

EXPLORANDO TEMPERATURAS MÁXIMAS Y MÍNIMAS EN DIFERENTES REANÁLISIS. PARTE 1: CAMPOS MEDIOS ESTACIONALES

Pablo Gabriel Zaninelli^{1,3}, Andrea Fabiana Carril^{1,3} y Claudio Guillermo Menéndez^{1,2,3}

¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), CONICET-UBA, Buenos Aires, Argentina

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO), FCEN, Universidad de Buenos Aires, Argentina

³UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 28 de agosto de 2013, en su versión final el 1 de julio de 2014)

RESUMEN

Con la motivación de que a menudo se emplean reanálisis para estudiar el clima regional aun cuando no es clara la magnitud de sus errores, en este artículo se explora la incertidumbre inherente a utilizar datos de reanálisis de temperatura máxima y mínima en el sudeste de Sudamérica. Se comparan campos medios observacionales de TX (verano) y TN (invierno) (Tencer y otros, 2011), tres diferentes reanálisis multidecádicos (NCEP, ERA40 y 20CR) y cuatro modelos climáticos regionales (LMDZ, PROMES, RCA y REMO). El reanálisis más aceptable para representar el campo medio de TX es ERA40, mientras que NCEP es el más aceptable para TN. El error del ensemble de reanálisis presenta magnitudes similares para ambas variables (errores menores a 4°C), pero la dispersión entre los reanálisis individuales es mayor en verano. La mayor dispersión entre reanálisis se encuentra en el centro de la Argentina en esa estación.

Se analizó también el balance de energía en superficie para los diferentes reanálisis, encontrándose que los procesos intervinientes en este balance impactan directamente sobre la temperatura. Los errores en la temperatura están, por lo tanto, en parte vinculados con errores en la determinación de los flujos de calor sensible y latente así como de la radiación neta.

La capacidad de los reanálisis y de los modelos regionales para representar la distribución geográfica de TX y TN se analizó mediante diagramas de Taylor. Los ensembles de reanálisis o de modelos regionales suelen tener mejores estadísticos en estos diagramas que los reanálisis o modelos individuales. Además, los estadísticos exhibidos en los diagramas de Taylor sugieren que los errores en la distribución geográfica de las anomalías espaciales de temperatura tienen una magnitud similar para los reanálisis y para los modelos regionales analizados.

Palabras clave: temperatura máxima, temperatura mínima, datos en puntos de reticulado, reanálisis, modelos climáticos regionales

EXPLORING MAXIMUM AND MINIMUM TEMPERATURES IN DIFFERENT REANALYSIS. PART 1: MEANS SEASONAL PATTERNS

ABSTRACT

Reanalysis data are often used to carry out scientific research, although if it is not clear the extent their errors. This article explores the inherent uncertainty about using reanalysis data of maximum temperature and minimum in southeastern South America. It was compared seasonal mean fields TX (summer) and TN (winter) observed and interpolated grid points (Tencer et al., 2011), three different multidecadal-reanalysis (NCEP, ERA40 y 20CR) and four regional climate models (LMDZ, PROMES, RCA and REMO).

It was studied also the surface energy balance for each reanalysis and was found that the involved processes in this balance affect directly to the temperature. Errors in temperature are partially linked with errors arising from how regional climate models reproduce the sensible heat flux, latent heat flux and surface net radiation. The ability of the reanalysis and regional climate models to represent the geographical distribution of TX and TN it was analyzed through Taylor diagrams. Ensembles of reanalysis or ensembles of regional climate models usually have better statistics in these diagrams than individual reanalysis or models. Moreover, the statistics shown by the Taylor diagrams suggest that errors in the geographical distribution of spatial anomalies of temperature of both reanalysis and regional climate models have similar magnitudes.

Keywords: maximum temperature, minimum temperature, gridded dataset, reanalysis, regional climate models

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de las investigaciones sobre variabilidad climática y tendencias en la temperatura en el Sudeste de Sudamérica (SESA) se basan en datos provenientes de estaciones meteorológicas (e.g. Hoffmann y otros, 1997; Vincent y otros, 2005; Rusticucci y Barrucand, 2004; Vargas y Naumann, 2008). Los registros de observaciones utilizados en estos estudios incluyen información en general de las últimas cuatro o cinco décadas. Sin embargo, en nuestra región pocas estaciones poseen datos cubriendo períodos largos y su distribución espacial es heterogénea. Las inhomogeneidades en las series también aportan un elemento adicional de reparo. Alternativamente, diferentes conjuntos de datos provenientes de reanálisis están siendo utilizados por la comunidad científica. Por supuesto, los reanálisis no deben ser interpretados como campos observacionales en puntos de retículo. Pero, dado que combinan información observacional de diferentes fuentes con un modelo que resuelve la dinámica y la física de la atmósfera y su interacción con la superficie, los reanálisis

proveen un marco teórico consistente para la evolución temporal de variables meteorológicas. Sus limitaciones están relacionadas con la calidad del modelo de circulación general, con las características de la metodología de asimilación de datos observacionales empleados, y con la cantidad y particularidades de las observaciones que se asimilan.

Una alternativa para el estudio de la variabilidad climática regional es emplear modelos climáticos (globales o regionales). En particular, los modelos climáticos regionales (RCMs) tienen mayor resolución que los modelos globales empleados por los reanálisis (desde este punto de vista, podrían aportar información con mayor detalle espacial y temporal que los reanálisis). Pero no asimilan observaciones. Sin embargo, los RCMs necesitan ser forzados a través de sus bordes laterales. Por lo tanto si en particular se emplean reanálisis como condiciones de borde, al menos las “paredes laterales” del dominio van a estar obligadas a seguir ese forzante “observacional”.

Algunos autores investigaron si los reanálisis

son útiles para el estudio de extremos de temperatura. Rusticucci y Kousky (2002) han reportado un buen acuerdo, tanto en las escalas temporales diarias como mensuales, entre los datos de estaciones meteorológicas y los datos del reanálisis NCEP sobre el centro y este de Argentina. Sin embargo, ese trabajo muestra que el reanálisis subestima/sobrestima la intensidad de eventos extremos cálidos/fríos sobre el norte y el sur/centro de Argentina. Por su parte, Dufek y otros (2008) han concluido que el reanálisis NCEP proporciona información útil sobre las series de temperatura mínima en Brasil. Sin embargo, han observado algunas discrepancias regionales cuando las tendencias son comparadas con diferentes conjuntos de datos (e.g., para el índice de noches frías sobre Argentina). Hofer y otros (2012) analizó el desempeño de cinco conjuntos de reanálisis (NCEP, ERA-int, JCDAS, MERRA, CFSR) como predictores de la temperatura diaria sobre una región en la Cordillera Blanca de Perú, concluyendo que el mejor predictor del dato real se obtiene a partir de la media entre los diferentes reanálisis. Otros trabajos comparan la representación de la temperatura de superficie en distintos conjuntos de datos de reanálisis sobre un dominio global o sobre otras regiones, e.g. Simmons y otros (2004), Flocas y otros (2005), Pohlmann y Greatbatch (2006), Ma y otros (2008), Mooney y otros (2011). También existen algunas referencias recientes analizó la capacidad de ensambles de RCMs forzados por reanálisis para simular la temperatura en SESA (e.g., Menéndez y otros, 2010; Carril y otros, 2012; Solman y otros, 2013), no obstante, estos artículos se concentraron mayormente en el análisis de la capacidad de los modelos para simular la precipitación.

