que la media de la TCC es notablemente menor que en las otras estaciones; por el contrario, el valor más bajo del MB relativo ocurre en los meses de invierno (-11.3%) debido al elevado valor promedio de la TCC y el bajo MB en esta estación. Igualmente, el mayor MAB relativo ocurre en verano.

La figura 6.9.b muestra el MB y el MAB de la MMM en base anual y estacional frente a PATMOS-x; los valores promedio de estos estadísticos se muestran en la tabla 6.3. Los resultados obtenidos en esta comparación se asemejan a los obtenidos cuando se hacía uso de ISCCP como referencia, aunque como era de esperar, las diferencias son menores. El mejor MB de la MMM respecto a PATMOS-x ocurre en verano con un valor de -3.6% de TCC; la mayor subestimación corresponde a los meses de primavera (-9.4%). En cuanto al MB relativo, el mayor valor respecto a PATMOS-x ocurre en primavera (-17.5%), lo que quiere decir que verano y primavera son las estaciones que más dificultades presentan a la hora de capturar la nubosidad real por parte de los modelos (según lo dado por ISCCP y PATMOS-x respectivamente).

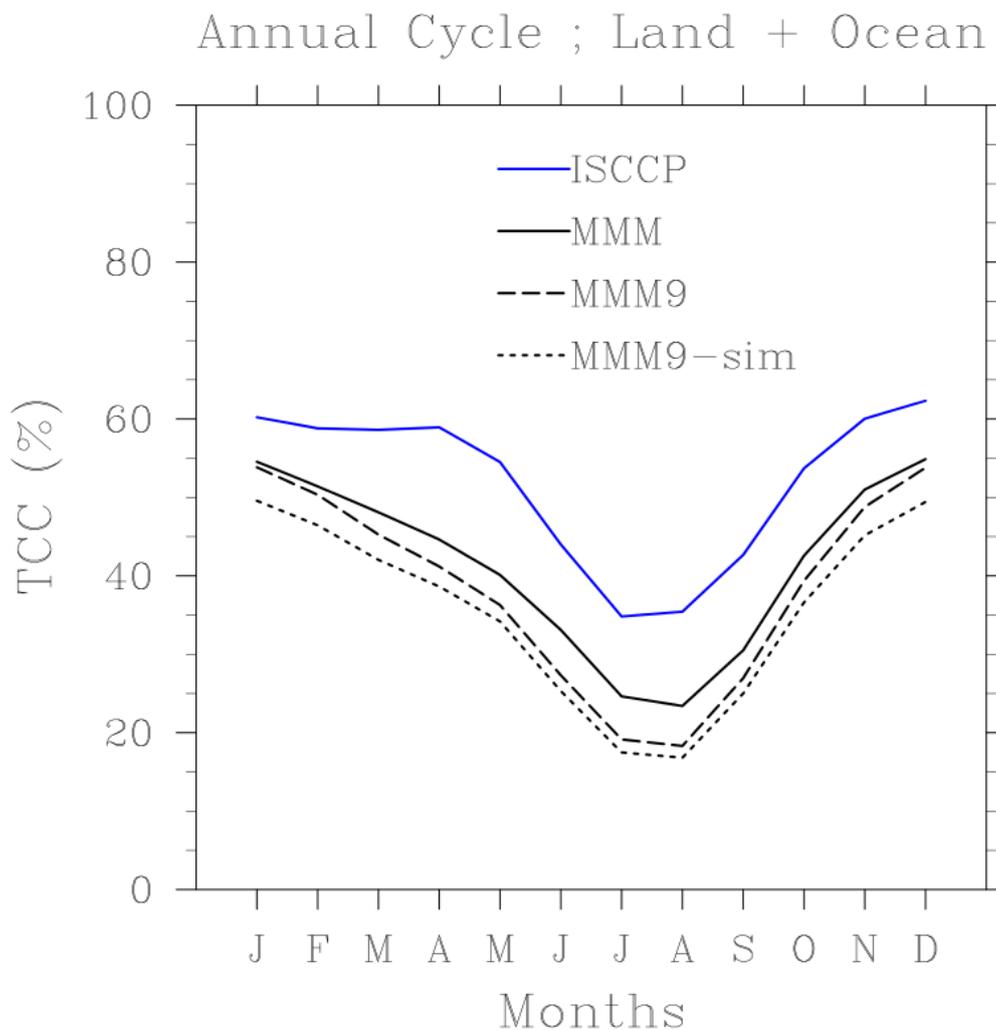


**Figura 6.9.** MB (%) y MAB (%) anual y estacional de la MMM respecto a ISCCP (a – izquierda) y respecto a PATMOS-x (b – derecha).

### 6.2.3. Post-procesamiento de la cobertura total de nubes por un simulador de satélite

A partir de los resultados de la sección anterior, se concluye que la mayoría de los GCM subestiman la TCC sobre el Mediterráneo. Sin embargo, como ya se comentó en la sección 1.3, la definición de qué es una nube puede ser diferente para un modelo que para un producto de satélite (de hecho, podría ser diferente entre distintos productos satelitales). Por eso algunos modelos producen un variable de nubosidad post-procesada que trata de describir mejor la salida de nubosidad dada por los productos satelitales; esto se obtiene mediante el uso de los “simuladores de satélites”, algoritmos desarrollados por el proyecto COSP (Bodas-Salcedo et al. 2011). En nuestro caso, de los 44 modelos del CMIP5 evaluados, solo para nueve modelos (CanESM2, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, MIROC5, MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM, MPI-ESM-LR, and MRI-CGCM3) se ofrece la TCC procesada por el simulador de ISCCP (Klein and Jakob 1999; Webb et al. 2001; Bodas-Salcedo et al. 2011). Para PATMOS-x y CLARA no existen en la actualidad resultados de simuladores.

Por lo tanto, se han analizado los datos de estos nueve modelos para ver si la subestimación encontrada anteriormente sigue persistiendo una vez aplicado el simulador. Sin embargo, se debe tener en cuenta que los simuladores de satélites tienen mayor efecto en los tipos y en la altura de las nubes (y probablemente en otras propiedades de éstas) que en la TCC (Nam and Quaas 2012), por lo que no se esperan cambios relevantes. La figura 6.10 muestra el ciclo anual de la TCC de ISCCP, de la MMM y de dos nuevas bases de datos generadas, una a partir de la media de los nueve modelos que proporcionan TCC procesada por el simulador de ISCCP (MMM9-sim) y la otra a partir de la media de estos mismos 9 modelos pero con la TCC original (sin aplicar el simulador) (MMM9). La figura 6.10 muestra que el uso del simulador de ISCCP provoca un ligero descenso del valor medio de la TCC descrito por esos GCM. Así, en general el simulador COSP de ISCCP tenderá a aumentar la diferencia entre modelos climáticos y observaciones.



**Figura 6.10.** Ciclo anual de la TCC (%) para ISCCP y para la MMM con los 9 modelos disponibles con y sin simulador.

La tabla 6.4 muestra los valores anuales y estacionales de la TCC para cada caso (con y sin simulador), lo cual confirma que la aplicación del simulador a modelos incrementa ligeramente las diferencias entre estos GCM e ISCCP. Sin embargo, vale la pena tener en cuenta que la diferencia entre usar simulador o no es pequeña, confirmando de esta manera que el simulador tiene un efecto pequeño en la TCC (al menos en la región y periodo de estudio analizado) y que los resultados descritos anteriormente para los 44 modelos del CMIP5 son firmes a pesar de no usar el simulador. Aunque la diferencia entre los modelos con y sin simulador no es relevante cuando se compara con ISCCP, sí que se mejora en 2.5% el valor del AR de la MMM9-sim (28.6%) respecto a la MMM9 (31.1%).

**Tabla 6.4.** Comparación de la media anual, estacional y del rango anual de la TCC dada por ISCCP, la MMM y las dos *multimodel means* con y sin simulador de los 9 modelos que producen salida con el simulador de ISCCP. MMM9 es la media de la TCC de estos 9 modelos sin aplicar el simulador. Los valores en paréntesis muestran el MB de cada producto respecto a ISCCP.

	ISCCP	MMM	MMM9	MMM9-sim
Anual	52.0	41.6 (-10.4)	38.4 (-13.6)	35.6 (-16.4)
DJF	60.4	53.6 (-6.8)	52.7 (-7.7)	48.5 (-11.9)
MAM	57.3	44.3 (-13)	40.9 (-16.4)	38.3 (-19)
JJA	38.1	27.0 (-11.1)	21.6 (-16.5)	19.9 (-18.2)
SON	52.1	41.4 (-10.7)	38.4 (-13.7)	35.6 (-16.5)
DJF-JJA	22.3	26.6 (+4.3)	31.1 (+8.7)	28.6 (+6.2)

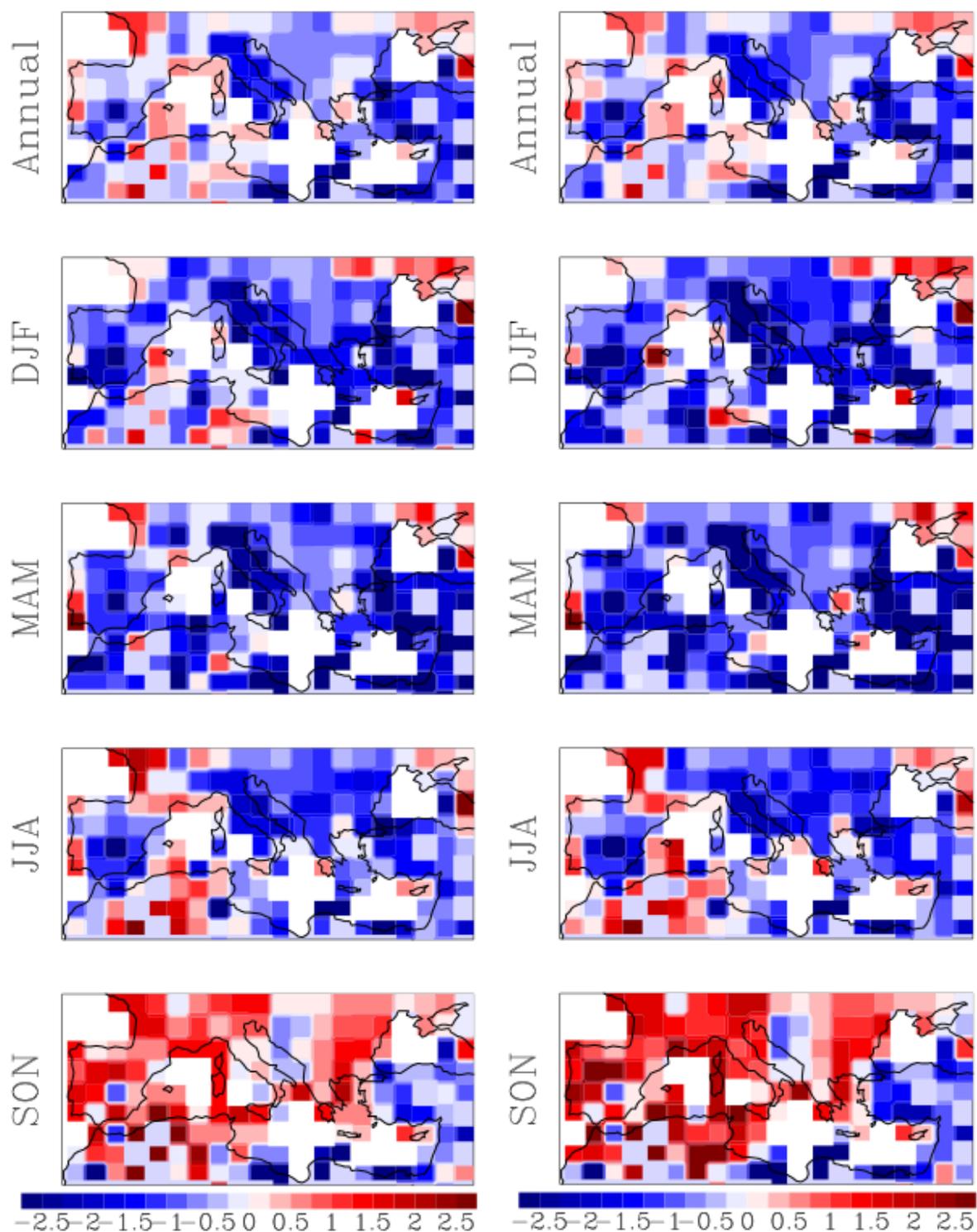
### 6.3 Tendencias y escenarios de la nubosidad en el Mediterráneo

En cuanto a las tendencias en el Mediterráneo se ha optado por escoger un mayor número de años, y no el periodo común a todas las bases de datos, con tal de dar robustez a la significancia de las tendencias y evitar que este apartado sea repetitivo con lo ya mostrado en el apartado de las tendencias a escala global (5.2.3). Aunque CRU o ICOADS disponen de más años, en los siguientes análisis hemos considerado EECRA como la base de referencia para las observaciones desde superficie. De hecho, los registros de ICOADS tienen escasa cobertura espacial y existen evidencias de problemas en la homogeneidad en las tendencias procedentes de observaciones realizadas sobre el océano (Eastman et al. 2011). Igualmente, los datos procedentes de CRU han mostrado problemas de homogeneidad importantes (secciones 3.1 y 5.1, Calbó and Sanchez-Lorenzo 2009) debidos a que emplea fuentes indirectas para estimar la nubosidad. Así, el estudio y análisis de las tendencias en el Mediterráneo se restringirá al periodo 1971 – 2009 disponible en EECRA en la última versión

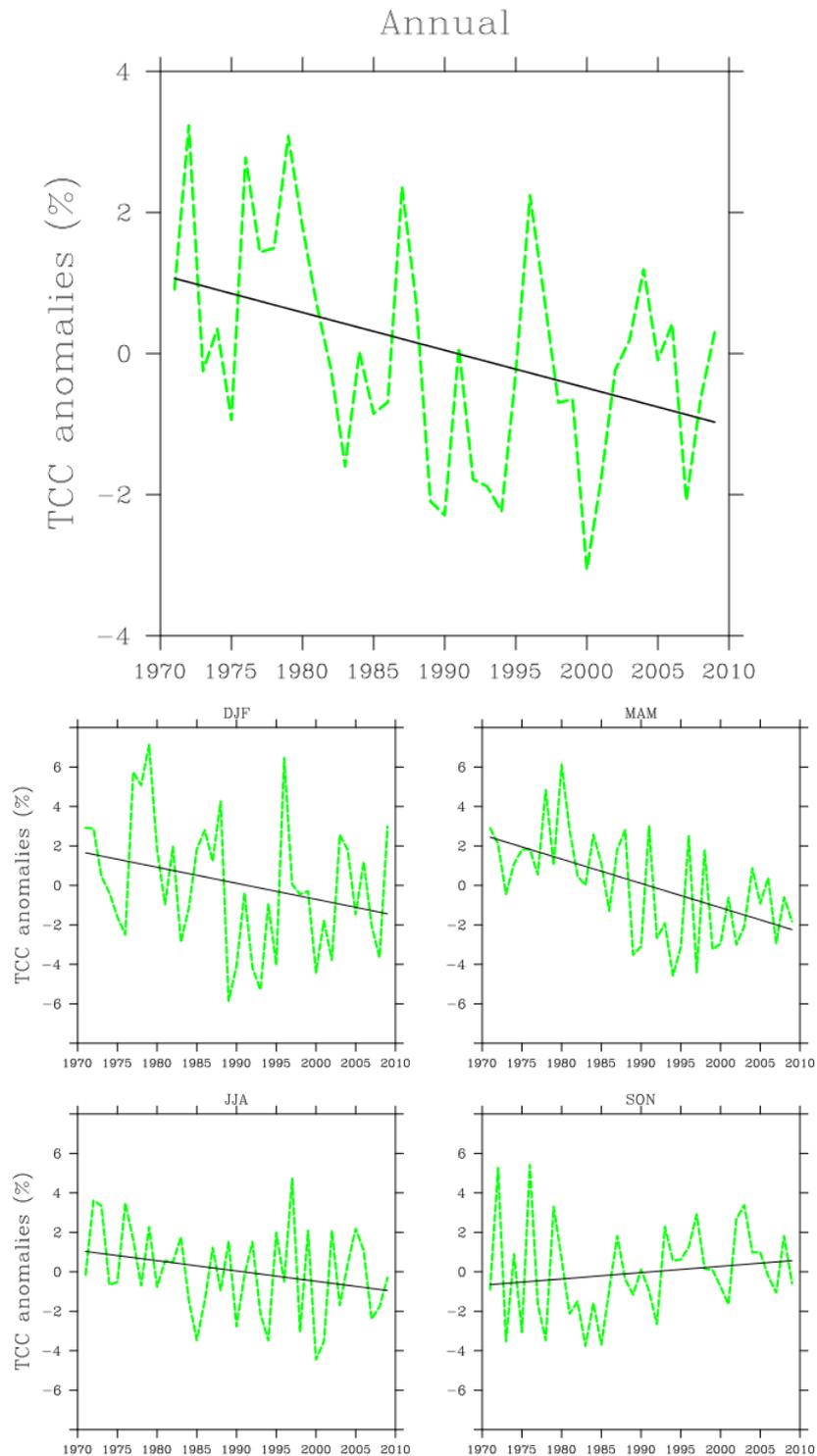
publicada (Eastman and Warren 2013), mientras los análisis comparados con otros productos de satélite y observaciones se presentarán para el periodo común 1984-2009. Por último los análisis de los resultados de los modelos climáticos irán desde 1971 hasta el último año de las simulaciones desarrolladas con el escenario “histórico”, es decir, 2005.

Así, la figura 6.11 muestra las tendencias lineales de las observaciones superficiales de la TCC (provenientes de EECRA) para cada celda sobre la región del Mediterráneo en base anual y estacional para todo el periodo disponible (1971 – 2009, a) y para el periodo que servirá de referencia a los modelos climáticos (1971 – 2005, b). Como era de esperar, puesto que la diferencia es sólo de 4 años al final de la serie, ambos casos presentan un patrón de tendencias similar, teniendo éstas un signo negativo en general (siendo ligeramente más negativas para el periodo 1971 – 2005), aunque existen algunas áreas con valores en positivo. Los valores negativos de las tendencias ya fueron observados por Eastman and Warren (2013) (ver figura 1.8), aunque con una resolución mucho mayor ( $10^\circ \times 10^\circ$ ). Destaca que las tendencias poseen valores generalizados muy negativos en invierno y primavera para toda la región del Mediterráneo. En estas estaciones del año, las tendencias positivas se sitúan al noreste del Mar Negro y en la costa occidental francesa. En verano, el patrón es menos claro, con tendencias en su mayoría negativas en los sectores orientales y algunas zonas con tendencias positivas en sectores occidentales (incluyendo un área al norte de África). Por lo contrario, en otoño, la tendencia general es de un aumento de la nubosidad, a excepción de algunas áreas (noreste de África, la península de Anatolia) con tendencias negativas persistentes.

