

SENSIBILIDAD DE LA FRACCIÓN DE CUBIERTA VEGETAL EN MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES

Jose Manuel JIMÉNEZ-GUTIÉRREZ¹, Juan Pedro MONTÁVEZ², Sonia JEREZ²,
Francisco VALERO¹

¹*Dpto. Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera. Universidad Complutense de Madrid.*

²*Dpto. de Física. Universidad de Murcia.*

montavez@um.es, jimenezg@uclm.es

RESUMEN

La fracción de cubierta vegetal (F_g) se define como la fracción horizontal de área asociada con la parte fotosintéticamente activa de vegetación que ocupa una celda de grid de un modelo meteorológico. Esta variable tiene una variabilidad espacio temporal intrínseca a las condiciones climáticas, y puede tener un papel relevante en simulaciones climáticas regionales. En este trabajo se ha estudiado la sensibilidad del modelo MM5 a los cambios en esta variable con una serie de experimentos en la Península Ibérica. Se han evaluado los balances energéticos a través de los flujos de calor latente (LE) y sensible (SH) y flujos de calor del suelo (G), y su efecto en la temperatura del aire (T_{air}). Se destaca la importancia que tiene el stress hídrico en modular el efecto final de los cambios en F_g sobre las temperaturas de superficie. Por otra parte la F_g tiene un efecto sobre la conductividad del suelo con impacto sobre todo en las temperaturas mínimas.

Palabras clave: Vegetación, Modelización Numérica, Sensibilidad, Stress Hídrico.

ABSTRACT

Fraction vegetation cover (F_g) is defined as the fraction of horizontal area associated with the photosynthetically active green fraction that occupies a model grid cell. This variable has a spatial and temporal variability related with climatic conditions and can play an important role in regional climate simulations. In this work has been studied MM5 model sensitivity to changes in this variable with a set of experiments in the area of the Iberian Peninsula. Energy balance has been assessed through analysis of sensible (SH) and latent heat flux (LE) and ground flux (G), and its effect in air temperature. It is worth noting the effect that hydric stress has in conditioning the final effect of the changes in F_g on surface temperature. On the other hand, F_g has an impact on soil thermal conductivity with influence especially in minimum temperatures.

Key words: Vegetation, Numerical Models, Sensitivity, Hydric Stress

1. INTRODUCCIÓN

La vegetación tiene un papel relevante en los procesos de interacción superficie-

atmósfera, tanto a nivel local como en el ámbito de los modelos climáticos regionales (MCR) (Ek et al., 2003; Hong et al., 2009; Müller et al., 2014; Zhang et al., 2014; Notaro et al., 2017). Entre los procesos implicados se encuentran los intercambios de calor, humedad y momento, modificaciones en las circulaciones regionales, y patrones de precipitación y, de manera indirecta, en los procesos de regulación de dióxido de carbono.

Dentro de las variables empleadas para parametrizar el efecto de la vegetación en modelos de predicción numérica (MPN), se encuentra la fracción de vegetación (Fg). (Gutman e Ignatov, 1998) Esta variable representa la densidad horizontal de vegetación viva y generalmente se calcula a partir del índice NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). El índice NDVI se obtiene a partir de datos de satélite y tiene en cuenta la diferencia en la reflectancia entre el visible y el infrarrojo cercano en presencia de la clorofila (Pettorelli et al., 2005).

En este estudio se va a atender a cómo se encuentra parametrizada la Fg en el modelo de superficie Noah-LSM (Chen y Duhdia, 2001), integrado en el modelo MM5. La inclusión de la Fg en modelos como éste, es fundamental en cómo se reparte la energía entre LE y de SH en el balance energético de superficie. Por medio de LE, el agua contenida en el suelo y la vegetación se libera a la atmósfera. La Fg interviene en cómo se produce esa evaporación total de agua (Et) que puede ser directa del suelo (Edir) (sin vegetación toda la evaporación se produciría por esta vía), del contenido de humedad del propio dosel vegetal (Eveg) y de lo que son capaces de evapotransporar las plantas (Etr). La Etr está basada en la evaporación potencial del emplazamiento y está controlada por el stress hídrico de las plantas a través del índice de resistencia del dosel vegetal (Rc). Rc es un nexo de unión importante en el continuo suelo-vegetación-atmósfera y describe la resistencia del flujo de vapor a través del dosel vegetal transpirante. Esta variable regula la liberación de agua en el suelo profundo a través de las raíces. Rc puede estar parametrizada en los MPN de diferentes maneras pero el factor que más influye en zonas semiáridas como puede ser la región mediterránea, es el déficit de humedad del suelo (Matsui, et al. 2005).

