

# OBSERVED AND MODELLED REGIONAL CLIMATE CHANGE

(Solicited talks given at the 6<sup>th</sup> International Congress of the AEC)

Manola Brunet  
Javier Sigró  
Enric Aguilar  
(Eds.)



Publicaciones de la  
Asociación Española de Climatología (AEC)  
Series B, nº 6

## Table of Contents

... which are being paid by the ... and modeling communities ... an overall understanding of ... its impacts of lower spatial ... knowledge on the ... variability and ... and extreme states of ... over the regional and ... not only will benefits ... and comprehensive ... not ... to the responsible ... of the best ... to face climate ... such as ...	1
... temperature change in the context of the last millennium	3
... changes in climate extremes over Europe	11
... de España para la generación de escenarios regionalizados de cambio climático	19
... regionalizados de cambio climático en España y métodos de aplicación para evaluar	29
... de analogos en el downscaling estadístico	41
... y aplicaciones de regionalización dinámica	49

Serie B, nº 6

First Edition May 2009

Copyright © Asociación Española de Climatología and authors

Solicited talks given at the 6<sup>th</sup> International Meeting of Asociación Española de Climatología (AEC) on *Regional Climate Change and its Impacts* held in Tarragona (8-11 October 2008) and organised by AEC and Climate Change Research Group of the Dept. of Geography at University Rovira i Virgili with the sponsorship of Agencia Estatal de Meteorología (AEMet), Ministerio de Educación y Ciencia and URV

ISBN: 978-84-691-9794-3

Depósito Legal: T-481-2009

No se permite la reproducción total o parcial de este libro ni la compilación en un sistema informático ni la transmisión en cualquier forma o por cualquier medio, ya sea electrónico, por fotocopia, por registro o por otros medios presentes y futuros, ni el préstamo, alquiler, o cualquier forma de cesión de uso del ejemplar, sin el permiso previo y por escrito de los titulares del copyright.

Printed in Spain – Impreso en España

Edited by Asociación Española de Climatología  
Imprime: Artyplan, Av. Marquès de Montoliu, 10-12  
43002 Tarragona - Spain

# Instrumental temperature change in the context of the last millennium

Phil Jones

*Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, NR4 7TJ, UK*

## ABSTRACT:

The instrumental-based global temperature record (1850 to the present) shows long-term warming of about 0.8°C. All of this warming has occurred in the 20th century, exclusively in two phases (late-1910s to the early 1940s and since the mid-1970s). The trend is not monotonic, but masked on decadal and shorter timescales by large natural variability related to atmospheric and oceanic circulation changes (the largest of which is related to the El Niño/Southern Oscillation phenomenon). Here we show how this high-frequency variability dominates on timescales less than a decade, with anthropogenic forcing dominating on decadal-and-longer timescales. Several aspects of the development of the global temperature record are discussed: homogeneity, urbanization and recent reassessments of biases in the sea surface and marine air temperatures measured over the world's oceans. Finally, the record from the period since 1850 is placed in a longer-term context, using longer instrumental records from Europe which extend back to about 1700 and much longer paleoclimatic data (from trees, ice cores, corals and documentary evidence) which is spatially extensive for much of the past millennium.

**Key Words:** Global temperature, instrumental, sea surface temperature, urbanization, paleoclimatology

**Palabras clave:** Temperatura global, instrumental, temperatura superficie marina, urbanización, paleoclimatología

## RESUMEN:

El registro global de la temperatura del aire basado en datos instrumentales (desde 1850 al presente) muestra un calentamiento a largo plazo de cerca de 0.8 °C. Este calentamiento ha ocurrido en el siglo XX, exclusivamente en dos fases (desde finales de la década de 1910 a inicios de 1940 y desde la mitad de 1970 al presente). La tendencia no es monótona, sino que queda enmascarada decadal e interanualmente por la variabilidad natural de gran escala relacionada con cambios en la circulación atmosférica y oceánica (la mayor parte de la cual esta asociada al fenómeno de El Niño/Oscilación Austral). Aquí mostramos cómo esta variabilidad de alta frecuencia domina sobre escalas temporales menores que la decadal, mientras que el forzamiento antrópico lo hace sobre escalas mayores. Varios aspectos del desarrollo del registro térmico global se discuten en la ponencia: la homogeneidad del registro, la influencia de la urbanización y una reciente nueva valoración de los sesgos de la temperatura superficial del mar y del aire sobre la superficie marina medida sobre los océanos del globo. Finalmente, el registro instrumental se pone en un contexto temporal más largo, usando los registros instrumentales europeos de más largo recorrido que se extiende hasta 1700 y con datos paleoclimáticos (desde anillos de crecimiento de los árboles, testigos de hielo, corales y evidencias documentales), los cuales son espacialmente extensos para buena parte del pasado milenio.

## INTRODUCTION:

The global temperature record is the most well-known series in climatology. It is likely the simplest measure of the state of the climate system. On longer timescales, we refer to glacial and interglacial epochs and illustrate these using isotopically-inferred temperatures from Greenland and the Antarctic. Updated values of the instrumental global temperature record are discussed, sometimes on a monthly basis, with people trying to determine whether the change accords with their beliefs. This brief article will discuss some of the many aspects that have to be considered during the construction of the series, and then place the historic record in a millennial context. The most important point to realize with the global temperature series is that it is the weighted average of a gridded dataset that incorporates all the constituent land and marine observations. The global average series is just the simplest way of showing the whole dataset in a single diagram.

There are various versions of the gridded temperature dataset, all described in Brohan *et al.* (2006). The sources of the land-only dataset (CRUTEM3) are discussed in Jones and Moberg (2003). The sources of the marine dataset (HadSST2) are discussed in Rayner *et al.* (2006). The land and marine dataset are combined into HadCRUT3 (see Brohan *et al.* (2006). Over the course of the twentieth century, the amount of constituent data has improved. The variance of the gridded versions will be reduced when more data are incorporated, so variance-adjusted versions have been developed (CRUTEM3v and HadCRUT3v) which reduce the influence of this effect (see discussion in Jones *et al.*, 1997, 1999 and 2001). All the gridded versions are expressed as anomalies from the 1961-90 average. The use of anomalies overcomes numerous issues over land regions (principally stations at different elevations and countries using different methods of calculating monthly mean temperatures) and enables the more

reliable sea surface temperature (SST) anomalies to be used over the ocean instead of the less reliable marine air temperature (MAT) anomalies. SSTs are more reliable than MATs because averages require many fewer observations to achieve a certain level of accuracy for each grid box. This is because SST varies much less from day to day and has little in the way of a diurnal cycle.

Figure 1 shows the global temperature average for the period from 1850 to the near present (2006).

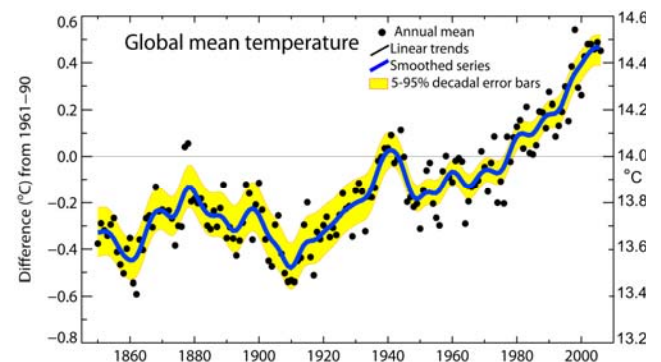


Figure 1: Global temperature data from 1850 to 2006. The dots indicate the individual estimates, with the band illustrating the errors of estimate on the decadal timescale (depicted as the central line). The right-hand axis gives the temperature average in absolute degrees Celsius, which is simply 14°C plus the 1961-90 based anomaly.

The figure illustrates the world has warmed during the twentieth century, principally in two phases from about 1920 to the mid-1940s and from the mid-1970s to the present. In between these two periods there was a slight cooling, that is not statistically significant. An issue with the late-1940s will be discussed later. Much is made in the popular media and on blog sites about the apparent lack of warming in recent years following the record warmth in the year 1998. This discussion highlights the lack of climatic understanding of many commentators about what factors influence the global temperature record. As will be shown later, the underlying cause of the warming is the build-up of greenhouse gases in the atmosphere. This has caused a warming of 0.2°C per decade over the last 30 years. This rate of

warming is  $0.02^{\circ}\text{C}$  per year, so is very small compared to the year-to-year variability clearly evident in Figure 1. Much of this year-to-year variability is related to oceanic and atmospheric variability, which are natural in origin. The most important of these are the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), and the Northern and Southern Annular Models (NAM and SAM). It has been known for a long time that the negative phase of the Southern Oscillation Index (SOI, which coincides with an El Niño event) leads to the world being  $0.1$  to  $0.2^{\circ}\text{C}$  warmer (the range is determined by the severity of the event) than it would otherwise be. Similarly the opposite phase (La Niña) leads the world to being cooler by a similar amount. The last major El Niño event occurred in 1997/98 leading to the record breaking year in 1998, while we have been in an ongoing La Niña event since early 2007. Using the regression coefficient developed by Jones (1989) between the SOI and global temperatures of  $-0.06$  per SOI unit (based on the period from 1867 up to 1988), 1998 (with an SOI index of  $\sim -3$  during the appropriate season) was  $0.18^{\circ}\text{C}$  warmer and 2007 (with an SOI index of  $\sim -2$ ) was  $0.12^{\circ}\text{C}$  cooler than with a neutral SOI value. Based on the SOI influence alone, the difference in temperatures between 1998 and 2007 should have been  $0.3^{\circ}\text{C}$  with 1998 warmer. Based on anthropogenically-induced warming the difference should have been  $0.2^{\circ}\text{C}$  with 2007 warmer. The actual difference was  $0.14^{\circ}\text{C}$  with 1998 warmer, much in line with the expected change ( $0.3$  minus  $0.2$ ). In a similar vein, the average of the years 2001-2007 is  $0.21^{\circ}\text{C}$  warmer than 1991-2000, exactly in line with expectations from anthropogenically-induced warming. At the decadal timescale, the influence of oceanic and atmospheric circulation influences tends to cancel and the anthropogenic influence dominates. So, 'global warming' has not stopped, it is being countered during a La Niña event, and the next record warm year will be when the next El Niño event occurs.

## ISSUES WITH THE GLOBAL TEMPERATURE RECORD:

### *Homogeneity*

Few of the land stations that comprise the gridded temperature record have remained in exactly the same location, or used exactly the same procedures to measure average daily and monthly temperatures since their inception. Numerous procedures have been developed to assess each temperature time series for long-term homogeneity (see e.g. Peterson *et al.*, 1998). An interesting way of looking at the adjustments applied is to plot the size of the monthly adjustments as a histogram across all sites that needed adjusting. This reveals a bi-modal distribution (see e.g. Brohan *et al.*, 2006, their Figure 4, and Menne and Williams, 2008, their Figure 6) for stations around the world and for the US Historic Climatological Network (HCN), respectively. The bi-modal distribution results from the inability of adjustment techniques to locate discontinuities near to zero (as one would expect), with the majority of adjustments being in the range  $\pm(0.5$  to  $2.0^{\circ}\text{C})$ . In both examples of multiple station adjustments, the overall change to the 'average' temperature across all sites is relatively close to zero.

The effort involved in both studies in the previous paragraph is considerable. Showing that the extensive adjustment procedures have little overall impact on trends averaged over large areas, therefore, clearly warrants the question: why undertake the exercise at all? It is clearly necessary for individual sites to be homogeneity assessed and adjusted where necessary. They are likely to be needed for a whole range of studies in climatology and related sciences, all of which should be using the best (adjusted if necessary) data, and the great majority of users do not want to have to worry about homogeneity issues. As the scales increase, however, the overall impact of the homogeneity exercises on large-scale averages lessens, especially when the number of stations incorporated into the average series is high. This aspect of

homogeneity adjustment, however, *only* applies to the application of developing large-scale averages. Ideally, we would like all series to be homogeneity adjusted, so all the grid-box series were as homogeneous as possible. An excellent way of illustrating the need for local-scale homogeneity assessment is shown by Caussinus and Mestre (2004, their Figure 9) for France. This shows coherent and easily-contourable temperature trends for the period 1901-2000 for France after adjustment, but a pattern of abrupt spatial variations and bull's-eyes before. Thus, homogeneity increases the confidence of both authors and readers in the results, at both local and larger scales. The exception to this distribution of adjustments for land stations is biases that result from systematic changes across entire networks such as the time of observation biases in the United States (see Karl *et al.*, 1986 and Menne *et al.*, 2008). As indicated in the latter paper, it is important to remove these biases before undertaking homogeneity adjustment.

### Urbanization

One of the most common mistaken beliefs about the global temperature dataset is that the warming occurs because many of the land sites are located in urban environments. This is mistaken for two reasons: first, two thirds of the data come from the marine realm, so are unaffected by urbanization, and second, many of the sites come from isolated parts of the world's land areas. Some sites do come from developed areas, but it is important to remember that in the construction of the gridded dataset, anomalies (from the common base period of 1961-90) are used. Thus it doesn't matter if the observation sites are located in areas which are warmer than they should be. What matters is whether these areas are getting warmer over their periods of record. This is referred to as urban-related warming, as opposed to relative warmth due to urbanization. This later aspect is referred to as the Urban Heat Island. Figure 2 shows

an example of annual average temperatures records at sites in and around London for the last 45 years.

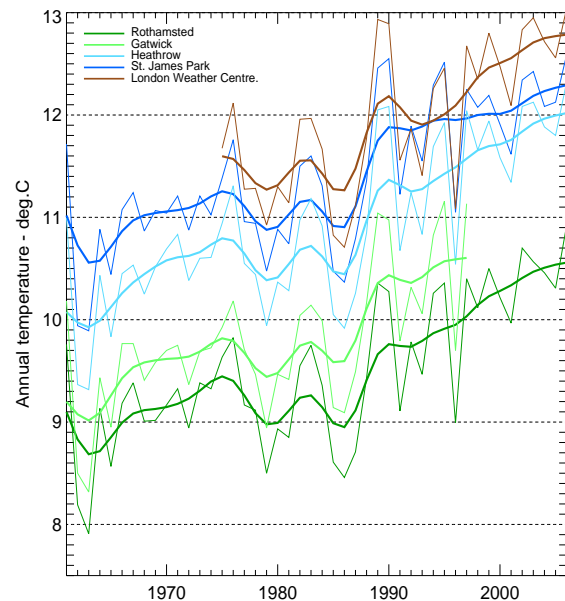


Figure 2: Annual temperature trends for five sites in and around London. The smooth lines in this and subsequent plots are produced using a 10-year data-adaptive Gaussian filter.

The 'downtown' sites are the London Weather Centre and St. James's Park, but although they are warmer than their rural counterparts around London (Rothamsted and Gatwick) they are not warming faster than the other sites. In terms of anomalies from the common period, each site would show approximately the same values. Central London became warmer than the surrounding countryside, but this has taken place over centuries, and additional warming is not becoming worse. What this simple study highlights is that each record needs to be considered in comparison to neighbours. Problems of sites exhibiting urban-related warming trends compared to neighbours will be highlighted in the homogeneity assessment exercises (see above) and affected sites can be removed from the basic station database.

### *SST and MAT*

As inferred from above, the SST (and MAT) component of the global temperature database is the most important as it covers two thirds of the surface of the world. The assessment of homogeneity is much more difficult to achieve because the problems involved are both harder to comprehend and more pervasive, in the sense that they are biases that affect the whole of the world's oceans. For the land areas, one station might be affected by a station site move but its neighbour not. This spotty nature of the problem allows an easy solution (see above) to be used. For the oceans, it is necessary to study the history of marine recording and to realize that in anomaly terms the SST and MAT for each grid box, ocean basin and hemisphere should be showing much the same time series. The history of marine recording is complex and poorly recorded. In a sentence, SST observations were taken in the 19th century using thermometers placed into water sampled from the ocean using wooden buckets; during the early 20th century canvas buckets were used and during the Second World War the maritime fleets began to use temperatures directly measured in the ocean (called variously engine intake and hull sensor measurements). The differences between engine intake estimates and canvas buckets are of the order of 0.3 to 0.7°C, with the buckets cooler. Based on the strong spatial and seasonal patterns in the differences seen in research cruises, Folland and Parker (1995) developed a method to adjust the canvas and wooden bucket measurements to those of the later engine intake variety. The difficulty in applying this approach is determining which ships (more precisely which shipping fleets) used buckets and which intakes, but this aspect wasn't recorded until the 1970s.

The assumptions that have been made are that wooden buckets were in use in 19th century, gradually changing to canvas buckets between 1900 and 1920. Canvas buckets were then in use up to around 1941, with engine intakes afterwards. This

has been called into question by Thompson *et al.* (2008), who show that there was an anomalous drop in SST after August 1945 (anomalous in the sense of not being seen in the land data). The implication of the drop is that canvas bucket readings almost certainly continued after WW2, possibly right up to the mid-1960s for some ships. In order to resolve these issues, there needs to be more comparisons made with the MAT data. Additionally, the poorly sampled WW2 period will soon be augmented with many more observations, made through digitizing of British logbooks for the period, particularly for the South Atlantic and the Indian Oceans. Thompson *et al.* (2008) also allude to a problem with SST data in the recent period. Up to the early 1990s, all of the SST and MAT data were taken by ships. To improve weather forecasting and improve SST measurements away from the principal shipping routes, SSTs are now being measured on drifting and fixed buoys. The number of measurements coming from these new instruments is beginning to dominate in the main marine data bank. Although overlap measurements are not that long, it appears that the new measurements may be between 0.1 and 0.2°C cooler than ship-based SST. This is likely due to the ship measurements being 'warmed' slightly by the ship itself, with the buoy measurements providing the truer temperature in an absolute sense. Once adjustments have been made, it is likely that global temperatures will rise in the last 5-10 years, as the absolute SSTs for the base period of 1961-90 are reduced.

### LONGER EUROPEAN TEMPERATURE SERIES:

The gridded global temperature database extends back to 1850. Before this date coverage reduces around the world. Over Europe, though, coverage extends back well into the 18th century, and to late 17th century across northwestern parts of Europe (see e.g. Jones, 2001 and Jones and Briffa, 2006). Figure 3 shows regional averages based on some



these longer records for Central England, Central Europe and Fennoscandia.

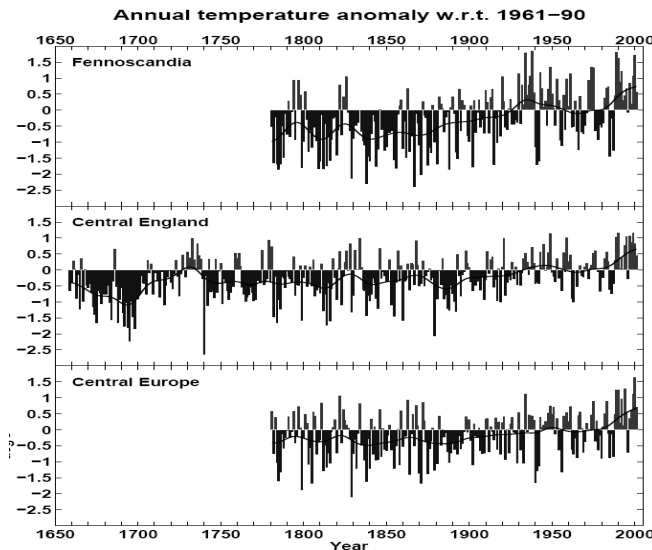


Figure 3: Annual temperatures for Fennoscandia, Central England and Central Europe, expressed as anomalies from the 1961-90 base period.

Figure 4 shows the summer value (June, July and August) of the Central European (which encompasses Germany, Switzerland, Austria, much of France northern Italy and parts of northeastern Spain).

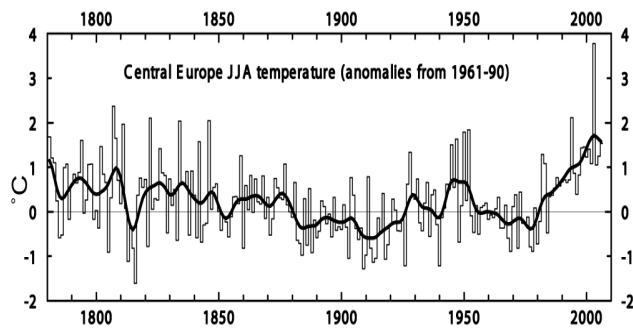


Figure 4: June to August (JJA) temperature anomalies in Central Europe relative to 1961-90. In the summer of 2003 the anomaly value of 3.8°C far exceeded the next largest anomaly of 2.3°C in 1807.