A menudo no es clara cuál es la magnitud de los errores asociados con los reanálisis. Este problema impacta negativamente en las investigaciones sobre variabilidad climática y en validación de modelos climáticos. Motivados por la reciente disponibilidad para la región SESA de un conjunto de datos diarios observacionales en puntos de retículo de temperaturas máxima y mínima (Tencer y otros, 2011), el principal

objetivo de este artículo es explorar la incertidumbre inherente en el uso de datos de temperatura provenientes de reanálisis en esa región. Un objetivo secundario es comparar esa incertidumbre con la que surgiría si se usaran temperaturas simuladas por RCMs forzados por reanálisis. La necesidad de explorar esta información utilizó distintos conjuntos de datos fue introducida en Cavalcanti y otros (2011), artículo en el que se resumen las tareas realizadas sobre extremos climáticos en el proyecto CLARIS LPB (<http://www.claris-eu.org/>).

La sección 1 describe los conjuntos de datos empleados, la sección 2 describe los principales resultados y la sección 3 discute las principales conclusiones. Este trabajo está acompañado por una segunda parte, en la cual se analiza la capacidad de los distintos reanálisis para capturar la variabilidad y las tendencias observadas de TX (temperatura máxima para verano) y TN (temperatura mínima para invierno) en las últimas décadas.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se emplea Tencer y otros (2011) (de aquí en más TNCR) como climatología observacional de referencia contra la cual se compararan los reanálisis y los RCMs. Como ya fue mencionado, se trata de una base de datos de temperaturas máximas y mínimas diarias distribuidas en puntos de retículo. Cubre el dominio SESA (70°O-45°O y 40°S-20°S) para el período 1961-2000 con una resolución de 0.5 grados y emplea información proveniente de 265 estaciones meteorológicas.

Se utilizaron tres diferentes conjuntos de reanálisis: NCEP, 20CR y ERA40. Estos datos son derivados de modelos globales, con asimilación de datos observados, obtenidos a partir de ciclos de análisis de x-horas (por lo general, pronósticos a 6 horas, inicializados a las 00, 06, 12 y 18 UTC). Las características principales de cada conjunto de análisis están resumidas en la Tabla 1. Más allá de su cobertura temporal y de su resolución, las características

que distinguen a cada reanálisis son el modelo que utiliza y el conjunto de datos observacionales que asimila. Cabe destacar que la cantidad de datos asimilados se incrementó particularmente a partir de los 80s cuando la asimilación de datos in situ fue ampliamente complementada con la inclusión de datos satelitales (Kalnay, 2003).

NCEP/NCAR Reanalysis (Kalnay y otros, 1996) es un reanálisis obtenido a partir de la integración del modelo NCEP (atmósfera-suelo; Kanamitsu y otros, 1991), sobre un reticulado global Gaussiano T62 L28 (i.e., el dominio está discretizado en 192 puntos de longitud, 94 puntos de latitud y 28 niveles verticales), asimiló sondeos verticales de viento y temperatura (sistema de asimilación del tipo 3D-var, Parrish y Derber, 1992), y utilizó como condición de contorno datos medios mensuales de temperatura de la superficie del mar y distribución de hielo marino. El período del análisis es 1948-presente.

NOAA 20th Century Reanalysis (20CR) (Compo y otros, 2011) es un producto reciente, también resultado de la integración del modelo NCEP (atmósfera-suelo; versión 2009). Las principales diferencias entre los reanálisis 20CR y NCEP son el período analizado y el tipo de dato asimilado. La integración del experimento 20CR cubre un largo período histórico (1871-2010), pero asimila solo el forzante sinóptico (i.e., observaciones de presión en superficie obtenidas del International Surface Pressure Databank). Este experimento tiene por objetivo la perspectiva histórica de los patrones de circulación atmosférica globales, a fines de validación de modelos y de estudios de tendencias.

ERA40 (Uppala y otros, 2005) es un reanálisis resultante de la integración del modelo operacional con asimilación de datos del Centro Europeo de Pronóstico (ECMWF; sistema de asimilación 3D-var; Yersson 1998). Este reanálisis cubre el período de 45 años comprendido entre 1957 y 2002, superponiéndose a los reanálisis ERA-15 desde 1979 a 1993. Su reticulado global es gaussiano T159 L60 (i.e., resolución horizontal de aproximadamente 1 grado y 60 niveles

verticales). ERA40 asimila perfiles verticales de viento, humedad y temperatura, presión, temperatura, viento y humedad en superficie, altura de la nieve y perfiles verticales de ozono.

El período considerado para el presente trabajo es 1961-2000, que corresponde al período completo de la climatología TNCR. A partir de datos diarios para cada una de las bases de datos (TNCR, reanálisis y RCMs) se calculan para cada punto de retículo del dominio considerado (SESA) y para TN y TX, el promedio estacional (media aritmética calculada para invierno en el caso de temperaturas mínimas, TN, y para verano en el caso de temperaturas máximas, TX, durante 1961-2000). También se evalúan las anomalías espaciales de ambas variables, las cuales se calculan a partir de remover la media estacional y espacial (calculada sobre SESA) a la media estacional. En el caso de los modelos (i.e. reanálisis y RCMs), los valores de TN (JJA) y TX (DEF) son calculados teniendo en cuenta la temperatura en cada paso de tiempo durante cada día. Con el fin de realizar comparaciones directas entre TNCR y los reanálisis, todos los conjuntos de datos fueron interpolados (degradados) a un reticulado común con resolución de 2 grados, mediante el método de interpolación bilineal espacial. Este método es usualmente utilizado para la interpolación de campos geofísicos (e.g. Bradley y otros, 2004).

Las simulaciones realizadas con RCMs tienen una resolución horizontal de 50 km, están forzadas por el reanálisis ERA40 y corresponden al período 1991-2000. Forzar un modelo regional con reanálisis busca que las condiciones de borde laterales y de la temperatura de la superficie del mar sean "perfectas". Por lo tanto, en este tipo de simulaciones los errores del modelo son propios y no heredados a través de los bordes. El ensamble de modelos regionales comprende cuatro modelos (LMDZ/Laboratoire de Météorologie Dynamique, Francia, PROMES/Universidad de Castilla La Mancha, España, RCA/Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Suecia, y REMO/Max Planck Institute, Alemania). El lector interesado en mayor nivel

Análisis	Institución	Periodo	Resolución	Datos asimilados
NCEP Kalnay et al. (1996)	National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research	1948- presente	~2 grados	Perfiles verticales de viento y temperatura
20CR Compo et al. (2011)	Proyecto multi-institucional Twentieth Century Reanalysis	1871- 2010	~2 grados	Presión de superficie
ERA40 Uppala et al. (2005)	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	1957- 2002	~1 grado	Perfiles verticales de viento, temperatura y humedad Presión, temperatura, humedad y viento en superficie Profundidad de nieve Perfiles verticales de O3

Tabla I: Características de los reanálisis utilizados.

de detalles sobre las simulaciones y los modelos podrá encontrarlos en Carril y otros (2012). Los datos de RCMs también fueron interpolados a un retículo común coincidente con el de la base de datos TNCR empleó interpolación bilineal. Estas simulaciones y la base de datos TNCR fueron realizadas en el marco de los proyectos CLARIS (Boulangier y otros, 2010) y CLARIS-LPB (<http://www.claris-eu.org/>) respectivamente.