Otro efecto parametrizado a través de la Fg, es que cuanto mayor sea ésta, la conductividad térmica del suelo va a ser menor, disminuyendo el flujo de calor del suelo (G) (Ek et al, 2003; Peter-Lidard et al. 1997). Una disminución en G va a implicar una señal más amplificada en las temperaturas del suelo y del aire.

El objetivo de este trabajo es analizar la sensibilidad de un MCR a los cambios en la Fg. A partir de los resultados obtenidos se ha evaluado el impacto sobre LE y SH, el papel de la Rc y finalmente el impacto sobre la temperatura del aire.

2. MÉTODOS

Con el objetivo de estudiar la respuesta del modelo a los cambios en la Fg, se han realizado dos simulaciones con campos de Fg constante en el espacio y el tiempo con un version climática del modelo mesoescalar MM5 (Grell et al., 1994; Jerez et al., 2010). Los valores por defecto de Fg del modelo se han modificado por valores constantes de 90% (FVC90) en una simulacion y 30% (FVC30) en otra. Para simplificar los experimentos el uso del suelo se ha fijado al tipo mosaico Cultivos-Bosque en los dos casos.

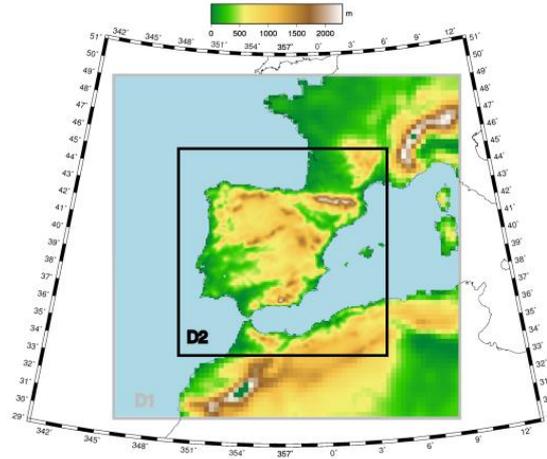


Fig. 1: Dominios de simulación de los experimentos con el modelo MM5. D1 (30km) y D2(10km)

La configuración espacial de las simulaciones es de dos dominios anidados de 30 y 10 km con interacción 2-ways (Figura 1) y 24 niveles verticales sigma. Se han empleado los datos de reanálisis ERA-INTERIM (Dee et al., 2011) para las condiciones iniciales y de contorno del modelo con actualizaciones cada 6 horas de simulación. La configuración física en los dos dominios consiste en la parametrización de cúmulos de Grell (Grell, 1993), Simple-Ice para la microfísica de nubes (Dudhia, 1989), el esquema RRTM para la radiación (Mlawer et al., 1997) y la parametrización MRF para la capa límite (Hong y Pan, 1996). Las dos simulaciones se han realizado para el año 1995 con 4 meses adicionales de spin-off del año anterior para que el modelo alcance el equilibrio dinámico usando el Noah-LSM como se comentó previamente.

3. RESULTADOS

3.1. Efectos sobre el índice de resistencia del dosel vegetal (Rc) y la humedad del suelo (SM)

Rc en el Noah-LSM se calcula de la siguiente manera siguiendo la formulación de Jacquemin and Noilan (1990):

$$Rc = \frac{R_{cmin}}{LAI F1 F2 F3 F4},$$

$$F1 = \frac{R_{cmin}/R_{cmax} + f}{1 + f} \quad \text{donde } f = 0.55 \frac{R_g}{R_{gl}} \frac{2}{LAI}, \quad (\text{déficit de radiación solar})$$

$$F2 = \frac{1}{1 + hs [qs(Ta)] - qa]}, \quad (\text{déficit de presión de vapor})$$

$$F3 = 1 - 0.0016 (T_{ref} - Ta)^2, \quad (\text{déficit de temperatura})$$

$$F4 = \sum_{i=1}^3 \frac{(SM_i - SM_w) dz_i}{(SM_{ref} - SM_w)(dz_1 + dz_2)}, \quad (\text{déficit de humedad del suelo})$$

donde $F1$, $F2$, $F3$ y $F4$ se encuentran limitados entre 0 y 1 y representan los déficit de radiación solar, presión de vapor, temperatura del aire y humedad del suelo, respectivamente. La variable, $q_s(T_a)$ es la razón de mezcla de vapor agua saturada a la temperatura T_a . R_{cmin} es la resistencia estomática mínima, LAI es el índice de área foliar, R_{cmax} es la resistencia cuticular de las plantas, y T_{ref} tiene el valor de 298 K. La función $F4$, se calcula solo en la zona de raíces (hasta la tercera capa de suelo del modelo), siendo SM_{ref} el punto de referencia y SM_w el punto de marchitamiento.