Ongoing work with summer temperatures in central Europe appears to indicate that the measured temperatures have been recorded up to 0.5°C too

warm compared with screened locations from the 1870s onwards. In the case of Figure 4, this is likely to lower summer temperatures by this amount for the period before about 1850. This problem only affects temperatures during the 'summer' part of the year (so May to September) and relates to direct exposure of sunshine onto north-wall located thermometers prior to the screens. The affect could also be important in Fennoscandia and Central England, but is less important here because it is generally cloudier.

### THE LAST 150 YEARS IN A MILLENNIAL CONTEXT:

Figure 5 (from the 2007 IPCC report, their Figure 6.10) shows our best estimates of the course of temperature change over the last 1300 years.

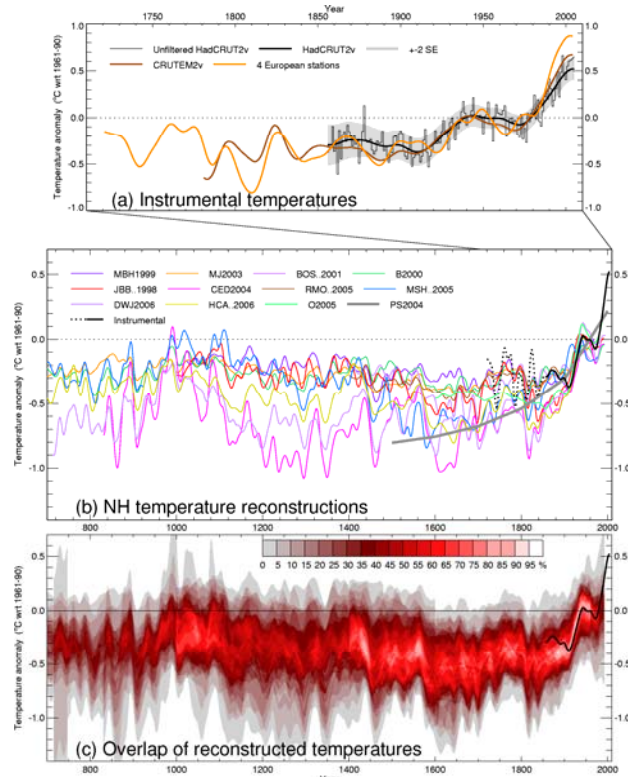


Figure 5: Figure 6.10 taken from Chapter 6 of the IPCC WG1 report (Jansen *et al.*, 2007). For the full details of the caption, the reader is referred to the original figure, where the caption spreads

over half a page incorporating Table 6.1 from Jansen *et al.* (2007).

The figure shows reconstructions of Northern Hemisphere temperature made by a dozen different groups using different but overlapping regional and local temperature estimates from proxy data (reconstructions based on tree rings, ice cores, corals and documentary sources). In the plot the instrumental temperature record is shown to be warmer now (since about 1980) than at any time in the whole period. The warmest earlier period was between about AD 950-1100 in what is termed by historians as the High Medieval Period. Temperatures then cooled, particularly after about 1400 and the coolest centuries of the millennium occurred in the 17th and the 19th centuries. The former was more severe in Europe with the latter more severe in North America.

#### REFERENCES:

- Brohan, P., Kennedy, J., Harris, I., Tett, S.F.B. and Jones, P.D., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Folland, C.K. and D.E. Parker, 1995: Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **121**, 319–367.
- Jansen, E., J. Overpeck, K.R. Briffa, J.-C. Duplessy, F. Joos, V. Masson-Delmotte, D. Olago, B. Otto-Bliesner, W.R. Peltier, S. Rahmstorf, R. Ramesh, D. Reynauld, D. Rind, O. Solomina, R. Villalba, D. Zhang, 2007: Paleoclimatology. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], pp 433-497, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jones, P.D., 1989: The influence of ENSO on global temperatures. *Climate Monitor*, **17**, 80-89.
- Jones, P.D., 2001: Early European instrumental records. In: *Climate and Climatic Impacts: The last 1000 Years* (P.D. Jones, A.E.J. Ogilvie, T.D. Davies and K.R. Briffa, Eds.), Kluwer/Plenum, 55-77.
- Jones, P.D. and Briffa, K.R., 2006: Unusual climate in northwest Europe during the period 1730 to 1745 based on instrumental and documentary data. *Climatic Change*, **79**, 361-379.
- Jones, P.D. and Mann, M.E., 2004: Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, **42**, doi:10.1029/2003RG000143.
- Jones, P.D. and Moberg, A., 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Climate*, **16**, 206-223.
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Wigley, T.M.L., Kelly, P.M. and Santer, B.D., 1997: Potential discontinuities in the MSU2R temperature record revealed by comparisons with the surface record over 1979 to 1996. *J. Geophys. Res.*, **102**, 30135-30145.
- Jones, P.D., New, M., Parker, D.E., Martin, S. and Rigor, I.G., 1999: Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Reviews of Geophysics*, **37**, 173-199.
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., Folland, C.K., Horton, B., Alexander, L.V., Parker, D.E. and Rayner, N.A., 2001: Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series. *J. Geophys. Res.*, **106**, 3371-3380.
- Menne, M.J. and C.N. Jr. Williams, 2008: Homogenization of temperature series via pairwise comparisons. *J. Climate* (accepted).
- Peterson, T.C., Easterling, D.R., Karl, T.R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Böhm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, M.J., Førland, E.J., Hansse-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P.D. and Parker, D.E., 1998: Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1493-1517.
- Rayner, N.A., et al., 2006: Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured *in*

*situ* since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Climate*, 19, 446-469.

Thompson, D.W.J., Kennedy, J.J., Wallace, J.M. and Jones, P.D., 2008: A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature*, 453, 646-649.

Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], pp235-336, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

# Long-term changes in climate extremes over Europe

Albert Klein Tank

*KNMI, The Netherlands*

## INTRODUCTION:

According to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 'confidence has increased that some extremes will become more frequent, more widespread and/or more intense during the 21st century'. In this context, it is relevant to assess how the past warming has affected the occurrence of temperature extremes, and whether the past warming was accompanied by detectable changes in precipitation extremes. Although changes in temperature and precipitation extremes have often been analyzed for individual stations and countries, a coherent picture for Europe as a whole is more difficult to obtain. The main reason is the limited spatial coverage of the available high time-resolution European datasets. The second reason is that different definitions of climate extremes are used, which makes it difficult to compare the results of different studies.

In disciplines of climate change research such as climate monitoring, climate change detection/attribution and climate modeling, extremes generally refer to rare events within the statistical reference distribution of particular weather elements at a particular place and thus to the tails of the probability density function (PDF). Another definition of extremes is used in impact analysis. Here, extremes usually refer to the hazardous weather conditions that result in strong adverse effects on ecosystems or sectors of society, such as human safety and health, water management, agriculture, energy, insurance, tourism and transport. Examples of extreme impact events are the environmental disasters that are frequently reported in the media. Extreme impact events may be of small spatial scale and short duration (tornadoes), but could also affect large areas and extend over several days, several months or perhaps even years (e.g. droughts).

Extreme impact events do not necessarily match with extremes in the far tails of the statistical

distribution. The impacts that result from extreme values of weather elements are to a large degree dependent on the conditions of the system that is under investigation (including its vulnerability and capacities for adaptation and mitigation). For instance, the hydrology of an area determines whether or not it can cope with torrential rainfall without being flooded. Likewise, the design of buildings, availability of cooling gear and attitude of the inhabitants determines whether communities can withstand summer heat waves. Although the weather extremes in the tails of the distribution are not directly related to environmental disasters, it is very likely that a systematic change in weather extremes will also be accompanied by a systematic change in extreme impact events.

From a scientific point of view, assessing changes in extreme impact events is problematic for several reasons. First, the inventories that are available to study extreme impact events are biased towards recent years simply because of improved communication technology (see Figure 1). Second, the methods to compare the reported events in an objective way are lacking. Third, even when corrected for improving communication technology, the growing number of reported events indicates global trends in population vulnerability rather than an increased frequency of extreme events. In this respect it is no wonder that widespread claims that extreme events are more common nowadays than in the past often come without scientific evidence.

Assessing changes of extremes in the tails of the statistical distribution is not trivial as well. A valid analysis of extremes in the tails of the distribution requires long time series of observations to obtain reasonable samples. Also, series with at least a daily time resolution are needed to take into account the sub-monthly nature of many climate extremes. A dataset of high-resolution observational series with sufficient density and quality has been developed within the European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) project (Klein Tank et al., 2002).

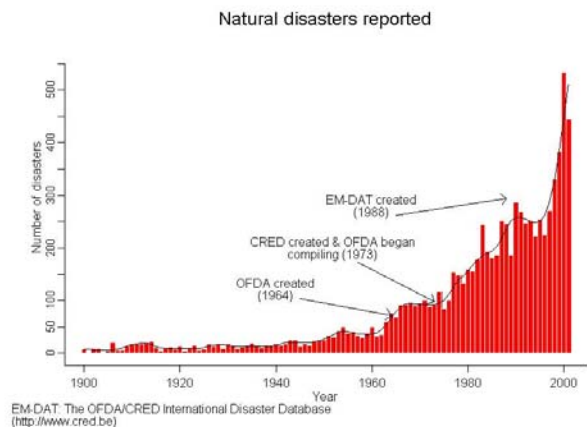
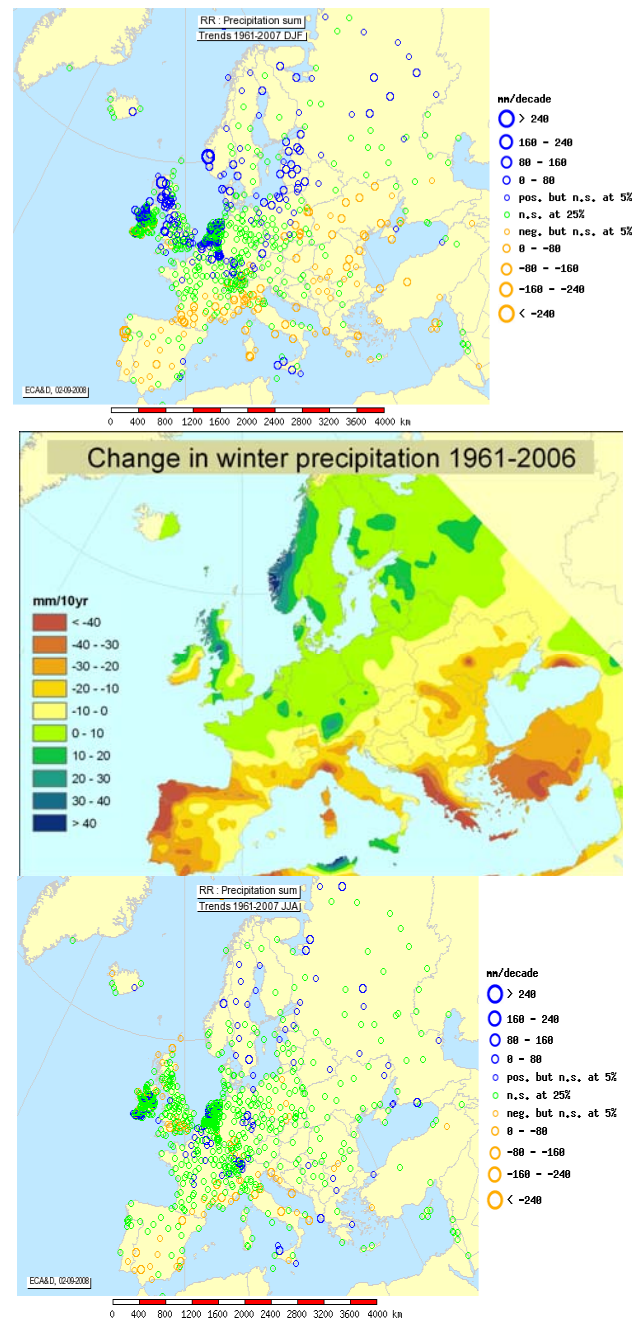


Figure 1: Number of reported natural disasters per year. The increase is mainly due to improved reporting and archiving of events.

### EUROPEAN CLIMATE ASSESSMENT & DATASET PROJECT (ECA&D):

The ECA&D dataset contains long series of daily station observations such as air temperature and precipitation. Since its presentation in 2002, this dataset has been effectively used for the study of climate extremes on a regional scale (among others Della Marta et al., 2007; Fischer et al., 2007; Moberg et al., 2006) and global scale (Alexander et al., 2006; Frich et al., 2002). The dataset has recently been updated and extended as part of the EU-FP6 project ENSEMBLES (Hewitt and Griggs, 2004). It now contains observational series of 2191 stations (a tenfold increase over the number in 2002; average inter-station distance: ~75km; see Klok and Klein Tank, 2008). About 1200 precipitation series and 750 temperature series cover the period 1960 to 2000. For a small number of stations (< 15%) air pressure, cloud cover, sunshine duration, snow depth and relative humidity series have been collected. All series are quality controlled and the homogeneity of the precipitation and temperature series is assessed. The main potential of the ECA dataset follows from its daily resolution, enabling studies of impact relevant climate extremes and

variability. The spatial resolution is now also high enough for gridding and comparison with regional climate models, which has been done as part of the EU-FP6 project ENSEMBLES (Haylock et al., 2008). Figure 2 illustrates the dataset by showing the change in precipitation amount over the last 45 years for winter and summer.



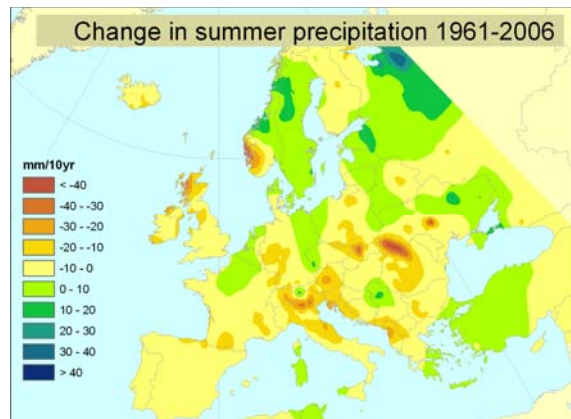


Figure 2: Change in precipitation amount over the period since 1961 for summer (two bottom plots) and winter (two upper plots). Both the station trends (Klok and Klein Tank, 2008) and the trends in the gridded dataset (Haylock et al., 2008) are shown.

All series in the ECA dataset are continuously updated by near real time station reports (SYNOP messages) from the ECMWF MARS-archive to enable near real time climate monitoring. Updating from this source is necessary, because updates from the data providers are usually received with some delay and the insertion of the series in the database takes time. Data obtained from SYNOP messages are considered preliminary, and are not quality controlled. When quality controlled data becomes available from a participating country, the corresponding SYNOP data is replaced. SYNOP messages and sporadically also data from nearby stations are used to fill gaps in the series, provided that they are measured within 25 km distance and 50 m height difference.

About 50% of all daily series in the ECA&D dataset is currently publicly available (status August 2007) and can be downloaded from the project website (<http://eca.knmi.nl>). Long climatological time series often contain variations due to non-climatic factors, such as site-relocations, or changes in instrumentation and observing practices. This can lead to shifts in the mean or the variance and to spurious trends. High quality meta data reports of

observational changes are generally lacking or the reports come in non-standardized formats, which are difficult to interpret. Only few series in ECA&D contain associated meta data that can help identify potential inhomogeneities. As inhomogeneities can distort or even hide the true climatic signal, statistical techniques for homogeneity testing is a key tool for climate change studies. Within ECA&D, the procedure of Wijngaard et al. (2003) is used to test the precipitation and temperature series. This method classifies the series in three homogeneity classes: useful, doubtful, and suspect, depending on the number out of four statistical tests that reject the null hypothesis of no break in the series. The station-by-station results of these tests are available from the ECA&D website. Because of its daily resolution, the ECA&D dataset enables a variety of climate studies, including detailed analyses of changes in the occurrence of extremes over the past ~50 yr in relation to changes in mean temperature and total precipitation.

#### DESCRIPTIVE INDICES OF EXTREMES:

From the internationally agreed list of climate change indices defined by the WMO–CCL/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI; Peterson and Manton, 2008), a subset was selected for calculation in ECA&D. Most of the indices are defined in terms of counts of days crossing thresholds, either absolute (fixed) thresholds or percentile (variable) thresholds. Annual day-count indices based on percentile thresholds are expressions of anomalies relative to the local climate. Consequently, the value of the thresholds is site specific. Such indices allow for spatial comparisons, because they sample the same part of the temperature and precipitation (probability density) distributions at each station. Annual day-count indices based on absolute thresholds are less suitable for spatial comparisons of extremes than those based on percentile thresholds. The reason is that, over an area as large as the European

continent, annual day-count indices based on absolute thresholds may sample very different parts of the temperature and precipitation distributions. This implies that in another climate regime, the variability in such indices readily stems from another season. For instance, year-to-year variability in frost-day counts (days with minimum temperature  $< 0^{\circ}\text{C}$ ) relates to the variability in the spring and autumn temperatures for the northern part of Europe, whereas in the southern part of Europe annual variability in frost-day counts is determined by winter temperature variability. Likewise, the threshold of  $25^{\circ}\text{C}$  in the definition of summer days (days with maximum temperature  $> 25^{\circ}\text{C}$ ) samples variations in summer temperatures in the north and variations in spring and autumn temperatures in the south.

Values of absolute extremes, like the highest 5-day precipitation amount in a year, can often be related with extreme events that affect human society and the natural environment. Indices based on the count of days crossing certain fixed thresholds (e.g. the  $0^{\circ}\text{C}$  threshold as used in the frost days index) can also be related to observed impacts, in particular if the thresholds refer to values of physical, hydrological or biological significance. Indices based on the count of days crossing percentile thresholds are less suitable for direct impact comparisons, but they may provide useful indirect information relevant to impact studies. For instance, the same value for the index very wet days often refers to larger amounts in wet climates than dry climates. The accompanying impacts are likely to differ accordingly. Yet, in every climate regime, nature and man have adapted to the local pattern of climate variability closely and local infrastructure is designed to withstand local extremes. Trends in the very wet days index are thus relevant for comparing, for instance, the changes in demands on drainage and sewerage systems at different locations in Europe. Likewise, the trends in cold and warm days are relevant for comparing changes in heating and cooling demands.

Due to the small (5–60 day) return periods of the events described by the selected day-count indices, they do not focus on situations that are rare enough to cause serious damage, like severe heat waves or large-scale flooding. In this respect the indices refer to ‘soft’ climate extremes. However, statistical analysis of trends in very extreme temperature and precipitation events (‘hard’ climate extremes with a return period of at least a decade) is not feasible, because of too few events in the short series. On the other hand, trend analysis of ‘soft’ climate extremes may be considered as empirical support for estimation of trends in ‘hard’ climate extremes. Time series with a typical length in the order of  $\sim 50$  yr are also generated by regional climate model simulations. This restricts the extremes that can be subject to trend analysis in these simulations to the same ‘soft’ climate extremes as in our observational series. Projections of changes in extremes by these models are then also limited to ‘soft’ climate extremes. Analysis of ‘hard’ climate extremes with return periods exceeding decades requires long-term ensemble simulations.

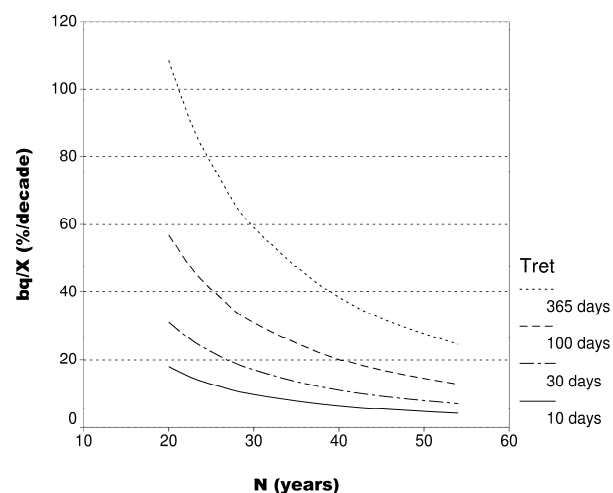


Figure 3: Relation between the relative trend  $bq/X$  required for 80% detection probability (significance level 5%) and series length  $N$ , for extreme events with average return period = 10, 30, 100, and 365 days (Klein Tank and Können, 2003; Buishand et al. 1988). For instance, for extremes with return period of 365 days instead

of 10 days, 6 times larger percentage trends are required to achieve equal detection probability. Likewise, a 3 times larger trend is needed in a 25 yr record than in a 50 yr record to reach the same detection probability.