La estimación de la habilidad de los distintos conjuntos de datos (reanálisis y RCMs) para representar los patrones geográficos de las anomalías espaciales de TX y TN se hace a través de tres diagnósticos: el error cuadrático medio centrado (RMSD), el coeficiente de correlación (R) y la desviación estándar (STD). Estas métricas se presentan a través de diagramas de Taylor (Taylor, 2001). En estos diagramas, cada conjunto de datos (TNCR, reanálisis, modelos) está representado por un punto. El punto REF representa a la climatología de referencia (en este caso TNCR). La distancia radial desde el origen es proporcional a STD, la distancia radial

desde la climatología de referencia (REF) es proporcional al RMSD y la correlación entre un conjunto de datos y la referencia (REF) está dado por la posición azimutal del punto que represente al conjunto de datos en cuestión. La habilidad de los reanálisis y de los RCMs para representar los patrones geográficos de las anomalías de TX y TN se computó sobre el mismo dominio de la climatología observacional TNCR (i.e. SESA). El período utilizado para el cálculo de los estadísticos está limitado por la disponibilidad de datos: 1961-2000 para los reanálisis y 1991-2000 para los RCMs.

En este artículo se emplea el término “incertidumbre” como la dispersión que se tiene entre los miembros de un ensamble (e.g. de reanálisis). Esta dispersión se evalúa de dos maneras. La primera consiste en examinar mapas de dispersión en los que se muestran, para cada punto del retículo, el valor más alto del ensamble menos el valor más bajo. La segunda manera consiste en analizar la dispersión de los puntos representativos de cada reanálisis o modelo en

diagramas de Taylor. Si bien en ocasiones se asocia el término incertidumbre al de “error sistemático” (o bias, i.e. diferencia entre la media de un modelo -o del ensamble- y la climatología observacional de referencia), en este artículo se diferencian ambos términos (incertidumbre y error sistemático). Se debe tener en cuenta que tener baja incertidumbre en cierta región (bajos valores en un mapa de dispersión entre modelos) no necesariamente implica que los errores sistemáticos (o biases) sean pequeños en esa zona (Menéndez y otros, 2010). Finalmente, se debe tener en cuenta que el dominio SESA comprende regiones de terreno relativamente plano y bajo. Sin embargo, aquellos puntos del reticulado en los cuales la topografía excede los 1200m fueron enmascarados en las figuras y tampoco fueron considerados a los fines de ningún cálculo estadístico.

3. RESULTADOS

3.1. Errores de los promedios estacionales

En esta sección se presentan una serie de diagnósticos tendientes a analizar la capacidad de tres conjuntos de reanálisis para reproducir las características básicas de los campos medios de TX y TN.

La figura 1 presenta la TX media (diciembre a febrero) según la climatología de referencia (TNCR, panel a) y los reanálisis individuales (paneles d, e, f) y del ensamble de modelos (panel b), el error sistemático (bias) de los reanálisis individuales (paneles g, h, i) respecto de la climatología de referencia y la dispersión entre los miembros del conjunto de reanálisis (como medida de la incertidumbre, panel c). En verano el clima regional está influenciado por las lluvias monzónicas, una corriente en chorro en niveles bajos, el anticiclón subtropical del Atlántico y por las interacciones de la circulación con la orografía (Rodwell y Hoskins, 2001) y con la superficie terrestre (Sörensson y Menéndez, 2011). El gradiente de TX (panel a) presenta una marcada componente en la dirección sudeste-noroeste, sugiriendo posibles influencias

del océano como moderador de la temperatura (las isotermas tienden a ser paralelas a la costa) y de la interacción con la superficie terrestre (el gradiente de temperatura tiende a tener una dirección similar al gradiente fisiográfico). El reanálisis ERA40 captura aceptablemente este gradiente (panel e), si bien presenta un bias negativo que afecta a gran parte del dominio (panel h). Los reanálisis NCEP (panel d) y 20CR (panel f) tienen gradientes demasiado marcados, con biases positivos al sur y al oeste y negativos al noreste del dominio (paneles g, i), característica que también presenta el ensamble de los tres reanálisis (panel b). La sobreestimación de TX en el centro-sur del dominio es particularmente alta para 20CR (superior a 8°C). En el norte del dominio todos los reanálisis subestiman a la climatología observacional de TX. La dispersión (panel c) es máxima en el centro de la Argentina, en donde alcanza valores de hasta 12°C.

La figura 2 es similar a la figura anterior pero para la TN media (junio a agosto). En esta estación los anticiclones subtropicales migran hacia el norte y la circulación subtropical está más dominada por el flujo medio zonal y su interacción con la topografía (Rodwell y Hoskins, 2001). El gradiente de temperatura en la climatología TNCR (figura 2a) tiene una fuerte componente sudoeste-noreste. Los reanálisis capturan este gradiente (paneles d, e, f), si bien el ensamble sobreestima TN en un rango entre 1 y 6°C (panel b). La sobreestimación de TN es una característica común a los tres reanálisis (paneles g, h, i), siendo ERA40 el que aporta más error al ensamble (sobreestimó TN en 4-8°C sobre gran parte del dominio). La incertidumbre (panel c) es máxima al sur del dominio (dispersión en el rango 4-8°C) y mínima al norte (rango 2-6°C). Los errores cuadráticos medios para la región SESA de los datos observacionales empleados como referencia son de alrededor de 1.8°C para temperatura mínima y de 1.1°C para temperatura máxima (Tencer y otros, 2011). Estos errores son menores que los biases típicos de los reanálisis.