La evolución temporal de la TCC media según EECRA sobre la región mediterránea al completo se presenta en la figura 6.12, la cual muestra las series de anomalías de la TCC media en base anual y estacional. La anomalía se define para cada celda y mes como la diferencia entre el valor de la TCC mensual y el valor medio de la TCC para dicho mes y celda durante el periodo 1971 – 2009. Las anomalías para la región completa se calcularon como la media de éstas para todas las celdas. La evolución de las anomalías a resolución anual muestra claramente que la tendencia decreciente para todo el periodo ( $-0.5 \%/d\acute{e}cada$ ,  $p < 0.05$ ) no es monótona, sino que se debe a un descenso sustancial en la TCC desde finales de la década de los 70 a principios de los 90. De hecho, durante los dos últimos decenios (1990 – 2009) la media de la TCC sobre el Mediterráneo ha permanecido prácticamente sin cambios decadales. En base estacional, todas las series, excepto la de otoño, muestran variaciones similares a las de la serie anual, aunque la disminución de la nubosidad sólo es estadísticamente significativa en primavera ( $-1.2 \%/d\acute{e}cada$ ,  $p < 0.01$ ). Por otra parte, la serie de otoño muestra una ligera disminución con respecto a la década de los 70 hasta mediados de la década de los 80, seguido de un aumento. Durante todo el periodo de estudio, la nubosidad en otoño sufrió un pequeño aumento estadísticamente significativo aunque con un nivel de significancia menor ( $+0.37 \%/d\acute{e}cada$ ,  $p < 0.1$ ).



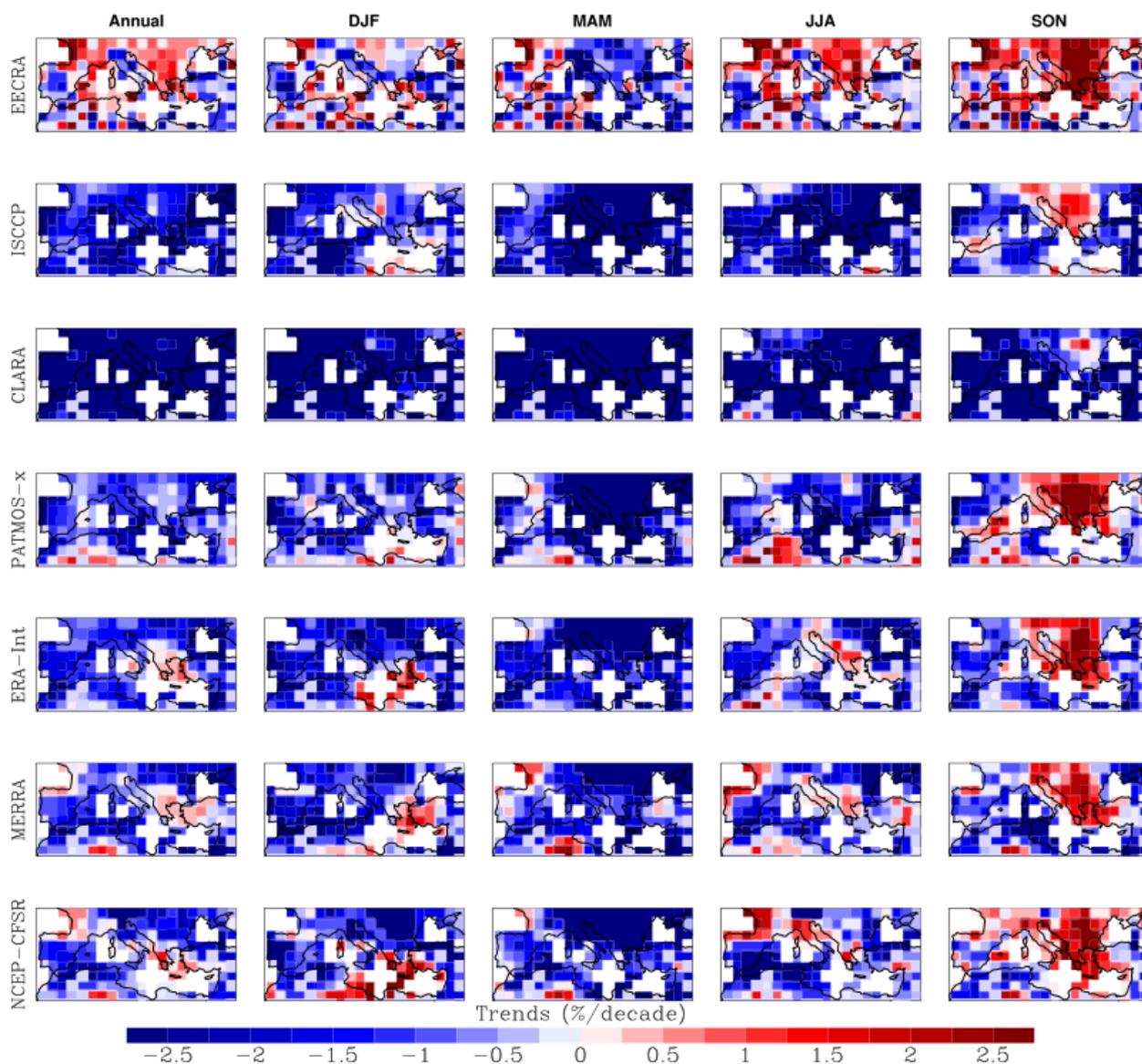
**Figura 6.11.** Tendencias lineales de la TCC en la base de datos EECRA para el periodo 1971 – 2009 (a – izquierda) y para el periodo 1971 – 2005 (b – derecha). Unidades en %/década.



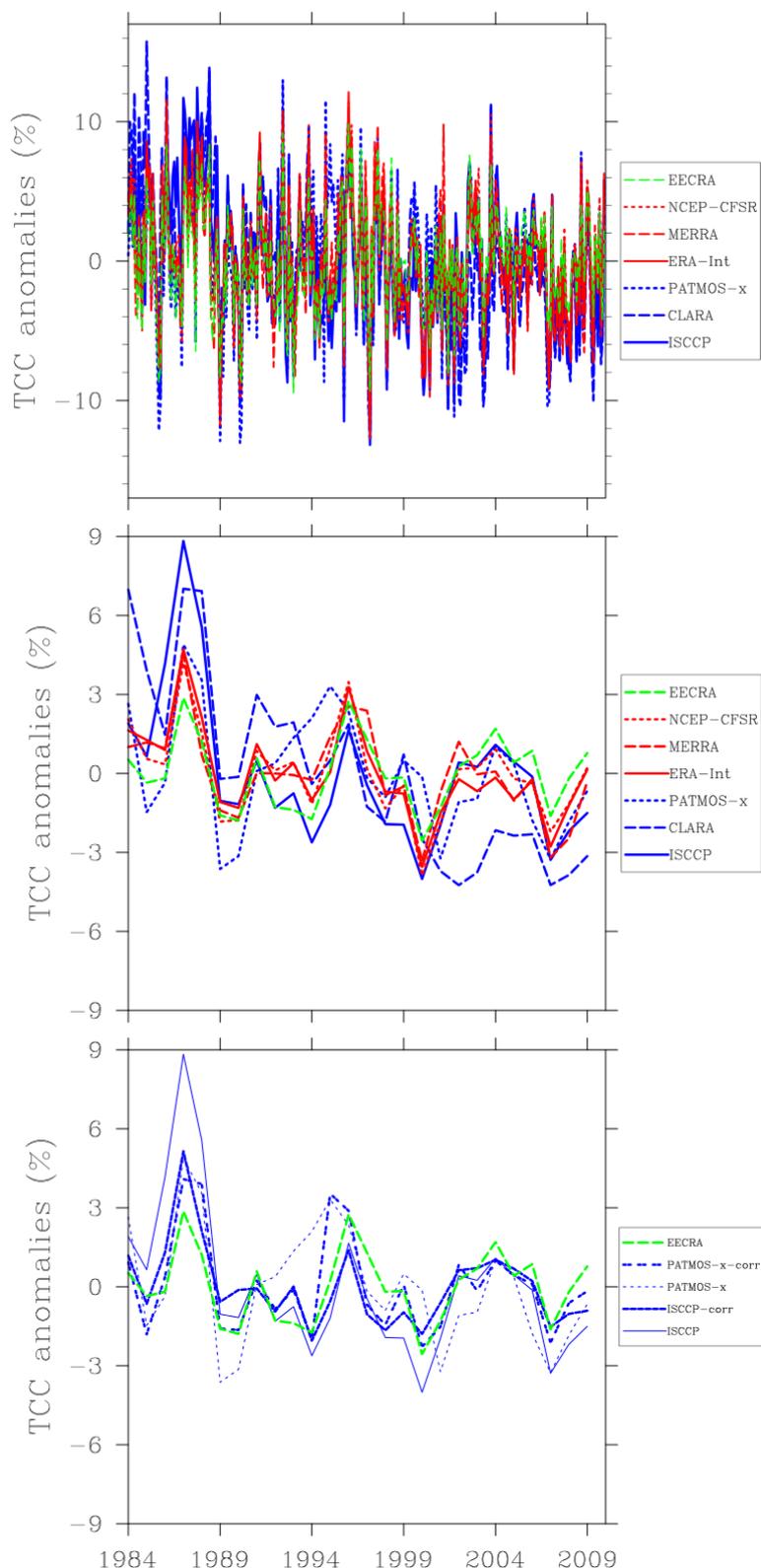
**Figura 6.12.** Evolución temporal de las anomalías de la TCC en EECRA sobre la región del Mediterráneo desde 1971 hasta 2009. En negro se representa el ajuste lineal para cada uno de los casos.

A continuación, teniendo en cuenta las bases de datos de observaciones satelitales y de reanálisis, y escogiendo el periodo común temporal de datos disponibles entre ellas y EECRA (1984 – 2009), se procede al análisis de las tendencias para dichos productos. El objetivo es comparar esos productos y EECRA para evaluar si los primeros reproducen las tendencias observadas a partir de las observaciones de superficie. Las tendencias de las observaciones se presentan en la figura 6.13 tanto en base anual como en base estacional y para la máscara de EECRA. Existen algunas características comunes entre los patrones de las tendencias. En particular, todas las bases de datos revelan tendencias negativas de la TCC en primavera en la mayor parte de la región mediterránea, mientras que las tendencias tienden a ser más positivas en otoño en la parte más oriental de la zona analizada. Sin embargo, es evidente que existen también diferencias importantes entre las diferentes bases de datos. Por ejemplo, ISCCP y CLARA muestran fuertes tendencias negativas de la nubosidad, por lo general muy superiores a las del resto de productos, para la mayoría de las estaciones del año. Además, los datos de EECRA muestran una clara irregularidad o variabilidad espacial, con zonas que muestran tendencias al aumento y otras con tendencias a la disminución, mientras que los productos de satélite y de reanálisis son más homogéneos, con una clara tendencia dominante hacia la disminución de la TCC.

Las características descritas en el párrafo anterior pueden observarse en la figura 6.14, donde se observa el buen acuerdo de la variabilidad mes a mes de la anomalía de EECRA frente a las ofrecidas por los productos de satélite y de reanálisis (figura 6.14.a), con coeficientes de correlación entre EECRA y los otros productos que van desde el 0.70 (CLARA) hasta el 0.93 (NCEP-CFSR). A pesar de las similitudes en las variaciones interanuales, las series anuales medias (figura 6.14.b) muestran un desacuerdo en las tendencias, ya que todos los conjuntos de datos dan tendencias negativas y estadísticamente significativas ( $\geq 0.9$  %/década en valor absoluto), en especial para ISCCP (-1.9 %/década) y CLARA (-3.9 %/década), mientras que la tendencia ofrecida por EECRA, aunque negativa, no es estadísticamente significativa durante el sub-periodo que abarca desde 1984 hasta 2009. El descenso acusado mostrado por los productos de satélite y reanálisis podrían poner en duda la fiabilidad de los registros de superficie, al ser la única de base de datos que no presenta significación en el descenso. Con el objetivo de evaluar esta posibilidad se han considerado los datos de TCC para ISCCP y PATMOS-x, donde se han corregido las inhomogeneidades temporales de dichos productos (capítulo 5.1.3, Norris and Evan 2015). Cabe destacar que los productos corregidos de ISCCP y PATMOS-x muestran mejores correlaciones cuando se comparan frente a EECRA (se incrementan de 0.71 a 0.72 y de 0.54 a 0.78 en base anual para ISCCP y PATMOS-x respectivamente). Además, las tendencias de estos productos corregidos no son estadísticamente significativas durante el periodo de estudio, lo que está de acuerdo con las observaciones superficiales (figura 6.14.c), aspecto que parece confirmar la fiabilidad de las tendencias observadas desde superficie y que los productos de satélites originales o reanálisis tienden a generar artefactos en las tendencias de la TCC.

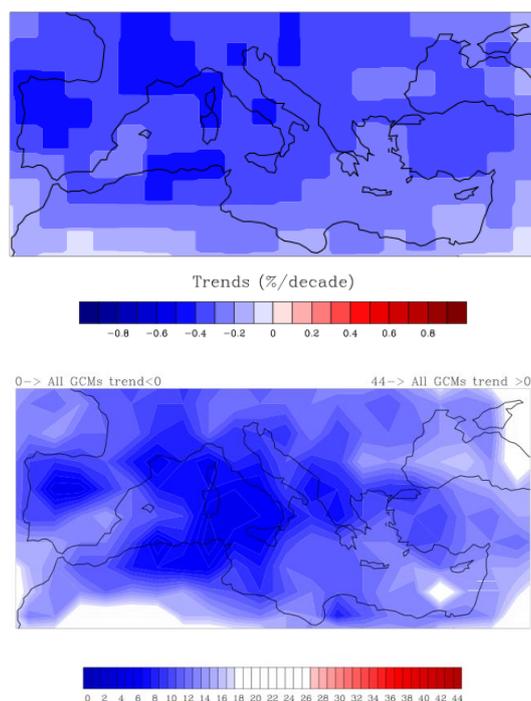


**Figura 6.13.** Tendencias lineales de la TCC en la región del Mediterráneo para el periodo 1984 – 2009 de diferentes productos observacionales: superficie (EECRA), satélites (ISCCP, CLARA, PATMOS-x) y reanálisis (ERA-Int, MERRA, NCEP-CFSR).



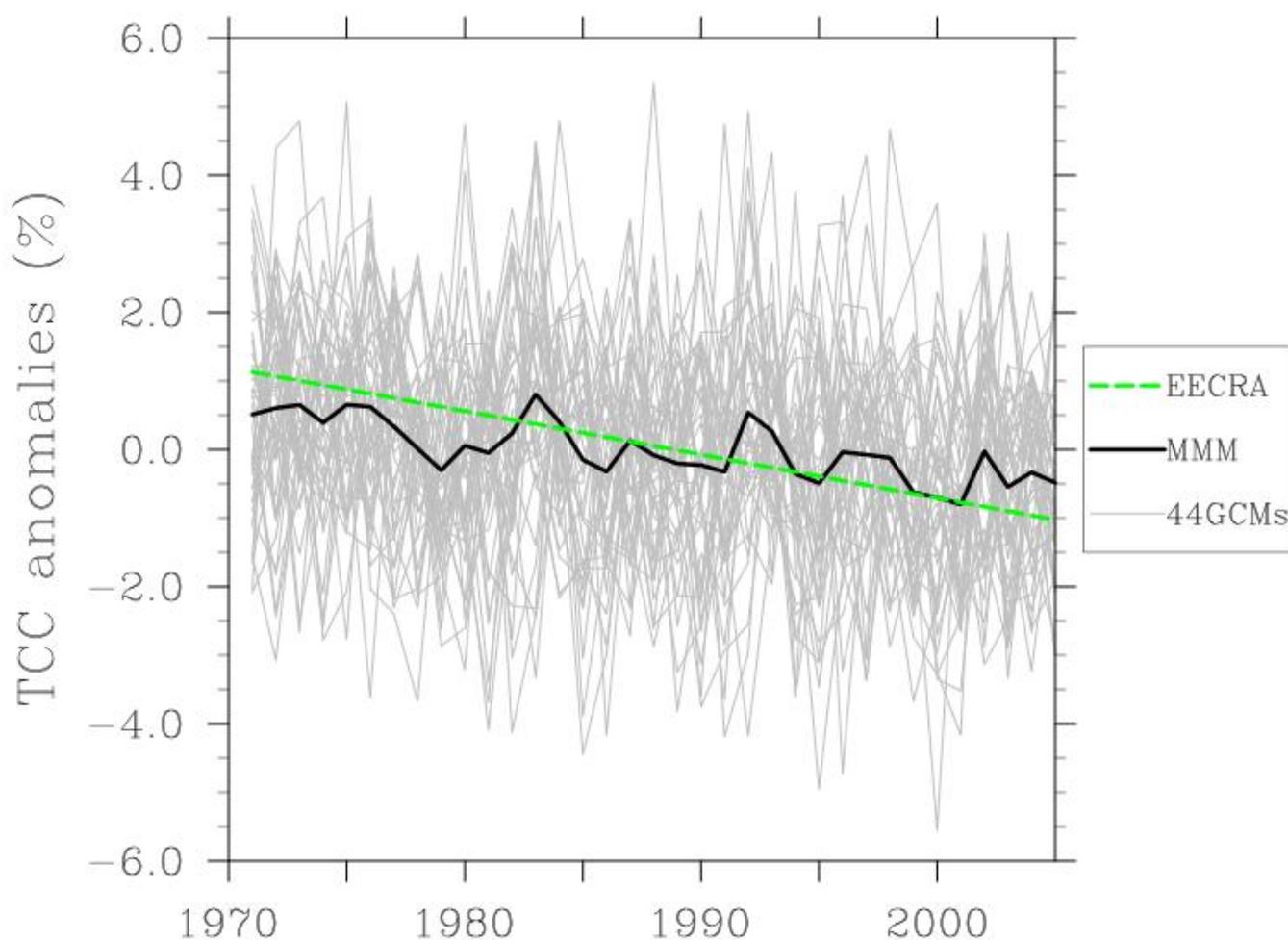
**Figura 6.14.** Evolución de la media mensual (a – arriba) y anual (b – medio) de las series de anomalías de la TCC para el periodo 1984 – 2009 sobre la región del Mediterráneo continental de EECRA, ISCCP, CLARA, PATMOS-x, ERA-Int, MERRA y NCEP-CFSR. La figura 6.14.c (abajo) muestra la evolución de la anomalía media de la TCC para EECRA e ISCCP y PATMOS-x corregidos (líneas continuas) por Norris and Evan (2015), junto con ISCCP y PATMOS-x sin corregir (líneas discontinuas). Todas las series son expresadas como anomalías respecto a la media de 1984 a 2009.