The probability of detecting trends in time series depends on the trend magnitude, the record length, and the statistical properties of the variable of interest, in particular the variance. For uninterrupted event-count records with independence between successive events the relative trend that can be detected at a given significance level (e.g. 5%) with a particular probability is depicted in Figure 3.

#### INDEX FOR PRECIPITATION EXTREMES:

The index  $R95\%_{tot}$ , that is, the fraction of annual precipitation amount due to very wet days, is used in ECA&D to investigate the supposed amplified response of the extreme precipitation events relative to the change in total amount (Groisman et al. 1999). Indices like  $R95\%_{tot}$  are suitable to analyze such changes in the tail of the precipitation distribution, as they implicitly take into account the trends in the total amount. The  $R95\%_{tot}$  index is not sensitive to changes in the number of wet days either. Positive  $R95\%_{tot}$  trends are indicative of a disproportionate large contribution of the extremes to wetting. At stations where the annual amount decreases, positive  $R95\%_{tot}$  trends indicate that the very wet days are less affected than the other wet days. Negative  $R95\%_{tot}$  trends indicate a smaller than proportional contribution of very wet days to wetting or drying.

Figure 4 shows the time evolution of  $R95\%_{tot}$  for Barcelona and the trends for all stations in Europe between 1946 and 2007. A signal of a disproportionate large change in the extremes relative to the total amount is present for Europe as a whole, but for Barcelona as well as many other individual stations the trend is not significant. The significant positive trend when averaged across Europe supports the notion of an amplified response

of the extreme events compared with the annual amount. Future investigations of the relation between atmospheric circulation and  $R95\%_{tot}$  may clarify to what extent circulation changes (e.g. related to the NAO) contributed to the observed trends.

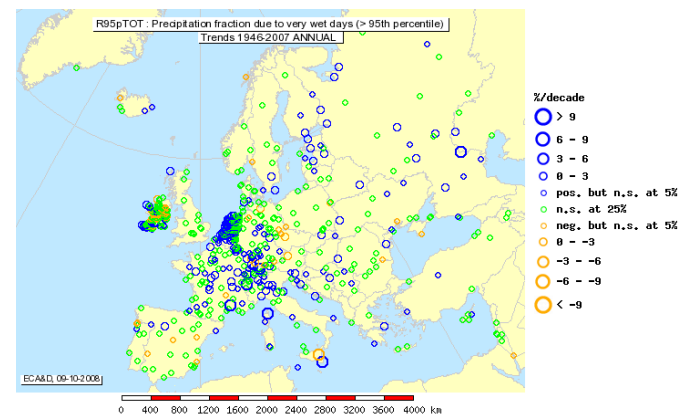
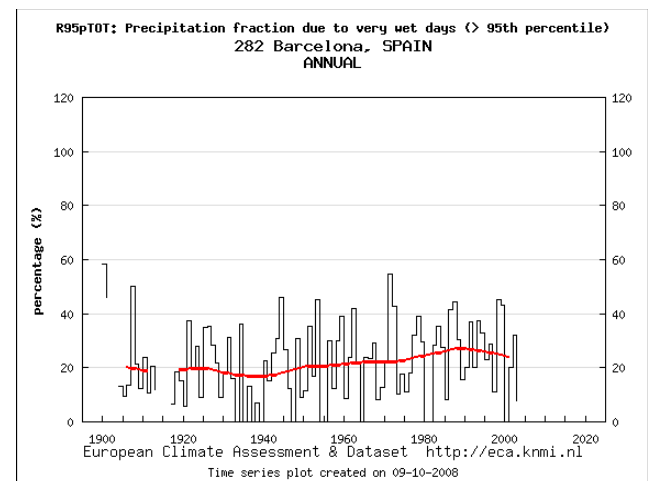


Figure 4: Index for the precipitation fraction due to very wet days ( $R95\%_{tot}$ ). Top: the time evolution at station Barcelona; bottom: the station trends in Europe. Positive trends dominate.

#### CONCLUSIONS AND OUTLOOK:

ECA&D provides a useful source for detection of European changes in indices of extremes based on daily station series. The European trends (1946–now) in the indices of temperature extremes reflect the general warming: fewer cold extremes, more



warm extremes (not shown), whereas the Europe-average increase in high intensity precipitation events is larger than expected on the basis of the changes in the average amounts, implying an amplified response of the wet extremes (Figure 4). The indices defined by the CCL/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) describe various characteristics of extremes, including frequency, amplitude and persistence. They are applicable to a wide variety of climates and clearly demonstrate how trends in the frequency of cold temperature extremes differ from trends in the frequency of warm temperature extremes and how temperature and precipitation extremes relate to changes in mean climate.

ECA&D aims to become a WMO Regional Climate Centre (RCC) for high resolution observational data in Region VI. The first implementation step for this RCC consists of making the present ECA&D system fully operational. This results in a sustainable system for data gathering, archiving, quality control, analysis and dissemination. Efforts will be made to improve the spatial coverage of the daily dataset and make this dataset available to a wider (scientific) community. Dataset improvements include more stations and more variables plus better metadata (partly using Google Earth and GIS). Additional indices include snow cover, sunshine, drought, heat waves, and climate comfort indices (describing thermal stress). Area averages will be calculated for individual countries, Giorgi regions, river basins and Europe. Gridded datasets based on the station data will be made on a regular basis as updated versions of the ENSEMBLES gridded dataset.

Methods for homogenizing daily time series will be tested and applied, building upon the flagging technique which is currently in use. This activity is linked to the COST-action: 'HOME: Advances in homogenization methods of climate series: an integrated approach (see <http://www.homogenisation.org>)'. Finally, updates will be made for the descriptive indices. These

results will contribute to the worldwide assessment of trends in extremes for the IPCC Fifth Assessment Report.

#### ACKNOWLEDGEMENT:

The climate dataset from the EU-FP6 project ENSEMBLES (<http://www.ensembles-eu.org>) and the data providers in the ECA&D project (<http://eca.knmi.nl>) are kindly acknowledged.

#### REFERENCES:

- Alexander, L.V., et al., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Buishand, T.A., et al., 1988: Trend and seasonal variation of precipitation chemistry data in the Netherlands. *Atmospheric Environment*, 22, 339-348.
- Della-Marta, P.M., and H. Wanner, 2006: A method of homogenising the extremes and mean of daily temperature measurements. *J. Climate*, 19, 4179-4197.
- Fischer, E.M., et al., 2007: Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *GRL*, 34, L06707. DOI:10.1029/2006GL029068.
- Frich, P., et al., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during 2nd half of the 20th century. *Climate Research*, 19, 193-212.
- Groisman, P.Y., et al., 1999: Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. *Climatic Change*, 43, 243-283.
- Haylock, M.R., et al., 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *JGR*, 113, D20119, doi:10.1029/2008JD010201.
- Hewitt, C.D., and D.J. Griggs, 2004: Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts. *Eos Transactions AGU* 85(52): 566. DOI: 10.1029/2004EO520005.

- Klein Tank, A.M.G., et al., 2002: Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1441-1453.
- Klein Tank, A.M.G. and G.P. Können, 2003: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *J. Climate*, **16**, 3665-3680.
- Klok, E.J., and A.M.G. Klein Tank, 2008: Updated and extended European dataset of daily climate observations. *Int. J. Climatol.*, **28**, DOI: 10.1002/joc.1779.
- Moberg, A., et al., 2006: Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901-2000. *JGR*, **111**, D22106. DOI:10.1029.2006JD007103.
- Peterson, T.C., and M.J. Manton, 2008: Monitoring changes in climate extremes - A tale of international collaboration. *BAMS*, DOI:10.1175/2008BAMS2501.1.
- Wijngaard, J.B., et al., 2003: Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *Int. J. Climatol.*, **23**, 679-692.

# Enfoque de España para la generación de escenarios regionalizados de cambio climático

E. Rodríguez Camino

*AEMet. Madrid. Spain*

## ANTECEDENTES:

El Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC) del Ministerio de Medio Ambiente (MMA, 2006a) establece el marco general de referencia para las actividades de evaluación de impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático. El conocimiento detallado de las condiciones climáticas actuales y la estimación de las proyecciones climáticas en nuestro país son elementos imprescindibles para la puesta en funcionamiento del PNACC. Este conocimiento constituye el sustrato a partir del cual se desarrolla el Plan en su conjunto.

En el Primer Programa de Trabajo (MMA, 2006b) del PNACC se seleccionaron las primeras actividades a realizar enumerándose en primer lugar la generación de escenarios climáticos regionales para España. Asimismo, se identificó a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) como el organismo encargado de coordinar esta tarea. Los objetivos que el Primer Programa de Trabajo asignó a la AEMet fueron: (i) desarrollar, documentar y poner a disposición del PNACC escenarios de cambio climático para España a la escala adecuada para su utilización por la comunidad de impactos, y (ii) poner en funcionamiento un mecanismo de generación operativa y actualización de escenarios regionales de cambio climático para España, que alimente de forma periódica al PNACC.

AEMet ha articulado esta tarea mediante un proyecto que consta de dos fases. En una primera fase, cuya duración ha sido de un año, se han utilizado fundamentalmente las técnicas de regionalización ya desarrolladas y las bases de datos actualmente existentes. También se ha hecho uso de resultados provenientes de los proyectos del 5º Programa Marco de la Unión Europea (FP5 EU) relacionados con modelización climática, regionalización dinámica y estadística y estimación de extremos (véase (Brunet *et al.*, 2008) para una

descripción detallada de la primera fase que ha sido desarrollada por AEMet, FIC y UCLM).

En una segunda fase, de 4-5 años de duración, se procederá a desarrollar nuevos métodos, tanto dinámicos como estadísticos, y se intentará, asimismo, incorporar a la mayor parte de grupos universitarios nacionales que trabajan en este campo, ya que su experiencia de trabajo y los resultados por ellos obtenidos hasta el momento son de indudable interés para alcanzar los objetivos del proyecto (véase Gaertner *et al.*, 2006).

## INTRODUCCIÓN:

La colección de proyecciones regionalizadas, para su utilización por parte de los usuarios de las comunidades de impactos y adaptación, correspondientes a la primera fase del proyecto intenta, en una primera aproximación, cuantificar algunas de las incertidumbres inherentes al proceso mismo de generación de las mismas, explorando diferentes escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (GEI), diferentes modelos globales y diferentes técnicas de regionalización. Esta primera fase pretende ser el punto de partida de un flujo continuo de datos para la comunidad de impactos, que se irán revisando y refinando sucesivamente mediante la utilización de los resultados más recientes de integraciones globales y la incorporación de nuevas técnicas de regionalización.

El número de proyecciones regionalizadas de la primera fase del proyecto es todavía bastante modesto como para representar fiablemente las incertidumbres que afectan a las proyecciones de cambio climático. Ahora bien, las distintas proyecciones permiten evaluar la sensibilidad de las estimaciones frente a cambios en las emisiones, en los modelos globales y en las técnicas de regionalización. No se ha hecho por el momento ningún intento de asignar probabilidades a los distintos miembros de la colección de proyecciones por varias razones. En primer lugar, este tema está

actualmente en desarrollo y no existe una metodología generalmente admitida para ponderar las contribuciones de los diferentes miembros de un *ensemble*. En segundo lugar, en este documento se presentan resultados procedentes de distintos métodos –dinámicos y empíricos– que proporcionan salidas en distintos formatos –puntos de rejilla y observatorios– que no pueden mezclarse, al menos de una forma sencilla. En tercer lugar, las proyecciones en forma probabilística que se obtendrían al ponderar los distintos miembros de un *ensemble* no suelen encontrar fácil utilización por parte de muchos usuarios del mundo de los impactos, de hecho la mayor parte de los usuarios siguen demandando proyecciones no probabilísticas. Por último, al intentar atender la demanda de los diferentes sectores de impacto, se ha percibido una necesidad de información que abarca una gran variedad de escalas temporales y espaciales, variables y formatos de presentación.

En un intento de satisfacer a los primeros sectores contemplados en el plan, se ha optado por una vía pragmática consistente en generar datos con escala temporal diaria tanto en formato de rejilla como sobre los observatorios. De hecho algunos de los métodos aquí presentados estaban inicialmente diseñados tanto para rejillas como para observatorios, y se ha respetado en ambos casos el diseño inicial de los mismos. En cualquier caso, para el paso de los datos de puntos distribuidos irregularmente (observatorios) a rejillas regulares existen diversas técnicas de interpolación que dependen de la variable particular de la que se trate, mientras que el paso inverso (de rejillas a observatorios) requeriría de algún algoritmo adicional de regionalización.

El informe de la primera fase (Brunet *et al.*, 2008) pone especial énfasis en el estudio y cuantificación de las incertidumbres asociadas a las proyecciones de cambio climático, incertidumbres que varían según las variables, las regiones del globo y las escalas temporales y espaciales consideradas. La

coincidencia de resultados o tendencias obtenidos por los diferentes escenarios, modelos y regionalizaciones son considerados como un índice de la robustez y fiabilidad de las estimaciones de las proyecciones. Por el contrario, la falta de coincidencia se asocia con alta incertidumbre y por lo tanto con estimaciones de poca fiabilidad.

Es importante insistir en que la colección de proyecciones de la primera fase no constituye un *ensemble* de proyecciones (en el sentido que se define por ejemplo en el proyecto ENSEMBLES del 6º Programa Marco de la Unión Europea (FP6 EU)) por varias razones. En primer lugar, por el escaso número de proyecciones regionalizadas que lógicamente no barre razonablemente todo el posible rango de incertidumbres y, en según lugar, porque no se ha hecho ningún intento de generar miembros directamente comparables y con los mismos formatos. Esta colección de proyecciones constituye una mejora respecto al procedimiento muy utilizado de presentar una única regionalización a partir de un único modelo global. Se ha de tener presente que la finalidad última de este proyecto, que se pretende alcanzar en la segunda fase, es la de llegar a disponer de proyecciones probabilísticas a partir de un *ensemble* con un número suficiente de miembros que cubran razonablemente las fuentes de incertidumbre susceptibles de ser tratadas por este método.

Se describen aquí tanto resultados calculados *ex profeso* para este documento como resultados recientemente generados en proyectos europeos relevantes para este tema y que complementan la información existente sobre proyecciones regionalizadas de cambio climático (como es el caso del proyecto PRUDENCE). En este sentido, la base de datos generada hace uso de 5 modelos globales, 10 modelos regionales de clima (RCM) y 4 técnicas de regionalización empíricas, así como de 2 escenarios de emisión. La base de datos permite una razonable capacidad de exploración de las tendencias para el clima en el siglo XXI y de sus

incertidumbres. Los datos generados para todo el siglo XXI tienen una frecuencia diaria lo que permitirá su utilización por amplios sectores de usuarios. Asimismo esta frecuencia de los datos suministrados permitirá explorar la evolución de distintas escalas temporales y las tendencias, especialmente interesantes, de los valores extremos.

Esta contribución está organizada de la siguiente forma. La sección 2 describe las tendencias observadas de temperatura y precipitación. La sección 3 resume los resultados de los modelos globales sobre España. Las proyecciones regionalizadas obtenidas con una variedad de técnicas y su rango de incertidumbre se describen en la sección 4. El tema crucial de las incertidumbres que afectan a las proyecciones climáticas se discute en la sección 5. Finalmente se incluyen unas recomendaciones generales para los usuarios de las proyecciones regionalizadas y los planes futuros. No se han descrito en esta contribución, por las limitaciones de espacio, los trabajos relacionados con el control de calidad de los datos y con la evaluación de los modelos globales correspondientes a la primera fase. Ambos temas pueden verse ampliamente discutidos en (Brunet *et al.*, 2008).

#### TENDENCIAS OBSERVADAS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN:

En el marco del proyecto europeo EMULATE, Brunet *et al.* (2006) desarrollaron la base de datos ajustados a la escala diaria compuesta por las 22 series más largas y fiables de las temperaturas medias ( $T_{med}$ ), máximas ( $T_{max}$ ) y mínimas ( $T_{min}$ ) diarias españolas cubriendo el periodo 1850-2005. La temperatura del aire en la España peninsular ha mostrado indudables signos de calentamiento a lo largo del periodo instrumental (1850-2005), habiéndose estimado de moderadas a altas tasas de incremento térmico en comparación con las estimadas a mayores escalas espaciales (Brunet *et*

*al.* 2007). La evolución térmica no presenta un comportamiento monótono ni gradual hacia el calentamiento en el conjunto de periodo analizado, ya que se pueden observar diferentes episodios de incremento (de inicios del siglo XX a su mitad y de 1973 en adelante) y decremento (de 1950 a 1970) de las temperaturas, conduciendo respectivamente a fases cálidas (la centrada en la década de 1940) y frías (las décadas de 1880 y 1970). De los tres subperiodos identificados durante el s. XX, destaca el fuerte, abrupto y sin precedente calentamiento observado a partir de 1973 y que todavía se mantiene en el presente. Además, solo para los episodios de calentamiento, las tendencias estimadas alcanzan los niveles de significación adoptados (al 0.05 y mejor).

Durante el periodo 1901-1949, el calentamiento anual estuvo ligeramente más influido por los incrementos en las estaciones equinocciales, seguidas del verano. Asimismo, fueron las temperaturas diurnas ( $T_{max}$ ) las que contribuyeron más claramente al calentamiento de la primera mitad del s. XX. El corto periodo de caída térmica identificado entre 1950 y 1972, registrado asimismo a más grandes escalas espaciales, no presenta tendencias significativas en ninguna de las tres variables diarias, siendo la primavera y verano las estaciones del año que más contribuyeron a la disminución de los promedios anuales, mientras que los inviernos no contribuyeron a ese enfriamiento. Para el reciente episodio de calentamiento acelerado (1973-2005), se ha estimado una tasa de cambio de 0.48 [0.36-0.66]°C por década, mientras que la tendencia lineal para 1901-2005 es de 0.13 [0.10-0.16]°C por década, que es aproximadamente el doble que la correspondiente al promedio global (IPCC, 2007). El incremento de temperatura anual ha sido principalmente el resultado del ascenso térmico observado en las primaveras y veranos.

Finalmente, el incremento de las  $T_{med}$  se debe a las mayores tasas de cambio estimadas para las  $T_{max}$  en comparación con las calculadas para las  $T_{min}$

durante 1850-2005 (1901-2005). Ello es indicativo de que las temperaturas diurnas se han incrementado más rápidamente que las temperaturas nocturnas, especialmente durante el s. XX. A este calentamiento diferencial diario han contribuido particularmente los incrementos más notables de las estaciones equinocciales y del invierno durante 1850-2005.

Para el periodo 1980-2006, se ha elaborado en AEMet una serie de temperatura media anual de la España peninsular y Baleares (a partir de los datos de unas 40 estaciones). Esta serie muestra una tendencia creciente de 3.7 °C / 100 años. Los cinco años más cálidos han sido, con la temperatura media estimada entre paréntesis: 2006 (15.87 °C), 1995 (15.81 °C), 1997 (15.75 °C), 2003 (15.73 °C) y 1989 (15.65 °C) (J.A. López, comunicación personal).

La tendencia de la precipitación no muestra un comportamiento tan definido como la temperatura. La tendencia a la disminución de los totales pluviométricos en latitudes subtropicales apuntada (IPCC 2001) y (IPCC, 2007) no resulta de fácil verificación en el caso de España, dada la complejidad de la distribución espacial de la precipitación, no sólo en su cuantía, sino también en su reparto estacional y en su concentración temporal, lo que obliga al empleo de un número considerable de series climáticas, en pocos casos disponibles con la necesaria longitud. De hecho, no existe un estudio exhaustivo que permita cubrir a una resolución espacial detallada el conjunto del país. Además, la elevada variabilidad temporal de la precipitación en buena parte de España, inherente a su condición mediterránea, exige series largas, preferiblemente centenarias (Castro *et al.* 2005). La mayoría de los estudios mencionados en Castro *et al.* (2005) no muestran tendencias significativas, sobre todo referidas a patrones areales.