3.2. Balance de energía en superficie

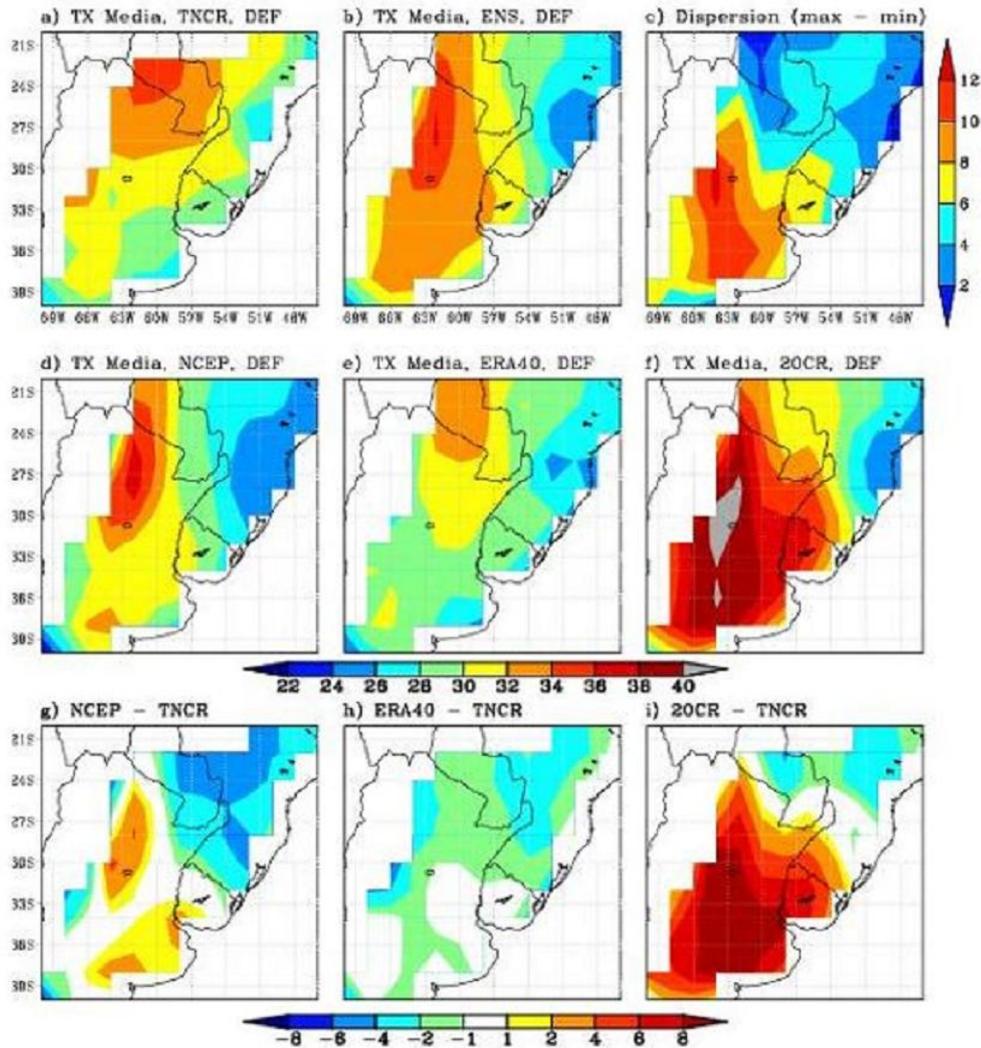


Figura 1: Temperatura máxima media de verano (DEF), TNCR (a), la media del conjunto de reanálisis(b), la dispersión entre los reanálisis (rango máximo menos mínimo) (c), la media de cada reanálisis, NCEP (d), ERA40 (e), 20CR (f) y el bias de cada reanálisis NCEP (g), ERA40 (h) y 20CR (i) respecto de la climatología TNCR. Las unidades son °C. Los paneles g), h) e i) comparten la misma barra de colores. En todos los paneles, los campos están enmascarados cuyo la orografía supera los 1200m. El periodo analizado es 1961-2000.

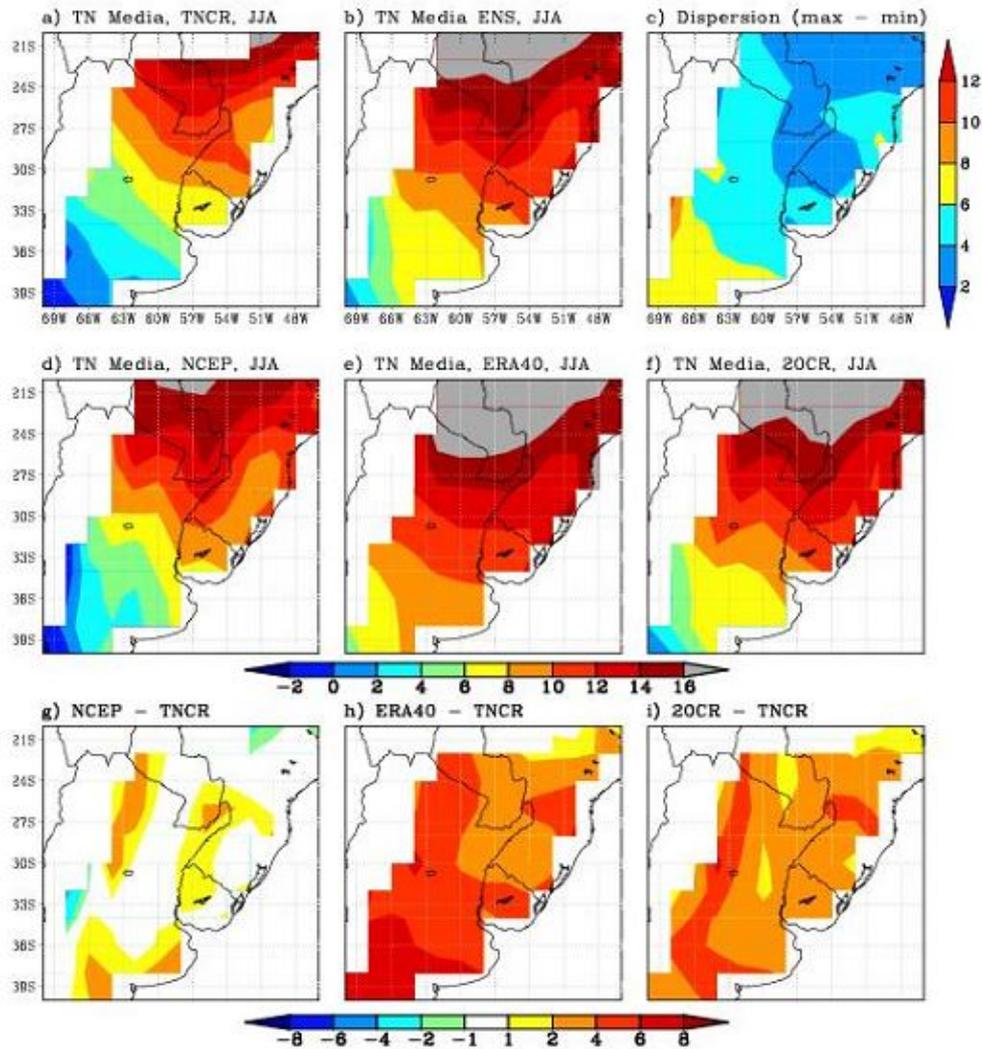


Figura 2: Como la Figura 1, pero para TN en invierno (JJA).

Las figuras 3 y 4 presentan los principales términos que dominan el balance de energía en superficie (flujo de calor sensible, flujo de calor latente, radiación neta de onda corta, y radiación neta total) según los diferentes reanálisis para verano e invierno. La temperatura está directamente vinculada a cómo los modelos resuelven este balance. Este hecho se puede comprobar a través de la tabla 2 que muestra la correlación espacial entre los campos medios estacionales de flujo de calor latente (LHF), flujo de calor sensible (SHF), radiación neta total en superficie (SNR) y los campos medios de TX y TN para los diferentes reanálisis. Los campos medios corresponden a verano para las

correlaciones con TX, y a invierno para las correlaciones con TN. Las correlaciones en la tabla 2 se realizaron por medio de correlaciones de Spearman (no paramétricas) y se evaluó la significancia estadística de la correlación para un valor de p igual a 0,05. En todos los casos, excepto $r(\text{TX}, \text{LHF})$ y $r(\text{TX}, \text{SNR})$ para ERA40, las correlaciones son estadísticamente significativas.

La radiación neta (resultante de las contribuciones de onda corta y onda larga) se emplea para producir flujos turbulentos de calor sensible y latente, para derretir la nieve o el hielo y para conducir calor en el suelo.