Analizando R_c y los factores implicados en su cálculo para el experimento FVC90 en la figura 2 se puede observar que en los meses de julio y octubre es cuando existen valores más altos de R_c en la mayor parte de la Península Ibérica. La principal contribución claramente reside en el déficit de SM ($F4$) con valores cercanos a 0 y con gran diferencia respecto al resto de factores. Para el experimento FVC30 se puede ver un comportamiento similar pero el impacto sobre el factor $F4$ es menor y por tanto con una menor contribución sobre la R_c (no mostrado).

En la figura 3a, se pueden ver los valores de R_c de los dos experimentos y sus diferencias. Como se vió para 1 a figura 2 estas diferencias se producen sobre todo en julio y octubre y en las zonas mediterráneas, que son las más afectadas por la sequía estival.

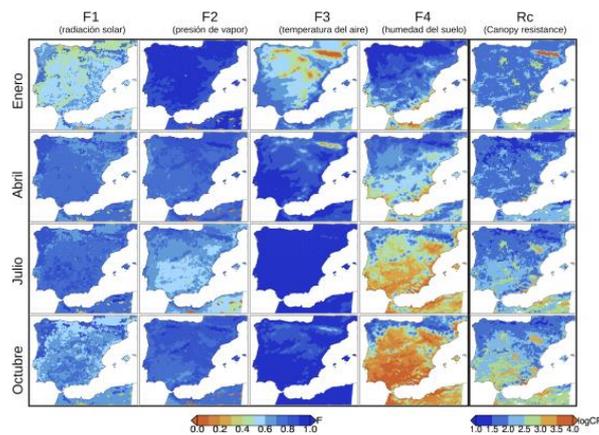


Fig. 2: Factores de déficit $F1$, $F2$, $F3$ y $F4$ y R_c para experimento FVC90. Promedio mensual para enero, abril, julio y octubre

Atendiendo a la SM, en la figura 3b se presentan las medias mensuales de SM para los experimentos FVC90 y FVC30 y sus diferencias para los meses de enero, abril, julio y octubre. Estas diferencias se muestran solo para la capa del suelo que se encuentra a 0.3 m, ya que para las más superficiales el comportamiento es similar (no mostrado). Por lo que se ve en esta figura, el hecho de tener una mayor F_g (FVC90) supone que una mayor cantidad de SM es extraída por E_{tr} en la zona de raíces en el primer metro de suelo, a partir del mes de abril. El efecto es más visible en verano cuando se alcanzan diferencias de un 10 % en prácticamente todo el área de estudio, por lo que se ve en la figura de diferencias entre los dos experimentos. Si se tiene en cuenta el punto de marchitamiento (W_p), punto a partir del cual la transpiración se para (Figura 4), se alcanza antes en el tiempo y en zonas más extensas en el

experimento FVC90.

3.2. Efectos sobre el balance energético

En la figura 5a se muestran las diferencias de LE, SH y fracción evaporativa (EF) entre los experimentos FVC90 y FVC30. La EF ($LE/(LE+SH)$) se muestra también ya que muestra de manera clara la contribución de los flujos de energía turbulentos al balance de energía superficial. Durante los meses de enero y abril, cuando la SM es suficiente como para evitar la inhibición de Etr, LE es mayor en el experimento FVC90 lo que implica menores valores de SH.