## PROYECCIONES DE LOS MODELOS GLOBALES SOBRE ESPAÑA:

Una primera aproximación al tema de los escenarios de emisión regionalizados sobre la Península Ibérica consiste en explorar qué evolución proporcionan los diferentes modelos globales participantes en el IPCC-TAR (2001). Utilizando los datos extraídos por Mitchell *et al.* (2002) de la base de datos IPCC-DDC para el período (2070-2100) y representando el cambio de precipitación en función del cambio de temperatura respecto al periodo de referencia (1961-1990) (figura 1), se observa para el escenario de emisión SRES A2 un claro aumento de temperatura de entre 3 y 9°C (entre 2 y 6°C para SRES B2) en verano y entre 2 y 5°C (entre 1.5 y 4°C para SRES B2) en invierno. Por el contrario, el cambio de precipitación apenas es significativo en invierno y es predominantemente negativo en verano, aunque algunos modelos invierten esta última tendencia.

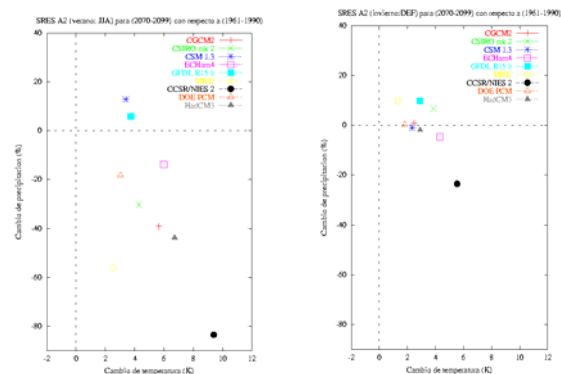


Figura 1: Cambio de precipitación (%) y temperatura (°C) para el período 2070-2100 con respecto al período (1961-1990). Los datos proceden de 9 modelos globales revisados en el IPCC (2001). Se representan dos estaciones [verano (izquierda) e invierno (derecha)], para el escenario de emisión SRES A2 y promediando los puntos de rejilla sobre la Península Ibérica.

## PROYECCIONES REGIONALIZADAS SOBRE ESPAÑA

Las proyecciones climáticas proporcionadas por los modelos globales (AOGCMs, de sus siglas en inglés) para una selección de escenarios de emisión carecen de la necesaria resolución espacial requerida por la mayoría de los usuarios de la comunidad de impactos y adaptación al cambio climático. Con el fin de acomodar las proyecciones globales, que poseen resoluciones horizontales entre 200 y 300 km, a las características regionales y locales se aplican una variedad de técnicas de regionalización. Estas técnicas adaptan las salidas de los modelos globales a las características fisiográficas de una determinada región vistas con una resolución apta para ser directamente utilizada por las distintas aplicaciones que tienen como datos de entrada las proyecciones climáticas (bien en rejillas regulares o en las posiciones de los observatorios) (Wilby y Wigley, 1997). Las técnicas de regionalización hacen uso de las proyecciones proporcionadas por los AOGCMs, añadiendo detalles de pequeña escala asociados a la información más fina sobre la orografía, uso de suelo, etc. En consecuencia, las proyecciones regionalizadas heredan los problemas y debilidades de los modelos globales a los que se aplican las técnicas de regionalización. Si el modelo global simula incorrectamente aspectos de la variabilidad a gran escala relevantes para el clima regional/local, carece de sentido regionalizar proyecciones climáticas realizadas con el mismo. Ahora bien, si la simulación de la variabilidad climática natural es aceptable, entonces tiene sentido trasladar la información de los patrones globales a información local. Es importante tener también en cuenta que debido a que la variabilidad natural es mayor en las escalas regionales y locales que en la gran escala, las proyecciones de cambio climático en escalas regionales estarán sometidas forzosamente a más incertidumbre que las de los AOGCMs. Esta limitación de las técnicas de regionalización debe tenerse siempre presente. Los AOGCMs

proporcionan las proyecciones climáticas a gran escala y las técnicas de regionalización introducen los detalles en las escalas no resueltas por la rejilla de los modelos globales. En este proceso se incluye información relevante que permite aumentar la resolución de las proyecciones climáticas, incorporando relaciones entre variables a más resolución que la proporcionada por los AOGCMs o resolviendo procesos físicos en estas escalas, ahora bien, se incluyen también incertidumbres adicionales que hay que estimar.

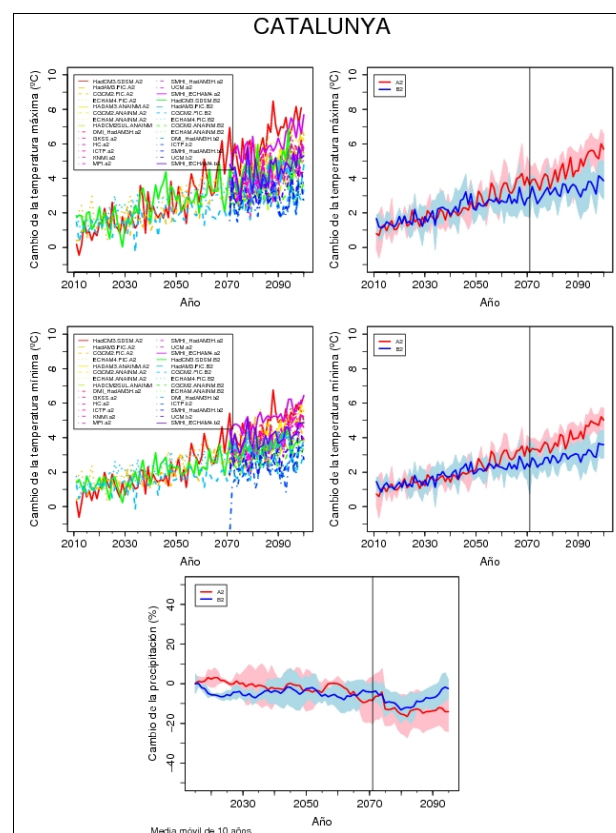


Figura 2: Evolución del cambio de Tmax (arriba izda.) y Tmin (centro izda.) anual media en Catalunya obtenido con diferentes modelos globales, técnicas de regionalización y escenarios de emisión respecto al valor promedio de referencia en el periodo 1961-1990. Evolución del valor medio (curva continua) y valor medio +/- desviación estándar (sombreado) para Tmax (arriba der.), Tmin (centro der.) y precipitación (abajo). (La curva correspondiente al valor

medio de la precipitación representa la media móvil centrada para un periodo de 10 años).

Existen diferentes técnicas que implican un muy distinto nivel de complejidad pero que se pueden agrupar en dos grandes categorías: (i) regionalización dinámica y (ii) regionalización estadística. Ambas técnicas de regionalización se conocen y se han aplicado desde los años 70 y 80 del siglo pasado en la predicción numérica del tiempo mediante el uso muy extendido de modelos atmosféricos de área limitada y de técnicas de adaptación estadística basadas en relaciones empíricas entre variables, tales como el MOS (Model Output Statistics) y el Perfect Prog (Perfect Prognosis).

En esta primera fase, se ha aplicado una variedad de técnicas de regionalización (véase (Brunet *et al.*, 2008, para su descripción), incluyendo tanto métodos dinámicos como estadísticos. Todas las proyecciones regionalizadas dinámicamente proceden de la base de datos del proyecto PRUDENCE, mientras que las proyecciones regionalizadas estadísticamente fueron calculadas específicamente para este proyecto utilizando 4 AOGCMs y 3 algoritmos estadísticos diferentes. El conjunto total de proyecciones regionalizadas de cambio climático permite una estimación preliminar de las incertidumbres sobre la península Ibérica y sobre diferentes regiones, tal y como se muestra en la figura 2 para el caso particular de Cataluña. El panel representa directamente el cambio anual medio de las proyecciones con respecto al periodo de control 1961-1990 y la dispersión alrededor del valor medio que proporciona una idea de la incertidumbre proveniente de los diferentes modelos globales y técnicas de regionalización utilizados. No se ha hecho ningún intento de ponderar las diferentes trayectorias. De hecho, como la mayoría de las proyecciones procedentes de PRUDENCE se produjeron utilizando las condiciones de contorno del modelo HadAM3, el resultado final está excesivamente sesgado hacia la evolución de este

modelo. También debe tenerse en cuenta que las proyecciones PRUDENCE se refieren solamente al periodo 2071-2100, lo que causa una cierta inflexión alrededor del año 2070 para las curvas de multiproyección. Otros resultados relativos a las proyecciones regionalizadas pueden encontrarse en (Brunet *et al.*, 2008).

### INCERTIDUMBRES EN LA GENERACIÓN DE PROYECCIONES REGIONALIZADAS:

Las proyecciones climáticas regionales están caracterizadas por una incertidumbre inherente que tiene diferentes orígenes y que afecta jerárquicamente a cada paso de su generación (Mitchell y Hulme, 1999). El primer paso está asociado con los escenarios alternativos de futuras emisiones de GEI, su conversión a concentraciones atmosféricas y los efectos radiativos de éstas. El segundo paso está relacionado con las simulaciones mediante AOGCMs para escenarios de emisión dados. Esta incertidumbre posee un aspecto global, relacionado con la sensibilidad global del modelo a los forzamientos, así como un aspecto regional más ligado a la simulación de los modelos de las características de la circulación general. Esta incertidumbre es importante tanto cuando la información de los modelos globales se utiliza para estudios de impacto sin el paso intermedio de las herramientas de regionalización, como cuando se utilizan para dirigir una técnica de regionalización. El paso final en las incertidumbres tiene lugar cuando los datos de modelos globales se procesan mediante un algoritmo de regionalización.

La figura 3 muestra una evaluación preliminar del rango de incertidumbres de las proyecciones regionalizadas para la península Ibérica asociadas a las tres fuentes mencionadas: (i) escenario de emisión, (ii) modelo global, y (iii) regionalización. Utilizando datos PRUDENCE referidos a dos escenarios de emisión (A2 y B2), dos AOGCM (HadAM3 y ECHAM4/OPY) y dos modelos regionales de clima (DMI y SMHI), la figura 3



muestra el cambio de temperatura media para el periodo 2071-2100 con respecto al periodo de control 1961-1990. Se representa el valor medio de la temperatura (punto central) y el rango de valores que se distancia del valor medio en +/- una desviación estándar (línea vertical) para las ocho proyecciones seleccionadas y para las cuatro estaciones del año.

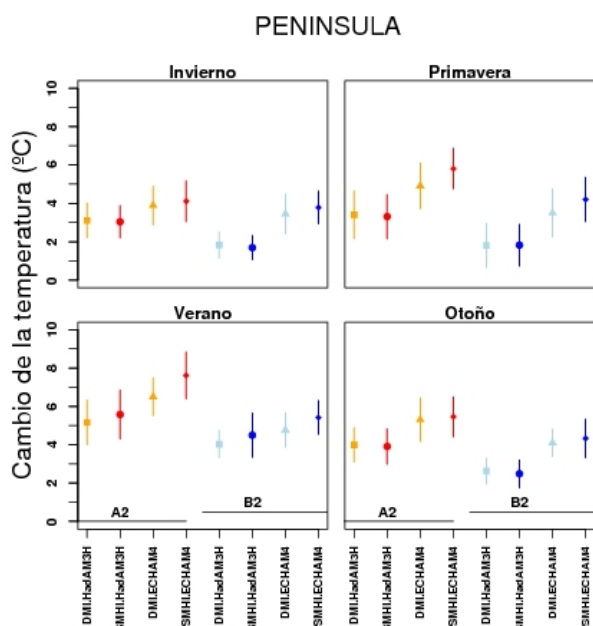


Figura 3: Valor medio de la diferencia de temperatura del periodo 2071-2100 respecto al periodo 1961-1990 para la España peninsular en invierno, primavera, verano y otoño. Este valor se ha estimado a partir de dos modelos regionales (DMI y SMHI), dos modelos globales (HadAM3H y ECHAM4/OPYC) y dos escenarios de emisión (A2 y B2). Cada barra indica la separación en +/-1 desviación estándar respecto de la media.

La incertidumbre proveniente de los RCMs en el cambio de la temperatura media para el área analizada es pequeña comparada con las diferencias entre los GCMs y entre los escenarios analizados que muestran diferencias claramente mayores. A su vez, el periodo invernal es el que muestra menores diferencias entre los RCMs, posiblemente debido a la predominancia de los

efectos advectivos regidos principalmente por la elección de las condiciones de contorno.

## RECOMENDACIONES PARA EL USO DE LAS PROYECCIONES REGIONALIZADAS:

En la sección anterior se han descrito algunas de las incertidumbres que afectan al proceso de generación de proyecciones regionalizadas de cambio climático. Tal y como allí se ha escrito, algunas de ellas pueden explorarse e incluso acotarse mediante la utilización de *ensembles* de proyecciones. Los *ensembles* están constituidos idealmente por un número suficiente de miembros que permiten cuantificar las incertidumbres de las proyecciones, bien sea mediante rangos, o mediante funciones de densidad de probabilidad. Aunque no ha podido abordar un enfoque riguroso basado en *ensembles* de proyecciones por la limitación de recursos, al menos se ha intentado mostrar los resultados de una variedad de modelos globales, de métodos de regionalización (incluyendo métodos empíricos y modelos regionales de clima) y de escenarios de emisión para mostrar el rango de variación de las proyecciones regionalizadas de cambio climático cuando se exploran las incertidumbres asociadas a la elección del modelo global, al escenario de emisión y a la técnica de regionalización. Los resultados aquí mostrados constituyen una primera aproximación a la utilización de *ensembles*.

Esta exploración permite constatar que las proyecciones de algunas variables son más robustas que las de otras, siempre y cuando se tome como "índice de robustez" la coincidencia de las distintas proyecciones. Éste es, por ejemplo, el caso de las temperaturas, que muestran una marcada tendencia a incrementos superiores a los de la media global, independientemente del modelo global y de la técnica de regionalización. No es éste el caso de la precipitación, donde aparecen más divergencias tanto al variar los modelos globales como las técnicas de regionalización, por lo que las

proyecciones relativas a dicha variable deberán ponderarse consistentemente.

Las proyecciones probabilísticas basadas en *ensembles* pueden asignar un peso a cada miembro del *ensemble* que dependa de calidad o grado de confianza que se asigne a cada uno de ellos. Esta ponderación de los miembros es actualmente tema de investigación activa y no existe un grado suficiente de consenso sobre su aplicación práctica. De hecho, en la mayoría de las implementaciones operativas para predicción probabilística tanto para el corto como medio plazo se consideran todos los miembros del *ensemble* como equiprobables.

La selección de modelos globales y de técnicas de regionalización utilizadas en este informe ha seguido no solamente criterios de calidad, sino también criterios eminentemente prácticos de accesibilidad y disponibilidad, tanto de datos de modelos globales (con la resolución temporal deseada) como de técnicas de regionalización (previamente utilizadas y evaluadas para otros fines).

La recomendación fundamental para los distintos usuarios es la utilización de la mayor cantidad de proyecciones basadas en diferentes escenarios de emisión, en diferentes modelos globales y en diferentes técnicas de regionalización para explorar el efecto de estas incertidumbres en sus modelos concretos de impacto. La utilización de una única proyección en los estudios de impacto confiere a éstos un valor muy relativo, ya que las proyecciones pueden depender fuertemente de la elección hecha del modelo global, del escenario de emisión y de la técnica de regionalización.

Al igual que se ha hecho en este informe con las proyecciones de las distintas variables, buscando coincidencia de proyecciones, los estudios de impactos deberán buscar coincidencias de conclusiones cuando se utilizan variedad de proyecciones regionalizadas para aplicar a las diferentes variables que midan el impacto del cambio climático en los diferentes sectores.

También es muy conveniente explorar los rangos de variación de las diferentes variables de impacto. Lógicamente los mayores rangos estarán asociados a mayores incertidumbres y los rangos más estrechos a estimaciones más robustas y con menor incertidumbre.

Finalmente, debe insistirse mucho en el hecho de que las proyecciones regionalizadas aquí descritas muestran diferencias entre climatologías de proyecciones futuras realizadas bajo un escenario de emisión y un periodo de control (1961-1990) obtenidas ambas a partir de un modelo climático global con el correspondiente método de regionalización, bien sea dinámico o estadístico. Esto no implica que la simulación del periodo de control esté libre de sesgos o errores medios cuando se compara frente a observaciones o frente a análisis obtenidos a partir de éstas. De hecho, suele ser bastante habitual que haya desviaciones entre la climatología observada y la climatología que se utiliza como control. En muchos casos la diferencia entre ambas climatologías (observada y control) es comparable a la diferencia que se observa entre la climatología de proyecciones futuras y la de control (Giorgi y Francisco, 2000). Si se mantiene la hipótesis de que los sesgos que se obtienen en las simulaciones de control también se mantendrán en las proyecciones futuras pueden estimarse los valores absolutos de éstas a partir de la observación y de la diferencia entre la simulación futura y la de control.

#### PLANES FUTUROS:

El diseño de los planes futuros necesariamente remite a la propuesta de programa coordinado elaborado por Gaertner *et al.* (2006) y que fue ampliamente discutido y enmendado por la comunidad investigadora activa en este campo. Se puede considerar a la primera fase, aquí someramente descrita, como un prototipo que se desarrollará plenamente en la segunda fase con la implementación del programa coordinado. Se

pueden resumir los planes de esta segunda fase con los siguientes párrafos tomados algunos directamente de dicho programa.

*El objetivo fundamental de este programa es el establecimiento de un esquema de principio y metodológico que permita la generación de forma coordinada y consensuada de escenarios de cambio climático regionalizados, que estén avalados por la comunidad científica española. Estos escenarios constituirían una referencia básica para ulteriores estudios de impacto en el marco del Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC). El programa tiene una vocación de continuidad, ya que los escenarios regionalizados se deben revisar periódicamente con una frecuencia similar a la de los informes de evaluación del IPCC.*

Se prestará especial atención a las incertidumbres que de forma jerárquica afectan a todo el proceso de generación de escenarios generalizados, utilizando una metodología probabilística basada en *ensembles* con diferentes escenarios de emisión, diferentes modelos globales y diferentes técnicas de regionalización. La aplicación de esta metodología implicará necesariamente la movilización de una gran cantidad de recursos, sin los cuales la exploración y delimitación de las incertidumbres difícilmente podría llevarse a cabo.

Para desarrollar plenamente el programa será necesario actuar en líneas de trabajo que, además de los aspectos puramente relacionados con la generación de escenarios, utilizando tanto técnicas estadísticas como dinámicas, cubran también los relacionados con el control de calidad de los datos, con la evaluación y contextualización de cambio climático en relación con el clima actual y el pasado reciente y finalmente con la combinación de proyecciones para suministrar una visión probabilística de la evolución del clima.

*El programa propone en definitiva la coordinación de la comunidad científica española para proporcionar de forma continua, y con revisiones periódicas, una*

*imagen probabilística de la evolución del clima en España a lo largo del siglo XXI que sirva a los diferentes sectores sensibles a las condiciones climáticas para tomar sus decisiones estratégicas de adaptación a un clima cambiante. Asimismo, se intenta que esta información relativa a las futuras condiciones climáticas sea la mejor disponible en el momento de su distribución y que esté siempre científicamente avalada.*

#### REFERENCIAS:

- Brunet, M.; Saladié, O.; Jones, P.; Sigró, J.; Aguilar, E.; Moberg, A.; Walther, A.; Lister, D.; López, D.; Almarza, C., 2006. The development of a new daily adjusted temperature dataset for Spain (1850-2003), *International Journal of Climatology*, **26**, 1777-1802, doi: 10.1002/joc.1338.
- Brunet, M.; Jones, P. D.; Sigró, J.; Saladié, O.; Aguilar, E.; Moberg, A.; Della-Marta, P. M.; Lister, D.; Walther, A.; López, D., 2007. Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *Journal of Geophysical Research*, **112**, doi:10.1029/2006JD008249.
- Brunet, M.; Casado, M.J.; Castro, M.; Galán, P.; López, J.A.; Martín, J.M.; Pastor, A.; Petisco, E.; Ramos, P.; Ribalaygua, J.; Rodríguez, E.; Sanz, I.; Torres, L., 2008. Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. Ministerio de Medio Ambiente (en prensa).
- Castro, M.; Martín-Vide, J.; y Alonso, S., 2005. El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. En "Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático". Informe del Ministerio de Medio Ambiente.
- Gaertner, M.A.; Gutiérrez, J.M.; González, F.; Ruiz-Elvira, A.; y Rodríguez, E., 2006. Programa coordinado para generación de escenarios regionalizados de cambio climático. (MMA, Noviembre 2006).
- Giorgi F. y Francisco R., 2000. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophysical Research Letters*, **27**, 1295-1298.