El siguiente paso es analizar y estudiar si los GCM son capaces de reproducir las tendencias de la TCC observada por EECRA, la cual se toma como base de datos de referencia descartando los demás productos observacionales por lo comentado en los párrafos anteriores. Como se ha dicho, en este caso el periodo de estudio abarca desde 1971 hasta 2005 (ver figura 4.1). En la figura 6.15.a se muestra el mapa de color de las tendencias para la MMM. En ella se observa un descenso generalizado de la TCC en la región Mediterránea. En la figura 6.15.b se observa que la mayoría de los GCM dan una tendencia negativa (independientemente del valor) para todos las celdas de la región. Esto quiere decir que la tendencia a descender de la TCC es reproducida por la mayoría de los GCM, y que su valor es más significativo en la zona occidental del Mediterráneo, en las penínsulas Ibérica, Itálica y Balcánica, al norte de Argelia y Túnez y al sur de Francia. Hay que destacar que el patrón espacial observado no está en total acuerdo con las tendencias observadas por EECRA, siendo el patrón de esta última base de datos más complejo, tal y como se muestra en la figura 6.11.b. Además, la tendencia de la serie media de la TCC de la MMM (-0.31 %/década) está en torno a la mitad del descenso observado (-0.61 %/década) para el periodo 1971 – 2005 (figura 6.16).

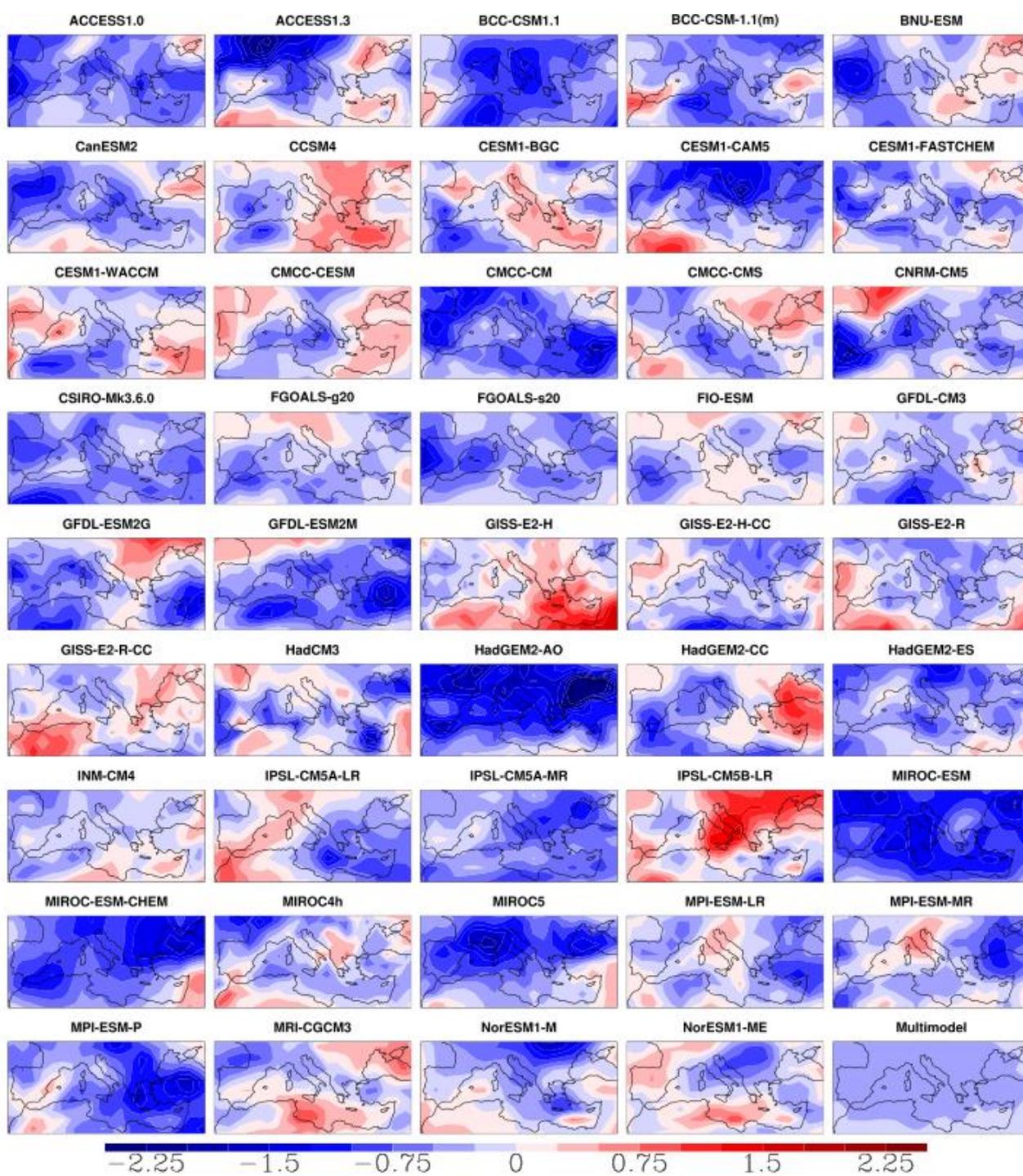


**Figura 6.15.** Mapa de color de las tendencias (%/década) para el periodo 1971 – 2005 de la MMM (a – arriba). Hay que tener en cuenta que además del período, también la escala utilizada es diferente a la de la figura 5.30. (b – abajo). Mapa de color del acuerdo en el signo de las tendencias de los GCM. En tonalidades azules se marcan aquellas zonas donde el número de modelos con tendencia positiva no es mayor a 17 y en tonalidades rojas se marcarían aquellas zonas donde al menos 27 modelos tuviesen una tendencia positiva.

La figura 6.17 muestra la distribución espacial de las tendencias de la TCC según cada uno de los 44 GCM y de la MMM sobre el Mediterráneo. En esta se observa una gran variedad de comportamientos en el patrón de las tendencias, aunque parece predominar las tendencias negativas. En efecto, los valores de las tendencias medias para toda la zona, correspondientes a la figura 6.17, indican que 39 de los 44 GCM utilizados muestran una tendencia negativa sobre el Mediterráneo, confirmando la robustez existente en la significación de la tendencia media sobre esta área. Todo esto muestra que los GCM reproducen el descenso de la nubosidad en el Mediterráneo en las últimas décadas, aunque tienden a subestimarlos respecto a lo observado en EECRA.

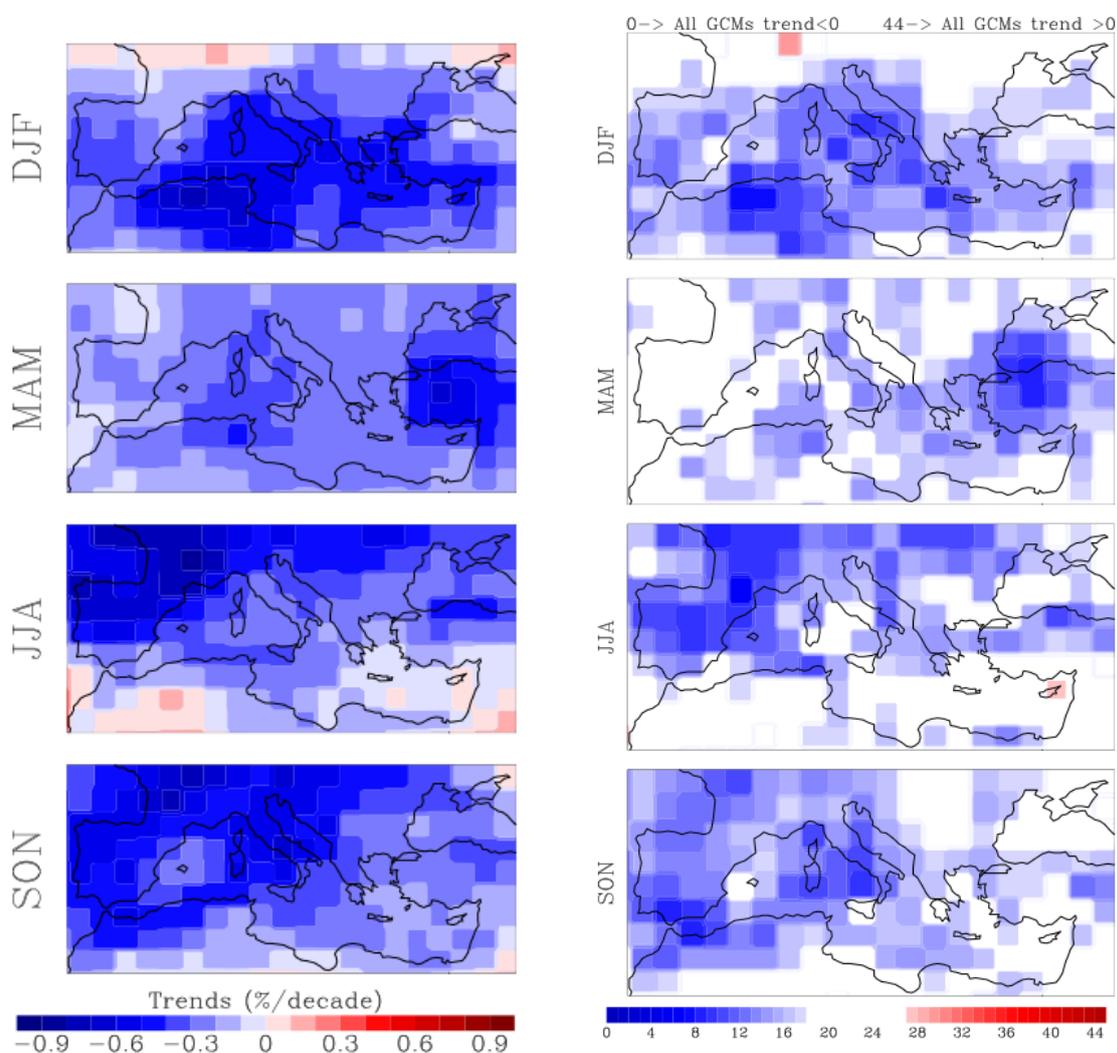


**Figura 6.16.** Evolución temporal de la anomalía anual de la nubosidad de los GCM (gris) y la MMM (negro, gruesa) para toda la región del Mediterráneo haciendo uso de la máscara de EECRA durante el periodo 1971 – 2005. También se representa el ajuste lineal de EECRA (verde) obtenido a partir de los datos presentados en la figura 6.12 pero solo hasta el año 2005.



**Figura 6.17.** Mapas de color de las tendencias (%/década) para el periodo 1971 – 2005 de los 44 GCM y la MMM sobre el Mediterráneo.

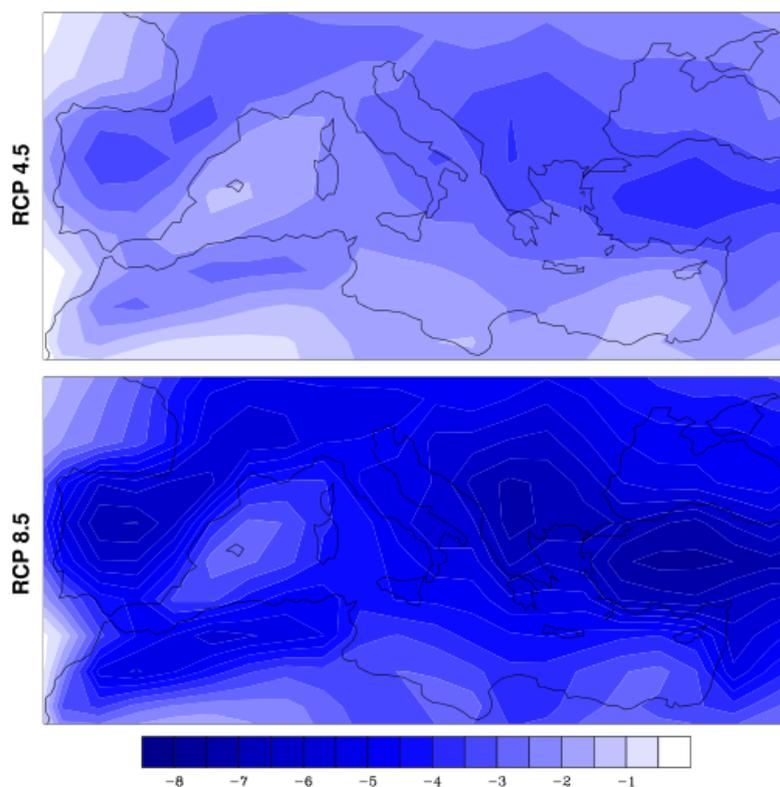
La figura 6.18 muestra las tendencias estacionales de la MMM (a) así como el acuerdo en el signo de las tendencias de los diversos GCM según la estación (b). Teniendo en cuenta la figura 6.11.b y la figura 6.18.a se puede observar las diferencias existentes entre las tendencias estacionales ofrecidas por EECRA y las tendencias estacionales de la MMM. Así, la tendencia en nubosidad de la MMM es negativa para la mayoría de las celdas en toda la región y en las cuatro estaciones. Pero en cambio, los menores descensos de la TCC en las simulaciones aparecen en primavera, que es la estación donde más pronunciadas eran las tendencias para EECRA, mientras que en otoño aparecen tendencias claramente negativas, al contrario de lo que ocurría para EECRA donde las tendencias eran positivas en gran parte de la región de estudio. Por lo tanto, se puede decir que los GCM capturan en general la disminución de TCC, pero con unos valores y unos ritmos de descenso más próximos a cero, además de no reproducir el comportamiento estacional observado por EECRA.



**Figura 6.18.** Tendencias estacionales de la TCC (1971 – 2005) de la MMM (a – izquierda) y número de modelos que dan una tendencia positiva (b – derecha).

Finalmente, debido al interés existente respecto a escenarios climáticos futuros, y teniendo en cuenta la capacidad de los modelos para reproducir las tendencias recientes de la nubosidad en el Mediterráneo, se ha analizado la evolución a futuro de la TTC. Así, de los 44 GCM del CMIP5, fueron seleccionados las primeras realizaciones de aquellos que ofrecen salida con proyección a futuro (un total de 37 GCM) (Taylor et al. 2012) para dos escenarios de emisiones (RCP4.5 y RCP8.5) y dos periodos temporales (2029 – 2050 y 2079 – 2100). El escenario RCP 8.5 alcanza un forzamiento radiativo en 2100 de  $8.5 \text{ W/m}^2$  y una concentración de  $\text{CO}_2$  de 936 ppm en el año 2100, mientras que el escenario RCP 4.5 tiene un  $4.5 \text{ W/m}^2$  de forzamiento radiativo estable en 2100 y 538 ppm de  $\text{CO}_2$  en 2100.

La figura 6.19 muestra los mapas de color de la diferencia existente entre la nubosidad en el último cuarto del siglo XXI (2079 – 2100) y la nubosidad media existente en el periodo 1984 – 2005, en ambos casos para la MMM generada a partir de los 37 GCM que tienen salida a futuro en ambos escenarios, el RCP 4.5 y el RCP 8.5. En ella se observa que el escenario RCP 8.5 da un mayor descenso de la nubosidad, si bien es cierto que las zonas donde más o menos descenso se produce para cada uno de los escenarios son las mismas. Aquellas áreas con el descenso más pronunciado son la Península Ibérica, la costa noroccidental de África en el Mar Mediterráneo, la Península Balcánica y la de Anatolia, mientras que las zonas con un descenso más suavizado de la nubosidad son el Archipiélago Balear y la costa nororiental de África.



**Figura 6.19.** Mapas de color de la diferencia en la TTC (%) de la MMM con los 37 GCM disponibles en el periodo 2079 – 2100 menos la nubosidad en el periodo 1984 – 2005 para el escenario RCP 4.5 (a – arriba) y RCP 8.5 (b – debajo).

La tabla 6.5 muestra la media de los cambios absolutos y relativos (en relación a los valores medios) de los dos escenarios y periodos considerados en el conjunto de la región Mediterránea. Los cambios medios absolutos de la TCC son de -1.5% (-1.8%) y -2.3% (-4.7%) para finales de la primera mitad y finales del siglo XXI respectivamente en el escenario RCP 4.5 (RCP 8.5). En valores relativos, la disminución de la TCC proyectada para finales del siglo XXI es de 5.5 y 11.0% en RCP 4.5 y RCP 8.5 respectivamente. Se observa que la disminución en TCC se acelera durante la segunda mitad del siglo XXI para el escenario RCP 8.5, mientras que para el escenario RCP 4.5 ocurre lo contrario, es decir, el mayor descenso se produce durante la primera mitad del siglo XXI. En base estacional, el mayor descenso relativo se observa en verano seguido del otoño, mientras que el invierno es la estación con menor ritmo de descenso de la nubosidad total.

**Tabla 6.5.** Cambios medios anuales y estacionales de la TCC en las proyecciones a futuro en los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 sobre la región del Mediterráneo de los 37 GCM disponibles. Las anomalías de la TCC (%) se expresan como la diferencia entre dos periodos de tiempo (2029 – 2050 y 2079 – 2100) y el periodo de referencia 1984 – 2005 (segunda columna). Los valores entre paréntesis muestran las anomalías en valores relativos a la media de 1984 – 2005.

	1984-2005	2029-2050		2079-2100	
	Historical	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
Anual	42.4	-1.5 (-3.5)	-1.8 (-4.3)	-2.3 (-5.5)	-4.7 (-11.0)
Invierno	54.5	-1.2 (-2.1)	-1.7 (-3.2)	-1.9 (-3.5)	-4.2 (-7.8)
Primavera	45.1	-1.4 (-3.2)	-1.6 (-3.6)	-2.2 (-4.9)	-4.6 (-10.2)
Verano	27.6	-1.5 (-5.4)	-1.6 (-2.8)	-2.3 (-8.2)	-4.0 (-14.5)
Otoño	42.3	-1.9 (-4.6)	-2.4 (-5.7)	-2.9 (-7.0)	-5.8 (-13.8)

Estos resultados no cambian significativamente si se analizan los modelos que muestran un mejor acuerdo con las observaciones (ver sección 6.2.1). De este modo, los modelos basados por ejemplo en ECHAM, los cuales reproducen bien las características climáticas de la nubosidad en el Mediterráneo, producen reducciones que están sobre la media de todo el conjunto de modelos. Además, hay que señalar que las proyecciones de todos los modelos son consistentes, ya que muestran una disminución de la TCC en ambos escenarios y periodos temporales utilizados en este estudio (excepto para una realización de un modelo en el periodo 2029 – 2050 y en el escenario RCP 4.5).

