

## ¿CAMBIARÁ EL RÉGIMEN DE PRECIPITACIÓN EXTREMA EN ESPAÑA?

Roberto MONJO AGUT<sup>1</sup>, Javier PÓRTOLES MARQUINA<sup>1</sup>, Emma GAITÁN FERNÁNDEZ<sup>1</sup>, Jaime RIBALAYGUA BATALLA<sup>1</sup>, Luis TORRES MICHELENA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Fundación para la Investigación del Clima (FIC)  
rma@ficlima.org

### RESUMEN

La precipitación presenta una gran variabilidad natural que se refleja notablemente en el carácter irregular del clima mediterráneo. Dicha variabilidad se traduce en una elevada incertidumbre sobre el posible cambio de las precipitaciones en España. El objetivo de este trabajo es estudiar la evolución del régimen de precipitaciones extremas en España durante los próximos 100 años mediante el uso de varios modelos climáticos del experimento CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). En este estudio se analizan 18 proyecciones climáticas correspondientes a 9 modelos ejecutados bajo los escenarios RCP45 y RCP85, y se comparan con la simulación *historical*. Las proyecciones fueron regionalizadas mediante un método estadístico de dos pasos, basado en una estratificación análoga y una función de transferencia. Se seleccionaron las 144 series temporales que presentan la pluviometría más extrema de un total de 5.217 estaciones de la red estatal de la AEMET. Como umbral extremo, se tomó la acumulación de 250 mm en un día para un período de retorno de 100 años. El error sistemático de las simulaciones se corrigió de acuerdo con un método paramétrico de transferencia cuantil-cuantil. Finalmente se analizó la evolución de las rachas de lluvia extrema para las 18 proyecciones climáticas, en comparación con el periodo histórico. Las propiedades analizadas de los episodios de lluvia extrema fueron la extensión, la intensidad y el índice de la regularidad (índice  $n$ ).

**Palabras clave:** Precipitación Extrema, Cambio Climático, CMIP5, Regionalización Estadística.

### ABSTRACT

Precipitation has a large natural variability which is notably shown in the irregular character of the Mediterranean climate. This variability results in high uncertainty about the possible change in precipitation in Spain. The objective of this work is to study the evolution of the extreme precipitation regime in Spain for the next 100 years by using several climate models of the CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) experiment. In this study, 18 future climate projections executed by 9 models under the RCP45 and the RCP85 scenarios are analyzed and then compared with the historical (21st century) simulation. The global climate projections were downscaled using a two-step statistical method, based on an analog stratification and a transfer function. 144 time series having the most extreme rainfall of the 5,217 stations of the AEMET (Spanish Meteorological Agency) network were selected. As an extreme threshold, the accumulation of 250 mm in a day for a return period of 100 years was taken. The systematic error of the simulations was corrected according to a parametric quantile-quantile method transfer. Finally, the evolution of extreme gusts of rain for the 18 climate projections was analyzed by comparing them to the historical period. The analyzed

properties of the extreme rainfall episodes were the extent, the intensity and the regularity index ( $n$  index).

**Key words:** Extreme Precipitation, Climate Change, CMIP5, Statistical Downscaling.

## 1. INTRODUCCIÓN

La gran variabilidad natural de la precipitación se refleja notablemente en el carácter irregular del clima mediterráneo. La baja frecuencia de los días de precipitación contrasta con unas lluvias que a menudo son intensas y en algunos casos pueden llegar a ser extraordinarias, con más de 400 mm en un día (Pérez-Cueva, 1983; Llasat *et al.*, 1996).

Las políticas locales de adaptación al cambio climático requieren analizar la posible evolución de las precipitaciones extremas para minimizar los riesgos de inundación y sus consecuencias. Sin embargo, existe una importante incertidumbre en la evolución futura de la lluvia extrema debido a la gran variabilidad natural de las precipitaciones. Teóricamente, esta incertidumbre puede ser parcialmente cuantificada mediante el uso de un gran número de proyecciones climáticas. Sin embargo, la convección profunda es muy difícil de simular por los modelos globales (Herrmann, 2008), y por lo tanto éstos deben ser regionalizados con el fin de simular mejor los efectos locales de la convección.