- IPCC, 2001. Climate Change, 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden y D. Xiaosu (Eds.). Cambridge University Press, UK. pp 944.
- IPCC, 2007. Climate Change, 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and K.L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, U.K. and New York, NY, USA, pp 996.
- Mitchell T.D. y Hulme M., 1999. Predicting regional climate change: living with uncertainty. *Progress in Physical Geography*, 23 (1), 57-78.
- Mitchell, T.D.; Hulme, M.; y New, M., 2002. Climate data for political areas. *Area* 34:109-112.
- MMA, 2006a. Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC), OECC, MMA. [[http://www.mma.es/portal/secciones/cambio\\_climatico/areas\\_tematicas/impactos\\_cc/pdf/pna\\_v3.pdf](http://www.mma.es/portal/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/pna_v3.pdf)],
- MMA, 2006b. Primer Programa de Trabajo del PNACC, (2006), OECC, MMA. [[http://www.mma.es/portal/secciones/cambio\\_climatico/areas\\_tematicas/impactos\\_cc/pdf/1\\_prog\\_trabajo\\_v1.pdf](http://www.mma.es/portal/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/1_prog_trabajo_v1.pdf)],.
- Wilby, R.L. y Wigley, T.M.L., (1997), Downscaling General Circulation Model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21, 530-548.

# Escenarios regionalizados de cambio climático en España y métodos de aplicación para evaluar impactos

Manuel de Castro

*Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo, Spain*

## RESUMEN:

Se presentan las principales características de los escenarios regionalizados de cambio climático que el Ministerio de Medio Ambiente, a través del Instituto Nacional de Meteorología, está facilitando actualmente para realizar estudios de impacto o analizar posibles estrategias de adaptación al previsible clima futuro en España. En su mayor parte se han elaborado con los resultados del conjunto de simulaciones realizadas con modelos climáticos regionales (RCM) dentro del proyecto europeo PRUDENCE, dispuestos en una rejilla común que cubre la Península Ibérica e Islas Baleares.

Se compone de una colección de valores diarios de diversas variables climáticas en superficie procedentes de las integraciones realizadas con nueve RCM y tres modelos climáticos globales (GCM), abarcando dos periodos de 30 años: En el primero se considera la evolución observada del contenido global de gases de efecto invernadero (GEI) y aerosoles sulfato (SUL) entre los años 1961 y 1990 y en el segundo las evoluciones correspondientes a dos posibles escenarios de emisiones antropogénicas (SRES-A2 y SRES-B2) entre 2071 y 2100.

Por último, se comentan algunos métodos que pueden aplicarse para realizar estudios de impacto del cambio climático a partir de estos escenarios regionalizados.

## INTRODUCCIÓN:

Desde Febrero de 2007 el Instituto Nacional de Meteorología ha puesto a disposición pública un conjunto de escenarios regionalizados de cambio climático en España, que fueron elaborados por el grupo MOMAC de la Universidad de Castilla-La Mancha y la Fundación para la Investigación del Clima a partir de las simulaciones realizadas por un

conjunto de modelos climáticos. Para ello se utilizaron los dos tipos de técnicas de regionalización más usuales: Estadística y dinámica-física. Las técnicas estadísticas se aplicaron a una versión anterior del modelo climático global del Reino Unido (HadCM2) y la dinámica-física (modelos regionales) a versiones más actuales de los modelos globales del Reino Unido (HadCM3) y de Alemania (ECHAM4). Aunque los resultados obtenidos con ambas técnicas se asemejan cualitativamente, se considera que los derivados de los modelos regionales ofrecen una visión más completa y actualizada acerca de los escenarios de cambio climático en España (excepto Canarias), por cuya razón son éstos los que a continuación se presentan.

## MODELOS CLIMÁTICOS UTILIZADOS

En el proyecto europeo PRUDENCE se utilizaron nueve modelos climáticos regionales y un modelo global de mala variable con una resolución horizontal de aproximadamente 50 km en un dominio geográfico que cubre la mayor parte de Europa, para simular el clima de dos periodos de 30 años: De 1961 a 1990 (experimentos de clima actual o de control) y de 2071 a 2100 (experimentos de clima futuro). Para realizar las simulaciones los modelos regionales se anidaron en dos modelos climáticos globales (GCM). A continuación se mencionan los RCM y GCM usados en el proyecto. Más detalles se pueden encontrar en el portal de Internet <http://prudence.dmi.dk>.

- El Instituto Meteorológico de Dinamarca (DMI) utilizó el modelo regional HIRHAM (Christensen et al. 2001).
- El Centro Hadley (HC) del Reino Unido utilizó el modelo regional HadRM3H (Hudson and Jones 2002b).
- La Escuela Superior Politécnica de Zurich (ETH) utilizó el modelo regional CHRM (Vidale et al., 2003).

- El Instituto de Investigaciones Costeras (GKSS) de Alemania utilizó el modelo regional CLM (Steppeler et al., 2003).
- El Instituto Max Planck (MPI) de Alemania utilizó el modelo regional REMO (Jacob 2001).
- El Instituto Meteorológico e Hidrológico de Suecia (SMHI) utilizó el modelo regional RCO del Centro Rossby (Jones et al., 2004; Meier et al., 2003).
- El grupo de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), que está actualmente en la Universidad de Castilla-La Mancha, utilizó el modelo regional PROMES (Castro et al., 1993; Sánchez et al. (2004).
- El Centro Internacional de Física Teórica (ICTP) de Italia utilizó el modelo regional RegCM (Giorgi et al., 1999); Pal et al., 2000).
- El Real Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI) utilizó el modelo regional RACMO2 (Lenderink et al, 2003).
- El Centro Nacional de Investigaciones Meteorológicas de Francia (CNRM) utilizó el modelo global ARPEGE/IFS con resolución horizontal variable (Gibelin and Déqué, 2003).

Estos modelos climáticos de alta resolución usaron como valores de contorno los resultados de los dos modelos climáticos globales siguientes:

- HadAM3H (Hudson and Jones, 2000a) es un modelo global atmosférico desarrollado por el Centro Hadley que usa la misma física que el RCM de dicho centro (HadRM3H). La malla tiene una resolución horizontal de aproximadamente 140 km en latitudes medias. A este modelo atmosférico global se le proporcionaron los valores de SST simulados por el modelo global acoplado HadCM3 en los periodos temporales y escenarios de emisiones considerados.
- ECHAM4/OPYC3 es un modelo global con acoplamiento atmósfera- océano (AOGCM)

desarrollado en el Instituto Max Planck (Roekner et al., 1999). Su resolución horizontal es de aproximadamente 300 km en la atmósfera (truncación espectral T42).

#### DESCRIPCIÓN DE LAS SIMULACIONES CLIMÁTICAS REALIZADAS EN PRUDENCE:

Con los RCM se realizaron simulaciones climáticas correspondientes a dos periodos de 31 años. El llamado *experimento de control* o de *clima actual* abarca el periodo de 1960 a 1990 y los *experimentos de escenario* o de *clima futuro* comprenden el periodo de 2070 a 2100. El primero (1960-1990) considerando la evolución observada del contenido global de CO<sub>2</sub> y de aerosoles sulfato (SUL) y el segundo (2070-2100) con las evoluciones correspondientes a los escenarios de emisiones antropogénicas SRES-A2 y SRES-B2 del IPCC (Tercer Informe del IPCC, 2001) que se muestran en la Tabla 1.

Escenario	Sustancia	Años			
		2070	2080	2090	2100
SRES-A2	CO <sub>2</sub> (ppm)	635	698	771	856
	SUL (TgS)	0.56	0.49	0.47	0.45
SRES-B2	CO <sub>2</sub> (ppm)	531	559	589	621
	SUL (TgS)	0.38	0.38	0.37	0.36

Tabla 1: Concentraciones globales medias de CO<sub>2</sub> (en ppm de C) y de aerosol sulfato SO<sub>4</sub><sup>=</sup> (en Tg de S). Fuente IPCC (2001).

Todos los RCM utilizaron los valores de contorno, de SST y de cubierta de hielo marino actualizados cada 6 horas que fueron suministrados por el modelo global al que se anidaron (HadAM3 o ECHAM4). Ahora bien, mientras que los valores de SST y cubierta de hielo marino suministrados por el modelo global acoplado ECHAM4 en los dos periodos de estudio corresponden puramente a simulaciones, los utilizados en el periodo de control (1960-90) por el modelo global HadAM3, y consecuentemente por los

RCM anidados, se tomaron de la base de datos HadISST (Rayner et al., 2003) construida a partir de observaciones, y los del periodo de escenario (2070-2100) corresponden a simulaciones climáticas del modelo global acoplado HadCM3. No obstante, en el caso de modelo RCA-O del SMHI, los valores de SST y hielo en la región del Mar Báltico son los simulados por este RCM con acoplamiento atmósfera-océano.

En la figura 1 se muestra un esquema que resume las principales características de todas las simulaciones.

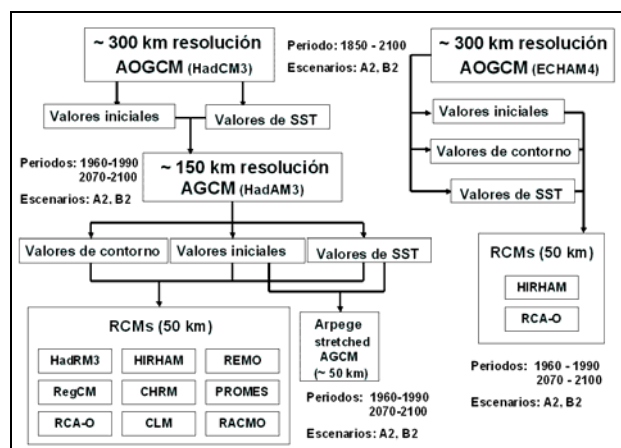


Figura 1: Esquema de las simulaciones realizadas en el proyecto PRUDENCE

En resumen, todos los RCM han realizado las simulaciones de clima actual (1960-90) y de clima futuro (2070-2100) con el escenario de emisiones A2 utilizando las condiciones iniciales y de contorno proporcionadas por el modelo global atmosférico HadAM3. Además, unos cuantos RCM han realizado simulaciones de clima futuro con el escenario de emisiones B2 utilizando también las condiciones iniciales y de contorno del modelo HadAM3. Finalmente, dos RCM han llevado a cabo los tres experimentos (control y escenarios A2 y B2) utilizando valores iniciales y de contorno proporcionados por el modelo global acoplado ECHAM4/OPYC. En la Tabla 2 se presentan las simulaciones realizadas por los diversos modelos climáticos regionales.

Modelos regionales	Anidamiento en			Anidamiento en		
	Control	A2	B2	Control	A2	B2
Arpege/IFS	x	x	x			
CHRM	x	x				
CLM	x	x				
HadRM3H	x	x				
HIRHAM	x	x	x	x	x	x
PROMES	x	x	x			
RACMO2	x	x				
RCAO	x	x	x	x	x	x
RegCM	x	x	x			
REMO	x	x				

Tabla 2: Simulaciones realizadas por cada modelo regional.

Por consiguiente, se dispone de los resultados de un total de 31 simulaciones de clima actual y futuro, realizadas por diez modelos con resolución horizontal de aproximadamente 50 km y cubriendo un dominio geográfico que abarca la mayor parte de Europa. En la figura 2 se muestran los dominios usados por los RCM en el proyecto PRUDENCE, excepto el del modelo del ICTP que es muy similar al del de la UCM. El dominio del CNRM no se incluye pues se trata de un modelo global.

#### DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS:

A continuación se describe con detalle la base de datos creada con los resultados de las simulaciones del proyecto PRUDENCE para la generación de escenarios de cambio climático en la Península Ibérica y Baleares. Se comenta la forma en que se han extraído los datos y las variables climáticas consideradas, cómo se ha elegido la malla regular común en cuyos nodos se proporcionan los valores climáticos regionales.

diarios de dichas variables y el método de interpolación aplicado para pasar los valores de la malla particular de cada modelo a la malla común, así como la manera en que se identifican los diversos modelos, simulaciones y variables, la disposición y nombre de los diversos ficheros que componen la base de datos y el formato en que se han grabado.

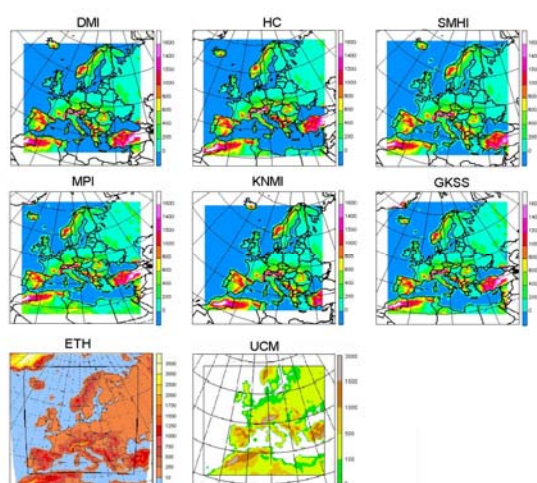


Figura 2: Dominios usados por diversos RCM participantes en PRUDENCE. El recuadro interior indica el dominio efectivo del modelo, excluida la zona de relajación en los contornos laterales.

De la base de datos donde se almacenan todos los resultados de las simulaciones realizadas con los modelos regionales de clima en el proyecto PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk>), descritas en el apartado anterior, se han extraído los valores medios diarios de todas las variables climáticas en superficie proporcionadas por cada modelo en todos los nodos de su propio mallado (ver Tabla 3).

Los datos diarios extraídos de PRUDENCE corresponden a los periodos 1961-1990 y 2071-2100 (A2 y B2). Es decir, de los experimentos de control y escenario se han eliminado los valores del año inicial de cada simulación, pues corresponden al llamado “periodo de spin-up”, durante el cual se supone que los campos atmosféricos se están

acoplado a los de superficie y suelo en todos los modelos. Por tanto, los datos de cada experimento corresponden a periodos de 30 años.

Variables climáticas	CNRM	DMI (H/E)	ETH	GKSS	HC	ICTP	KNMI	MPI	SMHI (H/E)	UCM
t2m	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
t2max	x	x/-	x	x	x	x	x	x	x/x	x
t2min	x	x/-	x	x	x	x	x	x	x/x	x
q2m	x	-/-	-	-	-	x	x	-	-/-	-
td2m	-	x/x	x	x	-	-	-	x	x/x	x
rh2m	-	-/-	-	-	x	-	-	-	-/-	-
precip	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
clcov	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
evap	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
snow	x	x/x	x	x	-	x	x	x	x/x	x
runoff	x	x/x	x	x	-	x	x	x	x/x	x
soilw	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
Psurf	x	x/x	-	x	x	x	x	x	x/x	x
MSLP	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
w10m	x	x/x	-	x	x	-	x	x	x/x	x
w10max	x	x/x	x	x	x	-	x	x	x/x	x
SWnet	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
SWdown	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
LWnet	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
LWdown	x	x/x	x	x	-	x	x	x	x/x	x

Tabla 3: Variables de salida de los diferentes modelos regionales de PRUDENCE. En los modelos del DMI y SMHI se distingue entre las simulaciones con anidamiento en el modelo HadAM3 (H) y ECHAM4 (E). Las siglas corresponden a t2m: Temperatura a 2 metros (K), t2max: Temperatura diaria máxima a 2 metros (K), t2min: Temperatura diaria mínima a 2 metros (K), q2m: Humedad específica a 2 metros (kg/kg), td2m: Temperatura del punto de rocío a 2 metros (K), rh2m: Humedad relativa a 2 metros (%), precip: Precipitación (mm/día), clcov: Nubosidad total (fracción), evap: Evaporación (mm/día), snow: Espesor de nieve equivalente en agua (mm), runoff: Escorrentía total (mm/día), soilw: Contenido de agua en el suelo (mm), Psurf: Presión en superficie (hPa), MSLP: Presión reducida a nivel del mar (hPa), w10m: Velocidad media diaria del viento a 10 metros (m/s), w10max: Velocidad máxima diaria del viento a 10 metros (m/s), SWnet: Radiación neta de onda corta en superficie (W/m<sup>2</sup>), SWdown: Radiación hacia abajo de onda corta



en superficie ( $W/m^2$ ), LWnet: Radiación neta de onda larga en superficie ( $W/m^2$ ), LWdown: Radiación hacia abajo de onda larga en superficie ( $W/m^2$ ).

No todos los modelos regionales empleados en PRUDENCE tienen las mismas variables de salida con datos diarios, ni siquiera todas las simulaciones con un determinado modelo. En la Tabla 4 se muestran las variables con datos diarios de cada modelo (nombrado según el centro) que se han podido extraer de la base de datos de PRUDENCE. En el caso de los modelos de DMI y SMHI, se distingue entre las simulaciones realizadas con condiciones de contorno de HadAM3 y de ECHAM4.

De los diversos dominios considerados por los diferentes modelos regionales se han extraído los datos correspondientes a un dominio geográfico centrado en la Península Ibérica que incluya al archipiélago balear (figura 3).

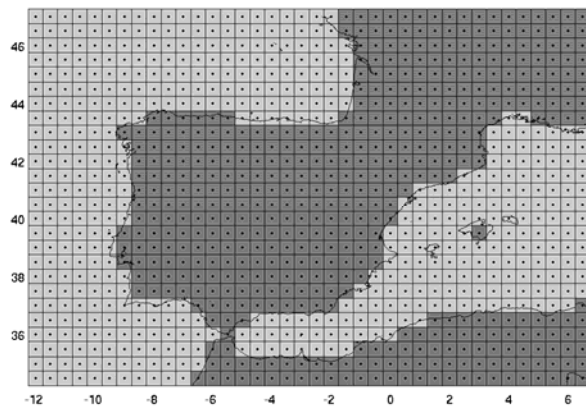


Figura 3: Dominio y malla comunes donde se han interpolado los resultados de todos los RCM de PRUDENCE. Las celdillas más oscuras corresponden a tierra y las más claras a mar.

Por otra parte, como cada modelo usa su propia rejilla, para comparar y utilizar más adecuadamente los resultados del conjunto (ensemble) de modelos de PRUDENCE es conveniente elegir una malla

regular común en cuyos nodos se asignen por interpolación los valores simulados de las variables climáticas. Para ello, se ha considerado conveniente una rejilla regular en latitud y longitud con un tamaño cercano al de la resolución horizontal usada por los modelos regionales. En concreto, la malla está compuesta por 38 x 26 celdillas, cada una con un tamaño de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (lat-lon), cuyos puntos centrales están situados entre  $34.5^\circ$  y  $47^\circ$ N de latitud y entre  $12^\circ$ W y  $6.5^\circ$ E de longitud geográfica (figura 3).

Una vez definida la malla común, se interpolaron horizontalmente los valores de los campos de variables climáticas de todos los modelos a dicha malla, asignando el valor simulado en cualquier punto de la malla del modelo al punto de la malla común que esté situado a menor distancia. Se ha optado por esta interpolación del punto más cercano pues presenta las siguientes ventajas respecto a otros métodos:

- No distorsiona los valores extremos en los campos horizontales de las variables climáticas
- Conserva la coherencia entre los valores de los diferentes campos de variables interpolados

Esta última ha resultado decisiva en la elección del método de interpolación. Ha de tenerse en cuenta que se trata de interpolar valores diarios de diversas variables climáticas simulados por los modelos. Eso significa que en cada punto de la malla del modelo hay una coherencia entre los valores diarios de todas las variables. Por ejemplo, si en un punto de la malla y un determinado día el modelo simula precipitación, la fracción de nubosidad también será ahí alta, la humedad relativa elevada, la escorrentía no será nula, etc. Esta coherencia simultánea entre los valores de las variables climáticas sólo puede ser trasladada íntegramente de la malla de cada modelo a la malla común mediante el método de interpolación elegido.