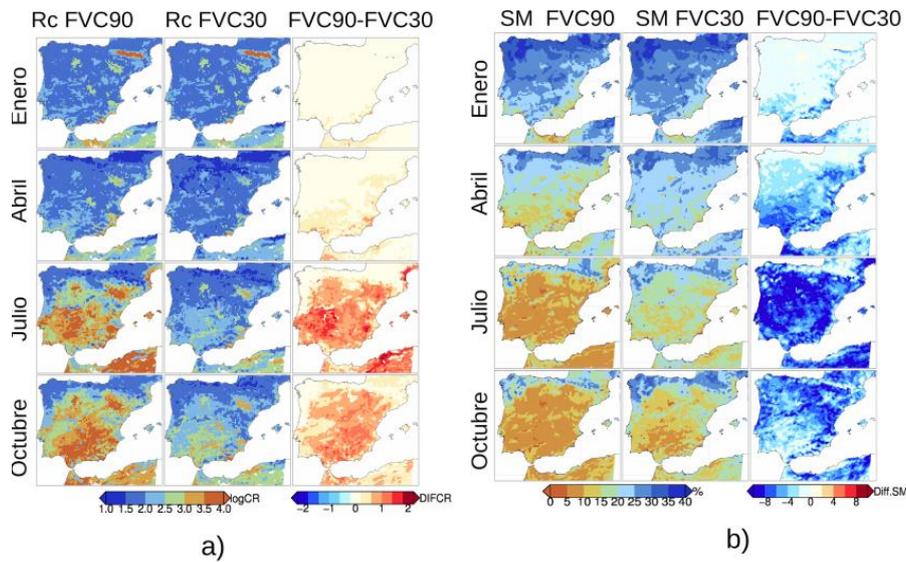


Fig. 3: Rc para los experimentos FVC90 y FVC 30 y sus diferencias. SM (% de humedad) en capa del modelo situadas a 0.3 m para los experimentos FVC90 y FVC30 y sus diferencias. Promediado mensual para enero, abril, julio y octubre.

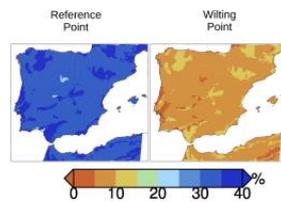


Fig. 4: Puntos de referencia y de marchitamiento para la SM (% de humedad)

De esta manera, las diferencias de EF son positivas (color azul) con diferencias en torno a 0.5 en gran parte del dominio. En julio, las diferencias de EF pasan a ser negativas en la mitad sur (colores rojos), pasando SH a ser mayor en el experimento FVC90. Estas diferencias se mantienen en octubre, ya que los eventos lluviosos ocurren sobre todo al final del otoño y el invierno, pero son algo menores por el menor

input radiativo.

3.3. Efecto sobre los flujos de suelo (G)

Atendiendo al efecto de F_g en la conductividad térmica y su papel en modificar G , se han representado campos superficiales de esta variable en la figura 5b. En esta figura, en la que se estudia G en horas nocturnas, se aprecia que los flujos ascendentes de esta variable son mayores en el experimento FVC30, especialmente en julio, con diferencias de unos 30-40 W/m^2 . Al mediodía, (no mostrado), los flujos descendentes de G son mucho mayores en FVC30 y de esta manera más energía es transferida de la superficie a las capas más profundas del suelo.

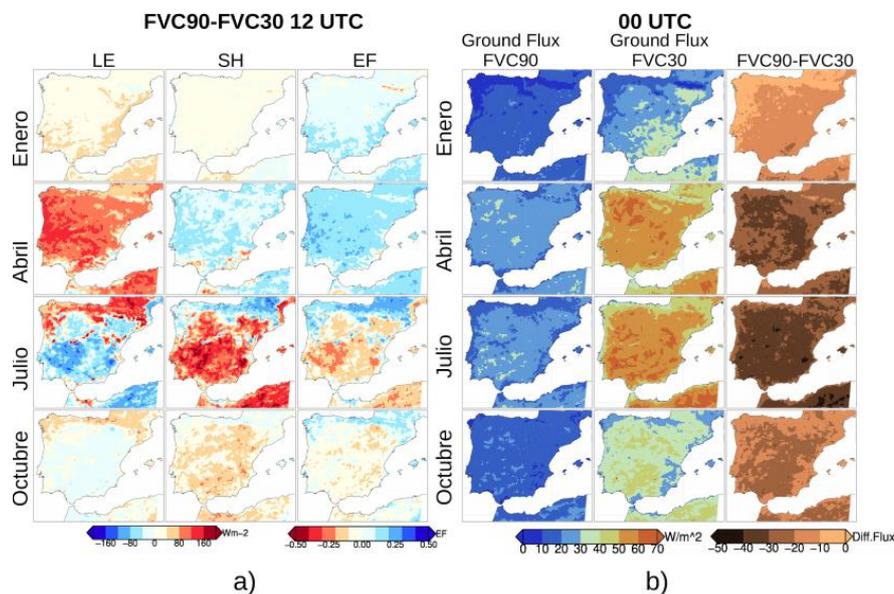


Fig. 5: Diferencias en LE (W/m^2), SH(W/m^2) y EF entre los experimentos FVC90 y FVC30 a las 12 UTC. G (W/m^2) a las 00 UTC para los experimentos FVC90 y FVC30 y sus diferencias. Promediado mensual para enero, abril, julio y octubre

