

Inundaciones en la llanura chaco-pampeana: lecciones y oportunidades desde una perspectiva global

*Tesis presentada para optar al título de Doctora de la Universidad de Buenos Aires,
Área Ciencias Agropecuarias*

Paula Torr  Zaffaroni

Licenciada en Ciencias Ambientales - Universidad de Buenos Aires - 2018

Instituto de Investigaciones Fisiológicas y Ecológicas Vinculadas a la Agricultura
(IFEVA-UBA-CONICET)
Grupo de Estudios Ambientales, Instituto de Matemática Aplicada de San Luis
(UNSL-CONICET)



FAUBA

Escuela para Graduados Ing. Agr. Alberto Soriano
Facultad de Agronomía – Universidad de Buenos Aires



COMITÉ CONSEJERO

Director de tesis

Carlos M. Di Bella

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)
Doctor (Institut National Agronomique Paris-Grignon)

Co-director

Esteban G. Jobbágy Gampel

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)
PhD (Duke University)

Consejero de Estudios

Germán Baldi

Licenciado en Ciencias Biológicas (Universidad de Buenos Aires)
Doctor (Universidad de Buenos Aires)

JURADO DE TESIS

Francina Dominguez

Ingeniera Civil (Universidad de Los Andes)
Magíster (University of Illinois)
PhD (University of Illinois)

Pedro Laterra

Licenciado en Ciencias Biológicas (Universidad de Buenos Aires)
Doctor (Universidad de Buenos Aires)

Olga Penalba

Licenciada en Ciencias Meteorológicas (Universidad de Buenos Aires)
Doctora (Universidad de Buenos Aires)

Fecha de defensa: 28/06/2024

Agradecimientos

A Carlos, por haber visto un “algo” en mí allá por 2016, y por haberme abierto numerosas puertas para aprender.

A Esteban, por la orientación constante, la paciencia eterna y la motivación contagiosa que son y fueron claves en muchos momentos.

A Germán, por la curiosidad y asertividad en sus observaciones, y por su habilidad para descontracturar reuniones tediosas.

A la FAUBA y a la UBA, por su excelencia. Al CONICET y al Estado argentino por promover el desarrollo de una ciencia libre, soberana y popular. A las y los docentes, no docentes, estudiantes y trabajadores en todos los niveles que dentro y fuera del aula defienden la educación pública como uno de los pilares que no se pueden torcer. También a la Academia de Ciencia Australiana y a la Comisión Fulbright, por darme la oportunidad de conocer distintas formas de hacer ciencia en el mundo.

Al Labfo, y especialmente a Pablito, Herni, Lu, Gonza, y Seba. Gracias por los consejos, los proyectos, las enseñanzas, los asados y afters, y... bueno, por todo.

Al GEA... Gracias por ser ustedes el lugar que elegí, por elevar la vara de humanidad en un grupo de trabajo hasta la estratósfera. Prometo aprender a jugar al ping pong.

A Euge, Lu, Iva, Azu, y Lety... por compartir todo tipo de momentos y permitirnos hacer catarsis libremente.

A mi familia, que es chiquita y rota, pero es buena. A Hebe por el cariño y el apoyo, a Joaquín por la vocación y el detalle. A Taz, también, por el apoyo moral (y algún que otro rasguño) durante numerosas noches de análisis y escritura.

A quienes no están, por los recuerdos y las enseñanzas que me dejaron.

A quien esté leyendo, por el interés.

Declaro que el material incluido en esta tesis es, a mi mejor saber y entender, original producto de mi propio trabajo (salvo en la medida en que se identifique explícitamente las contribuciones de otros), y que este material no lo he presentado, en forma parcial o total, como una tesis en ésta u otra institución.

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'Luis' followed by a stylized surname.

Publicaciones derivadas de la tesis

Torre Zaffaroni, P., Baldi, G., Texeira, M., Di Bella, C. M., y Jobbágy, E. G. (2023). The timing of global floods and its association with climate and topography. *Water Resources Research*, 59, 2022WR032968. doi.org/10.1029/2022WR032968

Torre Zaffaroni, P., Houspanossian, J., Di Bella, C.M., y Jobbágy, E.G. (2023). Space-time inconsistencies in the dynamics of water coverage: tracking walking floods. *Geophysical Research Letters*, 63, 2023GL105224. doi.org/10.1029/2023GL105224