Los métodos de regionalización estadística consisten en aplicar unas relaciones fisico-estadísticas entre predictandos locales (por ejemplo precipitación) y predictores de gran escala proporcionados por los modelos climáticos (Imbert y Benestad, 2005). Estas relaciones deben estar identificadas previamente en el clima observado, razonando que la conexión física pueda mantenerse para el clima futuro.

El objetivo de este trabajo es estudiar la evolución de las precipitaciones extremas en España durante los próximos 100 años mediante el uso de varios modelos climáticos del experimento CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, Taylor *et al.*, 2012).

## 2. DATOS

Para este estudio se ha seleccionado en dos etapas un grupo de estaciones de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). En primer lugar, se tomaron 5.217 series temporales con al menos 3.600 registros diarios dentro del período común utilizado (1958-2000). En la segunda etapa, se seleccionaron las series que han registrado las precipitaciones más intensas en España. En particular, se optó por analizar la precipitación asociada a un período de retorno de 100 años de al menos 250 mm en un día. En total se seleccionaron 144 series temporales.

En cuanto a las simulaciones climáticas, se han analizado un total de 18 proyecciones correspondientes a 9 modelos (Tabla 1) ejecutados bajo los escenarios RCP45 y RCP85, y comparados con la simulación *historical* (Taylor *et al.*, 2012). Además se ha utilizado el reanálisis ERA40 del ECMWF (Uppala *et al.*, 2005).

Nombre	Institución	País	Referencia	Resolución (Lon×Lat)
BCC-CSM1-1	Beijing Climate Center (BCC), China Meteorological Administration	China	Xiao-Ge et al. (2013)	2.8° × 2.8°
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CC-CMA)	Canada	Chylek et al. (2011)	2.8° × 2.8°
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS)	France	Voltaire et al. (2012)	1.4° × 1.4°
GFDL - ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)	USA	Dunne et al. (2012)	2° × 2.5°
HADGEM2-CC	Met Office Hadley Centre (MOHC)	United Kingdom	Collins et al. (2008)	1.87° × 1.25°
MIROC-ESM-CHEM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI), and National Institute for Environmental Studies (NIES)	Japan	Watanabe et al. (2011)	2.8° × 2.8°
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)	Germany	Raddatz et al. (2007) Marsland et al. (2003)	1.8° × 1.8°
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute (MRI)	Japan	Yukimoto et al. (2011)	1.2° × 1.2°
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre (NCC)	Norway	Bentsen et al. (2012) Iversen et al. (2012)	2.5° × 1.9°

Tabla 1: Nueve modelos climáticos CMIP5 evaluados en este estudio. La tabla muestra el nombre del modelo, la institución responsable, el país de origen, las referencias de modelo y su resolución horizontal.

## 2. METODOLOGÍA

Todas las simulaciones climáticas (el ERA40 y los 9 modelos, con el *historical*, RCP45 y RCP85) fueron regionalizadas mediante un método estadístico de dos pasos, basado en una estratificación analógica y una función de transferencia no-paramétrica (Ribalaygua *et al.*, 2013). La estratificación analógica establece una conexión no-lineal entre las configuraciones sinópticas y la precipitación observada durante los “30 días más similares” a cada “día problema”. La medida de similitud se toma con una distancia pseudo-euclidiana usando como predictores físicos los vientos geostróficos a 500 y 1000hPa. En el segundo paso, la precipitación simulada para un grupo de  $m$  días consecutivos se obtiene transfiriendo la distribución de probabilidad empírica de los  $30 \times m$  días análogos, colapsándola en  $m$  valores de precipitación (Ribalaygua *et al.*, 2013). Esta función de transferencia empírica tiende a suavizar los valores más extremos al colapsar (promediar) los  $30 \times m$  días análogos en  $m$  valores. Este problema debe ser resuelto mediante una corrección del error sistemático.

Para ello, las series observadas se extendieron usando el reanálisis ERA40 regionalizado y, posteriormente, las observaciones extendidas (completas y de al menos 40 años) se utilizaron para corregir las proyecciones climáticas de acuerdo con un método paramétrico de transferencia cuantil-cuantil (Monjo *et al.*, 2014). Para todos los análisis o ajustes de las distribuciones de probabilidad, se utilizaron cinco distribuciones teóricas: Gamma, Weibull, Gumbel Clásica, Gumbel Opuesta y la Log-Logística modificada por Moncho *et al.* (2012).