	NECP		ERA40		20CR	
	TX	TN	TX	TN	TX	TN
LHF	-0,4	0,7	-	0,8	-0,6	0,7
SHF	0,5	0,3	0,4	0,6	0,7	-0,3
SNR	-0,3	0,8	-	0,9	-0,4	0,6

Tabla II: Correlación espacial entre los campos medios estacionales de flujo de calor latente (LHF), flujo de calor sensible (SHF), radiación neta en superficie (SNR) y los campos medios de TX y TN. Los campos medios corresponden a verano para las correlaciones con TX, y a invierno para las correlaciones con TN. Todas las correlaciones mostradas son significativamente distintas de cero para un $\alpha = 0,05$.

Las características del suelo (e.g. su capacidad calórica y su conductividad térmica) influyen sobre la temperatura de superficie, y en particular sobre la amplitud de su variación diaria (i.e. la diferencia entre la máxima y la mínima diaria) (ver e.g. Peixoto y Oort, 1992) para profundizar aspectos teóricos relacionados). La radiación neta total en superficie (SNR, Fig. 3 y 4, paneles de la derecha) es mayor en verano que en invierno y sus gradientes cambian significativamente entre ambas estaciones. En verano los valores son mayores sobre el océano que sobre el continente, siendo el gradiente más marcado en ERA40. El rango de valores sobre continente es 130-210 W/m² para los tres reanálisis. En invierno es menor el contraste continente-océano y la SNR decrece principalmente con la latitud. Existen grandes diferencias entre los reanálisis en el rango de valores que toma SNR en la región en invierno (rangos comprendidos entre 40-120 W/m² (20CR) y 0-100 W/m² (NCEP)). Valores muy bajos de SNR pueden estar asociados a altas temperaturas de superficie, pero también a altos valores de albedo en superficie, baja nubosidad y baja humedad.

La radiación neta de onda corta (SWR, paneles en la tercera columna de figuras 3 y 4) es el flujo radiativo predominante durante el día, i.e. horas durante las que se calienta la superficie. Sus valores típicos son por lo tanto mayores que los de radiación neta total. El rango de

valores de SWR es 170-300 W/m² en verano y 60-200 W/m² en invierno. Los tres reanálisis presentan valores mínimos de SWR en el norte o noreste del dominio durante el verano debido a la nubosidad en esa zona asociada al monzón sudamericano. ERA40 produce un mínimo de SWR alrededor de 66°O-29°S (sur del noroeste argentino) en verano también vinculado con alta humedad y nubosidad. En invierno el gradiente es principalmente meridional con máximos en el norte, aunque el reanálisis 20CR produce un campo más perturbado con mínimos sobre Uruguay y noreste de Argentina.

La ganancia de energía que representa la radiación neta en superficie se emplea principalmente para producir flujos de calor latente (resultante de la evaporación) y sensible. El flujo de calor sensible (SHF, primera columna de figuras 3 y 4) se dirige en general desde la superficie hacia la atmósfera. Sin embargo, se encuentran algunas excepciones sobre todo en los meses de invierno (figura 4), como los valores ligeramente negativos sobre el continente en una franja adyacente a la costa en los reanálisis NCEP y 20CR. Como SHF depende de la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire en contacto con ésta, estos valores negativos del flujo indican que la temperatura de la superficie es inferior a la del aire, situación que se da especialmente durante la noche. SHF en invierno toma valores en general inferiores a 40 W/m² para los tres reanálisis, con la excepción de 20CR con valores mayores en el noroeste del dominio. En verano (figura 3), el rango de valores es mayor (en general 0-160 W/m²), con flujos mayores sobre el continente que sobre el océano, y alcanzó máximos en la zona de los Andes y norte de la Patagonia.

El flujo de calor latente (LHF, segunda columna de figuras 3 y 4) depende de varios factores incluyendo la disponibilidad de agua en la superficie, la radiación de onda corta en superficie, la temperatura, la velocidad del viento, la humedad y la estabilidad del aire. En verano (figura 3) los reanálisis presentan diferencias considerables en la distribución espacial de LHF.

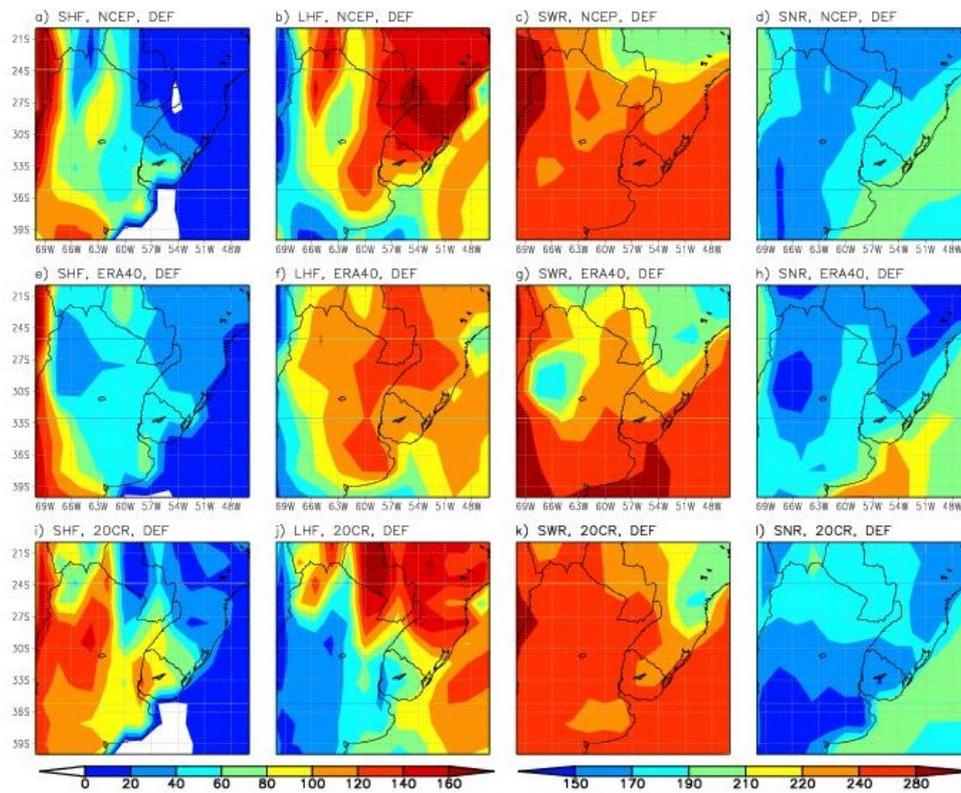


Figura 3: Distribución geográfica de flujos radiativos y turbulentos en superficie, en promedio estacional para el verano austral (DEF). Cada línea es para un conjunto de datos: NCEP (paneles superiores), ERA40 (paneles medios) y 20CR (paneles inferiores). La primera columna muestra el flujo de calor sensible (SHF), la segunda columna el flujo de calor latente (LHF), la tercera columna la radiación neta en onda corta (SWR) y la cuarta columna la radiación neta en superficie (SNR). Las unidades son W/m^2 .