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	vi
ÍNDICE DE CUADROS.....	viii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	viii
Abreviaturas	xii
Resumen.....	xiii
Abstract.....	xv
CAPITULO 1	17
Introducción general: revisión de antecedentes y presentación del problema	18
1.1. Introducción	18
1.1. La dualidad de las inundaciones en Argentina y en el mundo.....	18
1.2. Procesos y patrones de inundación	20
1.2.1. Procesos y mecanismos <i>bottom-up</i>	22
1.2.2. Patrones e influencias <i>top-down</i>	24
1.3. ¿Por qué estudiar Argentina desde el mundo?	28
1.4. Percepción remota del agua superficial	30
1.5. Motivación de la tesis	33
1.6. Estructura de la Tesis, objetivos, hipótesis, y preguntas.....	34
CAPITULO 2.....	39
Influencia de dos controles <i>top-down</i> en la dinámica temporal de las inundaciones globales ...	40
2.1. Introducción	40
2.2. Objetivos, hipótesis y predicciones.....	45
2.3. Materiales y métodos	48
2.3.1. Selección de datos.....	48
2.3.2. Filtrado de datos y reconstrucción del año hidrológico	49
2.3.3 Descomposición de la variabilidad temporal de las inundaciones.....	50
2.4. Resultados	58
2.4.1 Descriptores globales de las inundaciones.....	58
2.4.2 Atributos de las inundaciones según los gradientes climáticos e hidrotopográficos .	63
2.4.3 Factores determinantes de las inundaciones estacionales	66
2.5. Discusión.....	68
CAPITULO 3.....	74
Cuantificación del desplazamiento espacial de las inundaciones por factores naturales y humanos	75
3.1. Introducción	75
3.2. Objetivos, hipótesis y predicciones.....	78
3.3. Materiales y métodos	80

3.3.1. Caracterización del desplazamiento de las inundaciones.....	80
3.3.2. Atribución del desplazamiento a factores naturales e inducidos por el humano.....	85
3.4. Resultados.....	87
3.4.1. Cuantificación del desplazamiento de las inundaciones.....	87
3.4.2. Patrones globales de desplazamiento.....	91
3.4.3. Influencias naturales e inducidas por el humano sobre el desplazamiento de las inundaciones.....	93
3.5. Discusión.....	96
CAPITULO 4.....	101
Acoplamiento de la dinámica superficial y subsuperficial en el desarrollo de las inundaciones en hiperllanuras.....	102
4.1. Introducción.....	102
4.2. Objetivos, hipótesis y predicciones.....	106
4.2 Materiales y métodos.....	109
4.2.1. Delimitación de hiperllanuras.....	109
4.2.2. Selección y procesamiento de datos.....	109
4.2.3. Análisis estacionario.....	111
4.2.4. Análisis no estacionario.....	113
4.3 Resultados.....	115
4.3.1. Hiperllanuras del mundo.....	115
4.3.2. Análisis estacionario.....	116
4.3.3. Análisis no estacionario.....	124
4.4. Discusión.....	129
CAPITULO 5.....	136
Discusión general.....	137
5.1. Recapitulación.....	138
5.2. Inundaciones en la llanura chaco-pampeana.....	141
5.3. Lecciones.....	143
5.4. Oportunidades.....	146
5.5. Consideraciones finales.....	149
BIBLIOGRAFÍA.....	150
APÉNDICES.....	174
Apéndice I.....	175
Apéndice II.....	181
Apéndice III.....	185