Tanto la extensión como la corrección de las series temporales y la estimación de los periodos de retorno se realizaron ajustando las funciones teóricas a las distribuciones empíricas de probabilidad acumulada. La precipitación extrema se definió como la precipitación esperada de acuerdo a varios periodos de retorno: 10, 20, 50 y 100 años. En particular, el periodo de retorno ' $\gamma$ ' asociado a una precipitación ' $\rho$ ' viene dado por:

$$\gamma \equiv \frac{1}{1 - \pi(\rho)} \quad \text{Eq. 1}$$

donde  $\pi(\rho)$ , es la probabilidad acumulada para la precipitación ' $\rho$ ', de acuerdo con la distribución teórica ajustada en cada caso. Finalmente, la estimación de la precipitación extrema  $\rho(\gamma)$  se obtiene a partir de una media ponderada de las 5 distribuciones teóricas ajustadas  $\pi_k$ , es decir:

$$\rho(\gamma) = \frac{1}{\sum_j \frac{1}{MNAE_j^2}} \sum_k \frac{\pi_k^{-1}(\gamma)}{MNAE_k^2} \quad \text{Eq. 2}$$

donde  $MNAE_i$  es el Error Absoluto Normalizado Medio de la precipitación obtenida por cada distribución teórica, comparando cuantil a cuantil con la distribución acumulada de la probabilidad empírica.

Finalmente se analizó el posible cambio de la precipitación extrema del periodo 2051-2100 respecto a 1951-2000. En particular el análisis se centró en el cambio de la precipitación con un periodo de retorno de 10, 20, 50 y 100 años, según la prueba t de Student al nivel de p-valor  $< 0,05$ . Las propiedades analizadas de los episodios de lluvia extrema fueron la extensión, la intensidad y el índice de la regularidad o índice  $n$  (Moncho *et al.*, 2009).

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las distribuciones 4-paramétricas Log-Logistic y Gumbel Opuesta muestran los mejores ajustes a la probabilidad acumulada empírica de las estaciones con la precipitación más extrema de España. El mejor ajuste para cada serie temporal presenta un  $MNAE$  entre 0,05 y 0,28 (Q1 - Q3)

Las precipitaciones extremas asociadas a las simulaciones climáticas del experimento *historical* son subestimadas hasta un 75% respecto a las series observadas. Después de la corrección de las distribuciones de probabilidad simuladas, el sesgo de la precipitación extrema se redujo notablemente hasta situarse entre -12 y +12% (Q1 - Q3).

Los resultados en los cambios relativos proyectados son similares (en términos de signo y valor) para los cuatro periodos de retorno analizados. Las proyecciones climáticas analizadas muestran que los cambios en los patrones de lluvia extremos serán generalmente *no significativos* en comparación con la variabilidad natural (Fig. 1). Sin embargo, en algunas

regiones del País Valenciano, se detectó alguna señal de cambio cercano al nivel de significancia para el período 2051-2100 en comparación con el período 1951-2000.