No obstante, en los tres casos los máximos valores sobre continente se encuentran en la mitad este del dominio (al este de $60^{\circ}O$) y los mínimos cerca de los Andes y en zonas relativamente áridas. Comparó los paneles de las dos primeras columnas (SHF y LHF), es evidente una anticorrelación espacial entre estos dos flujos en verano. Asimismo, el rango de valores de LHF es similar al de SHF para esta estación. En invierno (figura 4) existe un contraste muy marcado en el flujo de calor latente entre océano (con altos valores de LHF) y continente. Los máximos sobre continente (60 a $100 W/m^2$) se encuentran al noreste del dominio (Paraguay y sur de Brasil), siendo 20CR el reanálisis con mayores valores de LHF y ERA40 el que presenta relativamente valores más bajos. Los mínimos se encuentran al oeste de $63^{\circ}O$ (LHF inferior a 40

W/m^2).

Una adecuada partición entre SHF y LHF es necesaria para la correcta simulación de la temperatura de superficie. Por ejemplo, en verano NCEP exhibe valores muy bajos de SHF y muy altos de LHF (respecto a los otros dos reanálisis) sobre Brasil y viceversa alrededor de $63^{\circ}O-27^{\circ}S$. Consistentemente, en estas zonas NCEP presenta biases fríos (sobre Brasil) y calientes (sobre el centro-norte de la Argentina) (Fig. 1, panel g). El bias frío en TX en Brasil y Paraguay es común a los tres reanálisis, pero NCEP presenta el mayor error, consistentemente con que ese reanálisis presenta los menores valores de SHF y los mayores de LHF. ERA40 también subestima TX en gran parte de la Argentina

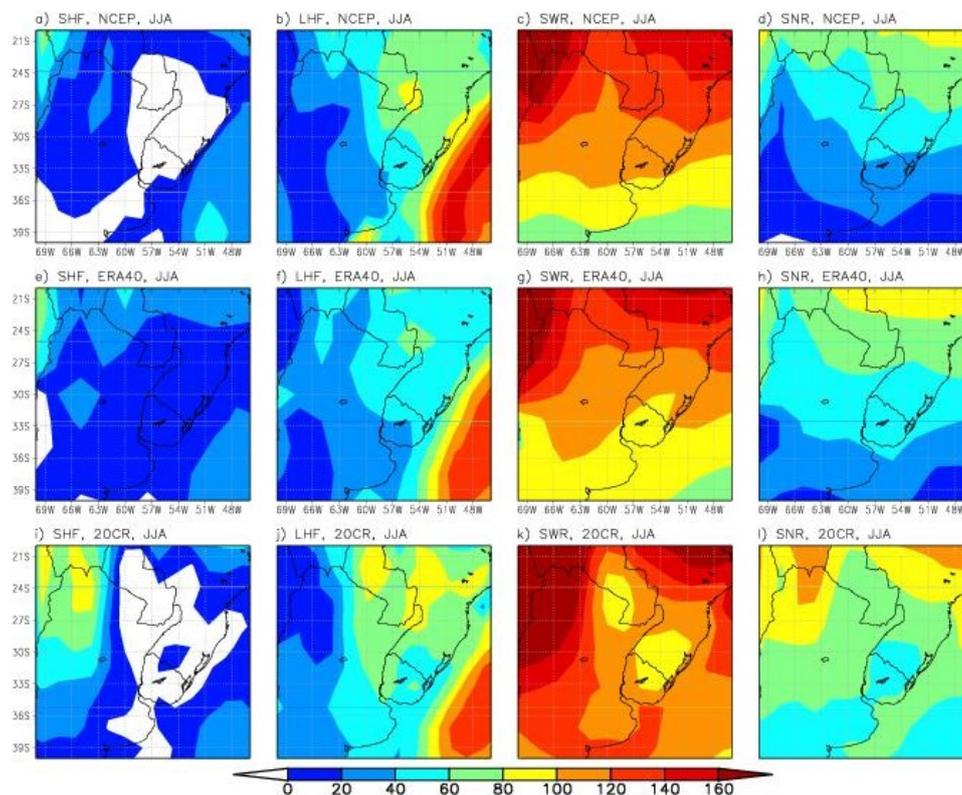


Figura 4: Como la Figura 3, pero para el invierno austral (JJA).

(Fig. 1, panel h), coherente con SHF/LHF relativamente bajo/alto. El reanálisis 20CR tiene el comportamiento opuesto exhibiendo un fuerte bias positivo de TX sobre la Argentina (Fig. 1, panel i), relacionado con alto SHF y bajo LHF en verano. En invierno, los flujos de calor en superficie son de menor magnitud y también lo son sus posibles impactos sobre la temperatura mínima. La temperatura en invierno será más dependiente de la circulación en la escala regional o mayor (aspectos no analizados aquí; e.g., Müller y Ambrizzi, 2007; Müller, 2010) que de procesos relacionados con el balance de energía en superficie. No obstante, si examinamos el reanálisis con mayor error en TN (ERA40) (Fig. 2, panel h), su bias positivo es consistente con que ERA40 presenta el mayor SHF y el menor LHF (promediados sobre el continente en todo el dominio).

Un factor importante que está relacionado con los flujos de calor sensible y latente, y por ende

con la temperatura, es la humedad del suelo. Aquellas zonas en las que la humedad del suelo es un limitante para la evaporación disponen de más energía para ser utilizada como flujo de calor sensible, induciendo un aumento de la temperatura del aire cerca de la superficie. Estas zonas son aquellas zonas en las que el suelo no está saturado de agua (zonas áridas y zonas de transición árida a húmeda), como en gran parte del dominio analizado aquí.

Los biases en precipitación en los modelos pueden introducir biases en la temperatura de superficie. Por ejemplo, si un modelo tiene un bias negativo de precipitación en una zona con suelo poco húmedo, la energía radiante que excede la necesaria para evaporar esa (poca) agua precipitada será empleada en calentar la superficie vía calentamiento sensible introduciendo un bias positivo de temperatura. La atmósfera será en consecuencia más seca y caliente y por lo tanto se reduciría la

nubosidad contribuyendo a disminuir aún más la precipitación (feedback positivo). Sin embargo, las interacciones no siempre son tan directas y pueden existir otros feedbacks entre la superficie y la atmósfera actuando en sentidos opuestos y cuya importancia relativa depende de la región, la estación del año, y también de las escalas espacial y temporal que se analicen. Por ejemplo, alta nubosidad tiende a aumentar la temperatura de superficie en climas fríos pero a disminuirla en climas cálidos.

3.3. Diagramas de Taylor: comparación reanálisis – RCMs

La figura 5 presenta un resumen estadístico de la habilidad de distintos conjuntos de datos (reanálisis y RCMs) para representar los patrones geográficos de las anomalías de TX y TN (i.e., anomalías espaciales), a través de diagramas de Taylor (Taylor, 2001).