## 7. Discusión

Uno de los resultados más relevantes de esta tesis es que los modelos climáticos, aún los del CMIP5, tienden a subestimar la cobertura nubosa. Investigaciones previas han sugerido que la razón de la subestimación de la cobertura nubosa por parte de las simulaciones de los GCM se debe a que presentan deficiencias a la hora de parametrizar los procesos de las nubes a una escala espacial de mayor detalle que el del mallado de los GCM (Lauer and Hamilton 2013; Randall 2013), especialmente para los procesos convectivos (Schlemmer et al. 2012). De hecho, los GCM utilizan parametrizaciones con tal de representar la amplia gama de procesos que forman y que ocurren en las nubes, los cuales tienen lugar en la atmósfera a escalas más pequeñas que la resolución espacial de las celdas del mallado. Estas parametrizaciones están por lo general muy simplificadas y se han desarrollado considerando casos ideales (Randall 2013). Stevens and Bony (2013) concluyeron que la principal limitación en los actuales GCM es la representación inadecuada de la nubosidad y la convección húmeda, especialmente en latitudes bajas (Zhang et al. 2005; Lacagnina and Selten 2014). En este sentido, Stanfield et al. (2014) han demostrado que un cambio de las parametrizaciones de la turbulencia de la capa límite planetaria y en la convección húmeda en el modelo GISS-E2 da lugar a una mejora en la representación de las nubes por parte de las simulaciones. Conclusiones parecidas en cuanto a las deficiencias de las parametrizaciones en la estimación de la TCC se han dado para los productos de reanálisis (Naud and Booth 2014) y para las simulaciones de modelos climáticos regionales (Dubois et al. 2012). Por contra, tanto los reanálisis como los modelos han demostrado ser capaces de reproducir los mecanismos termodinámicos y dinámicos para la circulación a gran escala (ej.: Lauer and Hamilton 2013; Naud and Booth 2014). En definitiva, la actual limitación en las parametrizaciones de las nubes de los GCM es posiblemente la razón principal de la subestimación observada de la TCC también en la región mediterránea, especialmente durante los meses de verano en aquellas zonas donde la convección de mesoescala es el proceso dominante en cuanto a la formación de nubes. A continuación se aborda con algo más de detalle la discusión de los resultados presentados, en el marco de esta limitación.

### 7.1. Climatología de las observaciones

En los resultados mostrados en la sección 5.1.1 se observa que la nubosidad a nivel global es mayor que la nubosidad continental y oceánica, considerando sólo los puntos de mallado con observaciones desde superficie, debido a que estas últimas no tienen una cobertura espacial homogénea a lo largo de todo el globo. Es decir, existen sesgos hacia el continente euroasiático y hacia los océanos del hemisferio Norte por parte de las máscaras de EECRA e ICOADS respectivamente. El resultado anteriormente mencionado se explica porque en las zonas de la Tierra no cubiertas por estas bases de datos la nubosidad presenta un valor más elevado. Por otra parte, resultados mostrados en la misma sección confirman que tanto a

nivel global, continental como oceánico, los reanálisis tienden a producir valores inferiores de la nubosidad que los producidos por las observaciones satelitales y superficiales, resultado que ha sido mostrado también por diferentes estudios, usando la misma o anteriores versiones de los productos de reanálisis, especialmente en los trópicos y latitudes medias (Betts et al. 2006; Bedacht et al. 2007; Wu et al. 2012; Naud and Booth 2014).

Como ya se ha visto en la sección 5.1.2, las observaciones satelitales tienden a dar una TCC algo mayor que las observaciones superficiales, lo que puede ser debido a un efecto del ángulo de visión de los satélites geoestacionarios y/o el hecho de que los satélites son capaces de detectar cirrus delgados imperceptibles por parte de las observaciones desde superficie (Rossow and Schiffer 1999; Hahn et al. 2001; Karlsson et al. 2013). Además puede observarse el notable desacuerdo existente entre las bases de datos en ambos polos, sobre todo para los satélites. Este hecho puede ser debido a la dificultad que exista a la hora de estimar la nubosidad en latitudes próximas a los polos a causa de la existencia de hielo en superficie, lo que dificulta la distinción entre las radiancias medidas por parte de los satélites provenientes de las nubes o provenientes de la criosfera debido al alto albedo y baja temperatura existente en estas regiones. Este resultado está en concordancia con lo se muestra en el trabajo realizado por Chernokulsky and Mokhov (2012) quienes afirman que por lo general la nubosidad descrita por los reanálisis difiere de la nubosidad ofrecida por los productos de observaciones superficiales y satelitales en el Ártico. Otros resultados (sección 5.1.2.1) muestran un área característica en la costa oriental de África con un cambio repentino de los valores de la desviación media para todos los productos observacionales respecto a ISCCP. Esto es debido a la superposición de diversos satélites en la obtención de datos por parte de ISCCP y que algunos estudios vinculan a un fallo debido a usar observaciones con un ángulo cenital mayor del adecuado (Evan et al. 2007; Norris and Evan 2015).

Un resultado general es que en latitudes medias la nubosidad es mayor en invierno que en verano, mientras que lo opuesto ocurre en latitudes bajas. Igualmente, los satélites y observaciones superficiales tienden a mostrar una similitud en sus valores del ciclo anual, mientras que los reanálisis presentan una mayor dispersión, algo que está en línea con Chernokulsky and Mokhov (2012) que muestra que a los productos de reanálisis tienen más dificultades a la hora de reproducir el ciclo anual. Por otra parte, los diagramas de Taylor muestran que en general los reanálisis son las bases de datos que más lejos se encuentran del punto de referencia (PATMOS-x, EECRA e ICOADS). Por lo que, con todo lo comentado anteriormente, se obtiene que incluso las versiones más recientes de los reanálisis, o los procesados más actuales de las imágenes de satélite, no acaban de mejorar los defectos que ya se encontraban en estudios anteriores.

Para la climatología mostrada por las observaciones en el Mediterráneo, se observa que el máximo de nubosidad se da en invierno con los valores más bajos sobre tierra y más altos sobre el mar. Sin embargo, hay que tener en cuenta que para áreas continentales los valores

medios en primavera y otoño no son muchos menores que en invierno. Estas diferencias estacionales son consistentes con las características del clima mediterráneo, el cual es húmedo y suave en invierno y seco y cálido en verano, ya que está dominado básicamente por una circulación zonal o sistema de alta presión subtropical, respectivamente (Martin-Vide and Olcina 2001).

Los resultados mostrados en la figura 6.2 están en línea con los resultados previos de la Península Ibérica (Calbó and Sanchez-Lorenzo 2009): valores medios similares de TCC entre ISCCP y las observaciones superficiales y valores mucho más bajos para los reanálisis. Sin embargo, el potencial de los diferentes productos de reanálisis de capturar el ciclo anual en la región mediterránea contrasta con otros estudios que muestran la dificultades por parte de los reanálisis de reproducir el ciclo anual, como por ejemplo el mencionado anteriormente Chernokulsky and Mokhov (2012) para la región del Ártico. A pesar de que reproduzcan un ciclo anual relativamente bueno, los reanálisis en el Mediterráneo, al igual que como ya se mencionó anteriormente a nivel global, siguen describiendo una nubosidad más baja que las observaciones desde satélite y superficie.

## 7.2. Climatología de los modelos climáticos globales

Todos los resultados mostrados en la sección 5.2.2 y la sección 6.2 apuntan a la tendencia de subestimar la TCC por parte de los GCM comparados con los productos satelitales. En concreto, la tabla 5.4 junto con la figura 5.16, muestran que los modelos tienden a subestimar la cobertura total de nubes a escala global. Probst et al. (2012) ya observó, para 21 modelos del CMIP3, la subestimación respecto a ISCCP-D2 a escala global, siendo FGOALS-g10 el modelo con la menor diferencia (ver figura 1 en Probst et al. 2012). A nivel estacional los GCM reproducen con bastante similitud el comportamiento experimentado a nivel anual, es decir, aquellos modelos con una mayor nubosidad a nivel anual son los mismos que presentan una cobertura de nubes mayor a nivel estacional. Por otra parte, podría decirse que en la máscara EECRA, es decir en las zonas continentales (tabla 5.5 y figura 5.17), los modelos tienen tendencia a subestimar algo menos que en el conjunto del globo. Finalmente sobre océano (tabla 5.6 y la figura 5.18) y teniendo en cuenta las celdas disponibles con datos de TCC los modelos en promedio describen la nubosidad con mayor precisión que sobre los casos anteriores.

A modo de resumen, con tal de exponer qué modelos describen mejor la nubosidad a nivel global (usando como referencia PATMOS-x) a partir de la evaluación a la que les hemos sometido, se presenta la tabla 7.1 una tabla en formato de *ranking*. En ella se muestran los valores de los estadísticos MB, SS y R de los 44 GCM (se ha obviado utilizar el MAB debido a su alta correlación con el SS), así como la posición (entre paréntesis) de cada modelo según cada estadístico, y la posición en que queda cada modelo en el *ranking* considerando los tres estadísticos conjuntamente.

**Tabla 7.1.** Ranking a nivel global de los 44 GCM tomando como referencia PATMOS-x.

GCM	MB		SS		R		Pos. promedio
CSIRO-Mk3.6.0	0.9	(1)	0.66	(1)	0.64	(1)	1
MPI-ESM-P	-5	(6)	0.64	(3)	0.64	(1)	2
GFDL-CM3	4.3	(4)	0.66	(1)	0.59	(9)	3
MPI-ESM-MR	-5.9	(11)	0.63	(7)	0.62	(5)	4
ACCESS1.3	-2.1	(2)	0.63	(7)	0.52	(29)	5
GISS-E2-R-CC	-5.8	(10)	0.47	(25)	0.63	(3)	5
GFDL-ESM2G	-5.9	(11)	0.59	(13)	0.57	(15)	7
CMCC-CESM	-3.8	(3)	0.61	(10)	0.53	(28)	8
CMCC-CMS	-5.3	(9)	0.64	(3)	0.52	(29)	8
MPI-ESM-LR	-5	(6)	0.63	(7)	0.52	(29)	10
CESM1-CAM5	-5	(6)	0.64	(3)	0.5	(34)	11
INM-CM4	-4.4	(5)	0.6	(11)	0.52	(29)	12
IPSL-CM5A-MR	-9.9	(20)	0.57	(16)	0.58	(11)	13
BCC-CSM1.1	-10.1	(21)	0.5	(19)	0.6	(8)	14
GFDL-ESM2M	-6	(14)	0.59	(13)	0.55	(21)	14
CanESM2	-6.9	(17)	0.64	(3)	0.52	(29)	16
IPSL-CM5B-LR	-7.1	(18)	0.59	(13)	0.55	(21)	17
MIROC5	-11.2	(24)	0.47	(25)	0.63	(3)	17
IPSL-CM5A-LR	-10.5	(22)	0.56	(17)	0.57	(15)	19
GISS-E2-H-CC	-6	(14)	0.47	(25)	0.56	(19)	20
GISS-E2-H	-6.1	(16)	0.46	(31)	0.57	(15)	21
CMCC-CM	-8	(19)	0.6	(11)	0.49	(35)	22
HadGEM2-CC	-15.3	(35)	0.47	(25)	0.62	(5)	22
HadGEM2-AO	-14.5	(30)	0.49	(21)	0.56	(19)	24
NorESM1-M	-14.1	(27)	0.46	(31)	0.57	(15)	25
HadGEM2-ES	-14.5	(30)	0.49	(21)	0.54	(26)	26
FIO-ESM	-15.7	(36)	0.44	(35)	0.61	(7)	27
GISS-E2-R	-5.9	(11)	0.48	(23)	0.32	(44)	27
ACCESS1.0	-14	(26)	0.5	(19)	0.49	(35)	29
CNRM-CM5	-10.6	(23)	0.56	(17)	0.43	(40)	29
FGOALS-g20	-14.8	(32)	0.39	(40)	0.58	(11)	31
NorESM1-ME	-14.2	(28)	0.45	(34)	0.55	(21)	31
MIROC4h	-16.5	(38)	0.44	(35)	0.58	(11)	33
BNU-ESM	-15	(33)	0.46	(31)	0.55	(21)	34
BCC-CSM-1.1(m)	-16	(37)	0.42	(39)	0.58	(11)	35
CESM1-WACCM	-13.5	(25)	0.47	(25)	0.34	(41)	36
HadCM3	-20.1	(41)	0.37	(41)	0.59	(9)	36
MRI-CGCM3	-14.4	(29)	0.48	(23)	0.33	(43)	38
MIROC-ESM	-17.6	(39)	0.43	(37)	0.55	(21)	39
FGOALS-s20	-15.1	(34)	0.47	(25)	0.34	(41)	40
MIROC-ESM-CHEM	-17.6	(39)	0.43	(37)	0.54	(26)	41
CCSM4	-21.6	(42)	0.35	(42)	0.49	(35)	42
CESM1-BGC	-21.6	(42)	0.34	(43)	0.49	(35)	43
CESM1-FASTCHEM	-21.6	(42)	0.34	(43)	0.49	(35)	43

Haciendo uso de la tabla anterior junto con la tabla 3.3 en la cual se describen los esquemas de parametrización física de las nubes, se puede observar que de entre los 10 mejores modelos a nivel global y usando a PATMOS-x como referencia se encuentran 5 modelos basados en los esquemas del ECHAM5 (MPI-ESM-P, MPI-ESM-MR, CMCC-CESM, CMCC-CMS y MPI-ESM-LR), 2 modelos que utilizan la parametrización de la familia HadGEM (CSIRO-Mk3.6.0 y ACCESS1.3) y 2 modelos de la familia GFDL (GFDL-CM3 y GFDL-ESM2G). Por último (en quinta posición) completa este *top* el modelo GISS-E2-R-CC. Por otro lado, teniendo en cuenta los valores del MB (-10.7) y R (0.71) para la MMM, así como el valor del SS (0.60) de la MME, la posición en el *ranking* de ésta sería la quinta, lo cual es una posición relativamente buena y confirma que el uso tanto de la MMM como de la MME para el estudio y análisis de la nubosidad es un recurso que ayuda a simplificar resultados cuando se trabaja con un número elevado de bases de datos.

Un aspecto que destaca es la dispersión de los valores de la nubosidad total simulada en los polos por parte de los modelos climáticos. No obstante, esto es de esperar debido a la problemática adicional que existe en áreas próximas a las regiones polares para parametrizar correctamente los fenómenos que producen la nubosidad. Así, cerca de los polos existen problemas específicos característicos de estas regiones tales como una estratificación muy estable en la troposfera inferior, el bajo contenido en vapor de agua, una singular estratificación y balance de agua dulce del Océano Ártico, complejidades en la interacción con la criosfera marina y terrestre, gradientes orográficos fuertes (sobre todo en Groenlandia y en la Antártida), etc. Además, las observaciones en la región del Ártico son escasas e inconsistentes, lo que no permite una validación adecuada de los modelos (Kattsov et al. 2001). En realidad existen multitud de estudios que resaltan la gran importancia y la pobre simulación de nubes subpolares en las regiones del Ártico y océanos del sur (Flato et al. 2013).

En el estudio realizado por Jiang et al. (2012) más de la mitad de los 19 GCM del CMIP5 analizados a nivel global frente a los datos obtenidos a partir del A-Train, mostraron mejoras respecto a los del CMIP3 en la columna integrada de nubes simulada. Por otra parte, estudios como el de Lauer and Hamilton (2013) mostraron que la climatología de la nubosidad total del CMIP5 respecto a la del CMIP3 prácticamente no ofrecen mejoría, especialmente en regiones tropicales y subtropicales. Por lo tanto y aunque ciertos GCM del CMIP5 describan correctamente la nubosidad a niveles de presión cercanos a la superficie, los modelos generalmente describen la nubosidad baja en áreas tropicales con problemas y con un albedo mayor que las observaciones (Nam et al. 2012). Otros trabajos, como el realizado por Wang and Su (2013) muestra también la subestimación existente en los modelos pertenecientes al CMIP5, principalmente en la troposfera baja y media. En el trabajo realizado por Klein et al. (2013) se observa cómo algunos modelos del CFMIP2 ofrecen una notable mejoría respecto a los del CFMIP1, aunque a nivel global casi no exista diferencia en la nubosidad total del conjunto de modelos del CFMIP2 y el CFMIP1 (-0.01%). Chen et al. (2013) muestra que la capacidad de simular el forzamiento radiativo en onda

corta de la nube es mucho más significativo en los modelos del CMIP5 que en los del CMIP3, aunque dichas mejorías son pequeñas en comparación con la diferencia entre los propios modelos. Por otra parte muestra que apenas existen mejorías en la mayoría de los modelos del CMIP5 a la hora de simular la variable vapor de agua. Los resultados del trabajo de Li et al. (2013), en el cual se analizan 20 modelos del CMIP5, muestran que la diferencia entre las observaciones y los modelos se redujo al pasar del CMIP3 al CMIP5 para las variables flujo radiativo descendente en onda corta en superficie, flujo reflejado de onda corta y el flujo radiativo saliente de onda corta en la cima de la atmósfera en torno al 32%, 43% y 56% respectivamente. Dolinar et al. (2014) mostraron que para 28 modelos del CMIP5 comparados frente a observaciones satelitales (CERES, MODIS, ISCCP, CloudSat y CALIPSO) durante un periodo de 9 años (2000 – 2008) en la franja latitudinal 65° N/S, existe una subestimación de la TCC por parte de los GCM especialmente en latitudes medias, mientras que cuanto más se acercaban al ecuador, dicha diferencia se volvía más insignificante.

Teniendo en cuenta los valores medios de los GCM y de la MMM presentados en la sección 5.2.1 a nivel global, continental y oceánico, se pueden sacar varios resultados generales con tal de tenerlos presentes a la hora de proseguir con el análisis y comparación de los GCM con los conjuntos de datos observacionales escogidos para cada caso. Hay que tener presente que los resultados en la máscara de EECRA e ICOADS pueden verse influidos por la falta de cobertura espacial global existente debido, como ya se ha comentado anteriormente, a la falta de observaciones desde superficie de TCC en grandes áreas del globo terrestre. Así pues, a nivel anual podemos concluir que todos los GCM, además de la MMM, describen una mayor nubosidad total a nivel global (tierra + océano) que sobre tierra (ciñéndonos a la máscara EECRA) y sobre océano (ciñéndonos a la máscara ICOADS). Además y en general, existe una mayor cobertura total de nubes sobre océano (máscara ICOADS) que sobre tierra (máscara EECRA) por parte de los GCM y la MMM.

Con todo esto se puede concluir que existe una mayor nubosidad en aquellas regiones que quedan fuera de las máscaras de EECRA e ICOADS, es decir, los océanos del hemisferio sur, zonas polares y algún área continental. Además, los patrones observados y descritos de los GCM, se reproducen también en la MMM, hecho lógico ya que ésta se trata de una media de todos los GCM.