Además de las diversas variables climáticas, también se ha interpolado el campo de alturas topográficas para cada modelo. La matriz de alturas

topográficas (en metros) para cada modelo ha sido obtenida mediante el mismo método de interpolación para obtener los valores correspondientes a la malla común. Es decir, cada modelo tiene un campo de topografía particular en la malla común.

### MODOS DE APLICACIÓN DE LOS ESCENARIOS REGIONALIZADOS PARA EVALUAR LOS IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICOS:

A continuación se comentan algunas recomendaciones sobre la manera de utilizar los resultados de estos escenarios regionalizados para llevar a cabo estudios de impacto del cambio climático, sin pretender que llegue a constituir un manual completo, pues lo más recomendable en estos casos es que los investigadores dedicados al análisis de impactos trabajen en estrecha colaboración con los modelistas que conocen la forma en que se han realizado las simulaciones climáticas regionalizadas. Tan solo se trata de ofrecer una serie de informaciones sobre las diversas técnicas que se pueden utilizar, lo que los modelistas conocen sobre la calidad de las simulaciones y el grado de confianza que ofrecen los resultados de los modelos regionales. Todos estos extremos se describen con mayor detalle en Mearns et al. (2003) y las referencias que citan.

#### *Consideraciones previas*

Las evoluciones interanuales de las variables climáticas que simulan los modelos regionales en el periodo de 1961 a 1990 (clima actual) no coinciden con los valores observados en cualquiera de las estaciones climatológicas del área. Esto no se debe a deficiencias de los modelos, sino al procedimiento de generación de dichos datos que antes se ha explicado. Recuérdese que las condiciones de contorno laterales que usan los modelos climáticos regionales se obtienen a partir simulaciones realizadas por modelos globales, que no reproducen

exactamente la evolución observada en el periodo indicado pues no es este su objetivo. Las simulaciones de los GCM, y por lo tanto de los RCM anidados en ellos, deben aproximarse lo más posible al clima observado, que se caracteriza por un conjunto de estadísticos (promedios, varianzas, distribuciones de frecuencia, etc.), pero no reproducir la secuencia del tiempo meteorológico observado a lo largo de un determinado periodo o en fechas concretas.

Es decir, en los experimentos de “clima actual” (1961-1990) los modelos tratan de reproducir el clima forzado por la evolución que han seguido los niveles de gases de efecto invernadero y de aerosoles en la atmósfera a lo largo del periodo considerado. Por tanto, ninguna de las variables climáticas (temperatura, precipitación, viento, etc.) simuladas para un determinado día, mes o año tienen por qué corresponder a las observadas en dicha fecha. Por lo tanto, la evaluación de las simulaciones con los modelos no debe realizarse mediante una comparación día a día, mes a mes o año a año entre valores simulados y observados, sino comparando valores estadísticos correspondientes al periodo simulado.

Existen otro tipo de simulaciones de clima actual, en las que las condiciones de contorno laterales para los RCM se obtienen a partir de “análisis” o “reanálisis” meteorológicos basados en observaciones. En este caso habría una mayor correspondencia cronológica entre los resultados de los RCM y las observaciones, aunque el principal objetivo de estas simulaciones sigue siendo el intento de reproducir las estadísticas del clima, pero eliminando en este caso la incertidumbre asociada al modelo global en que se anide. Por eso, se dice que estas simulaciones con RCM se realizan con condiciones de contorno “perfectas”. Sin embargo, en el proyecto europeo PRUDENCE no se llevaron a cabo este tipo de simulaciones, sino sólo las anidadas en resultados de modelos climáticos globales.

Por otro lado, hay que advertir de que en ocasiones los valores de las variables climáticas simuladas por los RCM pueden llegar a diferir entre sí de forma considerable, especialmente si se analizan regiones de pequeña dimensión. Esto se debe a que cada modelo usa su propia malla, lo que hace que también sea diferente la orografía (ver figura 4), a que se trata de valores interpolados a una malla común y, por supuesto, a que cada modelo usa diferentes métodos numéricos y parametrizaciones físicas. Precisamente esta última circunstancia permite asociar el grado de divergencia entre los modelos a la incertidumbre inherente a las propias simulaciones.

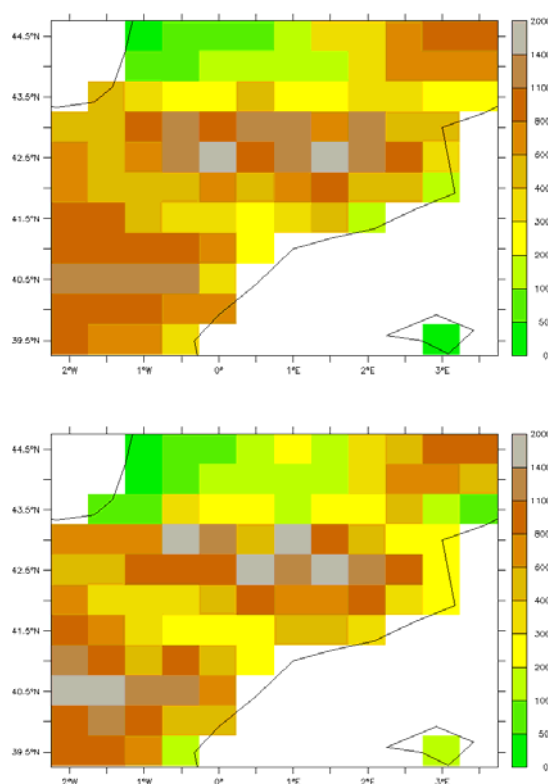


Figura 4: Alturas topográficas (m) de las celdillas en la malla común correspondientes al modelo SMHI (arriba) y al DMI (abajo) en la zona de los Pirineos.

Por ejemplo, como los valores simulados de la temperatura en la malla común está asociada a la distribución de alturas topográficas de cada modelo, para poder comparar las temperaturas simuladas por los diversos modelos habría que corregirlas según la altura particular de la celdilla común en cada modelo.

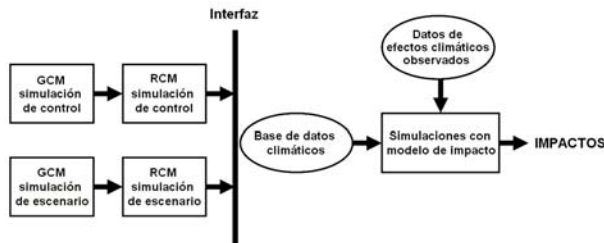
En resumen, aparte de las diferencias que cabe esperar entre los resultados ofrecidos por modelos con diferentes formulaciones, una parte significativa de las discrepancias está asociada a la diferencia entre las mallas originales y a la diferente altura de los puntos considerados en la interpolación por el método del punto más cercano.

#### *Métodos para evaluar los impactos del cambio climático a partir de valores de salida de modelos climáticos*

Para derivar los impactos asociados a los escenarios de cambio climático que simulan los modelos de clima, se utilizan modelos en los que se introducen valores de ciertas variables de salida de los modelos climáticos. Hay diversos tipos de modelos de impacto, desde los puramente empíricos a los que tienen un mayor componente teórico, pero todos ellos precisan valores de ciertas variables climáticas, fundamentalmente temperatura y precipitación.

Pero la transferencia de la señal del cambio climático simulado por los modelos de clima a los modelos de impacto no siempre es un proceso sencillo ni trivial, pues los valores simulados de algunas variables atmosféricas pueden contener sesgos sistemáticos, que algunas veces llegan a superar el 100% en la precipitación y varios grados en la temperatura, por ejemplo. Si estos valores de salida de los modelos climáticos se introdujeran directamente en los modelos de impacto, lo más probable es que los resultados obtenidos se desviarían considerablemente de la realidad. Por tanto, en estos casos, es preciso que en la transferencia entre modelos climáticos y de impacto

se introduzca algún tipo de interfaz de conversión, como se ilustra en el siguiente esquema:



Hay varios procedimientos para aplicar el interfaz de conversión. A continuación se comentan los dos más usuales:

- Interfaz "delta de cambio"*: Es el método más simple que se aplica para deducir impactos a partir de simulaciones de cambio climático con GCM o RCM, y probablemente por ello es la interfaz más utilizada (e.g. Bergström et al., 2001; Graham, 2004). Consiste en calcular primero las diferencias entre los valores medios de las variables climáticas relevantes (precipitación, temperatura, etc.) obtenidos en las simulaciones de clima actual (control) y de clima futuro (escenario) con los modelos climáticos. A continuación se suman tales diferencias a los valores de una serie temporal de datos meteorológicos observados a escala local. Finalmente, con la serie de datos resultante, que se supone correspondería al clima futuro, se ejecuta el modelo de impacto previamente calibrado.
  - Interfaz "directo con escalado"*: Es el método que más se fundamenta en la información que ofrecen directamente los modelos climáticos. Por ello, se aplica preferentemente a los resultados de modelos climáticos regionales (RCM) con alta resolución, que suelen ser más consistentes con los climas a escala subcontinental o menor (e.g. Graham. et al., 2007). Consiste en deducir unos factores de escala que corrijan los sesgos de los valores simulados por los modelos en condiciones de clima actual
- (simulación de control) con los valores observados. Tales factores se aplican después a los valores de las variables (precipitación, temperatura, etc.) obtenidos con los modelos climáticos en las simulaciones de control y de escenario. Finalmente, las series de datos que resulten se introducen en el modelo de impacto para simular las diferencias que resultan al aplicarlo con condiciones de clima actual y futuro.
- Con la aproximación "delta" se puede realizar fácilmente una comparación general del grado del "impacto" según las configuraciones de los diversos modelos climáticos que se usen. Es un método robusto que permite la utilización de resultados de cualquier modelo climático, incluso aunque éste no simule un clima actual con estadísticas significativamente iguales a las del clima observado. Por su parte, la aproximación "directa con escalado" proporciona resultados de extremos más consistentes con los modelos climáticos, por lo que es mejor utilizarla con aquellos que proporcionen una aceptable representación de la estacionalidad. Es claro que ambos métodos introducen modificaciones en los resultados de los modelos climáticos, e implícitamente suponen que los sesgos sistemáticos entre simulación y observación en condiciones de clima actual serían los mismos que en las de clima futuro. A continuación se señalan las principales ventajas y limitaciones de cada método, según Graham et al. (2007):
- Ventajas del interfaz "delta"*: Al utilizar datos de clima observado como valores de referencia, resulta menos crucial la capacidad del modelo climático para producir simulaciones que sean comparables al clima observado. Es un método estable y siempre ofrece resultados que pueden relacionarse con las condiciones actuales.
  - Limitaciones del interfaz "delta"*: El uso de datos de clima observado como referencia implica que la variabilidad climática futura sería exactamente igual a la del clima actual. Así, por ejemplo, la

secuencia y el número de días de lluvia no cambiarían en el clima futuro y también los extremos de precipitación serían modificados por el mismo factor que los demás eventos de lluvia.

- *Ventajas del interfaz “directo con escalado”:* Proporciona una representación más directa de los resultados de los modelos climáticos y por tanto la variabilidad climática y la frecuencia de extremos serían más consistentes con las simulaciones de los modelos. Posee el potencial de mejorar su calidad de forma paralela a la de los modelos climáticos y puede hacer uso del mayor detalle que ofrecen los modelos regionales con alta resolución.
- *Limitaciones del interfaz “directo con escalado”:* Es bastante sensible a la calidad de los resultados del modelo climático que se utilice. Se supone una corrección estática del sesgo que podría no representar adecuadamente los cambios climáticos futuros (p.ej. alteraciones de los patrones de circulación atmosférica).

Teniendo en cuenta esta relación de ventajas y limitaciones, se elige el método de interfaz más adecuado en función de los resultados de los modelos climáticos disponibles.

Dada la gran variedad de modelos de impacto que existen y su diferente grado de complejidad, no es posible establecer un método estándar de aplicación del interfaz. Hay modelos de impacto que sólo precisan datos medios anuales o estacionales de una o dos variables climáticas, mientras otros precisan ser alimentados por una secuencia diaria de diversas variables. A continuación se detalla el procedimiento que se suele seguir para aplicar los dos tipos de interfaz a los valores de salida de un modelo de clima (RCM) para que sean utilizados por un modelo de impacto que precise datos meteorológicos diarios. Solo se hará referencia explícita a la precipitación y temperatura, aunque el modo de tratar otras variables climáticas

(evapotranspiración, radiación solar, viento, etc.) sería semejante al que se aplica a la precipitación.

### Interfaz “directa con escalado”

Este método precisa disponer de series temporales de valores diarios de las variables procedentes de simulaciones multianuales (30 años o más) realizadas con uno o varios RCM en condiciones de clima actual (control) y futuro (escenario), así como de medias mensuales de los valores observados en el promedio de la región de interés.

Para cada celdilla del RCM que esté incluida en la región considerada, el valor de precipitación correspondiente al año  $a$ , mes  $m$  y día  $d$  de la simulación de control  $P_{cont}(a, m, d)$  se escala con la razón entre el promedio multianual de dicho mes derivado de las observaciones  $\bar{P}_{obs}(m)$  y el de la simulación de control  $\bar{P}_{cont}(m)$ :

$$P_{cont,corr}(a, m, d) = P_{cont}(a, m, d) \times \left[ \frac{\bar{P}_{obs}(m)}{\bar{P}_{cont}(m)} \right]$$

Esta serie de valores diarios “corregidos” se introducirían en el modelo de impacto. Los valores de  $\bar{P}_{obs}(m)$  y de  $\bar{P}_{cont}(m)$  se obtienen previamente aplicando a la serie de  $a \times m$  valores promedios mensuales un filtro gaussiano de 3 meses y deduciendo después los promedios multianuales (30 años) para cada uno de los 12 meses (Lenderink et al., 2007).

En el caso de las temperaturas diarias se procede de la misma manera, aunque el escalado en esta ocasión se realiza mediante una suma, de manera que:

$$T_{cont,corr}(a, m, d) = T_{cont}(a, m, d) + \left[ \bar{T}_{obs}(m) - \bar{T}_{cont}(m) \right]$$

y los valores medios mensuales multianuales de temperatura se derivan de forma similar a la comentada antes para los de precipitación, pero sin la aplicación del filtro gaussiano en este caso.

Estos mismos factores de escalado se aplican a los valores obtenidos en la simulación de clima futuro (escenario), de manera que:

$$T_{esc,corr}(a, m, d) = T_{esc}(a, m, d) + [\bar{T}_{obs}(m) - \bar{T}_{cont}(m)]$$

$$P_{esc,corr}(a, m, d) = P_{esc}(a, m, d) \times [\bar{P}_{obs}(m) / \bar{P}_{cont}(m)]$$

Los valores diarios “corregidos” de esta manera se utilizan para alimentar el modelo de impacto, del que se deduciría el efecto inducido por el cambio climático simulado por el RCM en la región de interés. Como antes se ha señalado, en este método la secuencia y variabilidad climática del clima futuro no serían iguales a las del clima actual, aunque se supone que el escalado para “corregir” los sesgos de las simulaciones con el modelo sería el mismo en clima actual que en clima futuro.

#### Interfaz “delta de cambio”

Este método precisa disponer de series temporales multianuales de valores diarios observados de las variables, así como de medias mensuales de los valores simulados por uno o varios RCM en condiciones de clima actual (control) y futuro (escenario).

Los valores diarios de precipitación  $P_{obs}(a, m, d)$  y temperatura  $T_{obs}(a, m, d)$  observados en el año  $a$ , mes  $m$  y día  $d$  en las estaciones situadas en las celdillas del RCM que cubran la región de interés se escalan respectivamente con la razón y la diferencia entre los promedios multianuales de dicho mes de la simulación de clima futuro  $\bar{P}_{esc}(m)$ ,  $\bar{T}_{esc}(m)$  y los de la simulación de control  $\bar{P}_{cont}(m)$ ,  $\bar{T}_{cont}(m)$  correspondientes a las citadas celdillas, de forma que:

$$T_{esc,corr}(a, m, d) = T_{obs}(a, m, d) + [\bar{T}_{esc}(m) - \bar{T}_{cont}(m)]$$

$$P_{esc,corr}(a, m, d) = P_{obs}(a, m, d) \times [\bar{P}_{esc}(m) / \bar{P}_{cont}(m)]$$

Al igual que en el método directo con escalado, para deducir los valores medios mensuales de precipitación se aplica un filtro gaussiano de 3 meses a la serie multianual.

Para deducir el impacto asociado al cambio climático, se alimenta el modelo de impacto con las series diarias de valores observados y con las de los “corregidos” por los factores “delta”. Es decir, se supone que la secuencia y variabilidad climática del clima futuro sería igual a la del clima actual observado.

Lenderink et al. (2007) han propuesto una variante de este interfaz “delta” en la que, en lugar de los valores diarios observados, se usan como referencia las series de valores diarios de la simulación de control corregidos por el método de escalado. Es decir, en este caso las ecuaciones serían:

$$T_{esc,corr}(a, m, d) = T_{cont,corr}(a, m, d) + [\bar{T}_{esc}(m) - \bar{T}_{cont}(m)]$$

$$P_{esc,corr}(a, m, d) = P_{cont,corr}(a, m, d) \times [\bar{P}_{esc}(m) / \bar{P}_{cont}(m)]$$

Consecuentemente, el modelo de impacto utilizaría los valores diarios “escalados” de las simulaciones de control y los corregidos por los factores “delta”. Es decir, se supone que la secuencia y la variabilidad climática del clima futuro serían iguales a las del clima actual (control) simulado por el modelo climático.

#### .REFERENCIAS:

Bergström, S., Carlsson, B., Gardelin, M., Lindström, G., Pettersson, A. and Rummukainen, M.: 2001, 'Climate change impacts on runoff in Sweden - assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modelling', *Climate Res.*, 16, 101-112.

Castro, M., Fernández, C., and Gaertner, M.A.: 1993, *Description of a meso-scale atmospheric numerical*

- model*, Mathematics, Climate and Environment J.I. Díaz and J.L. Lions (eds), Masson.
- Christensen, J.H., Christensen, O.B., and Schultz, J.P.: 2001, *High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe*, DMI Technical Report 01-15. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø.
- Gibelin, A.L. and Déqué, M.: 2003, 'Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model', *Climate Dynamics*, 20, 327-339.
- Giorgi, F., Huang, Y., Nishizawa, K., and Fu, C.: 1999, 'A seasonal cycle simulation over eastern Asia and its sensitivity to radiative transfer and surface processes', *J Geophys Res.*, 104, 6403-6423.
- Graham, L.P.: 2004, 'Climate change effects on river flow to the Baltic Sea', *Ambio*, 33, 235-241.
- Graham, L.P., Hagemann, S., Jaun, S. and Beniston, M.: 2007, 'On interpreting hydrological change from regional climate models', *Climatic Change*, 81(S1), 97-122.
- Heck, P., Lüthi, D., Wernli, H., and Schär, C.: 2001, 'Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A study with a regional climate model', *J Geophys Res - Atmos.*, 106(D8), 7817-7835.
- Hudson, D.A. And Jones, R.G.: 2002a, *Simulations of present-day and future climate over southern Africa using HadAM3H*, Hadley Centre Technical Note No 38, Met Office, Exeter, UK.
- Hudson, D.A. And Jones, R.G.: 2002b, *Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa*, Hadley Centre Technical Note No 39, Met Office, Exeter, UK. IPCC: 2001, *Climate Change. The scientific basis*, Cambridge Univ Press 881 pp.
- Jacob, D.: 2001, 'A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin' *Meteorol Atmos Phys.*, 77, 61-73.
- Jones, C.G., Ullerstig, A., Willén, U., and Hansson, U.: 2004, 'The Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA). Part I: Model climatology and performance characteristics for present climate over Europe', *Ambio*, 33(4-5), 199-210.
- Lenderink, G., van den Hurk, B., van Meijgaard, E., van Ulden, A., and Cuijpers, H.: 2003, *Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments*, KNMI Technical Report 252, 24 pp.
- Lenderink, G., Buishand, A. and van Deursen, W.: 2007, 'Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach', *Hydrol. Earth Sys. Sci.*, 11(3), 1145-1159.
- Mearns, L.O., Giorgi, F., Whetton, P., Pabon, D., Hulme, M., and Lai, M. (2003). Guidelines for use of climate scenarios developed from regional climate model experiments. *Data Distribution Centre of IPCC TG CIA*. Available at [http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm\\_no1\\_v1\\_10-2003.pdf](http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no1_v1_10-2003.pdf)
- Meier, H.E.M., Döscher, R., and Faxén, T.: 2003, 'A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea. Application to the salt inflow', *J Geophys Res.*, 108, C8:3273.
- Pal, J.S., Small, E.E., and Eltahir, E.A.B.: 2000, 'Simulation of regional - scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM', *J Geophys Res.*, 105, 29579-29594.
- Roeckner, E., Bengtsson, L., Feichter, J., Lelieveld, J., and Rodhe, H.: 1999, 'Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle', *J Climate*, 12, 3004-3032.
- Sanchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M.A., Arribas, A., and Castro, A.: 2004, 'Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach' *Global and Planetary Change*, 44, 163-180.
- Steppeler, J., Doms, G., Schättler, U., Bitzer, H.W., Gassmann, A., Damrath, U., and Gregoric, G.: 2003, 'Meso-gamma scale forecasts using the

nonhydrostatic model LM' *Meteorol Atm Phys.*, **82**, 75-96.

Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Seneviratne, S., and Schär, C.: 2003, 'Predictability and uncertainty in a regional climate model' *J. Geophys. Res.*, **108** (D18), 4586, doi: 10.1029/2002JD002810.



# El método de análogos en el downscaling estadístico

Jaime Ribalaygua Batalla, Luis Torres Michelena, María del Carre Diaz

*Fundación para la Investigación del Clima, Madrid, Spain*

## ABSTRACT:

A statistical downscaling method is described, paying attention to its theoretical basis. Advantages and disadvantages of this type of methodologies are listed. The theoretical analysis required selecting or developing a statistical downscaling method, and selecting predictors is described with special detail.

## RESUMEN:

Se describe una metodología de downscaling estadístico, prestando especial atención a sus fundamentos teóricos. Se revisan las ventajas e inconvenientes de este tipo de metodologías, profundizando en el análisis teórico que debe realizarse para diseñar o elegir una metodología estadística, así como para seleccionar los predictores a utilizar.

**Key Words:** Statistical downscaling, predictors selection, analog method, climate change scenarios.

**Palabras clave:** Downscaling estadístico, regionalización estadística, selección de predictores, método análogos, escenarios de cambio climático.

## VENTAJAS Y DESVENTAJAS DEL DOWNSCALING ESTADÍSTICO:

La estrategia estadística en la reducción de escala, presenta ventajas y desventajas (Gutiérrez *et al.*, 2004).

Entre las ventajas cabe destacar que exigen mucho menor coste computacional que las aproximaciones

dinámicas, lo que permite realizar múltiples ejecuciones para múltiples salidas de Modelos de Circulación General (MCG), que como se explicará es muy importante para considerar y cuantificar la incertidumbre asociada a toda simulación climática.

La segunda ventaja que se puede destacar es la de permitir obtener simulaciones del clima futuro para punto (observatorios), que es en muchas ocasiones el detalle espacial que requieren los usuarios (Trigo y Palutikof, 2001). En efecto, si se tienen que definir, por ejemplo, actuaciones de adaptación al cambio climático en un punto del territorio, pongamos por caso en el pinsapar de Grazalema, es necesario disponer de información del clima futuro en ese "punto" del territorio. En terrenos topográficamente tan complejos como los del territorio español, existen claras diferencias meteorológicas (día a día) y climatológicas entre puntos próximos. La figura 1 muestra un ejemplo de esto: en situaciones atmosféricas con componente norte, el punto situado al sur de la Cordillera Cantábrica presenta, con respecto al situado al norte, una precipitación claramente inferior, y una temperatura también apreciablemente mayor, por un cierto efecto Foehn. Y en situaciones atmosféricas con componente sur, el efecto es el contrario. Pues bien, supongamos que el clima futuro presenta una variación en la latitud media del cinturón de borrascas extratropicales (como muchos modelos sugieren), que haga que la relación entre la frecuencia de configuraciones con componente norte / sur se modifique con respecto al clima actual. Resulta evidente que ese cambio afectará de forma diferente a los dos puntos. En definitiva, que un mismo clima futuro supondrá un cambio climático diferente en dos puntos situados a pocos kilómetros de distancia. Por tanto, si muchas veces se necesita información a escala local, y puntos muy próximos entre sí pueden presentar cambios diferentes, se hace necesario utilizar estrategias estadísticas, que son las únicas que trabajan a esta escala local: la información sobre la especificidad local de cada punto y sobre sus diferencias con puntos muy

próximos está implícita en las series históricas que utilizan las aproximaciones estadísticas.



Figura 1: Diferencias meteorológicas (y por tanto climáticas), entre puntos relativamente próximos, especialmente en terrenos topográficamente complejos.

Otro aspecto relacionado a destacar es que, en general, las series de observaciones en puntos ofrecen una mejor información de fenómenos extremos, ya que las series en puntos de rejilla, que se obtienen promediando observaciones en puntos, muchas veces suavizan estos extremos (tanto más cuanto más local sea el efecto meteorológico, por ejemplo, tanto más cuanto más convectiva sea la precipitación, como sucede en nuestra costa mediterránea)

Una tercera ventaja a citar es la calidad de los resultados que ofrecen las técnicas estadísticas, en ejercicios de verificación de estas técnicas tanto adaptadas a simulación climática como a la predicción operativa.

La principal desventaja que la bibliografía asigna al downscaling estadístico es el denominado problema de la "estacionaridad": exige asumir la hipótesis de que las relaciones entre predictores y predictandos detectadas en el pasado se mantendrán en el futuro, cosa que es incierta en un contexto de cambio climático. Esta es la principal desventaja, y debe

siempre mantenerse presente, para intentar superarla.

Estas metodologías estadísticas presentan otras desventajas, por ejemplo que requieren series históricas suficientemente largas de los predictandos, lo que impide en la práctica generar simulaciones de muchas variables con suficiente cobertura espacial. Por ejemplo, a diferencia de las aproximaciones dinámicas, en general no se pueden construir simulaciones de la estructura atmosférica (temperaturas, humedades... a diferentes niveles de presión, etc.), y muchas veces tampoco de variables tan importantes como la humedad en superficie.

También hay que destacar como desventaja que muchas veces se realizan simulaciones de diferentes predictandos y de diferentes puntos de forma independiente, con lo que no se garantiza la coherencia entre variables ni espacial de la misma variable. No obstante, existen postprocesos que pueden garantizar estas coherencias.

#### CONSIDERACIONES PREVIAS AL DOWNSCALING ESTADÍSTICO:

Al definir metodología y seleccionar predictores, mantener siempre presentes dos ideas básicas, buscando solventar las desventajas descritas (STARDEX, 2003):

1. El problema de "estacionaridad": en un contexto de cambio climático, las relaciones entre predictores y predictandos pueden cambiar. Los predictores deben estar relacionados físicamente con los predictandos, porque esas relaciones físicas no cambiarán.
2. Las características y limitaciones de los MCG: las metodologías de downscaling a desarrollar serán finalmente aplicadas a salidas de esos MCG. Por tanto, los predictores seleccionados deben ser bien simulados por los MCG. Y la resolución espacial y temporal de los MCG también debe tenerse en cuenta.

Una tercera idea debe también considerarse:

3. No debe hacerse estratificación estacional en la selección de predictores: en un contexto de cambio climático, las características climatológicas de las estaciones del año pueden cambiar. Por tanto, las relaciones entre predictores y predictandos detectadas en poblaciones de días del “presente” que pertenecen a cierta estación, con ciertas características climatológicas, pueden no ser aplicables para días futuros de esa misma estación, cuyas características climatológicas pueden haber cambiado.

De acuerdo con estas ideas, se pueden hacer algunas consideraciones generales sobre la selección de predictores:

- A) De acuerdo con la Idea 1: La selección de predictores debe hacerse bajo consideraciones teóricas, más que utilizando análisis empíricos. Estos análisis pueden detectar relaciones sin fundamento físico, que pueden no ser aplicables para el clima futuro, debido al problema de “estacionaridad”. Los predictores deben ser forzamientos físicos de los predictandos, o al menos, deben estar relacionados físicamente con ellos. Y las relaciones entre predictores y predictandos a intentar identificar deben ser las que mejor reflejen los vínculos físicos entre ellos, con vistas a asegurar lo más posible la “estacionaridad” de esas relaciones.
- B) De acuerdo con la Idea 2: Los predictores deben ser campos de variables, mejor que valores en puntos, porque aquellos son más fiablemente simulados por los MCG.
- C) De acuerdo con la Idea 2: Los predictores deben ser variables de atmósfera libre, mejor que variables de superficie o de la capa límite, porque aquellas son más fiablemente simuladas por los MCG.
- D) De acuerdo con la Idea 2: Los predictores deben ser variables que sean simuladas fiablemente

por los MCG. En la aplicación de técnicas de “downscaling” estadístico a la predicción meteorológica diaria, en este caso sobre salidas de Modelos de Predicción Numérica Meteorológicos (MPNM), que ofrecen predicciones para los próximos días, hemos podido comprobar que existe un elevado número de predictores cuya inclusión mejora la calidad de predicción, porque se ha demostrado que los MPNM pueden ofrecer predicciones fiables de esos predictores para los próximos días. Sin embargo, algunos de ellos no son utilizables en predicción climática, porque son tan sensibles a las condiciones iniciales, que se pueden simular con aceptable fiabilidad para los próximos días, pero no se puede confiar en la capacidad de los MCG para simularlos adecuadamente para las próximas décadas.

- E) De acuerdo con la Idea 2: Trabajar con una resolución temporal o espacial menos detallada que la que ofrecen los MCG implica que cierta información no se está utilizando. Y muchos de los forzamientos físicos de los predictandos sólo pueden ser captados trabajando a escalas espaciales y temporales lo más finas posible. Por ello, consideramos que debe trabarse a escalas diaria (o menor, seis-horaria por ejemplo) y sinóptica, que son las que ofrecen los MCG. No obstante, es necesario mantener en mente que debe comprobarse si esa “información detallada” es información útil en lugar de ruido.
- F) De acuerdo con la Idea 3: En la definición de las relaciones entre predictores y predictandos, no debe hacerse estratificación estacional. Por otro lado, si esas relaciones reflejan adecuadamente los vínculos físicos entre ellos, la estratificación estacional no es necesaria.

Otras recomendaciones serían:

- Usar metodologías capaces de captar relaciones no-lineales entre predictores y predictandos
- Los predictandos obtenidos deben tener coherencia espacial y meteorológica. Existen técnicas para garantizar esta coherencia
- Se deben simular adecuadamente los valores extremos de los predictandos (evitando el “suavizado de extremos”), y no sólo los valores medios.

#### SELECCIÓN DE PREDICTORES:

Los predictores deben seleccionarse tras un análisis teórico detallado de cada predictando, manteniendo en todo momento las ideas descritas anteriormente. A continuación detallamos el fundamento teórico de la selección de predictores para precipitación y para temperatura que se llevó a cabo en su día para la metodología de la Fundación para la Investigación del Clima (FIC).

##### *Predictores para Precipitación*

La precipitación tiene su origen en el ascenso vertical de las masas de aire. Los forzamientos para el ascenso de masas más importantes son:

- Forzamientos dinámicos
- Ascensos topográficos
- Convección

Los forzamientos dinámicos a escala sinóptica están dirigidos por las configuraciones de geopotencial en 1000 y 500 hPa, según la ecuación “ $\omega$ ” (HOLTON, 1975).

Los ascensos topográficos pueden ser considerados atendiendo a los vientos en superficie, que están estrechamente relacionados con el flujo geostrófico en 1000 hPa.

La convección está relacionada con la estabilidad del perfil atmosférico.

Además, la humedad de la baja troposfera está relacionada con la cantidad de precipitación que pueden producir los movimientos verticales.

De acuerdo con estas ideas:

- Los forzamientos dinámicos y topográficos están implícitamente incluidos en las aproximaciones de “downscaling” basadas en la circulación atmosférica. De ahí el éxito de este tipo de aproximaciones.
- El “downscaling” de la precipitación convectiva puede mejorarse atendiendo también a predictores relacionados con la inestabilidad (índices de estabilidad, advección térmica en niveles bajos...).

Muchas de las relaciones entre predictores y predictandos son fuertemente no-lineales. Una estratificación previa atendiendo a la configuración atmosférica hace que esas relaciones sean mucho más lineales y permite por tanto que sean identificadas de forma más robusta.

La técnica actual de la FIC utiliza como predictores de precipitación los campos de vientos geostróficos en 500 y 1000 hPa. Se planea introducir la humedad en troposfera baja, que se ha comprobado que mejora el downscaling en predicción operativa. Igualmente se planea probar predictores de inestabilidad, para mejorar la simulación de precipitaciones convectivas.

##### *Predictores para temperatura*

La temperatura a dos metros está influenciada por la temperatura de la baja troposfera y por la de la superficie terrestre:

- La temperatura de la baja troposfera está muy relacionada con el espesor atmosférico entre diferentes niveles de presión (por ejemplo 1000/850, 1000/700 o 1000/500 hPa), y por ello

son buenos predictores de la temperatura en superficie. El espesor 1000/850 hPa puede también ser un buen indicador de la máscara tierra-mar en zonas costeras.

- Con respecto a la temperatura de la superficie terrestre:
  - Está dirigida por flujos de calor en la capa superficial.
  - Depende del ángulo de incidencia solar, que puede considerarse con funciones sinusoidales del día del año. Esta influencia depende a su vez de la nubosidad.
  - La temperatura de la superficie terrestre está muy relacionada con la nubosidad, que modifica los calentamientos/ enfriamientos radiativos. La nubosidad, como la precipitación, es forzada por los ascensos de masas de aire, y los predictores utilizados para precipitación son también adecuados para la nubosidad.
  - La inercia térmica del terreno se puede considerar a través de la temperatura de los días anteriores.
  - La cobertura de nieve modifica fuertemente el calentamiento /enfriamiento radiativo, y debe considerarse allí donde pueda ser un fenómeno relevante, por su frecuente aparición.
- La mayor o menor influencia de uno y otro factor (temperatura de la troposfera baja y temperatura de la superficie terrestre) sobre la temperatura a dos metros, depende de la estabilidad atmosférica.

Como se ha dicho antes, muchas de las relaciones entre predictores y predictandos son fuertemente no-lineales, y una estratificación previa las hace mucho más lineales y permite por tanto que sean identificadas de forma más robusta.

La técnica actual parte de una estratificación previa atendiendo a nubosidad (la realizada para estimar

precipitación). Sobre esa población estratificada se hace un análisis lineal múltiple, usando como predictores potenciales los espesores 1000/500 y 1000/850 hPa, el seno del día del año, y la temperatura de los días anteriores. Se planea probar otros predictores: otros espesores, cobertura de nieve (muy importante para otras latitudes), y algunos índices de estabilidad.

## DESCRIPCIÓN DE LA METODOLOGÍA DE ANÁLOGOS DE LA FIC:

La figura 2 representa un esquema del funcionamiento de la versión actual de la metodología. Sea "X" el día problema. Los campos atmosféricos de baja resolución (geopotenciales, temperaturas a diversos niveles de presión...) de este día "X" son "conocidos" (por ejemplo, la simulación de cierto MCG para ese día "X"). A partir de estos campos conocidos, se desea estimar el valor de variables meteorológicas de superficie ( en el caso de la versión actual, precipitación acumulada en 24 horas, temperaturas máxima y mínima), en ese mismo día "X", en un punto (observatorio) concreto del territorio.

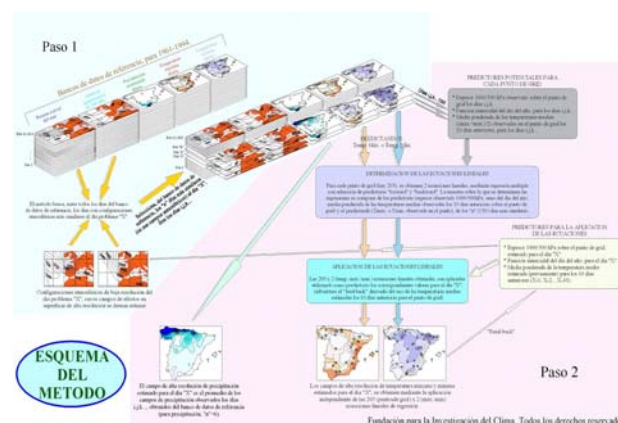


Figura 2: Esquema de la metodología de downscaling estadístico de la Fundación para la Investigación del Clima (FIC).

Para realizar esa estima el método trabaja en dos pasos.

En el primer paso, que podemos denominar estratificación analógica, se seleccionan de un banco de datos que abarca un amplio período (1958-2000), aquellos "n" días con configuraciones atmosféricas más similares a las del día problema "X". La medida de similitud empleada atiende al parecido en los flujos geostroficados en las superficies de 1000 y 500 hPa. Estos flujos geostroficados determinan el forzamiento sinóptico para la elevación/descenso de masas de aire y por tanto influyen directamente sobre los fenómenos de precipitación y nubosidad. Además el flujo geostrofico en 1000 hPa contiene información sobre la dirección del viento en superficie y por tanto sobre los efectos que la topografía puede ejercer en el reparto espacial de las variables nubosidad y precipitación. La optimización de la referida medida de similitud se considera ya concluida y es uno de los puntos fuertes de la metodología.

En el segundo paso, se aplican procedimientos diferentes para la estima de la variable precipitación y para la estima de las temperaturas.

Para el caso de las temperaturas máxima y mínima diarias, se realiza, para cada una de estas variables, una regresión lineal múltiple con selección automática de predictores. La población de trabajo está compuesta por los "n" días seleccionados en el paso anterior. Los predictores ofrecidos para su eventual selección son, por una parte, valores de variables atmosféricas (espesores de capas bajas de la atmósfera) en la vertical del punto para el que se desea estimar la temperatura en superficie. Por otra parte, también se ofrecen como predictores potenciales, un indicador de la duración de la noche en el día en cuestión (que mide el potencial de calentamiento / enfriamiento radiativo), y un promedio ponderado de las temperaturas de los días anteriores (que considera el efecto de la inercia térmica del suelo). Una vez determinada la relación lineal existente entre los predictores seleccionados y la variable predictando (temperatura máxima o mínima), se aplica dicha relación a los valores de los

predictores del día "X" para estimar el valor del predictando en este día problema. La influencia fuertemente no-lineal que la nubosidad y la precipitación tienen sobre las temperaturas en superficie se considera gracias a la previa estratificación analógica. En efecto esta selección garantiza que las condiciones de nubosidad y precipitación en los "n" días sean muy similares y por tanto también su influencia sobre el predictando. Tras esta estratificación, por tanto, las relaciones entre los predictores descritos y la temperatura en superficie son mucho más lineales y robustas. Por ejemplo, la relación entre la temperatura máxima a 2 metros y el espesor de la baja troposfera es muy no lineal, en función de las condiciones atmosféricas. Cuando se trata de días cubiertos, la temperatura máxima está prácticamente determinada por el espesor, siendo la relación mucho más lineal. Por ello, la estratificación analógica, que selecciona días muy parecidos en cuanto a nubosidad, permitirá detectar la relación lineal que en ellos existe entre temperatura máxima y espesor. Sin embargo, si se trata de días despejados, el espesor tiene menor influencia en la máxima, que se ve dirigida por la insolación, que a su vez depende de la época del año.

Para el caso de la precipitación, el esquema de la figura contempla la estima por simple promediado de los "k" días análogos más parecidos a "X". Se ha incorporado una estrategia probabilística, que ha permitido mejorar los resultados de la metodología, especialmente para simular precipitaciones extremas. Esta estrategia consiste en no realizar un promediado de los "k" análogos, sino utilizarlos todos ellos, asignando a la precipitación registrada en cada uno de ellos una probabilidad de ocurrencia proporcional a su similitud con el día problema. Con ello se evita el suavizado de extremos que produce cualquier promediado.