Los paneles de la izquierda describen la calidad de los diferentes reanálisis (ERA40 en verde, 20CR en azul, NCEP en naranja, ensamble (ENS) en rojo). Los paneles de la derecha son equivalentes pero para diferentes RCMs (PROMES en verde, RCA en azul, LMD en naranja, REMO en violeta, el ensamble de los modelos regionales (ENSM) en rojo). En general, tanto los reanálisis como los RCMs son más precisos en la representación de los patrones espaciales de anomalías de TN (JJA) (paneles inferiores) que en los de TX (DEF) (paneles de arriba). En consecuencia la dispersión entre los conjuntos de datos es menor en TN que en TX. En verano, los reanálisis sobreestiman la STD espacial de la climatología observacional de TX excepto ERA40 que la subestima levemente. También ERA40 es el reanálisis que presenta la mejor correlación espacial con la referencia ($R=0.8$) y el menor RMSD (1.3°C). En invierno, en cambio, NCEP y 20CR son las climatologías más próximas a la observacional desde el punto de vista de las anomalías de los patrones espaciales de TN.

La comparación visual entre estos cuatro diagramas de Taylor proporciona una medida

de la incertidumbre de los reanálisis respecto a la incertidumbre de los modelos regionales para representar el patrón geográfico del campo de temperatura de verano e invierno. Es interesante observar que (i) la dispersión entre los modelos regionales es similar o comparable a la dispersión entre los reanálisis, (ii) las magnitudes de RMSD, R y STD son comparables para los modelos regionales y los reanálisis, (iii) la calidad de los conjuntos de datos individuales son dependientes de la estación (e.g., ERA40 es el reanálisis que exhibe mejores estadísticos en verano pero los peores en invierno, y similarmente para el modelo REMO entre los RCMs), y (iv) en los cuatro casos, los ensambles suelen tener una muy buena performance con, en general, mejores estadísticos que los reanálisis o RCMs individuales. Como consecuencia de este análisis, y dado que tanto los reanálisis como los RCMs muestran resultados similares para los estadísticos RMSD, R y STD respecto a la climatología de referencia (TNCR), concluimos que no sería conveniente emplear reanálisis a los fines de la evaluación de las anomalías espaciales de la temperatura de los modelos regionales.

Si bien los biases de TX (en verano) y de TN (en invierno) para el ensamble de reanálisis alcanzan valores relativamente similares (en general menor a 4°C , figuras 1 y 2), los estadísticos mostrados en los diagramas de Taylor son mejores para TN que para TX y además en verano existe una mayor dispersión entre los puntos (i.e. entre los reanálisis). Este hecho está vinculado a que el clima de invierno está dominado por condiciones sinópticas y de mayor escala, mientras que el clima estival está influenciado por fenómenos de menor escala que introducen mayor variabilidad interna en los modelos. La importancia de los procesos estivales en escala local y la estacionalidad de la variabilidad interna de los modelos climáticos han sido discutidas en e.g. Caya y Biner (2004), Jacob y otros (2007), Kendon y otros (2010) y Menéndez y otros (2010).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se compararon los campos medios estacionales

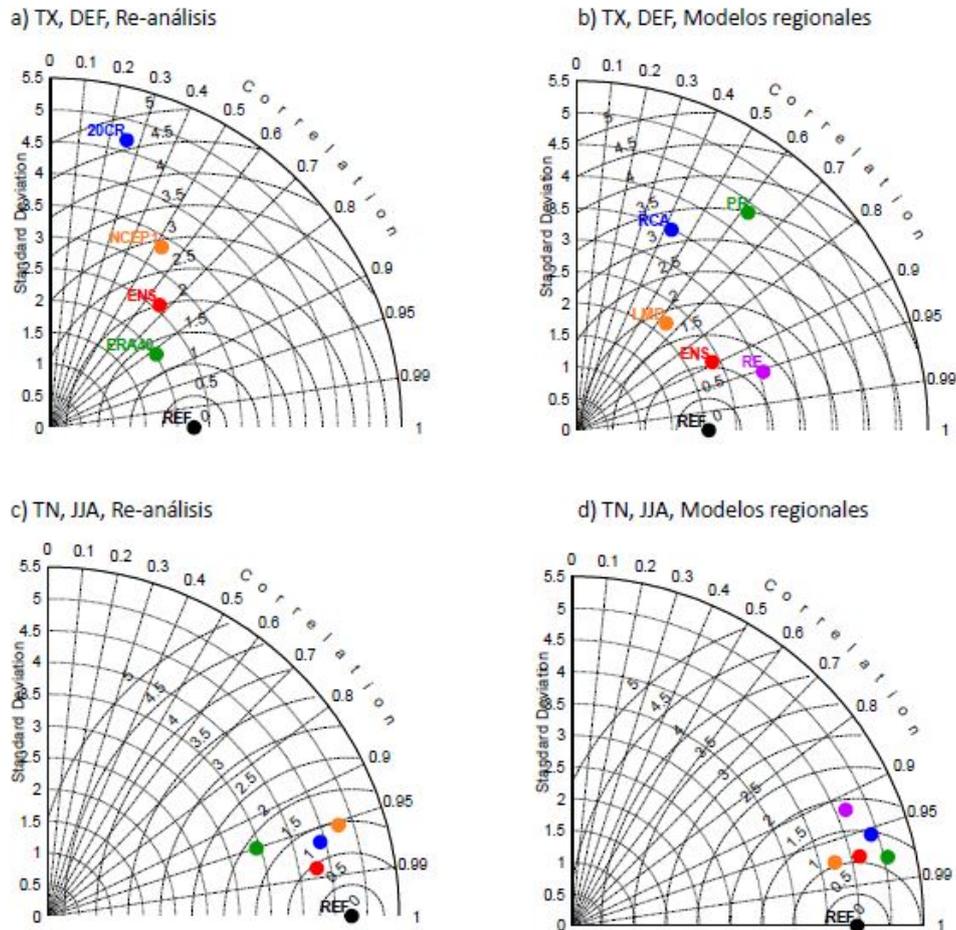


Figura 5: Diagramas de Taylor ilustrando el acuerdo/desacuerdo entre las anomalías espaciales de los distintos conjuntos de datos. Los paneles de la izquierda corresponden a reanálisis (ERA40 en verde, 20CR en azul, NCEP en naranja, el ensemble, ENS, en rojo). Los paneles de la derecha corresponden a modelos regionales (PROMES en verde, RCA en azul, LMD en naranja, REMO en violeta, el ensemble de los modelos regionales, ENSM, en rojo). En todos los paneles, TNCR es la climatología de referencia (REF, punto negro). Cada panel ilustra tres estadísticos, la desviación estándar (eje vertical), el coeficiente de correlación (axial) y el error cuadrático medio (concéntrico). Los paneles (a) y (b) son para TX en DEF, y los paneles (c) y (d) son para TN en JJA.

de TX (verano) y TN (invierno) provenientes de diferentes bases de datos para la región SESA: datos observacionales de Tencer y otros (2011), tres diferentes reanálisis (NCEP, ERA40 y 20CR) y cuatro modelos climáticos regionales utilizados en el proyecto CLARIS LPB. El énfasis estuvo puesto en evaluar la calidad de los reanálisis y en tratar de comprender cómo el balance de energía en superficie afecta la temperatura.