3.3. Efecto sobre la temperatura del aire (T_{air})

En las figuras 6a y 6b se muestran campos superficiales de T_{air} a las 12 UTC y a las 00 UTC para los dos experimentos y sus diferencias. A las 12 UTC (figura 6a) las principales diferencias se observan en abril y en julio, siendo este patrón simulado muy parecido al observado en la EF (ver figura 5a). En abril, T_a es virtualmente mayor en casi todo el dominio para el experimento FVC30. Pero en el mes de julio, hay zonas en las que se van alternando las temperaturas más altas entre los experimentos, siguiendo los patrones de los flujos de LE y SH vistos en la figura 5a. En las horas nocturnas (figura 6b), el efecto general es de temperaturas más bajas en el experimento FVC90.

4. DISCUSIÓN

Con el objetivo de facilitar la explicación de algunos de los procesos que ocurren en estos experimentos, se presentan en la figura 7 los flujos superficiales y la T_{air} , para dos puntos ubicados en zonas con distinto régimen hídrico. El punto N1 está ubicado en una zona sin déficit de SM y con una R_c sin apenas diferencia entre FVC90 y FVC30. El punto S1 si presenta déficit de SM, y la R_c del

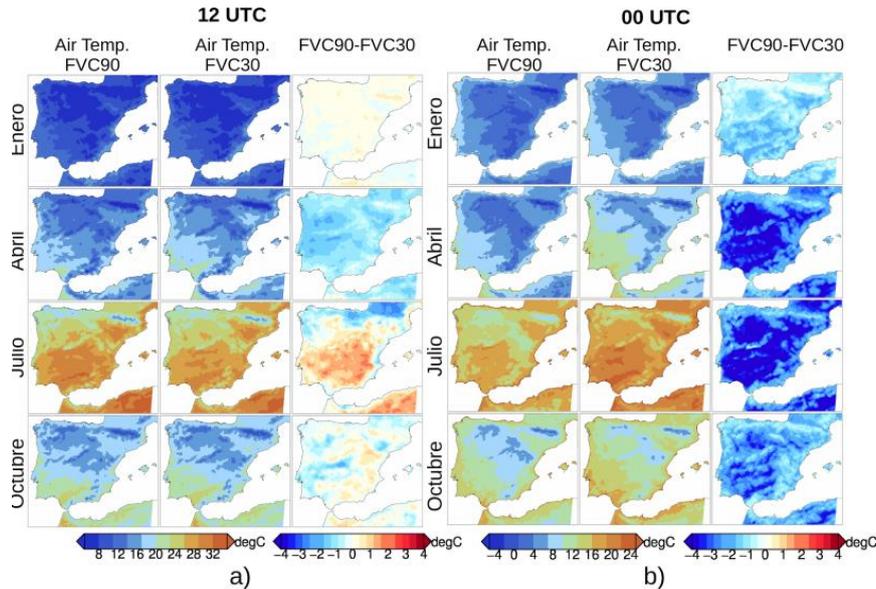


Fig. 6: Temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) (T_{air}) a las 12 UTC (a) y las 00 UTC (b) para los experimentos FVC90 y FVC30 y sus diferencias. Promediado mensual para enero, abril, julio y octubre

experimento FVC90 es mucho mayor que la del FVC30. El efecto de una F_g prácticamente total, representada por el experimento FVC90 (línea rayada), es el de un mayor efecto evaporativo (mayores flujos de LE, línea azul) respecto a FVC30 durante los meses en los que la SM no es un factor limitante, que sería el periodo simulado que va desde enero hasta abril. Este mayor efecto evaporativo de FVC90 supone una extracción de la SM mayor respecto a FVC30 (ver Figura 3b) alcanzado unos niveles de humedad que se encuentran próximos al W_p en los meses de abril a octubre (figura 4) en mucha mayor medida y antes en el tiempo que en el experimento FVC30. El hecho de que la R_c sea mucho más elevada en FVC90 (Ver Figura 3), limita prácticamente E_{tr} que sería la principal componente evaporativa en este experimento (E_{dir} es prácticamente inexistente).