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 4.1. Inferencia multimodelo para la caracterización del acople del área inundada a las variaciones de almacenaje de agua terrestre en las subregiones de la llanura chaco-pampeana y en la llanura del Beni. Se indica con <i>ns</i> la no-significancia de los parámetros en los distintos modelos ($\alpha = 0,05$).....	123
--	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Conceptualización del abordaje sistémico de las inundaciones con el paisaje como nivel focal, cuyos procesos emergen a partir de procesos en niveles inferiores (local) y se encuentran restringidos por procesos en niveles superiores (regional y global). PP = precipitación; T = temperatura; ET = evapotranspiración.	21
Figura 1.2. Distribución de las estaciones de aforo en el mundo, coloreadas en función del último año en el que registraron datos (azul = hasta 2016 - 2023; celeste = hasta 2006 - 2015; verde = hasta 1996 - 2005; naranja = hasta 1986 - 1995; rojo = hasta 1919 - 1985). Tomado de <i>Global Runoff Data Centre (GRDC)</i>	31
Figura 2.1. Ejemplos del resultado del enmascaramiento de las aguas superficiales según el coeficiente de variación de cada píxel (umbral = 30%), mostrando el coeficiente de variación (panel superior), el coeficiente de variación tras el enmascaramiento (panel central) y la frecuencia de inundación (panel inferior) en distintas ubicaciones: (a) Río Mississippi, Estados Unidos; (b) Río Amazonas, Brasil; (c) Río Indo, Pakistán; (d) Lago Picasa, Argentina; (e) lagos glaciares en Rusia; (f) Lagos Coongie, Australia; (g) Lago Chad, Chad.....	53
Figura 2.2. Ejemplo de la descomposición de series temporales en sus componentes a largo plazo (T, línea azul), interanuales (IA, línea verde) y estacionales (E, línea roja), considerando la varianza restante como "residual" (R, calculada como 100 menos la suma de las contribuciones relativas T, IA y E a la varianza total) para tres paisajes: (a) uno en el que hay codominancia estacional e interanual (centrado en 52,5°N, 92,5°O), (b) uno donde domina la estacionalidad (centrado en 15,5°S; 23,5°E), y (c) uno donde dominan las fluctuaciones interanuales (centrado en 35,5°S; 62,5°O). La línea discontinua representa la extensión media global del área inundada (AIM).....	54
Figura 2.3. Distribución global del área inundada (a, valores medios mensuales) y de su variabilidad temporal en los paisajes con una extensión media inundada mayor al 0% (b, coeficiente de variación). Notar que las escalas de color no son lineales.	61
Figura 2.5. Periodicidad de las inundaciones bajo distintas temporalidades dominantes (Interanual (IA) = verde; Residual (R) = gris; Estacional dictado por el deshielo (Ed) = rojo; Estacional dictado por pulsos de precipitación (Ep) = rojo). La periodicidad representa la longitud del ciclo de inundaciones (entre picos subsiguientes) de acuerdo con un análisis de autocorrelación temporal. Excluimos del análisis los paisajes dominados por tendencias a largo plazo por tener otra estructura temporal subyacente. Notar que el eje y está en escala logarítmica.	62
Figura 2.6. Distribución de los descriptores temporales de las inundaciones en función del clima principal (A - ecuatorial; B - árido; C - templado cálido; D - nival/boreal; E - polar) y la posición hidrotopográfica dominante (1 - aguas abiertas y húmedales; 2 - tierras bajas; 3 - ondulado; 4 - montañoso; 5 - montañoso bajo; 6 - montañoso; 7 - montañoso alto). Para los 12.500 paisajes continentales (a) superficie terrestre total (en Mkm ²) ocupada por cada combinación, y para los 11.403 paisajes analizados: (b) Área Inundada Media (AIM, %); (c)	

variabilidad media (CV, %). Las escalas de color de los paneles b-c se reproducen a partir de las de la Figura 2.3 a-b, respectivamente, que no son lineales. 64

Figura 2.7. Distribución de la temporalidad dominante de las inundaciones en relación con el clima principal (A - ecuatorial, B - árido, C - templado cálido, D - nival/boreal, E - polar) y la posición hidrotopográfica dominante (1 - aguas abiertas y humedales, 2 - tierras bajas, 3 - ondulado; 4 - montañoso, 5 - montañoso bajo, 6 - montañoso, 7 - montañoso alto). Porcentaje de paisajes dominados por fluctuaciones (a) interanuales, (b) estacionales impulsadas por la precipitación, (c) estacionales impulsadas por el deshielo, (d) tendencia negativa a largo plazo, (e) tendencia positiva a largo plazo, (f) varianza residual. 65

Figura 2.8. Desfasajes entre las precipitaciones e inundaciones estacionales. (a-b) Mes del pico máximo de inundaciones vs. mes del pico máximo de precipitaciones para los climas (a) Ecuatorial (rojo), Templado cálido (verde) y Árido (amarillo), y (b) Boreal (magenta) y Polar (azul claro), diferenciando el aporte de la nieve en la precipitación total (menores al 30%, triángulos vacíos vs mayores al 30%, círculos llenos). Para las inundaciones cuyos máximos eran alcanzados en el año calendario siguiente al de las precipitaciones, el mes se indica como "+1". Los subgráficos c) y d) muestran la distribución de frecuencias del desfase entre el pico máximo de precipitación y el de las inundaciones, en cantidad de meses, para cada tipo de clima. 68