En cuanto a la región del Mediterráneo, de acuerdo con Probst et al. (2012) y para la banda latitudinal 30° – 50°N (franja donde el Mediterráneo está situado) los GCM (del CMIP3) que mejor se ajustan a la TCC observada por ISCCP fueron CNRM-CM3, GFDL-CM2.0 y GFDL-CM2.1, los cuales tienen relación con algunos de los modelos del CMIP5 evaluados en este estudio (CNRM-CM5, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G y GFDL-ESM2M). Algunos de estos últimos modelos (los de la familia GFDL) muestran, al igual que en el presente estudio, un MB cercano a cero, mientras que el MB de CNRM-CM5 es relativamente malo comparado con ISCCP (-15.8%) y con PATMOS-x (-11.8%). Los estadísticos mostrados en la tabla 6.2 y 6.3 pueden ser usados para evaluar la capacidad de reproducir las diferentes características de

la TCC (se ha incluido la posición de cada modelo según cada estadístico) por parte de los modelos. Los resultados de las tablas 6.2 y 6.3, en combinación con la tabla 3.3 (sección 3.2) donde se muestran las parametrizaciones en los esquemas de nubosidad para cada modelo, indican que los modelos basados en el modelo atmosférico ECHAM5 (por ejemplo, MPI y CMCC) muestran un mejor comportamiento. El tratamiento de las nubes en este modelo es una combinación de pronosticar las nubes estratiformes (Tompkins 2002) y diagnosticar las nubes convectivas (Roeckner et al. 1996). Igualmente, la familia de modelos GFDL, la cual utiliza un tratamiento de pronóstico para las nubes estratiformes y convectivas (Tiedtke 1993; actualizado por Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Global Atmospheric Model Development Team 2004), también destacan por su buen comportamiento. Otro modelo que presenta un buen comportamiento es el CESM1-CAM5, el cual utiliza la versión más reciente del *Community Atmosphere Model* (CAM); mientras otros modelos utilizan versiones anteriores (CAM 3.5 o CAM 4) que muestran peor comportamiento. Hay que tener en cuenta que los resultados aquí mostrados solo conciernen a la cobertura total de nubes y no tratan de evaluar la capacidad de los modelos en relación a otros parámetros de la nube (por ejemplo la presión en la cima de la nube, el espesor óptico de la nube, etc.) o retroalimentaciones de éstas. Errasti et al. (2010) generaron un ranking de modelos sobre la Península Ibérica teniendo en cuenta otras variables meteorológicas (presión a nivel del mar, temperatura superficial del aire y precipitación). Encontraron que los modelos que mejor reproducen dichas variables meteorológicas fueron MIROC3.2-HIRES, MPI-ECHAM5, GFDL-CM2.1, BCCR-BCM2.0 y UKMO-HadGEM1. De estos cinco modelos, las nuevas versiones de dos de ellos tienen un buen comportamiento en nuestro estudio: MPI-ESM-MR, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-P y GFDL-CM3.

La subestimación generalizada de la TCC sobre la región del Mediterráneo por parte de los modelos climáticos fue detectada también por Rojas et al. (2013), quienes mostraron que el modelo regional LMDz anidado en el GCM IPSL-CM4 subestima la TCC, siendo esta diferencia menos notable sobre el oeste de Europa y el noroeste de África (donde nuestra MMM muestra una clara sobrestimación en invierno). La ligera sobrestimación de TCC que se encuentra sobre la Europa continental occidental por nuestra MMM frente a ISCCP y PATMOS-x (una sobrestimación que es algo más significativa en invierno) fue mostrada también por Lauer and Hamilton (2013) en su figura 2, la cual muestra la MMM de los 27 GCM escogidos por ellos durante el periodo 1986 – 2005 del CMIP3 y CMIP5. En comparación con este último estudio (ver su figura 3), nuestros diagramas de Taylor muestran una menor dispersión en los valores del RMSD y R para los diferentes GCM, mientras que para la STDV la dispersión es similar. Sin embargo, la posición de la MMM en los diagramas de Taylor es prácticamente la misma que en Lauer and Hamilton (2013), con valores del coeficiente de correlación  $\sim 0.8$ , del RMSD  $\sim 0.65$  y de la STDV  $\sim 0.9$  en nuestro caso.

Ahora bien, todos los estadísticos (MB, MAB y SS) tienden a mostrar un mejor comportamiento cuando PATMOS-x se usa como referencia. Esto es debido a que los

valores de la TCC de PATMOS-x son algo menores que los valores de nubosidad total en ISCCP (ver sección 6.1). En cuanto a los diagramas de Taylor los modelos presentan una mayor dispersión cuando se estudia la superficie oceánica que cuando se estudian los casos continental y del conjunto de la tierra y océano, lo cual puede ser un indicio de las limitaciones de los modelos a la hora de reproducir la nubosidad sobre el océano en comparación con la zonas terrestres. Referido al ciclo anual resalta que la mayoría de los modelos lo reproducen con bastante exactitud comparados con ISCCP y PATMOS-x. Esta capacidad de los modelos de capturar el ciclo anual en el Mediterráneo está en la línea de estudios previos realizados sobre latitudes medias (Probst et al. 2012; Lauer and Hamilton 2013). Por último, cabe resaltar que el mayor MAB relativo de la MMM respecto a ISCCP ocurre en verano, lo cual indica que las nubes frontales (más abundantes en invierno) son mejor representadas en los modelos que las nubes convectivas, más abundantes en verano. Este resultado está en línea con lo dicho por Schlemmer et al. (2012), que ponen de manifiesto dicha dificultad en latitudes medias.

El uso del simulador de ISCCP provoca un ligero descenso del valor medio de la TCC (figura 6.10) descrito por los GCM, lo que concuerda con los resultados mostrados, por ejemplo, por Nam and Quaas (2012) y Lauer and Hamilton (2013). Esto era de esperar, y es probablemente debido al hecho de que una nube se defina en los GCM allí donde el agua condensada está presente en las celdas del mallado (es decir, dependiendo de las condiciones termodinámicas), mientras que los satélites solo detectan nube si ésta tiene un profundidad óptica suficiente. Así, en general el simulador COSP de ISCCP tenderá a reducir la TCC dada originalmente por un modelo climático.

### **7.3. Tendencias**

En cuanto a las tendencias globales, es evidente que el producto ISCCP presenta grandes inhomogeneidades espaciales causadas por la obtención de datos de satélites geoestacionarios combinados con satélites polares. Este hecho está explicado en varios trabajos de los últimos años tales como los realizados por Evan et al. (2007) y Norris and Evan (2015), y donde apuntan a que una de las causas puede ser el ángulo cenital de observación de los satélites. Además, hay que destacar, tal y como se observa en la figura 5.12, los valores claramente negativos que marca el producto CLARA. Este resultado ya está recogido en Karlsson et al. (2013) donde se comparan con las tendencias de PATMOS-x y de observaciones de superficie. Otros estudios, como por ejemplo el realizado por Calbó et al. (2015), muestra también una disminución de la nubosidad por parte de CLARA (-5.7 %/década) en la región de los mares Negro, Caspio y Aral en comparación con datos observacionales in-situ, los cuales no muestran una variación de la nubosidad en el periodo analizado (1991 – 2010). Además en ese estudio se analizan entre los productos satelitales ISCCP y PATMOS-x, los cuales dan una tendencia similar también negativa (-2.4 y -2.2

%/década respectivamente) pero no tan alta como CLARA. También analizaron la variación de nubosidad en los productos de reanálisis ERA-Int, MERRA y NCEP-DOE (con tendencia negativa de magnitud menor que los satélites para ERA-Int,  $-1.8$  %/década, y MERRA,  $-1.9$  %/década, mientras que NCEP-DOE no mostraba tendencia alguna). Por último también analizaron los datos observacionales desde superficie ofrecidos por CRU, los cuales daban una tendencia anual negativa no significativa. El estudio realizado por Sun et al. (2015) estudia también las tendencias de ISCCP, CLARA y PATMOS-x en Estados Unidos, mostrando un resultado similar al expuesto por Calbó et al. (2015) en cuanto a variaciones y tendencias interanuales, lo cual indica que la problemática existente en los sistemas de recogida de datos por parte de dichos productos son intrínsecos, sea cual sea la región de estudio. Existen algunos estudios para zonas concretas del Mediterráneo que muestran un descenso de la nubosidad en las últimas décadas (Maugeri et al. 2001; Sanchez-Lorenzo et al. 2009; Calbó and Sanchez-Lorenzo 2009), aunque otros muestran un aumento en la cobertura de nubes en los Balcanes (Kitsara et al. 2012; Founda et al. 2014).

Por último el estudio realizado por Eastman and Warren (2013) para el periodo 1971 – 2009 mostraba un descenso medio de TCC de  $-0.4$  %/década en áreas continentales a nivel global. La tendencia decreciente especialmente notable en los trópicos y a latitudes medias de ambos hemisferios, mientras que la tendencia positiva de la TCC se observaba en las franjas ecuatoriales y de latitudes elevadas. Merece la pena destacar que el descenso medio a nivel mundial está, al igual que en la región del Mediterráneo, principalmente ligado a las elevadas anomalías positivas durante la década de los 70.

La sección 6.3 aporta unos nuevos resultados donde se observa una disminución generalizada de la TCC en toda la región del Mediterráneo en las últimas cuatro décadas. Esta disminución es más evidente en invierno y en especial en primavera, mientras que en otoño la nubosidad muestra una tendencia contraria con un aumento leve y significativo durante el periodo de estudio. Al mismo tiempo, las observaciones desde superficie (EECRA), las satelitales y los productos de reanálisis muestran un buen acuerdo entre las variaciones mes a mes y las variaciones interanuales de la TCC desde mediados de los 80. Sin embargo, los productos de satélite y de reanálisis tienden a sobrestimar el descenso de la nubosidad observada por EECRA, lo cual resalta la necesidad de evaluar su homogeneidad temporal antes de su uso en estudios de tendencias de TCC, así como la necesidad de escoger periodos temporales más largos con tal de evaluar la significación estadística de las tendencias. Finalmente, en cuanto a este capítulo se refiere, las simulaciones de los GCM del CMIP5 reproducen un descenso de la TCC sobre el Mediterráneo desde los 70, de acuerdo con las observaciones superficiales de EECRA, aunque con una subestimación en el ritmo de descenso en comparación con estas. Además, los GCM no son capaces de reproducir las diferencias estacionales observadas en las tendencias de la TCC. En general pues, los resultados de la sección 6.3 muestran unas tendencias que podrían ir en línea con la expansión observada en la circulación de Hadley durante el siglo XX (Lu et al. 2007; Seidel

et al. 2008; Bender et al. 2011; Allen et al. 2012; Kang and Lu 2012; Lucas et al. 2014; Quan et al. 2014).

Teniendo en cuenta lo comentado en el párrafo anterior, el desacuerdo en la tasa de descenso de nubosidad y la significancia de las tendencias, resaltan las incertidumbres existentes en los productos de satélite y de reanálisis. Dichas incertidumbres se presentan a la hora de capturar las variaciones decenales y las tendencias de nubosidad desde los años 1980. Este hecho fue observado recientemente como algunos estudios de otras regiones como ya se comentó anteriormente (Sun et al. 2015; Calbó et al. 2015). Los registros desde superficie no muestran un descenso estadísticamente significativo si se considera un periodo común a los reanálisis y satélites (p.ej., 1984-2009), a diferencia de lo que ocurre cuando se considera el periodo completo de EECRA (Figura 6.11). Con todo, las fuertes tendencias descendentes que se observan en los productos de satélite y de reanálisis podrían poner en entredicho la fiabilidad de las observaciones desde superficie, ya que es el único conjunto de datos cuyo descenso no es significativo. No obstante, la comparación con los datos corregidos de ISCCP y PATMOS-x (Norris and Evan 2015) indican que las observaciones satelitales originales y los productos de reanálisis tienden a generar artefactos en las tendencias de la nubosidad, lo que lleva a pensar que las tendencias obtenidas a partir de los datos de superficie son las más fiables. Estos resultados ponen de manifiesto la necesidad de una mayor investigación con el fin de mejorar los productos derivados de satélites y de reanálisis, pues actualmente carecen de registros de alta calidad a la hora de reproducir las variaciones decenales de la cobertura total de nubes. Por lo tanto, es deseable comparar estos productos entre ellos (Stubenrauch et al. 2013) y las observaciones superficiales de la nubosidad con tal de distinguir entre una variabilidad climática real y los posibles artefactos (Sun et al. 2015).

El estudio realizado por Bellomo et al. (2014) muestran en su figura 1 las tendencias (1954 – 2005) sobre el Océano Pacífico e Índico del promedio de las tres primeras realizaciones de 16 modelos del CMIP5 junto con la tendencia dada por EECRA sobre océano. En dicha figura se puede observar que los cambios dados por su MMM en nubosidad son menores que los dados por la base de datos observacional, tal y como ocurría en nuestro caso. Además, el aumento mostrado por parte de su MMM en la región del Pacífico Sur central se corresponde con las tendencias mostradas por nuestra MMM. Sin embargo, para las zonas donde ellos muestran un aumento/descenso de la nubosidad por parte de su MMM (India occidental/el noreste del Pacífico y Pacífico occidental – Indonesia), nuestros resultados muestran tendencias no tan marcadas e incluso inversas, lo cual indica que el uso tanto de un periodo temporal diferente como la elección de los GCM y sus realizaciones influyen en gran medida en el resultado final. Sin embargo, tanto para Bellomo et al. (2014) en los Océanos Pacífico e Índico tropicales, como para nosotros en el área del Mediterráneo, hay un acuerdo entre las tendencias de nubosidad observadas desde superficie y las simulaciones *historical*.

Estudios recientes sugieren que existe un posible forzamiento externo en los cambios de nubosidad durante las últimas décadas (Marvel et al. 2015; Bellomo and Clement 2015). De hecho, las tendencias observadas y simuladas de la TCC parecen estar de acuerdo con la expansión hacia los polos de la célula de circulación de Hadley en las últimas décadas como consecuencia del cambio climático (Lu et al. 2007; Seidel et al. 2008; Bender et al. 2011; Allen et al. 2012; Lucas et al. 2014; Quan et al. 2014). Se estima que el ensanchamiento de la célula de Hadley y la expansión del clima tropical se ha producido a un ritmo en torno a 0.5° y 1.0°/década desde los 70 (Lucas et al. 2014). Estudios anteriores han sugerido que la expansión ha sido forzada por cambios en el ozono troposférico, en las emisiones del negro de carbón (Allen et al. 2012) producido por la combustión incompleta de los productos derivados del petróleo, en el descenso del ozono estratosférico (Polvani et al. 2011), en los gases de efecto invernadero (Lu et al. 2009) o en la temperatura superficial del mar (Deser and Phillips 2009; Staten et al. 2012). Una combinación de estos factores parece explicar la expansión de la célula de Hadley, aunque lo que contribuye cada forzamiento se desconoce, así como las posibles diferencias estacionales en los ritmos de expansión (Lucas et al. 2014). Además, la rama descendente de la circulación de Hadley se puede asociar a los bordes del cinturón de alta presión tropical cerca de los 30° N y 30° S. Por lo tanto, una desviación hacia latitudes norte del borde del cinturón tropical puede dar lugar a cambios sustanciales en el ciclo del agua, incluyendo un aumento de evapotranspiración potencial y la disminución de las precipitaciones, así como de las nubes en las zonas de clima subtropical, como la región del Mediterráneo.

En general, parece que el descenso en nubosidad total proyectado es consistente para todas las proyecciones del CMIP5 e independiente de la capacidad de los modelos de reproducir la climatología actual de la TCC sobre el Mediterráneo, lo cual está en línea con estudios anteriores (Knutti et al. 2010; Christensen et al. 2010). En cualquier caso, el descenso futuro generalizado de la TCC en la región del Mediterráneo está de acuerdo con las proyecciones de otras variables, tales como la radiación solar y la humedad relativa (Ruosteenoja and Räisänen 2013) y la precipitación (Christensen et al. 2013; Rajczak et al. 2013).



## 8. Conclusiones

En este trabajo, la cobertura total de nubes simulada por 44 modelos globales del clima según el experimento *historical* del CMIP5 se ha comparado con la nubosidad dada por diversas bases de datos generadas a partir de observaciones de diferentes fuentes. La comparación se ha llevado a cabo a nivel global (sección 5) y con más detalle para la región del Mediterráneo (sección 6), siempre con una resolución temporal mensual, y por lo general durante un periodo de 22 años (1984 – 2005) en el que existen datos de todas las fuentes analizadas, aunque para algunos análisis dicho periodo se ha extendido con tal de analizar y evaluar con más criterio la variable nubosidad (sección 6.3). Los modelos analizados son todos los que participaron en el proyecto de intercomparación CMIP5 que dio pie a los resultados presentados en el último informe del IPCC; las bases de datos observacionales incluyen productos satelitales (ISCCP, CLARA, PAMTOS-x), productos de reanálisis (ERA-Int, MERRA y NCEP-CFSR) y observaciones superficiales (CRU, EECRA e ICOADS).

El primero de los objetivos específicos de la tesis era seleccionar la mejor referencia a partir de las bases de datos observacionales tanto a nivel global como en la región del Mediterráneo. Del análisis presentado en ambas escalas espaciales (secciones 5.1 y 6.1 respectivamente), se concluye que las referencias más adecuadas para posteriormente evaluar los GCM a nivel mundial son PATMOS-x a escala global, EECRA para las zonas continentales e ICOADS para la superficie oceánica. Asimismo, para la región del Mediterráneo se escogió nuevamente a ICOADS como referencia para la nubosidad sobre superficie marina, EECRA para la nubosidad sobre superficie continental, así como PATMOS-x junto a ISCCP para el conjunto de la región, incluyendo continente y océano. Para este último producto, el inconveniente que presentaba a nivel global, debido a problemas a la hora de estimar la nubosidad en ciertas regiones del planeta a consecuencia del ángulo de vista cenital del satélite (ver secciones 5.1.2 y 5.1.3.), no afectaba en esta región. En cuanto a CLARA fue descartado debido a las tendencias altamente negativas que presentaba a nivel mundial, en discordancia con el resto de productos. Por otro lado, no se escogieron como referencia los productos de reanálisis debido a la baja nubosidad (59.1/55.3% y 38.3/42.3% de TCC anual promedio a nivel global/continental y en la región mediterránea completa/continental respectivamente) descrita respecto a las observaciones satelitales (66.0% y 49.8% de TCC anual promedio a nivel global y en el Mediterráneo respectivamente) y superficiales (59.6% y 47.3% a nivel continental global y en el Mediterráneo). La elección de EECRA frente a CRU a la hora de estudiar las zonas continentales es consecuencia de que la TCC ofrecida por esta última base de datos es resultado del tratamiento de otras variables, mientras que la nubosidad dada por EECRA proviene de observaciones directas desde superficie.