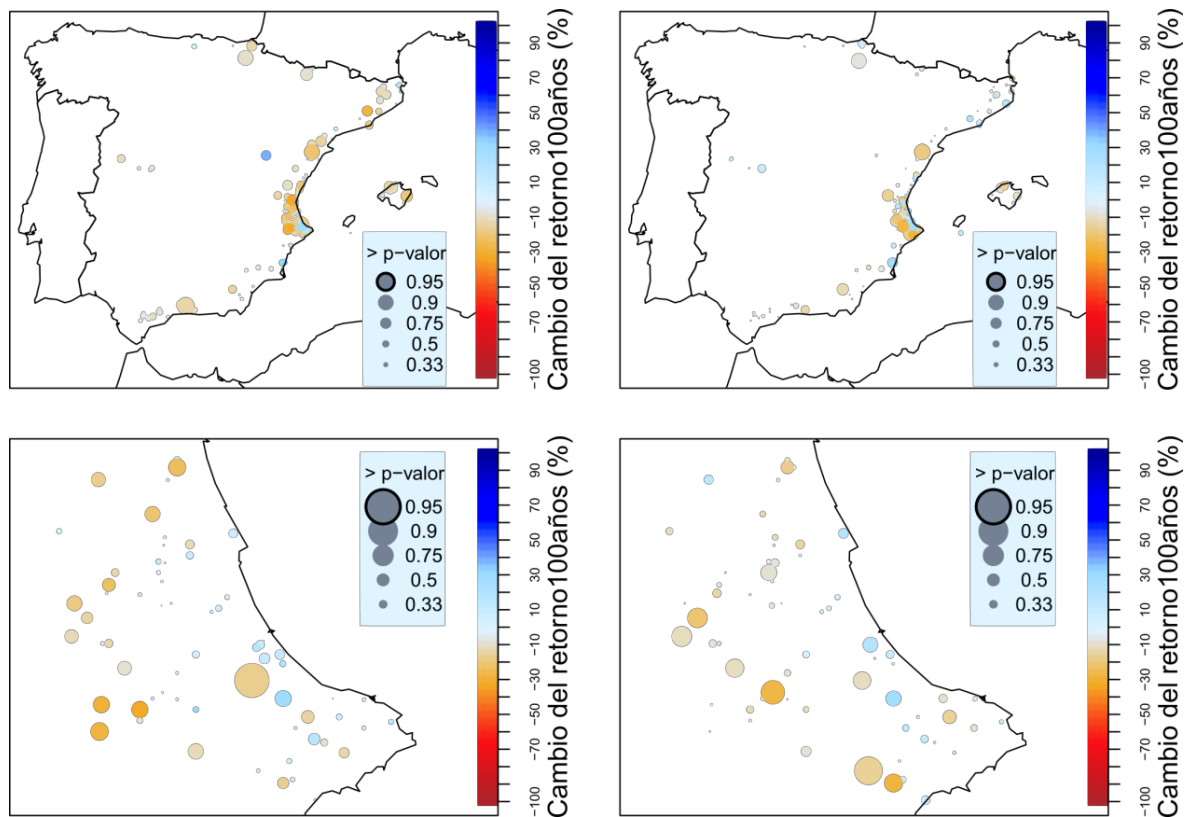


Fig. 1.- Cambio relativo (%) de la precipitación extrema asociada a un período de retorno de 100 años, y significancia estadística (1 – p-valores) del cambio esperado, de acuerdo con el escenario RCP45 (izquierda) y RCP85 (derecha). La comparación se realiza entre el período 2051-2100 y 1951-2000. En el panel inferior, detalle de la zona más densa (Valencia).

Cabe destacar que para las precipitaciones con un periodo de retorno de 10 años, aparecen algunos puntos con ligeras disminuciones estadísticamente significativas. Mientras tanto, la significancia desaparece a medida que se va ampliando el periodo de retorno hasta 100 años.

En cuanto al análisis de las rachas de lluvia, se observó un aumento significativo de la duración de las rachas secas, en detrimento de la duración de las rachas húmedas, que sufrirían una ligera reducción. En particular, la duración media de los episodios de lluvia (de al menos 3 días) pasaría de  $3,93 \pm 0,05$  a  $3,82 \pm 0,05$  días, siendo un cambio estadísticamente significativo. Si tomamos únicamente los episodios de lluvias intensa (con más de 100 mm en un día), la disminución de la duración no es estadísticamente significativa, ya que la duración pasa de  $4,72 \pm 0,09$  a  $4,61 \pm 0,09$  días (Fig. 2). Esto puede deberse al limitar el umbral a 100 mm en un día, ya que se reduce el número de casos analizados y eso provoca un ensanchamiento del intervalo de confianza. A pesar de ello, tanto el escenario RCP45 como el RCP85 muestran una disminución muy similar, por lo que dicha concordancia puede interpretarse como una señal clara del posible cambio.

