

UNA PROFUNDIDAD INSUFICIENTE DEL SUBSUELO LIMITA EL FLUJO DE CALOR DE SUELO EN LOS MODELOS DE SUPERFICIE TERRESTRE

Félix GARCÍA PEREIRA^{1,2}, Jesús Fidel GONZÁLEZ ROUCO¹, Johann JUNGCLAUS³ y Nagore MEABE YANGUAS¹

¹*Instituto de Geociencias, IGEO (UCM-CSIC), Madrid, España*

²*Universidad Complutense de Madrid, Facultad de CC. Físicas, Madrid, España*

³*Max Planck Institute for Meteorology. MPI-M, Hamburgo, Alemania*

felgar03@ucm.es

RESUMEN

Estudios previos muestran que los modelos de sistema terrestre (ESM) de última generación subestiman significativamente los valores observados de absorción de calor en el subsuelo en las últimas décadas. Esta subestimación se debe a que los modelos de la superficie terrestre (LSM) dentro de los ESM imponen condiciones de contorno de flujo cero a profundidades demasiado someras, lo que impide una correcta representación de la captura de calor terrestre en profundidad. Sin embargo, no se han detectado diferencias en la variabilidad de la temperatura en la superficie cuando estas condiciones de contorno se prescriben a mayor profundidad. Este estudio revela que el mecanismo subyacente es la reducción del flujo de calor de suelo (GHF). Para demostrarlo, se compararon los valores de GHF provenientes de un conjunto de simulaciones históricas y del escenario RCP8.5 desacopladas realizadas con el LSM del Instituto Max Planck de Meteorología, JSBACH, con diferentes profundidades subsuperficiales. Los resultados muestran que el GHF se duplica al aumentar la profundidad del LSM de 10 a 25 m, y se estabiliza con un aumento de cinco veces cuando la condición de contorno se coloca a aproximadamente 100 m. El incremento del GHF entrante se compensa principalmente con un aumento del flujo de calor sensible (SHF) saliente, y en menor medida del flujo de calor latente (LHF) en regiones húmedas.

Palabras clave: flujos de calor en superficie, flujo de calor de suelo, interacción atmósfera suelo, balance energético terrestre.

ABSTRACT

Previous studies have shown that state-of-the-art Earth system models (ESMs) remarkably underestimate the observational land heat uptake values in the last decades. This underestimation stems from land surface Models (LSMs) within ESMs imposing too shallow zero-flux bottom boundary conditions to correctly represent the land heat uptake with depth. However, no temperature variability differences at the ground surface have been detected when these boundary conditions are prescribed

deeper. This study reveals that the underlying mechanism is the reduced incoming ground heat flux (GHF). To conclude this, GHF values coming from an ensemble of historical and RCP8.5 land-only simulations with different subsurface depths conducted with the LSM of the Max Planck Institute for Meteorology ESM (MPI-ESM), JSBACH, have been compared. Results show that GHF doubles when deepening the LSM from 10 to 25 m, saturating at a factor of 5 when the boundary condition is placed at approx. 100 m. The increase in the incoming GHF is mainly compensated by an increase in the outgoing SHF, and a minor contribution of LHF in wet regions.

Key words: surface heat fluxes, ground heat flux, land-atmosphere interaction, terrestrial energy balance.

1. INTRODUCCIÓN

El efecto invernadero antropogénico ha desencadenado un desequilibrio radiativo positivo en el tope de la atmósfera (Trenberth et al., 2014). Las últimas estimaciones observacionales cuantifican este exceso de energía en 0.48 ± 0.10 (0.76 ± 0.20) W/m^2 en las últimas cinco décadas (15 años), mostrando un aumento acelerado hacia el presente (Forster et al., 2021). Este desequilibrio radiativo se distribuye como flujos de calor entrantes hacia los diferentes componentes que integran el sistema climático (L'Ecuyer et al., 2015). Estos flujos positivos se han acumulado con el tiempo, provocando una ganancia neta de energía que se distribuye de manera desigual entre los distintos componentes que participan en el balance energético terrestre. La contribución del océano es la principal, capturando alrededor del 90 % de la ganancia energética terrestre (Cuesta-Valero et al., 2021; von Schuckmann et al., 2023), lo que equivale a una absorción de 0.43 ± 0.10 (0.68 ± 0.30) W/m^2 en las últimas cinco décadas (15 años; von Schuckmann et al., 2023). La participación de la tierra continental es comparativamente muy pequeña (aprox. 5 % y 0.06 W/m^2 ; Cuesta-Valero et al., 2021; von Schuckmann et al., 2023), aunque ocupa el segundo lugar en términos relativos, siendo equivalente a la de la atmósfera (1-2 %) y la criosfera (4 %) juntas (Cuesta-Valero et al., 2021; von Schuckmann et al., 2023).