Una vez escogidas las bases de datos observacionales que mejor comportamiento ofrecen como referencia, se procedió a evaluar la cobertura total de nubes resultante de los GCM,

así como sus tendencias. Tal y como se comentó en la sección 2, la principal hipótesis era que los GCM no describen la climatología de la nubosidad, y por lo tanto la cobertura total de nubes, correctamente. Esta hipótesis fue verificada en las secciones 5.2.2 y 5.2.3 a nivel global y en las secciones 6.2.1 y 6.2.2 para el Mediterráneo, mediante el uso de varios estadísticos, los cuales indicaban una subestimación generalizada por parte de los GCM (MB de -10.7%, -5.8% y -6.1% de la MMM a nivel global, continental y oceánico respectivamente y un MB de -6.4% para la región del Mediterráneo) respecto a las bases de datos observacionales escogidas como referencia. Las zonas del globo donde el acuerdo entre las observaciones y los GCM es mayor son aquellas situadas en latitudes altas del Hemisferio Norte así como en las zonas continentales de todo el globo, en contraste con las zonas oceánicas donde existe el mayor acuerdo. En concreto, el área situada frente a la costa occidental de Australia así como la región ecuatorial del Pacífico muestran un menor acuerdo, junto con los polos, los cuales son zonas de especial dispersión de la desviación media de los GCM frente a las observaciones. Respecto al estudio estacional, es en verano cuando existe mejor acuerdo (-3.6%) entre los modelos y la referencia escogida (PATMOS-x) en términos absolutos, aunque en términos relativos las mayores diferencias ocurren durante el semestre cálido del año (primavera y verano). La razón de esta subestimación generalizada puede estar relacionada con un tratamiento deficiente en los procesos de la nubosidad que ocurren a una escala menor que la resolución espacial de los actuales GCM, sobre todo para los procesos convectivos que predominan durante el verano en latitudes medias. Teniendo en cuenta las tablas 3.3, 6.2 y 6.3, se concluye que los GCM que mejor describen la climatología de la nubosidad en el Mediterráneo son aquellos modelos basados en el esquema de parametrización ECHAM, lo cual es un resultado a tener en cuenta por parte de los desarrolladores de modelos así como por parte de la comunidad científica centrada en el estudio de la nubosidad.

El siguiente objetivo planteaba el estudio de las tendencias de la nubosidad en las últimas décadas. Dichas tendencias fueron analizadas en las secciones 5.2.3 y 6.3 (a nivel global y para el Mediterráneo respectivamente), observándose un descenso de la cobertura total de nubes en latitudes medias y subtropicales como el Mediterráneo, con un acuerdo en el signo de las tendencias (aunque no tanto en su magnitud) en buena parte de las diferentes bases de datos observacionales. Este aspecto contrasta con otras regiones del planeta donde existe una mayor dispersión e incertidumbre en el signo y magnitud de los cambios de la nubosidad total. Así mismo, en cuanto al hemisferio norte se refiere, en la mayor parte de las regiones de latitudes medias donde se observa un descenso de la nubosidad también se aprecia un descenso en las simulaciones de los GCM, especialmente en el Mediterráneo, aunque con una tendencia menos pronunciada por parte de los modelos respecto a las observaciones (-0.61 %/década y -0.31 %/década para EECRA y la MMM respectivamente en el periodo 1971 – 2005 para el Mediterráneo). En cuanto al hemisferio sur, zonas como gran parte de Sudamérica, proximidades de Madagascar y el área que se extiende desde el sur de Oceanía hasta la costa sur chilena muestran también un acuerdo en la disminución de

nubosidad total entre las observaciones y los modelos. Por otra parte, en áreas como la costa angoleña y de Namibia y la costa chilena, junto con la zona noroccidental de Australia, la zona del Pacífico al noreste de Indonesia y Papúa Nueva Guinea (la cual llega hasta la costa oeste de América Central), y además otras áreas con una superficie menor en la parte norte de África y Mar Árabe, las observaciones muestran una tendencia positiva entre el 0 y el 2 %/década.

Igualmente, se concluye que la mayor parte de los productos de satélites y reanálisis no reproducen correctamente las tendencias observadas desde la superficie, las cuales se pueden tomar como referencia para evaluar dichos productos y los modelos climáticos. Con todo, respecto a dichas observaciones superficiales cabe destacar que las realizadas desde la superficie terrestre son más fiables que las realizadas sobre la superficie oceánica, las cuales presentan una mayor incertidumbre, menor cobertura, y menos fiabilidad para el estudio de las tendencias de la nubosidad.

Y por último, se planteó presentar y discutir las proyecciones a futuro de la nubosidad. Estos resultados, mostrados en la sección 6.3 para el Mediterráneo debido a que es una zona donde las tendencias recientes de la nubosidad son capturadas por los GCM y por lo tanto sus escenarios futuros pueden ser más robustos, se obtuvieron a partir de dos posibles escenarios (RCP 4.5 y RCP 8.5). Las proyecciones muestran un descenso tanto a nivel anual como estacional de la cobertura total de nubes a finales del siglo XXI (2079 – 2100) en el Mediterráneo de los 37 GCM disponibles con salida a futuro, siendo el descenso más acusado para el escenario RCP 8.5 (-4.7% a nivel anual) que para el escenario RCP 4.5 (-2.3% a nivel anual).

Los resultados obtenidos en la presente tesis pueden ser ampliados en el futuro haciendo uso de modelos climáticos regionales que ofrecen una mayor resolución espacial, lo cual ayudaría a conocer con más precisión las posibles causas de la subestimación o sobrestimación de la nubosidad, ya sea por elementos geográficos difíciles de incluir en un estudio con GCM, tales como archipiélagos, regiones con relieves característicos (p.ej., grandes montañas en poca superficie), áreas con superficies completamente diferentes en pocos kilómetros, etc. Además la nubosidad debería analizarse por niveles de presión, identificando los posibles tipos de nubes que afectan con mayor peso a la pobre descripción de la nubosidad en los GCM. Otro trabajo pendiente en este ámbito es el de profundizar en el comportamiento de las distintas parametrizaciones de la nubosidad en los modelos, aunque en la presente tesis no se ha detectado ninguna parametrización que sea particularmente limitada, y sólo se apunta a que las que incluyen los modelos basados en ECHAM podrían ser algo mejores.



## Referencias

- Abbot CG, Fowle FE (1908) Radiation and terrestrial temperature. *Ann Astrophys Obs Smithson Inst* 2:125–224.
- Allen MR, Ingram WJ (2002) Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature* 419:224–232. doi: 10.1038/nature01092
- Allen RJ, Sherwood SC, Norris JR, Zender CS (2012) Recent Northern Hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric ozone. *Nature* 485:350–354. doi: 10.1038/nature11097
- Andrews T, Forster PM (2008) CO<sub>2</sub> forcing induces semi-direct effects with consequences for climate feedback interpretations. *Geophys Res Lett* 35:L04802. doi: 10.1029/2007GL032273
- Andrews T, Forster PM, Gregory JM (2009) A surface energy perspective on climate change. *J Clim* 22:2557–2570. doi: 10.1175/2008JCLI2759.1
- Arndt DS, Baringer MO, Johnson MR (2010) State of the Climate in 2009. *Bull Am Meteorol Soc* 91:s1–s222. doi: 10.1175/BAMS-91-7-StateoftheClimate
- Azorin-Molina C, Baena-Calatrava R, Echave-Calvo I, et al (2013) A daytime over land algorithm for computing AVHRR convective cloud climatologies for the Iberian Peninsula and the Balearic Islands. *Int J Climatol* 33:2113–2128. doi: 10.1002/joc.3572
- Bedacht E, Gulev SK, Macke A (2007) Intercomparison of global cloud cover fields over oceans from the VOS observations and NCEP/NCAR reanalysis. *Int J Climatol* 27:1707–1719. doi: 10.1002/joc.1490
- Bellomo K, Clement AC (2015) Evidence for Weakening of the Walker Circulation from Cloud Observations. *Geophys Res Lett* 42:n/a–n/a. doi: 10.1002/2015GL065463
- Bellomo K, Clement AC, Norris JR, Soden BJ (2014) Observational and Model Estimates of Cloud Amount Feedback over the Indian and Pacific Oceans. *J Clim* 27:925–940. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00165.1
- Bender FA-M, Ramanathan V, Tselioudis G (2011) Changes in extratropical storm track cloudiness 1983–2008: observational support for a poleward shift. *Clim Dyn* 38:2037–2053. doi: 10.1007/s00382-011-1065-6
- Bennartz R, Fan J, Rausch J, et al (2011) Pollution from China increases cloud droplet number, suppresses rain over the East China Sea. *Geophys Res Lett* 38:L09704. doi: 10.1029/2011GL047235

- Betts AK, Zhao M, Dirmeyer PA, Beljaars ACM (2006) Comparison of ERA40 and NCEP/DOE near-surface data sets with other ISLSCP-II data sets. *J Geophys Res Atmos* 111:n/a–n/a. doi: 10.1029/2006JD007174
- Betts K (1986) A New Convective Adjustment Scheme. Part I. Observational and Theoretical Basis. *Q J R Meteorol Soc* 112:677–691.
- Bodas-Salcedo A, Webb MJ, Bony S, et al (2011) COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bull Am Meteorol Soc* 92:1023–1043. doi: 10.1175/2011BAMS2856.1
- Boer G (1993) Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets. *Clim Dyn* 8:225–239. doi: 10.1007/BF00198617
- Bony S, Colman R, Kattsov VM, et al (2006) How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes? *J Clim* 19:3445–3482. doi: 10.1175/JCLI3819.1
- Bony S, Emanuel KA (2001) A Parameterization of the Cloudiness Associated with Cumulus Convection ; Evaluation Using TOGA COARE Data. *J Atmos Sci* 58:3158–3183.
- Bony S, Webb MJ, Bretherton CS, et al (2011) CFMIP: Towards a better evaluation and understanding of clouds and cloud feedbacks in CMIP5 models. *CLIVAR Exch.*
- Boucher O, Randall D, Artaxo P, et al (2013) Clouds and Aerosols. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G –K., et al. (eds) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 571–657
- Bougeault P (1985) A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon Weather Rev* 113:2108–2121.
- Bougeault P (1981) Modeling the Trade-Wind Cumulus Boundary Layer. Part I: Testing the Ensemble Cloud Relations Against Numerical Data. *J Atmos Sci* 38:2414–2428.
- Bougeault P (1982) Cloud-Ensemble Relations Based on the Gamma Probability Distribution for the Higher-Order Models of the Planetary Boundary Layer. *J Atmos Sci* 39:2691–2700.
- Brunetti M, Lentini G, Maugeri M, et al (2009) Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis. *Int J Climatol* 29:2197–2225. doi: 10.1002/joc.1857
- Budyko MI (1956) *The heat balance of the earth's surface*. US Department of Commerce; Gidrometeorologicheskoe izdatel'stvo, Leningrad
- Calbó J, Badosa J, González J-A, et al (2015) Climatology and changes in cloud cover in the area of the Black, Caspian, and Aral seas (1991-2010): a comparison of surface

- observations with satellite and reanalysis products. *Int J Climatol* 36:1428–1443. doi: 10.1002/joc.4435
- Calbó J, González J-A, Pagès D (2001) A Method for Sky-Condition Classification from Ground-Based Solar Radiation Measurements. *J Appl Meteorol* 40:2193–2199. doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<2193:AMFSCC>2.0.CO;2
- Calbó J, Sabburg J (2008) Feature Extraction from Whole-Sky Ground-Based Images for Cloud-Type Recognition. *J Atmos Ocean Technol* 25:3–14. doi: 10.1175/2007JTECHA959.1
- Calbó J, Sanchez-Lorenzo A (2009) Cloudiness climatology in the Iberian Peninsula from three global gridded datasets (ISCCP, CRU TS 2.1, ERA-40). *Theor Appl Climatol* 96:105–115. doi: 10.1007/s00704-008-0039-z
- Cermak J, Wild M, Knutti R, et al (2010) Consistency of global satellite-derived aerosol and cloud data sets with recent brightening observations. *Geophys Res Lett* 37:L21704. doi: 10.1029/2010GL044632
- Cess RD, Potter GL, Blanchet JP, et al (1990) Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *J Geophys Res* 95:16601. doi: 10.1029/JD095iD10p16601
- Charlson RJ, Ackerman AS, Bender FA-M, et al (2007) On the climate forcing consequences of the albedo continuum between cloudy and clear air. *Tellus B*. doi: 10.3402/tellusb.v59i4.17051
- Chen L, Yu Y, Sun D-Z (2013) Cloud and Water Vapor Feedbacks to the El Niño Warming: Are They Still Biased in CMIP5 Models? *J Clim* 26:4947–4961. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00575.1
- Chernokulsky A, Mokhov II (2012) Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses. *Adv Meteorol* 2012:1–15. doi: 10.1155/2012/542093
- Chernokulsky A V, Bulygina ON, Mokhov II (2011) Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations. *Environ Res Lett* 6:035202. doi: 10.1088/1748-9326/6/3/035202
- Chiacchio M, Wild M (2010) Influence of NAO and clouds on long-term seasonal variations of surface solar radiation in Europe. *J Geophys Res Atmos* 115:n/a–n/a. doi: 10.1029/2009JD012182
- Chikira M, Sugiyama M (2010) A Cumulus Parameterization with State-Dependent Entrainment Rate. Part I: Description and Sensitivity to Temperature and Humidity Profiles. *J Atmos Sci* 67:2171–2193. doi: 10.1175/2010JAS3316.1

- Christensen J, Kjellström E, Giorgi F, et al (2010) Weight assignment in regional climate models. *Clim Res* 44:179–194. doi: 10.3354/cr00916
- Christensen JH, Hewitson B, Busuioc A, et al (2007) Regional Climate Projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. (eds) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 847–940
- Christensen JH, Krishna Kumar K, Aldrian E, et al (2013) Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, et al. (eds) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 1217–1308
- Collins WD, Bitz CM, Blackmon ML, et al (2006) The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). *J Clim* 19:2122–2143.
- Compo GP, Whitaker JS, Sardeshmukh PD, et al (2011) The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q J R Meteorol Soc* 137:1–28. doi: 10.1002/qj.776
- Costa-Surós M, Calbó J, González JA, Martín-Vide J (2013) Behavior of cloud base height from ceilometer measurements. *Atmos Res* 127:64–76. doi: 10.1016/j.atmosres.2013.02.005
- Cusack S, Edwards JM, Kershaw R (1999) Estimating subgrid variance of saturation and its parameterization for use in a GCM cloud scheme. *Q J R Meteorol Soc* 125:3057–3076.
- Dee D, Fasullo J, Shea D, et al (2015) The Climate Data Guide: Atmospheric Reanalysis: Overview & Comparison Tables. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atmospheric-reanalysis-overview-comparison-tables> - See more at: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atmospheric-reanalysis-overview-comparison-tables#sthash.PjoOuYXR.dpuf>. Accessed 23 Jul 2015
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, et al (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553–597. doi: 10.1002/qj.828
- Del Genio A, Yao M-S (1993) Efficient cumulus parameterization for long-term climate studies: The GISS scheme. In: *The Representation of Cumulus Convection in Numeric Models*. American Meteorological Society, pp 181–184
- Del Genio AD, Kovari W, Yao M-S, Jonas J (2005) Cumulus Microphysics and Climate Sensitivity. *J Clim* 18:2376–2387.

- Deser C, Phillips AS (2009) Atmospheric Circulation Trends, 1950–2000: The Relative Roles of Sea Surface Temperature Forcing and Direct Atmospheric Radiative Forcing. *J Clim* 22:396–413. doi: 10.1175/2008JCLI2453.1
- Dickinson R (1983) Land surface processes and climate surface albedos and energy-balance. *Adv Geophys* 25:305–353. doi: 10.1016/S0065-2687(08)60176-4
- Diffenbaugh NS, Pal JS, Giorgi F, Gao X (2007) Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophys Res Lett* 34:L11706. doi: 10.1029/2007GL030000
- Dines WH (1917) The heat balance of the atmosphere. *Q J R Meteorol Soc* 43:151–158. doi: 10.1002/qj.49704318203
- Dolinar EK, Dong X, Xi B, et al (2014) Evaluation of CMIP5 simulated clouds and TOA radiation budgets using NASA satellite observations. *Clim Dyn* 44:2229–2247. doi: 10.1007/s00382-014-2158-9
- Dubois C, Somot S, Calmanti S, et al (2012) Future projections of the surface heat and water budgets of the Mediterranean Sea in an ensemble of coupled atmosphere–ocean regional climate models. *Clim Dyn* 39:1859–1884. doi: 10.1007/s00382-011-1261-4
- Dybbroe A, Karlsson K-G, Thoss A (2005) NWCSAF AVHRR Cloud Detection and Analysis Using Dynamic Thresholds and Radiative Transfer Modeling. Part I: Algorithm Description. *J Appl Meteorol* 44:39–54. doi: 10.1175/JAM-2188.1
- Eastman R, Warren SG (2013) A 39-Yr Survey of Cloud Changes from Land Stations Worldwide 1971–2009: Long-Term Trends, Relation to Aerosols, and Expansion of the Tropical Belt. *J Clim* 26:1286–1303. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00280.1
- Eastman R, Warren SG, Hahn CJ (2011) Variations in Cloud Cover and Cloud Types over the Ocean from Surface Observations, 1954–2008. *J Clim* 24:5914–5934. doi: 10.1175/2011JCLI3972.1
- Emanuel KA (1991) A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J Atmos Sci* 48:2313–2335.
- Enriquez-Alonso A, Sanchez-Lorenzo A, Calbó J, et al (2016) Cloud cover climatologies in the Mediterranean obtained from satellites, surface observations, reanalyses, and CMIP5 simulations: validation and future scenarios. *Clim Dyn*. doi: 10.1007/s00382-015-2834-4
- Errasti I, Ezcurra A, Sáenz J, Ibarra-Berastegi G (2010) Validation of IPCC AR4 models over the Iberian Peninsula. *Theor Appl Climatol* 103:61–79. doi: 10.1007/s00704-010-0282-y
- Evan AT, Heidinger AK, Vimont DJ (2007) Arguments against a physical long-term trend in global ISCCP cloud amounts. *Geophys Res Lett* 34:L04701. doi: 10.1029/2006GL028083

- Evensen G (2003) The Ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dyn* 53:343–367. doi: 10.1007/s10236-003-0036-9
- Flato G, Marotzke J, Abiodun B, et al (2013) Evaluation of Climate Models. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, et al. (eds) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 741–866
- Forster P, Ramaswamy V (2007) Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. (eds) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 129–234
- Foster MJ, Heidinger A (2013) PATMOS-x: Results from a Diurnally Corrected 30-yr Satellite Cloud Climatology. *J Clim* 26:414–425. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00666.1
- Founda D, Kalimeris A, Pierros F (2014) Multi annual variability and climatic signal analysis of sunshine duration at a large urban area of Mediterranean (Athens). *Urban Clim* 10:815–830. doi: 10.1016/j.uclim.2014.09.008
- Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Global Atmospheric Model Development Team G-G (2004) The New GFDL Global Atmosphere and Land Model AM2-LM2 : Evaluation with Prescribed SST Simulations. *J Clim* 17:4641–4673.
- Gibson JK, Kållberg P, Uppala S, et al (1997) ECMWF Re-Analysis Project Report Series 1. Shinfield Park, Reading
- Giorgi F (2006) Climate change hot-spots. *Geophys Res Lett* 33:L08707. doi: 10.1029/2006GL025734
- Gregory D, Allen S (1991) The effect of convective scale downdrafts upon NWP and climate simulations. In: 9th Conference on Numerical Weather Prediction. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, pp 122–123
- Gregory D, Rowntree PR (1990) A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. *Mon Weather Rev* 118:1483–1506.
- Gregory J (1999) Representation of the radiative effect of convective anvils. Exeter, UK
- Gregory J, Webb M (2008) Tropospheric Adjustment Induces a Cloud Component in CO<sub>2</sub> Forcing. *J Clim* 21:58–71. doi: 10.1175/2007JCLI1834.1
- Griggs JA, Bamber JL (2008) Assessment of Cloud Cover Characteristics in Satellite Datasets and Reanalysis Products for Greenland. *J Clim* 21:1837–1849. doi: 10.1175/2007JCLI1570.1