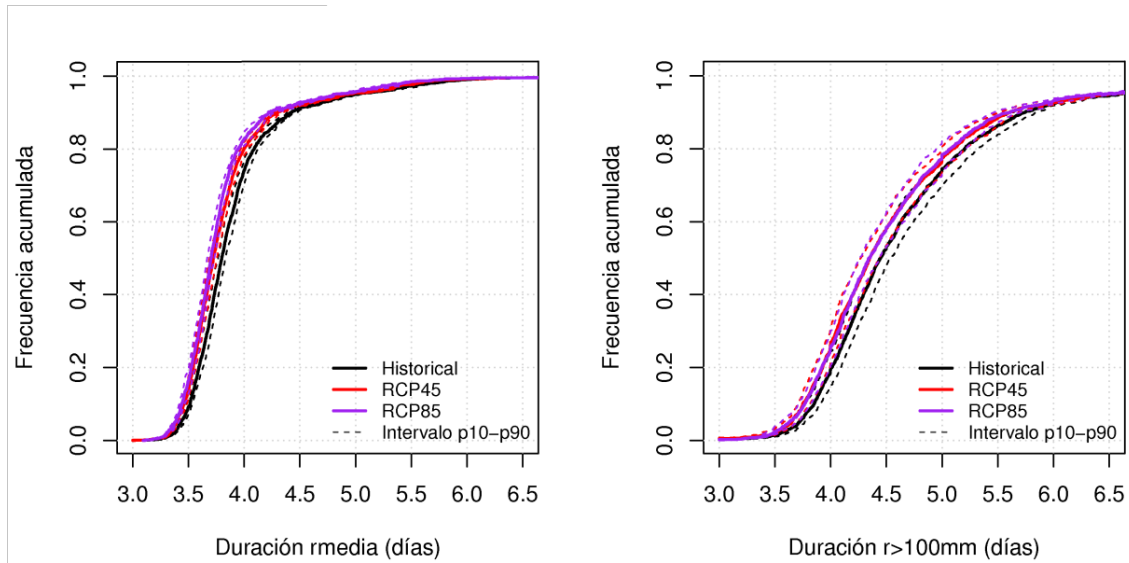


Fig. 2.- Cambio en la distribución de la duración media de las rachas de lluvia, para todos los episodios de al menos 3 días (izquierda), y para aquellos episodios que además superan los 100 mm en un día (derecha).

La disminución significativa de la duración media de las rachas húmedas contrasta con el cambio no significativo de las acumulaciones de lluvia máxima. Es decir, cabe la posibilidad de que siga lloviendo con la misma acumulación diaria en los episodios extremos, pero la duración media podría ser menor. Por lo tanto, la distribución temporal de la precipitación podría verse afectada. Esto se analizó a través del índice  $n$  asociado a los episodios de lluvia. En la Fig. 3 vemos que el índice  $n$  pasaría de ser 0.69 a 0.70 para los episodios generales, y de 0,70 a 0,71 para los episodios con más de 100 mm en un día. Es decir, se detecta un posible aumento de la concentración de la lluvia en un menor tiempo, pero dicho incremento es muy ligero y sólo es estadísticamente significativo cuando se analizan conjuntamente todos los episodios de lluvia.

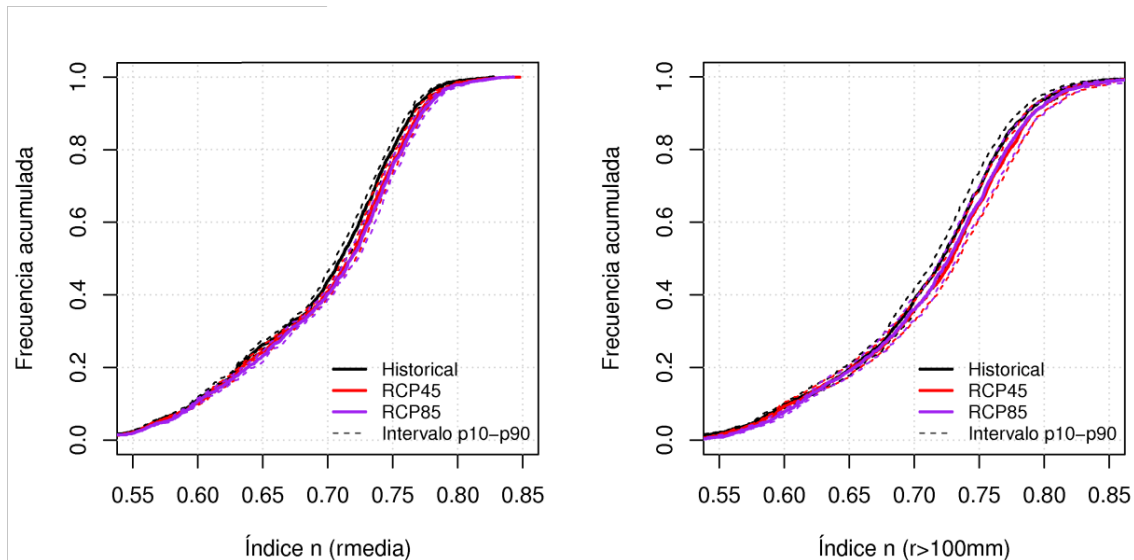


Fig. 3.- Cambio en el índice  $n$  (distribución temporal de lluvia) de las rachas húmedas, para todos los episodios de al menos 3 días (izquierda), y para aquellos episodios que además superan los 100 mm en un día (derecha).