Una representación correcta de la contribución de la superficie terrestre al balance energético es crucial para modelizar adecuadamente la interacción tierra-atmósfera en diferentes escalas espaciales y temporales (Forster et al., 2021). Se ha demostrado que los modelos de sistema terrestre (ESMs) de última generación sobreestiman la variabilidad de la temperatura subterránea y las tendencias (González-Rouco et al., 2021; Steinert et al., 2021a), infraestimando a su vez la absorción de calor terrestre asociada al calentamiento de la superficie terrestre (Cuesta-Valero et al., 2021). Esto conduce a una sobrestimación de la degradación del permafrost en altas latitudes (Hermoso de Mendoza, 2020; Steinert et al., 2021b), con implicaciones para la disponibilidad de agua en el suelo en estas zonas a escala regional (Andresen et al., 2020; de Vrese et al., 2022) y para el ciclo del carbono terrestre a escala global (Turetsky et al., 2019; Steinert et al., 2023). Para satisfacer el principio de conservación de la energía al resolver la propagación de calor vertical hacia abajo, los Modelos de Superficie Terrestre (LSMs) dentro de los ESMs imponen una condición

de contorno inferior de flujo cero. Sin embargo, la ubicación de esta condición de contorno (BBCP) generalmente es demasiado superficial, entre 3 y 40 m (Cuesta-Valero et al., 2016; Steinert et al., 2024). Esto tiene el doble efecto de restringir el reservorio disponible para almacenar calor, limitando la absorción de calor terrestre (Cuesta-Valero et al., 2016; García-Pereira et al., 2024) y su contribución al balance energético terrestre (Cuesta-Valero et al., 2021; Steinert et al., 2024), al mismo tiempo que produce una sobreestimación de la variabilidad de la temperatura con la profundidad (Steinert et al., 2021a). Aunque este sesgo de temperatura con la profundidad está bien documentado en la literatura, hasta ahora no se han encontrado diferencias en la variabilidad o tendencias de temperatura en la superficie terrestre para simulaciones desacopladas con LSMs (González-Rouco et al., 2021) o experimentos acoplados con ESMs (García-Pereira et al., 2024).

Este trabajo demuestra que los cambios en la profundidad del BBCP producen cambios en el flujo de calor de suelo (GHF), que a su vez están detrás de las diferencias en la absorción de calor terrestre mostradas por los diferentes ESMs de última generación (García-Pereira et al., 2024; Steinert et al., 2024). Para demostrarlo, se analizan los datos de GHF provenientes de un conjunto de simulaciones de suelo desacopladas que imponen diferentes profundidades de BBCP, realizadas con el LSM del Instituto Max Planck de Meteorología (MPI-ESM), JSBACH. También se explora el impacto de tener diferentes valores de GHF sobre los flujos de calor sensible y latente (SHF y LHF, respectivamente).

2. MÉTODOS

2.1. GHF simulado con un LSM desacoplado

En este trabajo se han utilizado datos de flujo de calor en el suelo (GHF), temperatura del aire cercana a la superficie (SAT) y temperatura de la superficie terrestre (GST) provenientes de un conjunto de simulaciones independientes con el LSM JSBACH3.2 (Reick et al., 2019). JSBACH3.2, comunmente denominado "JSBACH", es el LSM del *Max Planck Institute for Meteorology Earth System Model*, versión 1.2 (MPI-ESM1.2; Mauritsen et al., 2019), la versión operativa del MPI-ESM para la Fase 6 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP6; Eyring et al., 2016). JSBACH resuelve la transferencia de calor subterránea asumiendo que se produce por conducción vertical en 5 capas, con una profundidad de la condición de contorno inferior (BBCP) impuesta a 9.83 m. La capacidad calorífica volumétrica y la difusividad térmica se establecen como constantes en el tiempo, prescribiendo cinco pares de valores espaciales de acuerdo con los tipos de suelo de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). No se consideran los efectos del cambio de fase del agua y de la humedad del suelo en las propiedades térmicas del suelo.