- Hack JJ (1994) Parameterization of moist convection in the National Center for Atmospheric Research community climate model (CCM2). *J Geophys Res Atmos* 99:5551–5568. doi: 10.1029/93JD03478
- Hahn CJ, Rossow WB, Warren SG (2001) ISCCP Cloud Properties Associated with Standard Cloud Types Identified in Individual Surface Observations. *J Clim* 14:11–28.
- Hahn CJ, Warren SG (2003) *Cloud Climatology for Land Stations Worldwide, 1971-1996*. Oak Ridge, TN
- Hahn CJ, Warren SG, Eastman R (1999) *Extended Edited Synoptic Cloud Reports from Ships and Land Stations Over the Globe, 1952-1996 (NDP-026C)*. Oak Ridge, Tennessee 37831-6335
- Hahn CJ, Warren SG, London J (1996) *Edited Synoptic Cloud Reports from Ships and Land Stations Over the Globe, 1982-1991*. Oak Ridge, TN
- Hahn CJ, Warren SG, London J (2009) *Extended Edited Synoptic Cloud Reports from Ships and Land Stations Over the Globe, 1952-1996 (updated to 2009)*.
- Hakuba MZ, Folini D, Sanchez-Lorenzo A, Wild M (2013) Spatial representativeness of ground-based solar radiation measurements. *J Geophys Res Atmos* 118:8585–8597. doi: 10.1002/jgrd.50673
- Harris I, Jones PD, Osborn TJ, Lister DH (2014) Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *Int J Climatol* 34:623–642. doi: 10.1002/joc.3711
- Harrison EF, Minnis P, Barkstrom V, et al (1990) Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J Geophys Res* 95:18687–18703.
- Hartmann DL, Ramanathan V, Berroir A, Hunt GE (1986) Earth Radiation Budget data and climate research. *Rev Geophys* 24:439–468. doi: 10.1029/RG024i002p00439
- Hatzianastassiou N, Matsoukas C, Fotiadi A, et al (2005) Global distribution of Earth's surface shortwave radiation budget. *Atmos Chem Phys* 5:2847–2867. doi: 10.5194/acpd-5-4545-2005
- Heidinger AK, Evan AT, Foster MJ, Walther A (2012) A Naive Bayesian Cloud-Detection Scheme Derived from CALIPSO and Applied within PATMOS-x. *J Appl Meteorol Climatol* 51:1129–1144. doi: 10.1175/JAMC-D-11-02.1
- Heinle A, Macke A, Srivastav A (2010) Automatic cloud classification of whole sky images. *Atmos Meas Tech* 3:557–567.
- Henderson-Sellers A (1986) Cloud changes in a warmer Europe. *Clim Change* 8:25–52. doi: 10.1007/BF00158968

- Henderson-Sellers A (1992) Continental cloudiness changes this century. *GeoJournal* 27:255–262. doi: 10.1007/BF02482666
- Hersbach H, Peubey C, Simmons A, et al (2013) ERA-20CM: a twentieth century atmospheric model ensemble. Shinfield Park, Reading
- Hewitt HT, Copsey D, Culverwell ID, et al (2011) Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3: the next-generation Met Office climate modelling system. *Geosci Model Dev* 4:223–253. doi: 10.5194/gmd-4-223-2011
- Hinkelman LM, Stackhouse PW, Wielicki B a., et al (2009) Surface insolation trends from satellite and ground measurements: Comparisons and challenges. *J Geophys Res* 114:D00D20. doi: 10.1029/2008JD011004
- Hirsch E, Agassi E, Koren I (2012) Determination of optical and microphysical properties of thin warm clouds using ground based hyper-spectral analysis. *Atmos Meas Tech* 5:851–871. doi: 10.5194/amt-5-851-2012
- Hirsch E, Koren I, Levin Z, et al (2014) On transition-zone water clouds. *Atmos Chem Phys Discuss* 14:1051–1071. doi: 10.5194/acpd-14-1051-2014
- Houghton JT, Jenkins GJ, Ephraums JJ (1990) *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, Report prepared for Intergovernmental Panel on Climate Change by Working Group I*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA and Melbourne, Australia
- Hourdin F, Musat I, Bony S, et al (2006) The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim Dyn* 27:787–813. doi: 10.1007/s00382-006-0158-0
- Hunt GE, Kandel R, Mecherikunnel AT (1986) A history of presatellite investigations of the Earth's Radiation Budget. *Rev Geophys* 24:351–356. doi: 10.1029/RG024i002p00351
- Jakob C (1999) Validation and Sensitivities of Frontal Clouds Simulated by the ECMWF Model. *Mon Weather Rev* 27:2514–2531.
- Jakob C (2000) The representation of cloud cover in atmospheric general circulation models. Ludwig-Maximilians-Universitaet Muenchen
- Jiang JH, Su H, Zhai C, et al (2012) Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA "A-Train" satellite observations. *J Geophys Res*. doi: 10.1029/2011JD017237
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull Am Meteorol Soc* 77:437–471.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al (2002) NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull Am Meteorol Soc* 83:1631–1643. doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631

- Kandel R, Viollier M, Raberanto P, et al (1998) The ScaRaB Earth Radiation Budget Dataset. *Bull Am Meteorol Soc* 79:765–783. doi: 10.1175/1520-0477(1998)079<0765:TSEBBD>2.0.CO;2
- Kang SM, Lu J (2012) Expansion of the Hadley Cell under Global Warming: Winter versus Summer. *J Clim* 25:8387–8393. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00323.1
- Karl TR, Steurer PM (1990) Increased cloudiness in the United States during the first half of the Twentieth Century: Fact or fiction? *Geophys Res Lett* 17:1925–1928. doi: 10.1029/GL017i011p01925
- Karlsson K-G, Riihelä A, Müller R, et al (2013) CLARA-A1: a cloud, albedo, and radiation dataset from 28 yr of global AVHRR data. *Atmos Chem Phys* 13:5351–5367. doi: 10.5194/acp-13-5351-2013
- Kassianov E, Long CN, Ovtchinnikov M (2005) Cloud Sky Cover versus Cloud Fraction: Whole-Sky Simulations and Observations. *J Appl Meteorol* 44:86–98. doi: 10.1175/JAM-2184.1
- Kato S, Loeb NG, Rose FG, et al (2013) Surface Irradiances Consistent with CERES-Derived Top-of-Atmosphere Shortwave and Longwave Irradiances. *J Clim* 26:2719–2740. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00436.1
- Kattsov V, Vavulin S, Govorkova V (2001) Performance of current GCMs in high latitudes - in the context of global climate change and variability studies. In: *Proceedings of the First Korea-Russia Joint Workshop on Climate Change and Variability*. Jeju, South Korea, pp 15–20
- Kiehl JT, James J, Gordon B, et al (1996) Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). Boulder, Colorado
- Kiehl JT, Trenberth KE (1997) Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bull Am Meteorol Soc* 78:197–208. doi: 10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2
- Kitsara G, Papaioannou G, Papathanasiou A, Retalis A (2012) Dimming/brightening in Athens: Trends in Sunshine Duration, Cloud Cover and Reference Evapotranspiration. *Water Resour Manag* 27:1623–1633. doi: 10.1007/s11269-012-0229-4
- Klein SA, Hartmann DL (1993) The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J Clim* 6:1587–1606.
- Klein SA, Jakob C (1999) Validation and Sensitivities of Frontal Clouds Simulated by the ECMWF Model. *Mon Weather Rev* 127:2514–2531.
- Klein SA, Zhang Y, Zelinka MD, et al (2013) Are climate model simulations of clouds improving? An evaluation using the ISCCP simulator. *J Geophys Res Atmos* 118:1329–1342. doi: 10.1002/jgrd.50141

- Knutti R, Furrer R, Tebaldi C, et al (2010) Challenges in Combining Projections from Multiple Climate Models. *J Clim* 23:2739–2758. doi: 10.1175/2009JCLI3361.1
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al (2015) The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J Meteorol Soc Japan Ser II* 93:5–48. doi: 10.2151/jmsj.2015-001
- Koren I, Oreopoulos L, Feingold G, et al (2008) How small is a small cloud?
- Koren I, Feingold G, Jiang H, Altaratz O (2009) Aerosol effects on the inter-cloud region of a small cumulus cloud field. *Geophys Res Lett* 36:L14805. doi: 10.1029/2009GL037424
- Koren I, Remer LA, Kaufman YJ, et al (2007) On the twilight zone between clouds and aerosols. *Geophys Res Lett* 34:L08805. doi: 10.1029/2007GL029253
- L'Ecuyer TS, Wood NB, Haladay T, et al (2008) Impact of clouds on atmospheric heating based on the R04 CloudSat fluxes and heating rates data set. *J Geophys Res* 113:D00A15. doi: 10.1029/2008JD009951
- Lacagnina C, Selten F (2014) Evaluation of clouds and radiative fluxes in the EC-Earth general circulation model. *Clim Dyn* 43:2777–2796. doi: 10.1007/s00382-014-2093-9
- Lauer A, Hamilton K (2013) Simulating Clouds with Global Climate Models: A Comparison of CMIP5 Results with CMIP3 and Satellite Data. *J Clim* 26:3823–3845. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00451.1
- Le Trent H, Li Z-X (1991) Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim Dyn* 5:175–187. doi: 10.1007/BF00251808
- Levizzani V, Pinelli F, Pasqui M, et al (2010) A 10-year climatology of warm-season cloud patterns over Europe and the Mediterranean from Meteosat IR observations. *Atmos Res* 97:555–576. doi: 10.1016/j.atmosres.2010.05.014
- Li J-LF, Waliser DE, Stephens G, et al (2013) Characterizing and understanding radiation budget biases in CMIP3/CMIP5 GCMs, contemporary GCM, and reanalysis. *J Geophys Res Atmos* 118:8166–8184. doi: 10.1002/jgrd.50378
- Liepert BG (2002) Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophys Res Lett* 29:1421. doi: 10.1029/2002GL014910
- Liepert BG, Feichter J, Lohmann U, Roeckner E (2004) Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys Res Lett* 31:L06207. doi: 10.1029/2003GL019060
- Lin S-J (2004) A “Vertically Lagrangian” Finite-Volume Dynamical Core for Global Models. *Mon Weather Rev* 132:2293–2307. doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<2293:AVLFDC>2.0.CO;2

- Liu H, Wu GX (1997) Impacts of Land Surface on Climate of July and Onset of Summer Monsoon : A Study with an A G C M plus SSiB. *Adv Atmos Sci* 14:289–308.
- Lohmann U, Roeckner E (1996) Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model. *J Geophys Res* 101:557–572.
- Long CN, Ackerman TP (2000) Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects. *J Geophys Res* 105:15609. doi: 10.1029/2000JD900077
- Long CN, Ackerman TP, Gaustad KL, Cole JNS (2006a) Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements. *J Geophys Res* 111:D11204. doi: 10.1029/2005JD006475
- Long CN, Sabburg JM, Calbó J, Pagès D (2006b) Retrieving Cloud Characteristics from Ground-Based Daytime Color All-Sky Images. *J Atmos Ocean Technol* 23:633–652. doi: 10.1175/JTECH1875.1
- Lu J, Deser C, Reichler T (2009) Cause of the widening of the tropical belt since 1958. *Geophys Res Lett* 36:L03803. doi: 10.1029/2008GL036076
- Lu J, Vecchi G a., Reichler T (2007) Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophys Res Lett* 34:L06805. doi: 10.1029/2006GL028443
- Lucas C, Timbal B, Nguyen H (2014) The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. *Wiley Interdiscip Rev Clim Chang* 5:89–112. doi: 10.1002/wcc.251
- Martin-Vide J, Olcina J (2001) *Climas y tiempos de España*. Madrid
- Marvel K, Zelinka M, Klein SA, et al (2015) External Influences on Modeled and Observed Cloud Trends. *J Clim* 28:4820–4840. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00734.1
- Maugeri M, Bagnati Z, Brunetti M, Nanni T (2001) Trends in Italian total cloud amount, 1951-1996. *Geophys Res Lett* 28:4551–4554. doi: 10.1029/2001GL013754
- McAvaney BJ, Le Treut H (2003) The Cloud Feedback Model Intercomparison Project: (CFMIP). *CLIVAR Exch. - Suppl. Contrib.*
- McFarlane SA, Boer GJ, Blanchet J-P, Lazare M (1992) The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate. *J Clim* 5:1013–1044.
- Meehl G a, Stocker TF (2007) Global climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. (eds) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 748–845

- Meerkötter R, König C, Bissolli P, et al (2004) A 14-year European Cloud Climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations. *Geophys Res Lett* 31:L15103. doi: 10.1029/2004GL020098
- Mesinger F, DiMego G, Kalnay E, et al (2006) North American Regional Reanalysis. *Bull Am Meteorol Soc* 87:343–360. doi: 10.1175/BAMS-87-3-343
- Mitchell JFB (1983) The seasonal response of a general circulation model to changes in CO<sub>2</sub> and sea temperatures. *Q J R Meteorol Soc* 109:113–152. doi: 10.1002/qj.49710945906
- Mitchell JFB, Johns TC, Eagles M, et al (1999) Towards the Construction of Climate Change Scenarios. *Clim Change* 41:547–581. doi: 10.1023/A:1005466909820
- Mitchell JFB, Wilson CA, Cunningham WM (1987) On CO<sub>2</sub> climate sensitivity and model dependence of results. *Q J R Meteorol Soc* 113:293–322. doi: 10.1002/qj.49711347517
- Moorthi S, Pan H-L, Caplan P (2001) Changes to the 2001 NCEP operational MRF/AVN global analysis forecast system. U.S. Dept. of Commerce National Oceanic and Atmospheric Administration National Weather Service Office of Meteorology Program and Plans Division, Silver Spring Md.
- Moorthi S, Suarez MJ (1992) Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon Weather Rev* 120:978–1002.
- Morrison H, Gettelman A (2008) A New Two-Moment Bulk Stratiform Cloud Microphysics Scheme in the Community Atmosphere Model, Version 3 (CAM3). Part I: Description and Numerical Tests. *J Clim* 21:3642–3659. doi: 10.1175/2008JCLI2105.1
- Nam C, Bony S, Dufresne J-L, Chepfer H (2012) The “too few, too bright” tropical low-cloud problem in CMIP5 models. *Geophys Res Lett* 39:n/a–n/a. doi: 10.1029/2012GL053421
- Nam CCW, Quaas J (2012) Evaluation of Clouds and Precipitation in the ECHAM5 General Circulation Model Using CALIPSO and CloudSat Satellite Data. *J Clim* 25:4975–4992. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00347.1
- National Research Council (2005) Radiative Forcing of Climate Change: Expanding the Concept and Addressing Uncertainties. National Academies Press, Washington, D.C.
- Naud CM, Booth JF (2014) Evaluation of ERA-Interim and MERRA Cloudiness in the Southern Ocean. *J Clim* 27:2109 – 2124.
- Nordeng TE (1994) Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics, Research D. Reading, UK
- Norris JR (2000) What can cloud observations tell us about climate variability? *Space Sci Rev* 94:375–380.

- Norris JR, Evan AT (2015) Empirical Removal of Artifacts from the ISCCP and PATMOS-x Satellite Cloud Records. *J Atmos Ocean Technol* 32:691–702. doi: 10.1175/JTECH-D-14-00058.1
- Ohmura A, Gilgen H (1993) Re-Evaluation of the Global Energy Balance. In: McBean GA, Hantel M (eds) *Interactions Between Global Climate Subsystems the Legacy of Hann*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp 93–110
- Onogi K, Tsutsui J, Koide H, Sakamoto M (2007) The JRA-25 Reanalysis. 85:369–432.
- Park S, Bretherton CS (2009) The University of Washington Shallow Convection and Moist Turbulence Schemes and Their Impact on Climate Simulations with the Community Atmosphere Model. *J Clim* 22:3449–3469. doi: 10.1175/2008JCLI2557.1
- Pawson S, Stajner I, Kawa SR, et al (2007) Stratospheric transport using 6-h-averaged winds from a data assimilation system. *J Geophys Res* 112:D23103. doi: 10.1029/2006JD007673
- Perkins SE, Pitman a. J, Holbrook NJ, McAneney J (2007) Evaluation of the AR4 Climate Models' Simulated Daily Maximum Temperature, Minimum Temperature, and Precipitation over Australia Using Probability Density Functions. *J Clim* 20:4356–4376. doi: 10.1175/JCLI4253.1
- Pincus R, Batstone CP, Hofmann RJP, et al (2008) Evaluating the present-day simulation of clouds, precipitation, and radiation in climate models. *J Geophys Res* 113:D14209. doi: 10.1029/2007JD009334
- Pinker RT, Zhang B, Dutton EG (2005) Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science* 308:850–854. doi: 10.1126/science.1103159
- Poli P, Hersbach H, Tan D, et al (2013) The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C). Shinfield Park, Reading
- Polvani LM, Waugh DW, Correa GJP, Son S-W (2011) Stratospheric Ozone Depletion: The Main Driver of Twentieth-Century Atmospheric Circulation Changes in the Southern Hemisphere. *J Clim* 24:795–812. doi: 10.1175/2010JCLI3772.1
- Potter GL, Cess RD (2004) Testing the impact of clouds on the radiation budgets of 19 atmospheric general circulation models. *J Geophys Res* 109:D02106. doi: 10.1029/2003JD004018
- Probst P, Rizzi R, Tosi E, et al (2012) Total cloud cover from satellite observations and climate models. *Atmos Res* 107:161–170. doi: 10.1016/j.atmosres.2012.01.005
- Qian Y, Gong D, Fan J, et al (2009) Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. *J Geophys Res* 114:D00K02. doi: 10.1029/2008JD011575