Estos resultados deben ser interpretados con precaución debido al número limitado de modelos y escenarios climáticos. De todos modos, este trabajo muestra que la metodología desarrollada es útil para el estudio de las precipitaciones extremas bajo varios escenarios climáticos.

#### 4. CONCLUSIONES

Las dieciocho proyecciones climáticas analizadas muestran que los cambios en la precipitación extrema en general serán no significativos. Esto se explica por la gran variabilidad natural de la precipitación y por el sesgo de las simulaciones climáticas a escala local. Sin embargo, para algunos lugares, se detectan cambios significativos en la precipitación extrema para el 2051-2100 comparado con el período 1951-2000. La precipitación máxima en 24h podría disminuir aproximadamente un 20% en algunas zonas del País Valenciano durante los episodios de lluvias torrenciales típicas (10 años de retorno), pero no para los episodios de lluvia más extrema (100 años de retorno). Si bien, es probable que se produzca una mayor concentración de la lluvia dentro de los episodios típicos, aunque no se aprecian cambios significativos para las precipitaciones más extremas. Estos resultados deben ser interpretados con precaución debido al número limitado de proyecciones analizadas (dieciocho). Este trabajo muestra que la metodología desarrollada es útil para el estudio de las precipitaciones extremas bajo diferentes escenarios climáticos, por lo que en el futuro podrá ampliarse a un mayor número de proyecciones climáticas y ser aplicado para otras regiones del mundo.

#### 5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), por proporcionar el conjunto de datos observados, y al Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF) por suministrar los datos del reanálisis ERA-40. También cabe reconocer al Grupo de Trabajo en Modelización Acoplada del World Climate Research Programme, que es responsable de CMIP. Finalmente cabe agradecer a los grupos de los modelos climáticos (listados en la Tabla 1 de este documento) por poner a disposición su salida del modelo.

#### 6. REFERENCIAS

- Bentsen, M.; Bethke, I.; Debernard, J.B.; Iversen, T.; Kirkevåg, A.; Seland, Ø.; Drange, H.; Roelandt C.; Seierstad, I.A.; Hoose, C. y Kristjánsson, J.E. (2012). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation. *Geosci Model Dev Discuss* 5: 2843-2931. doi:10.5194/gmdd-5-2843-2012
- Chylek, P.; Li, J.; Dubey, M.K.; Wang, M. y Lesins, G. (2001). Observed and model simulated 20th century Arctic temperature variability: Canadian Earth System Model CanESM2. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 11: 22893–907.
- Collins, W.J.; Bellouin, N.; Doutriaux-Boucher, M.; Gedney, N.; Hinton, T.; Jones, C.D.; Liddicoat, S.; Martin, G.; O'Connor, F.; Rae, J.; Senior, C.; Totterdell, I.; Woodward, S.; Reichler, T.; Kim, J. y Halloran, P. (2008). Evaluation of the HadGEM2 model. Hadley Centre Technical Note HCTN 74, Met Office Hadley Centre, Exeter, UK.