El ensemble utilizado aquí incluye un total de ocho experimentos desacoplados ("land-only") con JSBACH del periodo histórico (1850-2005) y el escenario de cambio climático futuro de mayor forzamiento radiativo RCP8.5 (2006-2100), con un número variable de capas (de 5 a 12), más gruesas con la profundidad. De esta manera, se logra una expansión progresiva de la profundidad del modelo JSBACH LSM desde los 9.83 m en la configuración estándar de 5 capas hasta los 1416.84 m en la

simulación de 12 capas. Esta profundidad es suficiente para garantizar que la temperatura en la capa inferior del LSM esté desconectada de los cambios en la GST en escalas de tiempo centenarias y multi-centenales. Los detalles técnicos sobre las características hidrológicas y termodinámicas estándar de JSBACH, junto con la mayor discretización vertical y la configuración experimental del ensamble de simulaciones JSBACH utilizado aquí se describen en Reich et al. (2021) y González-Rouco et al. (2021), respectivamente. JSBACH evalúa el GHF de la siguiente manera:

$$GHF = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} (z = 0) \quad (1)$$

donde λ_s es la conductividad térmica, que resulta del producto de la capacidad calorífica volumétrica y la difusividad térmica, es decir, $\lambda_s = C_s \kappa_s$. En este trabajo, los valores positivos del GHF, SHF y LHF indican flujos ascendentes.

2.2. Balance energético en superficie

El balance de energía en la superficie, tal como lo da JSBACH, satisfaría lo siguiente:

$$R_N + SHF + LHF + GHF - h_{surf} C_s \frac{\partial T_{surf}}{\partial t} = constant \quad (2)$$

donde R_N representa el balance neto de energía en la superficie del suelo y h_{surf} el grosor de la capa superficial. A valores constantes de R_N (mismo forzamiento para las 8 simulaciones del ensamble) y dado que los cambios temporales de GST con la profundidad de LSM son despreciables, las variaciones en el GHF solo pueden alterar el SHF y el LHF. Debido a que estas variaciones pueden depender de la temperatura local y de las condiciones de humedad del suelo en la superficie, se estudia el cambio relativo en SHF y LHF debido a GHF para diferentes hidroclimas superficiales definidos en términos del ratio de Bowen modificado (BR_{mod} ; Han et al., 2017):

$$BR_{mod} = sign(\overline{SHF}) \left| \frac{\overline{SHF}}{\overline{LHF}} \right| \quad (3)$$

donde **SHF** y **LHF** representan el SHF y LHF medios de las ocho simulaciones de JSBACH para el estado medio preindustrial entre 1850 y 1900. Han et al. (2017) identificaron cinco regiones según sus diferentes valores de BR_{mod} : extremadamente frías (EC, $BR_{mod} < 0$), extremadamente húmedas (EW, $0 < BR_{mod} < 0.5$), semi-húmedas (SW, $0.5 < BR_{mod} < 2$), semiáridas (SA, $2 < BR_{mod} < 10$) y extremadamente áridas (EA, $BR_{mod} > 10$). Dado que JSBACH no considera los procesos de descongelación y congelación de la humedad del suelo (Reick et al., 2021), los suelos en áreas de permafrost son predominantemente húmedos (Steinert et al., 2021b), por lo que las EC se comportan como áreas EW. Por lo tanto, en este trabajo solo se distinguen cuatro tipos de clima superficial basados en BR_{mod} , fusionando EC y EW en una sola categoría EW.

3. RESULTADOS

La Figura 1a ilustra la evolución temporal media global de SAT y sobre zonas continentales (excluyendo océanos y casquetes polares) de GST para las ocho simulaciones de JSBACH. Dado que SAT es una variable atmosférica, viene dada como condición de contorno impuesta a JSBACH, por lo que es invariante para las ocho simulaciones. JSBACH debe cumplir con el acoplamiento tierra-atmósfera en la superficie del suelo, lo que se traduce en variaciones mínimas de GST. Esto se representa mediante las diferentes líneas de colores en la Figura 1a, que se superponen a lo largo del experimento. De hecho, la desviación estándar del conjunto de las ocho GST medias globales en resolución anual (no mostrada) alcanza su punto máximo en 2.27×10^{-3} K en 1975, lo que es dos órdenes de magnitud más bajo que la variabilidad GST promedio sin tendencia (0.26 K) en los experimentos individuales. Por lo tanto, se puede considerar que GST es virtualmente idéntica para las ocho simulaciones, independientemente de la profundidad de LSM. La Figura 1a también muestra un mayor aumento de temperatura para GST que para SAT, lo que se debe a incluir en el promediado las zonas oceánicas para esta última, con menor respuesta térmica.