Atendiendo a lo que sucede con T_a en estos experimentos, se puede hacer una distinción entre lo que sucede en las horas diurnas y nocturnas. Las temperaturas diurnas están marcadas por lo que sucede con SH y LE que son los flujos dominantes, en gran parte del año como se puede ver en la figura 7.

En esta figura se puede ver como en el mes de abril la T_a del experimento FVC 30 (línea negra continua) es mayor que la del experimento FVC90 (línea negra rayada) en los puntos S1 y N1. Este hecho va acompañado de flujos de SH (línea roja) mayores

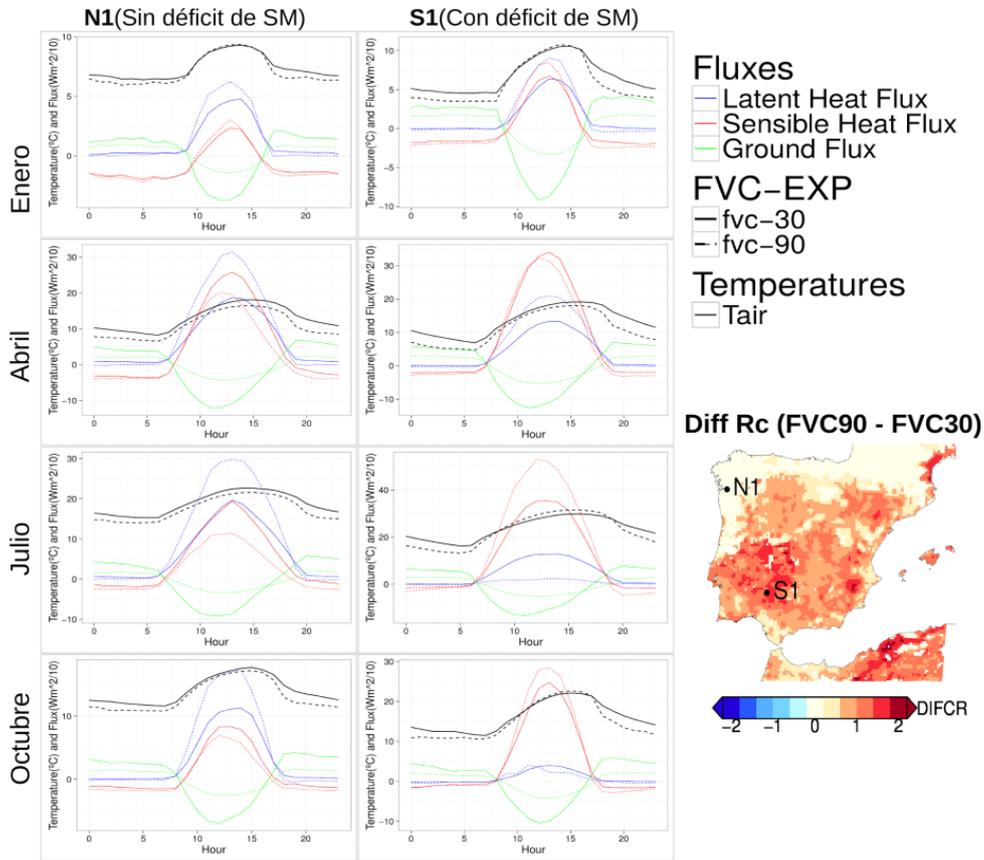


Fig. 7: Promedios horarios de T_a (línea negra), SH (línea roja) y LE (línea azul) y G (línea verde) para los experimentos FVC90 (línea rayada) y FVC30 (línea continua). Puntos representativos sin déficit de humedad (N1) y con déficit (S1). Promediado mensual para enero, abril, julio y octubre