- Dunne, J.P.; John, J.G.; Adcroft, A.J. et al. (2012). GFDL's ESM2 Global Coupled Climate-Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *J Climate* 25: 6646–6665. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00560.1>
- Herrmann, J.M. (2008). Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophys Res Lett* 35: L04607.
- Imbert, A. y Benestad, R. (2005). An improvement of analog model strategy for more reliable local climate change scenarios. *Theor Appl Climatol* 82: 245–255. doi: 10.1007/s00704-005-0133-4
- Iversen, T.; Bentsen, M.; Bethke, I.; Debernard, J.B.; Kirkevåg, A.; Seland, Ø.; Drange, H.; Kristjánsson, J.E.; Medhaug, I.; Sand, M. y Seierstad, I.A. (2012). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 2: Climate response and scenario projections. *Geosci Model Dev Discuss* 5: 2933-2998. doi:10.5194/gmdd-5-2933-2012
- Llasat, M.C.; Ramis, C. y Barrantes, J. (1996). The meteorology of high-intensity rainfall events over the West Mediterranean region. *Remote Sensing Reviews* 14: 51–90.
- Marsland, S. J.; Haak, H.; Jungclaus, J. H.; Latif, M. y Roeske, F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *Ocean Model.*, 5: 91-127.
- Moncho, R.; Belda, F. y Caselles, V. (2009): “Climatic study of the exponent n of the IDF curves of the Iberian Peninsula”, *Tethys*, nº6, 2009, 18 pp. DOI: 10.3369/tethys.2009.6.01.
- Moncho, R.; Caselles, V. y Chust, G. (2012). Alternative model for precipitation probability distribution: application to Spain. *Clim Res* 51: 23-33, doi: 10.3354/cr01055.
- Monjo, R.; Caselles, V. y Chust, G. (2014). Probabilistic correction of RCM precipitation in the Basque Country (Northern Spain). *Theor Appl Climatol*, 117: 317-329. DOI: 10.1007/s00704-013-1008-8.
- Pérez-Cueva, A. (1983): *Precipitaciones extraordinarias en la España Peninsular*, *Agricultura y sociedad*, 28: 189–203. ISSN: 0211–8394.
- Raddatz, T. J.; Reick, C. H.; Knorr, W.; Kattge, J.; Roeckner, E.; Schnur, R.; Schnitzler, K.-G.; Wetzel, P. y Jungclaus, J. (2007). Will the tropical land biosphere dominate the climate-carbon cycle feedback during the twenty first century?, *Clim. Dyn.* 29: 565-574, doi: 10.1007/s00382-007-0247-8.
- Ribalaygua, J.; Torres, L.; Pórtolos, J.; Monjo, R.; Gaitán, E. y Pino, M.R. (2012). Description and validation of a two-step analogue/regression downscaling method. *Theor Appl Climatol* 114: 253-269, DOI 10.1007/s00704-013-0836-x.
- Taylor, K.E.; Stouffer, R.J. y Meehl, G.A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Amer Meteor Soc* 93: 485–498. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Uppala *et al.* (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131: 2961-3012. DOI: 10.1256/qj.04.176. Data base url: [http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40\\_daily](http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40_daily).
- Voltaire, A.; Sanchez-Gomez, E.; Salas, y, Méliá, D.; Decharme, B.; Cassou, C.; Sénési, S.; Valcke, S.; Beau, I.; Alias, A.; Chevallier, M.; Déqué, M.; Deshayes, J.; Douville, H.; Fernandez, E.; Madec, G.; Maisonnave, E.; Moine, M-P.; Planton, S.; Saint-Martin, D.; Szopa, S.; Tyteca, S.; Alkama, R.; Belamari, S.; Braun, A.; Coquart, L. y Chauvin, F. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim Dyn*, Special Issue: 1-31, online, doi: 10.1007/s00382-011-1259-y



Watanabe, S.; Hajima, T.; Sudo, K.; Nagashima, T.; Takemura, T.; Okajima, H.; Nozawa, T.; Kawase, H.; Abe, M.; Yokohata, T.; Ise, T.; Sato, H.; Kato, E.; Takata, K.; Emori, S. y Kawamiya, M. (2011). MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments, *Geosci. Model Dev.* 4: 845-872, doi:10.5194/gmd-4-845-2011.

Xiao-Ge, X.; Tong-Wen, W. y Jie, Z. (2013). Introduction of CMIP5 Experiments Carried out with the Climate System Models of Beijing Climate Center. *Advances in climate change research* 4: 41-49. DOI: 10.3724/SP.J.1248.2013.041.

Yukimoto, S.; Yoshimura, H.; Hosaka, M.; Sakami, T.; Tsujino, H.; Hirabara, M.; Tanaka, T.Y.; Deushi, M.; Obata, A.; Nakano, H.; Adachi, Y.; Shindo, E.; Yabu, S.; Ose T. y Kitoh A. (2011). Meteorological Research Institute-Earth System Model v1 (MRI-ESM1) - Model Description. Technical Report of MRI, No. 64, 83 pp.