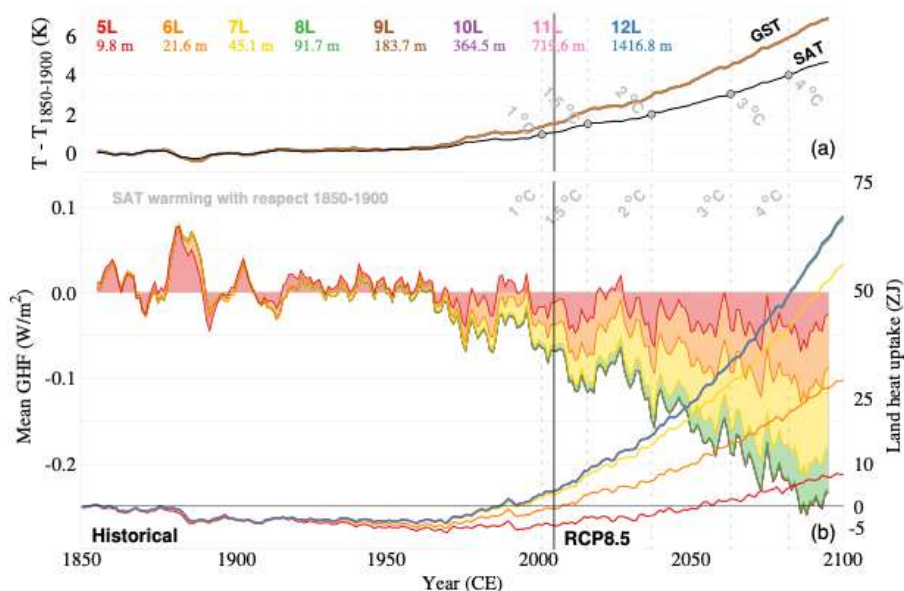


Fig. 1: (a) Anomalia media global (media móvil de 11 años) de SAT (curva negra) y sobre tierra de GST (ver leyenda de colores) con respecto a 1850-1900 para el conjunto de simulaciones JSBACH desacopladas históricas (1850-2005) y del escenario RCP8.5 (2006-2100) con diferente número de capas y profundidad del BCCP (ver etiquetas de colores en la parte superior). Los puntos grises indican el primer año en el que el promedio global del SAT con media móvil de 11 años está 1, 1.5, 2, 2.5, 3 y 4 °C por encima del promedio del periodo preindustrial (1850-1900), denominados "niveles de calentamiento". (b) Valor promedio global del GHF en

medias móviles de 11 años (contornos rellenos, W/m^2) para las simulaciones en (a). También se muestra el valor integrado en el tiempo multiplicado por el área continental global emergida (excluyendo Groenlandia y la Antártida), que es equivalente a la absorción de calor terrestre (líneas, ZJ). Las barras verticales punteadas representan los niveles de calentamiento en (a).

SAT se calculó globalmente en lugar de solo sobre tierra para seleccionar diferentes niveles de calentamiento, es decir, valores de la anomalía de SAT media global con respecto al período preindustrial. Se definieron cinco niveles de calentamiento de 1, 1.5, 2, 3 y 4 °C como el primer año en que la anomalía de SAT media global en medias móviles de 11 años sobre 1850-1900 alcanzó ese valor, que coincide con los años 2001, 2016, 2037, 2063 y 2082, respectivamente (ver puntos grises en la Figura 1a). Estos niveles de calentamiento se utilizan en este trabajo para evaluar la media global y la intensidad espacial de la respuesta del GHF a diferentes profundidades de LSM. La media global del GHF y la absorción de calor terrestre para las ocho simulaciones independientes de JSBACH se muestran en la Fig. 1b. Las áreas glaciares (Antártida y Groenlandia) fueron excluidas del cálculo. La absorción de calor terrestre aquí se calcula como la suma acumulativa en el tiempo de los valores de GHF medio global. Se puede observar que el aumento acelerado en GST, que comienza en la década de 1970 (Fig. 1a), resulta en un GHF negativo creciente, es decir, mayores valores de GHF descendente. Sin embargo, la intensidad de esta magnitud depende claramente de la profundidad de LSM. Para la simulación de cinco capas de JSBACH (JSBACH_{5L}), con un BBCP impuesto a 9.8 m, el GHF descendente se satura en un valor de aproximadamente $-0.04 W/m^2$, con valores de GHF de -0.01 , -0.03 , -0.06 , -0.04 y -0.04 para niveles de calentamiento de 1, 1.5, 2, 3 y 4 °C sobre 1850-1900, respectivamente. Esta saturación resulta en una absorción de calor terrestre positiva pero pequeña de 13.3 ZJ desde el mínimo en 1970 hasta 2100. Duplicar la profundidad de LSM a 21.6 m añadiendo una capa extra (JSBACH_{6L}) aumenta los valores de GHF a -0.03 , -0.07 , -0.08 , -0.09 , $-0.10 W/m^2$, escalando la absorción de calor terrestre en un factor de 2.5 a 34.1 ZJ en 1971-2100. Tanto el GHF medio global como la absorción de calor terrestre aumentan gradualmente al agregar capas adicionales y bajar la profundidad del BBCP a JSBACH_{9L}, con una profundidad de LSM de 91.7 m. Para esta simulación y las más profundas (JSBACH_{10-12L}), los valores de GHF alcanzan -0.07 , -0.11 , -0.14 , -0.18 , $-0.21 W/m^2$ y la absorción de calor terrestre 70.7 ZJ. Esto coincide con los resultados de González-Rouco et al. (2021), quienes observaron una saturación de la absorción de calor terrestre media global para JSBACH_{9-12L}. En conclusión, profundizar el BBCP en un orden de magnitud, de 10 a 100 m, multiplica el GHF y la absorción de calor terrestre por cinco.