Se pretende mejorar la metodología empleando el método de los "k" vecinos. De nuevo la población de trabajo está compuesta por los "n" días

seleccionados en el paso anterior. La medida de similitud utilizada para elegir esos "k" vecinos en la población de "n" días, se determina en un proceso de selección automática de predictores en el que se mide la capacidad discriminante con respecto a la cantidad de precipitación. Los predictores ofrecidos para su posible selección son valores de variables atmosféricas (humedades, convergencia de flujo, advecciones térmicas o de humedad, estabildades,...) en la vertical del punto para el que se desea estimar la precipitación. Una vez determinada medida de similitud, se buscan los "k" días de la población de "n", con valores (de los predictores seleccionados) más similares al día problema "X". Del análisis de los valores de precipitación de esos "k" días se obtiene la estima de precipitación para el día "X".

El proceso descrito para un punto y un día concretos, se generaliza para el conjunto de puntos (observatorios o puntos de rejilla) y días para los que se desea estimar las variables de superficie.

## RESULTADOS DE VERIFICACIÓN:

El proceso de verificación consiste en aplicar la metodología a campos atmosféricos de baja resolución observados (lo que se denominan "análisis atmosféricos"), y comprobar que simula adecuadamente los efectos en superficie, con relativamente alta resolución.

Esta metodología, en su estado actual de desarrollo, ya ha sido verificada con éxito en varios proyectos, tanto nacionales, como en la Primera Fase del Programa Nacional de Generación de Escenarios Climáticos Regionales, coordinada por el Instituto Nacional de Meteorología (INM, 2007), como internacionales, como el proyecto STARDEX (Goodess *et al*, 2007, Schmidli *et al*, 2007).

Tras estas verificaciones, la metodología se ha aplicado a salidas de Modelos de Circulación General, y se han obtenido escenarios

regionalizados de clima futuro. Para consultar con detalle los resultados de esta aplicación para España, puede consultarse el informe elaborado por el INM (INM, 2007).

## AGRADECIMIENTOS:

Parte del desarrollo de esta metodología ha contado con la financiación de la Dirección General de Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia dentro de la Convocatoria 2005 de Proyectos de I+D.

## REFERENCIAS:

- Goodess, C.M.; Anagnostopoulou, C.; Bárdossy, A.; Frei, C.; Harpham, C.; Haylock, M.R.; Hundsdoerfer, Y.; Maheras, P.; Ribalaygua, J.; Schmidli, J.; Schmith, T.; Tolika, K.; Tomozeiu, R. y Wilby, R.L. 2007: An intercomparison of statistical downscaling methods for Europe and European regions – assessing their performance with respect to extreme temperature and precipitation events. *Climatic Change*, submitted.
- Gutiérrez, J.M.; Cano, R.; Cofiño, A.S. y Sordo, C. 2004: *Redes Probabilísticas y Neuronales en las Ciencias Atmosféricas*, Monografías del Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, ISBN: 84-8320-281-6
- Holton, J.R. 1979: *An introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press.
- INM. 2007: [http://www.aemet.es/es/elclima/cambio\\_climat/escenarios](http://www.aemet.es/es/elclima/cambio_climat/escenarios)
- Schmidli J.; Goodess, C.M.; Frei, C.; Haylock, M.R.; Hundsdoerfer, Y.; Ribalaygua, J. Y Schmith, T. 2007: Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 112, D04105, doi:10.1029/2005JD007026.
- STARDEX. 2003: [http://www.cru.uea.ac.uk/projects\\_star dex/deliverables/D10/D10\\_FIC.pdf](http://www.cru.uea.ac.uk/projects/star dex/deliverables/D10/D10_FIC.pdf)
- Trigo, R.M. y Palutikof, J.P. 2001: Precipitation scenarios over Iberia: A comparison between direct GCM output

and different downscaling techniques, *Journal of Climate*, 14, 4422-4446.



# Técnicas y aplicaciones de regionalización dinámica

Miguel Ángel Gaertner Ruiz-Valdepeñas

*Grupo de Modelización para el Medio Ambiente y el Clima (MOMAC), Universidad de Castilla-La Mancha, Spain*

## ABSTRACT:

A brief description of the basis of the dynamical downscaling technique is made first. Next the analysis is focused on ensemble modelling techniques, with specific applications to climatic extremes.

## RESUMEN:

Se realiza primeramente una breve descripción de los fundamentos de la técnica de regionalización dinámica en general. A continuación, el análisis se centra en técnicas de simulación por conjuntos, con aplicaciones concretas al análisis de extremos climáticos

**Key Words:** Dynamical downscaling. Ensemble modelling. Climatic extremes

## FUNDAMENTOS DEL MÉTODO DE REGIONALIZACIÓN DINÁMICA:

La técnica de regionalización dinámica consiste básicamente en la utilización de modelos climáticos regionales, cuyo dominio no incluye toda la superficie terrestre, para obtener datos de simulaciones climáticas con mayor resolución espacial que la obtenible con modelos climáticos globales. El coste computacional de las simulaciones con modelos climáticos globales limita su aplicación práctica a resoluciones horizontales (espaciados de malla) en torno a 200 km, particularmente para las simulaciones de múltiples décadas necesarias para obtener proyecciones de cambio climático futuro.

De cara a analizar impactos potenciales del cambio climático antropogénico, es necesario tener datos climáticos de mayor resolución espacial, lo que implica emplear una técnica de regionalización (*downscaling*). Hay dos técnicas básicas, la regionalización estadística y la regionalización dinámica. Esta última va a ser analizada a continuación.

Los modelos climáticos regionales (MCR en lo que sigue) son similares a los globales en cuanto a las ecuaciones y métodos numéricos que emplean. La diferencia fundamental entre ambos tipos de modelos es que los modelos regionales cubren un área limitada de la tierra, y necesitan forzamientos laterales (condiciones de contorno laterales) obtenidos a partir de un modelo global, de datos de reanálisis o de otro modelo regional de dominio mayor y menor resolución espacial. Este procedimiento de introducción de información por los contornos laterales se denomina anidamiento. La limitación del dominio permite mayor resolución espacial (el espaciado horizontal de malla está típicamente entre 20 y 50 km para simulaciones de múltiples décadas, aunque para aplicaciones específicas se han usado espaciados menores).

Los MCR resuelven las ecuaciones de las leyes y principios de la Física que determinan los procesos que tienen lugar en cada uno de los componentes del sistema climático incluidos, así como los intercambios de energía y masa entre ellos. Los MCR más extendidos son modelos que, de los diversos componentes del sistema climático, incluyen el componente atmosférico y el terrestre. Recientemente algunos MCR han empezado a acoplarse a modelos regionales de océano, que abarcan típicamente mares como el Báltico o el Mediterráneo (Christensen y Christensen, 2007; Somot *et al.*, 2007).

Para obtener la evolución atmosférica, se realiza una integración numérica de las denominadas ecuaciones primitivas (ecuaciones del movimiento, ecuación termodinámica, ecuación de continuidad,

ecuación de estado de los gases ideales y ecuación de conservación del agua). La solución a estas ecuaciones se obtiene en la malla del modelo, pero hay procesos importantes cuya escala es menor que el espaciado de malla. Para incluirlos, se utilizan las denominadas parametrizaciones físicas, que resuelven dichos procesos de pequeña escala mediante relaciones empíricas con los valores de las variables a la escala resuelta por el modelo. Algunas parametrizaciones particularmente importantes son la parametrización de las transferencias radiativas, la parametrización de la turbulencia y la parametrización de los procesos nubosos y de precipitación.

Los modelos de vegetación y suelo calculan la evolución de la temperatura de la superficie terrestre y del suelo, así como las variaciones de la humedad del suelo, lo que permite el cálculo de los flujos en la superficie terrestre. Estos modelos determinan la distribución de la energía disponible en la superficie entre calor latente y calor sensible, y calculan el reparto del agua disponible entre evaporación y escorrentía. La complejidad de dichos modelos es variable. Los más avanzados incluyen también cálculos de los intercambios de carbono en la superficie, e incluso de la dinámica de la vegetación. En Pitman (2003) se pueden encontrar detalles de los diferentes tipos de modelos de vegetación y suelo.

Un aspecto importante de las simulaciones climáticas regionales es la incertidumbre en las proyecciones climáticas obtenidas. Existen varias fuentes de incertidumbre, que impiden obtener una sola “predicción” válida de la evolución climática futura, y que se van acumulando, formando una “cadena de incertidumbres”. Por un lado, desconocemos cuál será la evolución futura de los gases de efecto invernadero, por lo que se emplean diferentes escenarios de emisiones (Nakicenovic y Swart, 2000). Las diferentes formulaciones de los modelos globales introducen un segundo motivo de incertidumbre, mientras que las diferencias entre

modelos regionales añaden un tercer elemento de divergencia entre las proyecciones. Una forma de evaluar la incertidumbre es el uso de la técnica de simulación por conjuntos (*ensemble modelling*).

Existen varios tipos de simulaciones por conjuntos, entre los que se pueden citar:

- Conjuntos de diferentes condiciones iniciales
- Conjuntos de parametrizaciones físicas perturbadas
- Conjuntos de diferentes parametrizaciones físicas
- Conjuntos multi-modelo

Para modelos de área limitada aplicados a simulaciones climáticas, el uso de diferentes condiciones iniciales genera diferencias muy pequeñas en las simulaciones, debido a la preponderancia de las condiciones de contorno laterales una vez pasados los primeros días de simulación. El uso de un modelo con diferentes parametrizaciones físicas y el uso de varios modelos diferentes son los métodos que introducen mayor dispersión y permiten estimar mejor la incertidumbre asociada a la formulación de los modelos. A continuación se comenta una aplicación de estos dos métodos al análisis de incertidumbre de extremos climáticos.

#### APLICACIÓN DE UN CONJUNTO MULTI-MODELO AL ANÁLISIS DE EXTREMOS CLIMÁTICOS:

En el marco del proyecto europeo PRUDENCE (Christensen *et al.*, 2002) se realizaron simulaciones con múltiples MCR anidados en el mismo modelo climático global. Entre los numerosos estudios realizados con estos conjuntos de simulaciones, se discute aquí uno aplicado al análisis de un tipo particular de extremos: el riesgo de desarrollo de ciclones tropicales en el Mediterráneo, bajo condiciones de cambio climático futuro.

Se pueden encontrar detalles de este estudio en Gaertner *et al.* (2007). Se ha empleado el conjunto

de simulaciones de 9 MCR anidados en el modelo global atmosférico del Hadley Centre (Reino Unido), HadAM3H. Se ha comparado la intensidad de centros ciclónicos en la simulación de control (indicada en lo que sigue como simulación CTRL), realizada para el periodo 1961-1990, con la intensidad de centros ciclónicos en la simulación correspondiente al escenario A2 de emisiones (indicada en lo que sigue como simulación A2), realizada para el periodo 2071-2100. Esta comparación está limitada al mes de septiembre, dado que la temperatura superficial del mar está cerca de su valor máximo anual, y además la estabilidad atmosférica asociada a la subsidencia estival sobre esta región es menor que durante los meses de julio y agosto. Ambos factores son importantes para el posible desarrollo de ciclones de características tropicales. Para la detección de los centros ciclónicos y el cálculo de su intensidad se ha empleado el método de Picornell *et al.* (2001).

Un resumen de los resultados se encuentra en la tabla 1. La intensidad ciclónica se ha medido a través de la vorticidad geostrófica en el centro de las depresiones, y se presenta en la tabla el percentil 95 de dicha intensidad, representativo de los centros ciclónicos más intensos. Los nueve modelos se han dividido en dos grupos, en función de la extensión de su dominio sobre el Mar Mediterráneo. Los primeros cuatro modelos tenían dominios con extensión limitada sobre el Mar Mediterráneo, de modo que el área de detección de ciclones (algo menor que el dominio de los modelos, para poder aplicar los criterios de detección de centros ciclónicos) cubría sólo la parte norte del Mar Mediterráneo. Los demás modelos se extendían más hacia el sur y hacia el este, cubriendo con ello zonas de aguas más cálidas.

Los primeros cuatro modelos muestran variaciones pequeñas o moderadas del valor extremo de intensidad, mientras que en el segundo caso las diferencias entre modelos son mucho mayores, mostrando la mayoría aumentos moderados o

grandes (de más del doble) de la intensidad en la simulación A2 respecto a la simulación CTRL.

Modelo	Intensidad - CTRL	Intensidad – Escenario A2
CHRM (41.5 °N)	186	182 (-2%)
HIRHAM (40.5 °N)	162	212 (+31%)
RACMO (40.5 °N)	198	231 (+17%)
RCAO (39.5 °N)	185	187 (+1%)
HadRM3H (36.5 °N)	169	361 (+114%)
CLM (35.5 °N)	216	274 (+27%)
PROMES (35.5 °N)	257	300 (+17%)
REMO (33.5 °N)	221	491 (+122%)
RegCM (32.5 °N)	205	214 (+4%)

Tabla 1: Intensidad de centros ciclónicos. Percentil 95 de la vorticidad geostrófica en el centro ciclónico ( $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ). La variación porcentual del percentil entre las dos simulaciones se indica entre paréntesis en la tercera columna. El límite sur de la zona de detección de ciclones se indica entre paréntesis tras el nombre del modelo, en la primera columna.

Aplicando el método de análisis propuesto por HART (2003), que permite clasificar de forma objetiva los centros ciclónicos en tropicales, extratropicales e híbridos, se determinó que para el modelo con mayor variación en el valor extremo de la intensidad, los ciclones más intensos en la simulación A2 tenían características plenamente tropicales en su fase más intensa. En cambio, otro modelo con una variación bastante menor en el valor extremo de intensidad mostraba sólo características parcialmente tropicales en los ciclones más intensos, con un cierto aumento en la intensidad y duración de estructuras de núcleo cálido (una de las dos características que, junto a la simetría térmica horizontal permite diferenciar los ciclones tropicales de los extratropicales).

Estos resultados han permitido detectar la existencia de un riesgo de desarrollo de ciclones tropicales en el Mar Mediterráneo bajo condiciones de cambio climático futuro, pero con una gran incertidumbre asociada a las diferencias entre los modelos climáticos regionales. Constituyen por lo tanto un buen ejemplo del valor añadido de proyecciones climáticas basadas en simulaciones por conjuntos: el empleo de un solo MCR podría haber llevado o bien a no detectar el riesgo, o bien a sobre valorarlo.

#### APLICACIÓN DE UN CONJUNTO DE SIMULACIONES CON DIFERENTES PARAMETRIZACIONES FÍSICAS AL ANÁLISIS DE EXTREMOS CLIMÁTICOS:

Se ha realizado también un conjunto de simulaciones con el mismo MCR (PROMES), pero diferentes parametrizaciones físicas. En concreto, los miembros del conjunto se diferencian por un cambio de parametrización física respecto al miembro respectivamente anterior:

- Miembro 1: es la simulación realizada con PROMES que forma parte del conjunto multi-modelo analizado en la sección anterior
- Miembro 2: como el miembro 1, pero con una nueva parametrización de procesos nubosos que incluye procesos de hielo
- Miembro 3: como el miembro 2, pero activando la opción de “convección somera” en la parametrización de procesos convectivos
- Miembro 4: como el miembro 3, pero con un nuevo modelo de superficie terrestre
- Miembro 5: como el miembro 4, pero activando la fenología interactiva en el nuevo modelo de superficie terrestre
- Miembro 6: como el miembro 5, pero con una parametrización más compleja de la emisividad de la superficie terrestre

Se ha aplicado este conjunto al mismo tipo de simulaciones de cambio climático que en la sección anterior, para estudiar la incertidumbre en los

resultados asociada a variaciones en el MCR PROMES, anidado en el modelo global HadAM3H. Debido al gran coste computacional de simulaciones multidecadales, las simulaciones con esas 6 configuraciones se han limitado a una década para la simulación de control (1981-1990) y una década para la simulación del escenario de emisiones A2 (2091-2100).

Miembro del conjunto	Profundidad máxima del ciclón (hPa)	Viento máximo (m/s)
1	997	17
2	977	32
3	No se forma una depresión cerrada.	
4	990	28
5	976	35
6	980	33

Tabla 2: Profundidad y viento máximos de un ciclón mediterráneo de características probablemente tropicales.

Como ejemplo de un análisis en curso de realización, se presenta el caso de un ciclón muy intenso que se desarrolla a final de agosto y principio de septiembre de 2100. El desarrollo e intensidad de este ciclón es muy diferente dependiendo del miembro del conjunto (hay que resaltar que todas las simulaciones comparten las mismas condiciones de contorno laterales y las mismas temperaturas superficiales del mar). En la tabla 2 se presenta la profundidad y el viento máximos para ese ciclón, para los diferentes miembros del conjunto. Se observa una dispersión muy grande, que llega al extremo de que en uno de los miembros (el tercero) no se desarrolla siquiera una baja cerrada, mientras que en otros la profundidad máxima alcanza valores realmente notables para un ciclón de final de verano en el Mar Mediterráneo, de hasta 976 hPa y un viento máximo de 35 m/s (superior al umbral de viento de un huracán).

Varias características de la fase más intensa de este ciclón (cuando aparece) apuntan a una estructura tropical: la precipitación muy intensa y concentrada en el centro del ciclón, sin apariencia de bandas frontales, el pequeño valor del radio de viento máximo, la extensión horizontal relativamente pequeña del ciclón y el alto grado de simetría circular del campo de presión a nivel del mar (gráfico no mostrado). Sin embargo, es necesario un análisis de la estructura vertical del ciclón para confirmar este aspecto.

Como referencia comparativa, se muestran en la tabla 3 los mismos parámetros de intensidad para un ciclón intenso de tipo baroclínico y de gran extensión horizontal, que aparece en la simulación A2.

Miembro del conjunto	Profundidad máxima del ciclón (hPa)	Viento máximo (m/s)
1	974	24
2	970	28
3	972	24
4	973	24
5	972	24
6	972	24

Tabla 3: Profundidad y viento máximos de un ciclón baroclínico intenso

Claramente, la dispersión entre los miembros del conjunto es mucho más baja. Se trata de un fenómeno de escala sinóptica, determinado en gran medida por las condiciones de contorno laterales, que no cambian. Por el contrario, el ciclón anteriormente analizado era un ciclón de mesoescala, que no aparece en la simulación del modelo global.

#### CONCLUSIONES:

Tras una introducción a los fundamentos de la regionalización dinámica, se han indicado diferentes opciones basadas en la técnica de simulaciones por conjuntos, que permiten evaluar la incertidumbre en

proyecciones climáticas asociada a diferentes factores. Los resultados de dos aplicaciones concretas de esta técnica (un conjunto multi-modelo y un conjunto de diferentes parametrizaciones) al análisis de extremos de intensidad ciclónica muestran con claridad el valor añadido de los conjuntos de simulaciones respecto a simulaciones individuales, ya que muestran grandes variaciones en dichos extremos. Estas variaciones permiten detectar un riesgo de fenómenos tan extremos como los ciclones tropicales, al tiempo que proporcionan una estimación de la incertidumbre asociada a esa posibilidad.

#### REFERENCIAS:

- Christensen, J. H.; Carter, T. y Giorgi, F. 2002: PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 83, 147.
- Christensen, J.H y Christensen, O.B. 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81, pp 7-30.
- Gaertner, M.A.; Jacob, D.; Gil, V.; Domínguez, M.; Padorno, E.; Sánchez, E. y Castro, M. 2007: Tropical cyclones over the Mediterranean Sea in climate change simulations. *Geophysical Research Letters*, 34, L14711, doi:10.1029/2007GL029977.
- Hart, R. 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly Weather Review*, 131, 585–616.
- Nakicenovic, N. y Swart, R. (Eds)., 2000: *Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 599 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Picornell, M.A.; Jansá, A.; Genovés, A. Y Campins J. 2001: Automated database of mesocyclones from the HIRLAM-0.5 analyses in the western Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 21, 335–354.
- Pitman, A. J. 2003: The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models.

*International Journal of Climatology*, 23, 479-510,  
doi:10.1002/joc.893.

Somot, S.; Sevault, F.; Déqué, M. y Crépon, M. 2007 :  
21st century climate change scenario for the  
Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean  
regional climate model. *Global and Planetary Change*,  
doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.003.