- Qian Y, Long CN, Wang H, et al (2012) Evaluation of cloud fraction and its radiative effect simulated by IPCC AR4 global models against ARM surface observations. *Atmos Chem Phys* 12:1785–1810. doi: 10.5194/acp-12-1785-2012
- Quan X-W, Hoerling MP, Perlwitz J, et al (2014) How Fast Are the Tropics Expanding? *J Clim* 27:1999–2013. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00287.1
- Rajczak J, Pall P, Schär C (2013) Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *J Geophys Res Atmos* 118:3610–3626. doi: 10.1002/jgrd.50297
- Ramanathan V (1981) The Role of Ocean-Atmosphere Interactions in the CO<sub>2</sub> Climate Problem. *J Atmos Sci* 38:918–930. doi: 10.1175/1520-0469(1981)038<0918:TROOAI>2.0.CO;2
- Ramanathan V (1987) The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *J Geophys Res* 92:4075. doi: 10.1029/JD092iD04p04075
- Ramanathan V, Crutzen PJ, Kiehl JT, Rosenfeld D (2001) Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle. *Science* (80- ) 294:2119–2124. doi: 10.1126/science.1064034
- Randall DA (2013) Beyond deadlock. *Geophys Res Lett* 40:5970–5976. doi: 10.1002/2013GL057998
- Rasch PJ, Kristjánsson JE (1998) A Comparison of the CCM3 Model Climate Using Diagnosed and Predicted Condensate Parameterizations. *J Clim* 11:1587–1614.
- Reichler T, Kim J (2008) How Well Do Coupled Models Simulate Today's Climate? *Bull Am Meteorol Soc* 89:303–311. doi: 10.1175/BAMS-89-3-303
- Ricard JL, Royer JF (1993) A statistical cloud scheme for use in an AGCM. *Ann Geophys* 11:1095–1115.
- Richter JH, Rasch PJ (2008) Effects of Convective Momentum Transport on the Atmospheric Circulation in the Community Atmosphere Model, Version 3. *J Clim* 21:1487–1499. doi: 10.1175/2007JCLI1789.1
- Rienecker MM, Suarez MJ, Gelaro R, et al (2011) MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J Clim* 24:3624–3648. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00015.1
- Rienecker MM, Suarez MJ, Todling R, et al (2008) The GEOS-5 Data Assimilation System - Documentation of versions 5.0.1 and 5.1.0, and 5.2.0. NASA Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA/TM-2008-104606, Vol. 27.
- Roeckner E, Arpe K, Bengtsson L, et al (1996) The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Hamburg, Germany

- Rojas M, Li LZ, Kanakidou M, et al (2013) Winter weather regimes over the Mediterranean region: their role for the regional climate and projected changes in the twenty-first century. *Clim Dyn* 41:551–571. doi: 10.1007/s00382-013-1823-8
- Rossow WB, Dueñas EN (2004) The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Web Site: An Online Resource for Research. *Bull Am Meteorol Soc* 85:167–172. doi: 10.1175/BAMS-85-2-167
- Rossow WB, Kinsella E, Wolf A, Garder L (1987) International satellite cloud climatology project (ISCCP) : description of reduced resolution radiance data. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland
- Rossow WB, Schiffer R a. (1999) Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bull Am Meteorol Soc* 80:2261–2287. doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2
- Rossow WB, Schiffer RA (1991) ISCCP Cloud Data Products. *Bull Am Meteorol Soc* 72:2–20. doi: 10.1175/1520-0477(1991)072<0002:ICDP>2.0.CO;2
- Rossow WB, Walker AW, Beuschel DE, Roiter MD (1996) International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of New Cloud Datasets.
- Rossow WB, Walker AW, Garder LC (1993) Comparison of ISCCP and Other Cloud Amounts. *J Clim* 6:2394–2418. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<2394:COIAOC>2.0.CO;2
- Rotstayn LD (1997) A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds and precipitation in large-scale models. I: Description and evaluation of microphysical processes. *Q J R Meteorol Soc* 123:1227–1282.
- Ruosteenoja K, Räisänen P (2013) Seasonal Changes in Solar Radiation and Relative Humidity in Europe in Response to Global Warming\*. *J Clim* 26:2467–2481. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00007.1
- Saha S, Moorthi S, Pan H-L, et al (2010) The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull Am Meteorol Soc* 91:1015–1057. doi: 10.1175/2010BAMS3001.1
- Sanchez-Lorenzo a., Wild M, Trentmann J (2013a) Validation and stability assessment of the monthly mean CM SAF surface solar radiation dataset over Europe against a homogenized surface dataset (1983–2005). *Remote Sens Environ* 134:355–366. doi: 10.1016/j.rse.2013.03.012
- Sanchez-Lorenzo A, Calbó J, Brunetti M, Deser C (2009) Dimming/brightening over the Iberian Peninsula: Trends in sunshine duration and cloud cover and their relations with atmospheric circulation. *J Geophys Res* 114:D00D09. doi: 10.1029/2008JD011394
- Sanchez-Lorenzo A, Calbó J, Wild M (2012) Increasing cloud cover in the 20th century: review and new findings in Spain. *Clim Past* 8:1199–1212. doi: 10.5194/cp-8-1199-2012

- Sanchez-Lorenzo A, Calbó J, Wild M, et al (2013b) New insights into the history of the Campbell-Stokes sunshine recorder. *Weather* 68:327–331. doi: 10.1002/wea.2130
- Sanchez-Lorenzo A, Wild M, Brunetti M, et al (2015) Reassessment and update of long-term trends in downward surface shortwave radiation over Europe (1939-2012). *J Geophys Res Atmos*. doi: 10.1002/2015JD023321
- Sanchez-Romero A, Sanchez-Lorenzo A, Calbó J, et al (2014) The signal of aerosol-induced changes in sunshine duration records: A review of the evidence. *J Geophys Res Atmos* 119:4657–4673. doi: 10.1002/2013JD021393
- Sassen K, Cho BS (1992) Subvisual-Thin Cirrus Lidar Dataset for Satellite Verification and Climatological Research. *J Appl Meteorol* 31:1275–1285. doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<1275:STCLDF>2.0.CO;2
- Schlemmer L, Hohenegger C, Schmidli J, Schär C (2012) Diurnal equilibrium convection and land surface-atmosphere interactions in an idealized cloud-resolving model. *Q J R Meteorol Soc* 138:1526–1539. doi: 10.1002/qj.1892
- Schneider A, Wallace DWR, Körtzinger A (2007) Alkalinity of the Mediterranean Sea. *Geophys Res Lett* 34:n/a–n/a. doi: 10.1029/2006GL028842
- Seidel DJ, Fu Q, Randel WJ, Reichler TJ (2008) Widening of the tropical belt in a changing climate. 1:21–24. doi: 10.1038/ngeo.2007.38
- Senior CA, Mitchell JFB (1993) Carbon Dioxide and Climate. The Impact of Cloud Parameterization. *J Clim* 6:393–418. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<0393:CDACTI>2.0.CO;2
- Shields JE, Johnson RW, Karr ME, et al (2003) Whole Sky Imagers For Real-Time Cloud Assessment , Cloud Free Line of Sight Determinations and Potential Tactical Applications. In: *The Battlespace Atmospheric and Cloud Impacts on Military Operations (BACIMO) Conference*. Marine Physical Lab, Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, Technical Note No. 261, 9500 Gilman Dr., La Jolla CA 92093-0701, p 11
- Smith RNB (1990) A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q J R Meteorol Soc* 116:435–460. doi: 10.1002/qj.49711649210
- Sneyers R (1992) On the use of statistical analysis for the objective determination of climate change. *Meteorol Zeitschrift* 1:247–256.
- Stanfield RE, Dong X, Xi B, et al (2014) Assessment of NASA GISS CMIP5 and Post-CMIP5 Simulated Clouds and TOA Radiation Budgets Using Satellite Observations. Part I: Cloud Fraction and Properties. *J Clim* 27:4189–4208. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00558.1
- Stanhill G, Cohen S (2001) Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and

- possible agricultural consequences. *Agric For Meteorol* 107:255–278. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00241-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00241-0)
- Staten PW, Rutz JJ, Reichler T, Lu J (2012) Breaking down the tropospheric circulation response by forcing. *Clim Dyn* 39:2361–2375. doi: 10.1007/s00382-011-1267-y
- Stephens GL, Campbell GG, Haar THV (1981) Earth radiation budgets. *J Geophys Res* 86:9739–9760. doi: 10.1029/JC086iC10p09739
- Stephens GL, Li J, Wild M, et al (2012a) An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nat Geosci* 5:691–696. doi: 10.1038/ngeo1580
- Stephens GL, Vane DG, Boain RJ, et al (2002) THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN. *Bull Am Meteorol Soc* 83:1771–1790. doi: 10.1175/BAMS-83-12-1771
- Stephens GL, Wild M, Stackhouse PW, et al (2012b) The Global Character of the Flux of Downward Longwave Radiation. *J Clim* 25:2329–2340. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00262.1
- Stevens B, Bony S (2013) What Are Climate Models Missing? *Science* (80- ) 340:1053–1054.
- Stevens B, Schwartz SE (2012) Observing and Modeling Earth's Energy Flows. *Surv Geophys* 33:779–816. doi: 10.1007/s10712-012-9184-0
- Stubenrauch CJ, Rossow WB, Kinne S, et al (2013) Assessment of Global Cloud Datasets from Satellites: Project and Database Initiated by the GEWEX Radiation Panel. *Bull Am Meteorol Soc* 94:1031–1049. doi: 10.1175/BAMS-D-12-00117.1
- Su H, Jiang JH, Zhai C, et al (2014) Weakening and strengthening structures in the Hadley Circulation change under global warming and implications for cloud response and climate sensitivity. *J Geophys Res Atmos* 119:5787–5805. doi: 10.1002/2014JD021642
- Sun B, Free M, Yoo HL, et al (2015) Variability and Trends in U.S. Cloud Cover: ISCCP, PATMOS-x, and CLARA-A1 Compared to Homogeneity-Adjusted Weather Observations. *J Clim* 28:4373–4389. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00805.1
- Sundqvist H, Berge E, Kristjánsson JE (1989) Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model. *Mon Weather Rev* 117:1641–1657. doi: 10.1175/1520-0493(1989)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2
- Taylor KE (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res* 106:7183–7192.
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl G a. (2012) An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull Am Meteorol Soc* 93:485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Tiedtke M (1993) Representation of Clouds in Large-Scale Models. *Mon Weather Rev* 121:3040–3061.

- Tiedtke M (1989) A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Mon Weather Rev* 117:1779–1800.
- Tompkins AM (2002) A Prognostic Parameterization for the Subgrid-Scale Variability of Water Vapor and Clouds in Large-Scale Models and Its Use to Diagnose Cloud Cover. *J Atmos Sci* 59:1917–1942.
- Trenberth KE, Caron JM (2001) Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. *J Clim* 14:3433–3443. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<3433:EOMAAO>2.0.CO;2
- Trenberth KE, Fasullo JT (2010) Simulation of Present-Day and Twenty-First-Century Energy Budgets of the Southern Oceans. *J Clim* 23:440–454. doi: 10.1175/2009JCLI3152.1
- Trenberth KE, Fasullo JT (2012) Tracking Earth’s Energy: From El Niño to Global Warming. *Surv Geophys* 33:413–426. doi: 10.1007/s10712-011-9150-2
- Trenberth KE, Fasullo JT (2008) An Observational Estimate of Inferred Ocean Energy Divergence. *J Phys Oceanogr* 38:984–999. doi: 10.1175/2007JPO3833.1
- Trenberth KE, Fasullo JT, Kiehl J (2009) Earth’s Global Energy Budget. *Bull Am Meteorol Soc* 90:311–323. doi: 10.1175/2008BAMS2634.1
- Trenberth KE, Jones PD, Ambenje P, et al (2007) Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. (eds) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA,
- Uppala SM, KÅllberg PW, Simmons a. J, et al (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012. doi: 10.1256/qj.04.176
- Vavrus S, Waliser D (2008) An Improved Parameterization for Simulating Arctic Cloud Amount in the CCSM3 Climate Model. *J Clim* 21:5673–5687. doi: 10.1175/2008JCLI2299.1
- Vonder Haar TH, Suomi VE (1971) Measurements of the Earth’s Radiation Budget from Satellites During a Five-Year Period. Part I: Extended Time and Space Means. *J Atmos Sci* 28:305–314. doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<0305:MOTERB>2.0.CO;2
- Walther A, Heidinger AK (2012) Implementation of the Daytime Cloud Optical and Microphysical Properties Algorithm (DCOMP) in PATMOS-x. *J Appl Meteorol Climatol* 51:1371–1390. doi: 10.1175/JAMC-D-11-0108.1
- Wang H, Su W (2013) Evaluating and understanding top of the atmosphere cloud radiative effects in Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fifth Assessment Report (AR5) Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) models using satellite observations. *J Geophys Res Atmos* 118:683–699. doi: 10.1029/2012JD018619

- Wang K, Dickinson RE (2013) Contribution of solar radiation to decadal temperature variability over land. *Proc Natl Acad Sci U S A* 110:14877–82. doi: 10.1073/pnas.1311433110
- Wang K, Ma Q, Li Z, Wang J (2015) Decadal variability of surface incident solar radiation over China: Observations, satellite retrievals, and reanalyses. *J Geophys Res Atmos* 120:6500–6514. doi: 10.1002/2015JD023420
- Warner TT (2011) *Numerical Weather and Climate Prediction | Atmospheric Science and Meteorology | Cambridge University Press.*
- Warren SG, Eastman RM, Hahn CJ (2007) A Survey of Changes in Cloud Cover and Cloud Types over Land from Surface Observations, 1971–96. *J Clim* 20:717–738. doi: 10.1175/JCLI4031.1
- Watanabe M, Emori S, Satoh M, Miura H (2009) A PDF-based hybrid prognostic cloud scheme for general circulation models. *Clim Dyn* 33:795–816. doi: 10.1007/s00382-008-0489-0
- Webb M, Senior C, Bony S, Morcrette J-J (2001) Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Clim Dyn* 17:905–922. doi: 10.1007/s003820100157
- Wentz FJ, Ricciardulli L, Hilburn K, Mears C (2007) How much more rain will global warming bring? *Science* 317:233–5. doi: 10.1126/science.1140746
- Wielicki BA, Barkstrom BR, Harrison EF, et al (1996) Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System Experiment. *Bull Am Meteorol Soc* 77:853–868. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2
- Wild M (2012) Enlightening global dimming and brightening.
- Wild M (2008) Short-wave and long-wave surface radiation budgets in GCMs: a review based on the IPCC-AR4/CMIP3 models. *Tellus A* 60:932–945. doi: 10.3402/tellusa.v60i5.15503
- Wild M (2009) Global dimming and brightening: A review. *J Geophys Res* 114:D00D16. doi: 10.1029/2008JD011470
- Wild M, Folini D, Hakuba MZ, et al (2015) The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. *Clim Dyn* 44:3393–3429. doi: 10.1007/s00382-014-2430-z
- Wild M, Folini D, Schär C, et al (2013) The global energy balance from a surface perspective. *Clim Dyn* 40:3107–3134. doi: 10.1007/s00382-012-1569-8

- Wild M, Gilgen H, Roesch A, Ohmura A (2005) From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface. *Science* (80- ) 308:847–850. doi: 10.1126/science.1103215
- Wild M, Ohmura A, Gilgen H, et al (1998) The disposition of radiative energy in the global climate system: GCM-calculated versus observational estimates. *Clim Dyn* 14:853–869. doi: 10.1007/s003820050260
- Wild M, Ohmura A, Gilgen H, Roeckner E (1995) Validation of General Circulation Model Radiative Fluxes Using Surface Observations. *J Clim* 8:1309–1324. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1309:VOGCMR>2.0.CO;2
- Wild M, Ohmura A, Gilgen H, Rosenfeld D (2004) On the consistency of trends in radiation and temperature records and implications for the global hydrological cycle. *Geophys Res Lett* 31:L11201. doi: 10.1029/2003GL019188
- Wild M, Schmucki E (2011) Assessment of global dimming and brightening in IPCC-AR4/CMIP3 models and ERA40. *Clim Dyn* 37:1671–1688. doi: 10.1007/s00382-010-0939-3
- Williams KD, Ingram WJ, Gregory JM (2008) Time Variation of Effective Climate Sensitivity in GCMs. *J Clim* 21:5076–5090. doi: 10.1175/2008JCLI2371.1
- Wilson DR, Ballard SP (1999) A microphysical based precipitation scheme for the UK Meteorological Office numerical weather prediction model. *Q J R Meteorol Soc* 125:1607–1636.
- Wilson DR, Bushell AC, Kerr-Munslow AM, et al (2008) PC2: A prognostic cloud fraction and condensation scheme. I: Scheme description. *Q J R Meteorol Soc* 134:2093–2107. doi: 10.1002/qj.333
- Woodruff SD, Worley SJ, Lubker SJ, et al (2011) ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *Int J Climatol* 31:951–967. doi: 10.1002/joc.2103
- World Meteorological Organization (1975) *International Cloud Atlas, Volume I – Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*. WMO, Geneva, Switzerland
- World Meteorological Organization (1987) *International Cloud Atlas, Volume II*. WMO, Geneva, Switzerland
- Wu T (2012) A mass-flux cumulus parameterization scheme for large-scale models: description and test with observations. *Clim Dyn Geophys Res* 107:4220. doi: 10.1029/2001JD001005
- Wu W, Liu Y, Betts AK (2012) Observationally based evaluation of NWP reanalyses in modeling cloud properties over the Southern Great Plains. *J Geophys Res Atmos* 117:n/a–n/a. doi: 10.1029/2011JD016971

- Xu K-M, Krueger SK (1991) Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model. *Mon Weather Rev* 119:342–367.
- Xu K-M, Randall DA (1996) A Semiempirical Cloudiness Parameterization for Use in Climate Models. *J Atmos Sci* 53:3084–3102. doi: 10.1175/1520-0469(1996)053<3084:ASCPFU>2.0.CO;2
- Yao M-S, Del Genio AD (2002) Effects of Cloud Parameterization on the Simulation of Climate Changes in the GISS GCM. Part II: Sea Surface Temperature and Cloud Feedbacks. *J Clim* 15:2491–2503. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<2491:EOCPOT>2.0.CO;2
- Yoshimura H, Mizuta R, Murakami H (2014) A Spectral Cumulus Parameterization Scheme Interpolating Between Two Convective Updrafts with Semi-Lagrangian Calculation of Transport by Compensatory Subsidence. *Mon Weather Rev*. doi: 10.1175/MWR-D-14-00068.1
- You Q, Sanchez-Lorenzo A, Wild M, et al (2013) Decadal variation of surface solar radiation in the Tibetan Plateau from observations, reanalysis and model simulations. *Clim Dyn* 40:2073–2086. doi: 10.1007/s00382-012-1383-3
- Zhang GJ, McFarlane N a. (1995) Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model. *Atmosphere-Ocean* 33:407–446. doi: 10.1080/07055900.1995.9649539
- Zhang M, Lin W, Bretherton CS, et al (2003) A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR Community Atmospheric Model (CAM2). *J Geophys Res* 108:4035. doi: 10.1029/2002JD002523
- Zhang MH, Lin WY, Klein SA, et al (2005) Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J Geophys Res* 110:D15S02. doi: 10.1029/2004JD005021
- Zhao Q, Carr FH (1997) A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. *Mon Weather Rev* 125:1931–1953. doi: 10.1175/1520-0493(1997)125<1931:APCSFO>2.0.CO;2