La Figura 2 muestra la redistribución de flujos de calor en superficie entre el modelo profundo, JSBACH_{12L}, y el somero, JSBACH_{5L}. De acuerdo con (3), un aumento en el GHF entrante ha de ser compensado por un aumento en los LHF y SHF salientes. Este mecanismo se analiza para distintas zonas hidroclimáticas dadas por los rangos de BR_{mod} descritos en la Sección 2.2. El resultado de esta clasificación se muestra en la Fig. 2a. Se aprecia que las regiones EW se encuentran principalmente en las áreas continentales orientales del hemisferio norte, Europa y a lo largo de la franja ecuatorial; las regiones ED se distribuyen en los mayores desiertos terrestres en latitudes medias de ambos hemisferios, mientras que las regiones SW y SD están

ubicadas en áreas de clima subtropical y templado en latitudes medias y altas. La Figura 2b muestra los valores medios de SHF, LHF y GHF para JSBACH_{5L} en 1850-1900 agrupados por el BR_{mod} mostrado en la Fig. 4a. Las áreas EW representan simultáneamente los valores más pequeños de SHF y los más grandes de LHF, con medianas regionales de SHF y LHF de 10 y 55 W/m², respectivamente. Las áreas SW muestran valores mayores de SHF y menores de LHF, siendo las medianas regionales 29 y 32 W/m², respectivamente. El SHF es mayor en las áreas SD, alcanzando valores más altos que en el dominio ED (66 vs. 52 W/m², respectivamente). El LHF es mucho menor en estos dos dominios que en EW y SW, siendo casi nulo en las áreas ED. En todos los climas superficiales, el GHF preindustrial para JSBACH_{5L} es muy cercano a 0, como se muestra en la Fig. 1b.