La representación de la temperatura por parte de los reanálisis depende de la calidad de los modelos globales empleados y de la información observacional que asimilan, pero también pueden influir otros factores como la resolución de los modelos o la metodología con la que son asimiladas las observaciones. ERA40 es el único entre estos tres reanálisis que asimila observaciones de superficie, en particular temperatura. NCEP no asimila observaciones de superficie, pero sí sondeos verticales. 20CR, en cambio, sólo asimila el forzante sinóptico, por lo cual el modelo no es corregido por ninguna información observacional sobre continentes (excepto presión en superficie). El reanálisis que mejor representa el campo medio de TX en verano es ERA40, mientras que NCEP es el que mejor representa TN en invierno. Por lo tanto, al menos para condiciones de invierno y para los reanálisis considerados, una mayor asimilación de observaciones no necesariamente garantiza una mejor representación de la temperatura de superficie. El bias del ensamble de reanálisis presenta magnitudes similares para TX (verano) y TN (invierno) (errores menores a 4°C), pero la dispersión entre los reanálisis es algo mayor en verano. La mayor incertidumbre (dispersión) se encuentra en el centro de la Argentina en verano.

Los ensambles de modelos (ya sea de reanálisis o de RCMs) suelen tener mejores estadísticos en los diagramas de Taylor que los reanálisis o RCMs individuales. Por otra parte, teniendo en cuenta que los estadísticos en estos diagramas para los reanálisis no presentan un mejor comportamiento respecto a los correspondientes estadísticos para los RCMs, se desprende que no sería conveniente emplear reanálisis a los fines de la evaluación

de las anomalías espaciales de TX y TN de los modelos regionales.

Existe una directa relación entre la temperatura y el balance de energía en superficie simulado por los modelos de los reanálisis. En consecuencia, los biases de la temperatura están vinculados con los biases en particular de los flujos de calor sensible y latente así como de la radiación neta en superficie. La complejidad de los factores que intervienen en la determinación de los flujos de calor en superficie y del balance energético, así como los feedbacks con diferentes variables atmosféricas y del suelo, pueden explicar en parte la magnitud de los errores en TX y TN y la dispersión entre modelos o reanálisis individuales.

Finalmente, resulta pertinente mencionar que aquí sólo se analizó la incertidumbre introducida por el empleo de diferentes reanálisis y modelos climáticos. Sin embargo sería pertinente extender este concepto al análisis de diferentes bases de datos observacionales (i.e., incertidumbre observacional).

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado con fondos de los proyectos CLARIS-LPB (7° Programa Comunidad Europea, Contrato N° 212492), PIP 112-201101-00932 (CONICET, Argentina) y PICT 2008-00237 (FONCYT, Argentina).

REFERENCIAS

- Andersson, E., 1998. The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). III. Experimental results. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550): 1831-1860.
- Boulangier, J.P. y otros, 2010. A Europe-South America network for climate change assessment and impact studies. *Climatic Change*, 98(3): 307-329.
- Bradley, R.S., Keimig, F.T. y Diaz, H.F., 2004. Projected temperature changes along the American cordillera and the planned

- GCOS network. *Geophysical Research Letters*, 31(16): L16210 1-4.
- Carril, A.F. y otros, 2012. Performance of a multi-RCM ensemble for South Eastern South America. *Climate Dynamics*, 39(12): 2747-2768.
- Cavalcanti, I.F.A., Carril, A.F. y co-autores, 2011. CLARIS-LPB: Processes and Future Evolution of Extreme Climate Events in La Plata Basin. *CLIVAR Exchanges*, N° 57 (Vol 16, N°3), 22-24.
- Caya, D. y Biner, S., 2004. Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Climate Dynamics*, 22(1): 33-46.
- Compo, G.P. y otros, 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654): 1-28.
- Dufek, A.S., Ambrizzi, T. y Da Rocha, R.P., 2008. Are reanalysis data useful for calculating climate indices over South America? In: L. Gimeno, R. Garcia-Herrera y R.M. Trigo (Editors), pp. 87-104.
- Flocas, H.A. y otros, 2005. Evaluation of maximum and minimum temperature of NCEP-NCAR reanalysis data over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, 80(1): 49-65.
- Hofer, M., Marzeion, B. y Mölg, T., 2012. Comparing the skill of different reanalyses and their ensembles as predictors for daily air temperature on a glaciated mountain (Peru). *Climate Dynamics*, 39(7): 1969-1980.
- Hoffmann, J.A.J., Núñez, S.E. y Vargas, W.M., 1997. Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century. *Meteorologische Zeitschrift*, 6(1): 3-11.
- Jacob, D. y otros, 2007. An inter-comparison of regional climate models for Europe: Model performance in present-day climate. *Climatic Change*, 81(SUPPL. 1): 31-52.
- Kalnay, E., 2003. *Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability*. Cambridge university press.
- Kalnay, E. y otros, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-471.
- Kanamitsu, M. y otros, 1991. Recent Changes Implemented into the Global Forecast System at NMC. *Weather and Forecasting*, 6(3): 425-435.
- Kendon, E.J., Jones, R.G., Kjellström, E. y Murphy, J.M., 2010. Using and designing GCM-RCM ensemble regional climate projections. *Journal of Climate*, 23(24): 6485-6503.
- Ma, L., Zhang, T., Li, Q., Frauenfeld, O.W. y Qin, D., 2008. Evaluation of ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 reanalysis air temperatures with ground-based measurements in China. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 113(15).
- Menéndez, C.G. y otros, 2010. Downscaling extreme month-long anomalies in southern South America. *Clim. Change*, 98(3): 379-403.
- Mooney, P.A., Mulligan, F.J. y Fealy, R., 2011. Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *International Journal of Climatology*, 31(4): 545-557.
- Müller, G.V., 2010. Temperature decrease in the extratropics of South America in response to a tropical forcing during the austral winter. *Annales Geophysicae*, 28(1): 1-9.
- Müller, G.V. y Ambrizzi, T., 2007. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. *Climate Dynamics*, 29(6): 633-645.
- Parrish, D.F. y Derber, J.C., 1992. The National Meteorological Center's spectral statistical- interpolation analysis system. *Monthly Weather Review*, 120(8): 1747-1763.
- Peixoto, J.P. y Oort, A.H., 1992. *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York.
- Pohlmann, H. y Greatbatch, R.J., 2006. Discontinuities in the late 1960's in different atmospheric data products. *Geophysical Research Letters*, 33(22).
- Rodwell, M. y Hoskins, B., 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal*

- of Climate, 14(15).
- Rusticucci, M. y Barrucand, M., 2004. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate*, 17(20): 4099-4107.
- Rusticucci, M.M. y Kousky, V.E., 2002. A comparative study of maximum and minimum temperatures over Argentina: NCEP-NCAR reanalysis versus station data. *Journal of Climate*, 15(15): 2089-2101.
- Simmons, A.J. y otros, 2004. Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 109(24): 1-18.
- Solman, S.A. y otros, 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Climate Dynamics*: 1-19.
- Sörensson, A.A. y Menéndez, C.G., 2011. Summer soil-precipitation coupling in South America. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(1): 56-68.
- Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 106(D7): 7183-7192.
- Tencer, B., Rusticucci, M., Jones, P. y Lister, D., 2011. A southeastern south american daily gridded dataset of observed surface minimum and maximum temperature for 1961-2000. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(10): 1339-1346.
- Uppala, S.M. y otros, 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612): 2961-3012.
- Vargas, W.M. y Naumann, G., 2008. Impacts of climatic change and low frequency variability in reference series on daily maximum and minimum temperature in southern South America. *Regional Environmental Change*, 8(2): 45-57.
- Vincent, L.A. y otros, 2005. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *Journal of Climate*, 18(23): 5011-5023.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.