en FVC30 en ambos casos, aunque con mayor diferencia en el punto S1 por encontrarse LE (línea azul) más reducidos en este caso. Como se puede ver en la figura 6a este efecto es generalizado acompañando a lo que sucede en EF (ver figura 5a). En el mes de julio cuando el déficit de SM es apreciable en la zona sur siguiendo las diferencias de R_c (Figura 3a), el patrón de temperaturas cambia como se puede ver en la figura 6a. En la figura 7 se observa como en el punto S1, SH es mayor para el experimento FVC90 de manera clara y LE es prácticamente inexistente. Para el punto N1, se observa justamente lo contrario, manteniéndose T_a superior en el experimento FVC30 respecto a FVC90. Respecto a lo que sucede con las T_{air} nocturnas, se puede observar como consistentemente son menores en el experimento FVC90 en ambos puntos, debido a que G es menor durante la noche en este experimento. Esto está relacionado con la reducción de la conductividad térmica en presencia de vegetación, que inhibe la liberación de energía de las diferentes capas del suelo hacia la superficie.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha estudiado la sensibilidad que tiene un modelo numérico a las modificaciones en la variable Fg. Una de las principales conclusiones que se ha extraído de este trabajo es el papel fundamental que tiene la SM disponible en modular el efecto de la Fg. Por una parte, una mayor Fg implica una mayor extracción de SM en capas profundas cuando la SM no es limitante. En el sentido opuesto, cuando se dan condiciones de stress hídrico, la Rc es elevada actuando como un inhibidor de la Et. En estas condiciones, cuando la Fg es cercana al 100 %, LE quede prácticamente inhibida desplazando el balance de los flujos de superficie hacia SH. El impacto sobre la Tair, es que cuando Fg es elevada y no hay déficit de humedad, las temperaturas son más bajas por la dominancia de LE. Pero cuando la Rc empieza a ser elevada, este patrón se puede invertir pudiéndose alcanzar Ta más altas con Fg cercanas al 100 %. Por la noche, el efecto de Fg sobre la conductividad térmica del suelo puede tener un efecto nada despreciable sobre las temperaturas mínimas.

A partir de estos resultados, se destaca la importancia de una correcta definición de la variable Fg en simulaciones con MCR a la hora de minimizar los errores en variables de superficie y de atribución en experimentos de cambio climático.

REFERENCIAS

- Chen, F., Dudhia, J. (2001). Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4), 569-585.
- Dee, D. P., et al., (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553-597. doi:10.1002/qj.828
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077-3107.
- Ek, M. B., Mitchell, K. E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno, G., Tarpley, J. D. (2003). Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108 (D22).
- Grell, G. A., Dudhia, J., Stauffer, D. R. (1994). A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5).
- Gutman, G., Ignatov, A. (1998). The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. *International Journal of remote sensing*, 19(8), 1533-1543.
- Hong, S., Lakshmi, V., Small, E. E., Chen, F., Tewari, M., Manning, K. W. (2009). Effects of vegetation and soil moisture on the simulated land surface processes from the coupled WRF/Noah model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D18).
- Hong, S. Y., & Pan, H. L. (1996). Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly weather review*, 124(10), 2322-2339.

- Jerez, S., Montavez, J. P., Gomez-Navarro, J. J., Jimenez-Guerrero, P., Jimenez, J., Gonzalez-Rouco, J. F. (2010). Temperature sensitivity to the land-surface model in MM5 climate simulations over the Iberian Peninsula. *Meteorologische Zeitschrift*, *19*(4), 363-374.
- Matsui, T., Lakshmi, V., Small, E. E. (2005). The effects of satellite-derived vegetation cover variability on simulated land-atmosphere interactions in the NAMS. *Journal of Climate*, *18*(1), 21-40.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D14), 16663-16682.
- Müller, O. V., Berbery, E. H., Alcaraz-Segura, D., & Ek, M. B. (2014). Regional model simulations of the 2008 drought in southern South America using a consistent set of land surface properties. *Journal of Climate*, *27*(17), 6754-6778.
- Notaro, M., Chen, G., Yu, Y., Wang, F., & Tawfik, A. (2017). Regional Climate Modeling of Vegetation Feedbacks on the Asian-Australian Monsoon Systems. *Journal of Climate*, *30*(5), 1553-1582.
- Peters-Lidard, C. D., Zion, M. S., Wood, E. F. (1997). A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D4), 4303-4324.
- Pettorelli, N., Vik, J. O., Mysterud, A., Gaillard, J. M., Tucker, C. J., Stenseth, N. C. (2005). Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. *Trends in ecology & evolution*, *20*(9), 503-510.
- Zhang, G., Zhou, G., Chen, F., Barlage, M., Xue, L. (2014). A Trial to Improve Surface Heat Exchange Simulation through Sensitivity Experiments over a Desert Steppe Site. *J. Hydrometeor.*, **15**, 664-684, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0113.1>