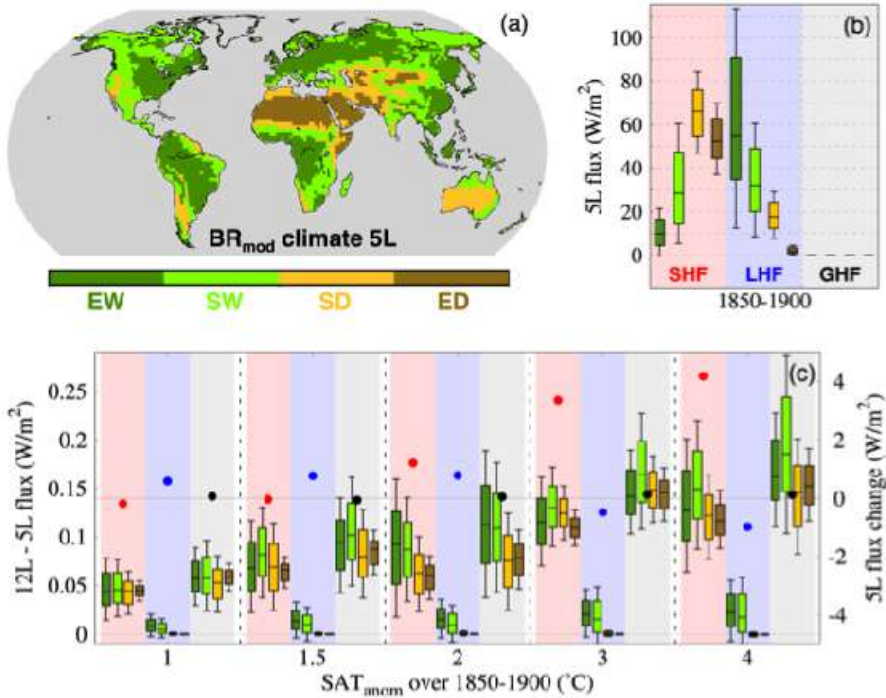


Fig. 2: (a) Hidroclima en superficie según los valores de BR_{mod} para JSBACH_{5L} en 1850-1900 (ver Sección 2.2). (b) Valores de SHF (diagramas de caja sobre sombreado rojo), LHF (azul) y GHF (gris) para los diferentes tipos de clima en (a). Las marcas internas en los diagramas de caja señalan el valor medio, las líneas inferiores y superiores marcan los cuartiles 1 y 3, y las marcas inferior y superior representan los percentiles 10 y 90, respectivamente. Los valores positivos (negativos) indican flujos ascendentes (descendentes). (c) Diferencias entre JSBACH_{12L} - JSBACH_{5L} para SHF (rojo), LHF (azul) y GHF (sombreado gris) para los diferentes hidroclimas en (a) y niveles de calentamiento sobre 1850-1900 en la Fig. 1a (diagramas de caja), y cambios de SHF (rojo), LHF (azul) y GHF (negro) de

JSBACH_{5L} para los mismos niveles de calentamiento (puntos). Para una mejor visualización, tanto las diferencias de JSBACH_{12L} - JSBACH_{5L} como los cambios de GHF en JSBACH_{5L} tienen los signos invertidos (es decir, las anomalías positivas significan más flujo descendente).

Los flujos de calor en superficie preindustriales cambian con el tiempo, como se muestra en la Fig. 2c, que representa las variaciones globales medias de SHF, LHF y GHF para JSBACH_{5L} bajo diferentes niveles de calentamiento (Fig. 1a). Además, se explora la redistribución del incremento de GHF entrante entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} en SHF y LHF para las diferentes regiones definidas por el BR_{mod} (Fig. 4a). Las diferencias de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} aumentan con el calentamiento, afectando a todas las regiones. Sin embargo, estas diferencias son mayores en áreas húmedas que en áreas secas. Esto es debido a que los climas EW y SW son los dominantes en las latitudes altas del hemisferio norte, afectadas por la amplificación ártica, condicionando regiones EW y SW a mostrar mayores diferencias de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L}. En general, la ganancia entrante de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} se compensa principalmente con un aumento en el SHF saliente. Esto es particularmente cierto en las regiones SD y ED. Por ejemplo, cambios medianos en el GHF de 52, 79, 75, 148 y 146 mW/m² en el dominio SD producen cambios en el SHF de 44, 69, 62, 124 y 122 mW/m², pero cambios en LHF de menos de 1 mW/m² para niveles de calentamiento de 1, 1.5, 2, 3 y 4°C, respectivamente. En las regiones EW y SW, una mayor parte del sesgo de GHF se compensa con cambios en el LHF saliente. Por ejemplo, una ganancia media de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} de 162 mW/m² para un calentamiento de 4°C se reparte en un cambio de SHF de 127 mW/m² y un cambio de LHF de 22 W/m². Por lo tanto, la humedad superficial controla la distribución del sesgo de GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} en cambios de LHF y SHF, incluso si estas cantidades son pequeñas.

4. CONCLUSIONES

Para garantizar la conservación de la energía a un costo computacional razonable, la generación actual de ESMs impone profundidades de condiciones de contorno inferior de flujo cero poco profundas al resolver la propagación térmica descendente de la GST dentro de sus LSM. Esto tiene el doble efecto de restringir la absorción de calor del suelo y reducir la atenuación de la variabilidad de temperatura con la profundidad, con impactos en procesos dependientes de la temperatura subterránea, como el deshielo del permafrost, y en el balance energético terrestre. Sin embargo, no se han establecido diferencias en la GST producida por la profundidad de LSM en la literatura. Este trabajo demuestra que cambiar la profundidad de LSM modifica el GHF. Para llegar a esta conclusión, se utilizan un conjunto de simulaciones históricas + escenario RCP8.5 (1850-2100) solo de tierra realizadas con el LSM del MPI-ESM, JSBACH, imponiendo diferentes valores de la profundidad de LSM. Los resultados muestran que JSBACH_{5L} (9.8 m) satura en valores muy bajos de GHF (-0.04 W/m²), siendo incapaz de representar correctamente el aumento en GHF debido al calentamiento creciente bajo el escenario RCP8.5. Duplicar la profundidad de LSM

es suficiente para evitar la saturación de GHF y representar un aumento progresivo de hasta aproximadamente -0.1 W/m^2 . Este número crece con la profundidad de LSM hasta JSBACH_{9L}, que produce valores máximos de GHF de aproximadamente -0.25 W/m^2 . Por lo tanto, profundizar el LSM en un orden de magnitud produce una multiplicación del GHF por un factor de 5. Este aumento progresivo en GHF con la profundidad de LSM está detrás de una mayor absorción de calor del suelo.

Adicionalmente, se explora la redistribución de los flujos de calor en superficie debido al cambio en el GHF para diferentes hidroclimas en superficie. Los resultados muestran que los cambios en GHF entre JSBACH_{12L} y JSBACH_{5L} son compensados principalmente por cambios en el SHF. El LHF contribuye a equilibrar los cambios en GHF solo en áreas húmedas del globo. Aunque estos sesgos son robustos y aumentan con el calentamiento, son en general pequeños, generalmente $< 0.2 \text{ W/m}^2$.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación fue financiado por la Comisión Europea – NextGenerationEU (Reglamento UE 2020/2094), a través de la Plataforma Temática Interdisciplinaria de Clima del CSIC (PTI Clima) / Desarrollo de Servicios Climáticos Operacionales. Agradecemos al Deutsches Klimarechenzentrum (DKRZ) por los recursos otorgados por su Comité Científico (WLA) para ejecutar el conjunto de simulaciones de JSBACH bajo el ID de proyecto bm1026.

REFERENCIAS

- Alexeev, V. A., Nicolsky, D. J., Romanovsky, V. E., & Lawrence, D. M. (2007). An evaluation of deep soil configurations in the CLM3 for improved representation of permafrost. *Geophysical Research Letters*, 34, L09502. DOI: 10.1029/2007GL029536
- Andresen, C. G., Lawrence, D. M., Wilson, C. J., McGuire, A. D., Koven, C., Schaefer, K., Jafarov, E., Peng, S., et al. (2020). Soil moisture and hydrology projections of the permafrost region -- a model intercomparison. *The Cryosphere*, 14(2), 445–459. DOI: 10.5194/tc-14-445-2020
- Carslaw, H. S., & Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids* (2nd ed.). Oxford University Press.
- Cuesta-Valero, F. J., García-García, A., Beltrami, H., & Smerdon, J. E. (2016). First assessment of continental energy storage in CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 43(10), 5326–5335. DOI: 10.1002/2016GL068496
- Cuesta-Valero, F. J., García-García, A., Beltrami, H., & Finnis, J. (2021). First assessment of the earth heat inventory within CMIP5 historical simulations. *Earth System Dynamics*, 12(2), 581–600. DOI: 10.5194/esd-12-581-2021
- Cuesta-Valero, F. J., Beltrami, H., García-García, A., Krinner, G., Langer, M., MacDougall, A. H., Nitzbon, J., Peng, J., et al. (2023). Continental heat storage: Contributions from the ground, inland waters, and permafrost thawing. *Earth System Dynamics*, 14(3), 609–627. DOI: 10.5194/esd-14-609-2023

de Vrese, P., Georgievski, G., González-Rouco, J. F., Notz, D., Stacke, T., Steinert, N. J., Wilkenskield, S., & Brovkin, V. (2022). Representation of soil hydrology in permafrost regions may explain large part of inter-model spread in simulated Arctic and subarctic climate. *The Cryosphere Discussions*, 2022, 1–47. DOI: 10.5194/tc-2022-150

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958. DOI: 10.5194/gmd-9-1937-2016

Forster, P., Storelvmo, T., Armour, K., Collins, W., Dufresne, J.-L., Frame, D., Lunt, D. J., Mauritsen, T., Palmer, M. D., et al. (2021). The Earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity. In W. R. van Dijk (Ed.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 923–1054). Cambridge University Press. DOI: 10.1017/9781009157896.009

García-Pereira, F., González-Rouco, J. F., Melo-Aguilar, C., Steinert, N. J., García-Bustamante, E., de Vrese, P., Jungclaus, J., Lorenz, S., et al. (2024). First comprehensive assessment of industrial-era land heat uptake from multiple sources. *Earth System Dynamics*, 15(3), 547–564. DOI: 10.5194/esd-15-547-2024

González-Rouco, J. F., Steinert, N. J., García-Bustamante, E., Hagemann, S., de Vrese, P., Jungclaus, J. H., Lorenz, S. J., Melo-Aguilar, C., et al. (2021). Increasing the Depth of a Land Surface Model. Part I: Impacts on the Subsurface Thermal Regime and Energy Storage. *Journal of Hydrometeorology*, 22(12), 3211–3230. DOI: 10.1175/JHM-D-21-0024.1

Han, B., Lyu, S., Li, R., Wang, X., Zhao, L., Zhao, C., Wang, D., & Meng, X. (2017). Global Land Surface Climate Analysis Based on the Calculation of a Modified Bowen Ratio. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34, 663–678. DOI: 10.1007/s00376-016-6175-y

Hermoso de Mendoza, I., Beltrami, H., MacDougall, A. H., & Mareschal, J.-C. (2020). Lower boundary conditions in land surface models—Effects on the permafrost and the carbon pools: A case study with CLM4.5. *Geoscientific Model Development*, 13(3), 1663–1683. DOI: 10.5194/gmd-13-1663-2020

L'Ecuyer, T. S., Beaudoin, H. K., Rodell, M., Olson, W., Lin, B., Kato, S., Clayson, C. A., Wood, E., et al. (2015). The Observed State of the Energy Budget in the Early Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 28(21), 8319–8346. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00556.1

Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., Brovkin, V., Claussen, M., et al. (2019). Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and its response to increasing CO₂. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(4), 998–1038. DOI: 10.1029/2018MS001400

Reick, C. H., Gayler, V., Goll, D., Hagemann, S., Heidkamp, M., Nabel, J. E. M. S., Raddatz, T., Roeckner, et al. (2021). JSBACH 3 - The land component of the MPI Earth System Model: Documentation of version 3.2. Hamburg: MPI für Meteorologie. DOI: 10.17617/2.3279802

Steinert, N. J., González-Rouco, J. F., Melo-Aguilar, C. A., García-Pereira, F., García-Bustamante, E., de Vrese, P., Alexeev, V., Jungclaus, J., et al. (2021). Agreement of

analytical and simulation-based estimates of the required land depth in climate models. *Geophysical Research Letters*, 48(20), e2021GL094273. DOI: 10.1029/2021GL094273

Steinert, N. J., González-Rouco, J. F., de Vrese, P., García-Bustamante, E., Hagemann, S., Melo-Aguilar, C. A., Jungclaus, J. H., & Lorenz, S. J. (2021). Increasing the depth of a land surface model. Part II: Sensitivity to improved coupling between soil hydrology and thermodynamics and associated permafrost response. *Journal of Hydrometeorology*, 22(12), 3231–3254. DOI: 10.1175/JHM-D-21-0023.1

Steinert, N. J., Debolskiy, M. V., Burke, E. J., García-Pereira, F., & Lee, H. (2023). Evaluating permafrost definitions for global permafrost area estimates in CMIP6 climate models. *Environmental Research Letters*, 19(1), 014033. DOI: 10.1088/1748-9326/ad10d7

Steinert, N. J., Cuesta-Valero, F. J., García-Pereira, F., de Vrese, P., Melo Aguilar, C. A., García-Bustamante, E., Jungclaus, J., & González-Rouco, J. F. (2024). Underestimated land heat uptake alters the global energy distribution in CMIP6 climate models. *Geophysical Research Letters*, 51(10), e2023GL107613. DOI: 10.1029/2023GL107613

Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., & Balmaseda, M. A. (2014). Earth's energy imbalance. *Journal of Climate*, 27(9), 3129-3144. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00294.1

Turetsky, M., Abbott, B., Jones, M., Walter Anthony, K., Olefeldt, D., Schuur, E., Koven, C., McGuire, A., et al. (2019). Permafrost collapse is accelerating carbon release. *Nature*, 569, 32-34. DOI: 10.1038/d41586-019-01313-4

von Schuckmann, K., Minière, A., Gues, F., Cuesta-Valero, F. J., Kirchengast, G., Adusumilli, S., Straneo, F., Ablain, M., et al. (2023). Heat stored in the Earth system 1960–2020: Where does the energy go? *Earth System Science Data*, 15(4), 1675-1709. DOI: 10.5194/essd-15-1675-2023