Figura 3.1 (a) Esquematación del cálculo y comparación de dos distribuciones de frecuencias de inundación basadas en la serie temporal del área cubierta por agua en un territorio dado (análisis temporal, T) y la contribución de sus píxeles individuales (análisis espacial, E). (c-f) Cuatro configuraciones hipotéticas alternativas de inundación para la misma serie temporal de cobertura de agua agregada espacialmente (b). Los casos incluyen: (c) dinámica de inundación coherente en la que las últimas zonas inundadas son las primeras en secarse, comúnmente observada en lagos; (d) dinámica de inundación incoherente en la que cada parcela se inunda de forma rotativa de manera que cada una queda cubierta por el agua en un solo paso temporal, situación que podría darse en regiones de regadío de intensidad baja-media; (e) dinámica de inundación incoherente en la que las parcelas se inundan de forma alterna y variable, situación que podría darse en regiones de regadío de intensidad alta; (f) dinámica de inundación incoherente en la que el patrón espacial de la fase de humedecimiento y secado diverge, situación que podría darse en ríos ramificados y meandriformes y sus llanuras aluviales circundantes, así como en humedales conectados hidrológicamente. Se indica (sí/no) la coherencia y la capacidad de los dos índices (d_{ext} y d_{tot}) para captar el desplazamiento. 82

Figura 3.2. Valores asumidos para los dos índices de desplazamiento de las inundaciones propuestos (desplazamiento extremo, d_{ext} , y desplazamiento total, d_{tot}) en 10.047 paisajes de 1°. Panel superior izquierdo: diagrama de dispersión log-log que colorea las celdas según su área inundable (i.e., la fracción de área que se inundó al menos una vez en los últimos 36 años), con la línea de puntos gris reflejando la línea de igualdad entre ambos índices. (a-i) Ejemplos de la superposición geográfica entre el área inundable (fondo amarillo) y la contribución geográfica real de distintas fracciones cubiertas por agua en cinco momentos (T1 a T5). (a) Lago Viedma, Argentina; (b-c) Río Diamantina, Australia; (d) Río Ob, Rusia; (e) Lago Eyasi, Tanzania; (f) Mar de Aral, Kazajstán; (g) Zhenjiang, China (*hotspot* de triple cultivo); (h) Salar de Bonneville, Estados Unidos (parcialmente explotado); (i) Río Ucayali, Perú. 89

Figura 3.3. Matriz de correlación de los descriptores típicos de inundación y los dos índices propuestos para cuantificar el desplazamiento de las inundaciones, todos derivados del mismo conjunto de datos (*Global Surface Water*; Pekel et al., 2016). La tonalidad del color refleja la dirección de la correlación, medido a través del coeficiente de correlación de Pearson (r) (rojo = negativo; azul = positivo), mientras que la intensidad del color refleja la fuerza de la correlación. AC_{Amax} = área cubierta por agua máxima registrada entre 1985 y 2021; CV =

coeficiente de variación (media / desviación estándar); $AI-AC_{max}$ = diferencia absoluta entre la suma de todos los píxeles que se inundaron al menos una vez en los últimos 36 años (AI) y el área máxima registrada (AC_{max}); *diferencias* = diferencias absolutas entre el modelo nulo de desarrollo de inundación coherente y la distribución de frecuencia de inundación real a nivel de píxel; d_{ext} = índice de desplazamiento extremo (Ec. 1); d_{tot} = índice de desplazamiento total (Ec. 2)..... 90

Figura 3.4. Distribución global del desplazamiento de las inundaciones descrito mediante dos índices, (a) obteniendo la superficie inundada global que excede la superficie cubierta por agua máxima observada a nivel mensual (desplazamiento extremo, d_{ext}), (b) cuantificando los desajustes entre la distribución de píxeles de frecuencia de inundación y un modelo nulo dado por la ordenación de series temporales de área cubierta por agua agregadas por paisaje (desplazamiento total, d_{tot}). 92

Figura 3.5. Modelo explicativo de la atribución del desplazamiento a factores naturales y humanos basado en árboles de regresión iterativos (*boosted regression trees*): (a-b) Influencia relativa de los factores naturales (verde) y humanos (violeta) sobre el desplazamiento extremo (a, d_{ext}) y total (b, d_{tot}) de las inundaciones. Los valores resultan de la influencia promedio a través de mil iteraciones de árboles de regresión, asociada a su capacidad de reducir la función de pérdida del modelo. (c) Efecto marginal de los factores naturales y humanos sobre el desplazamiento total (d_{tot}) de acuerdo con modelos generales aditivos (*gam*), los cuales complementan la interpretación del modelo al ajustar una función suavizada sobre los datos. Para cada variable explicativa se indica, entre paréntesis, el valor de influencia reportado en (b). 95

Figura 4.1: Esquematización de cuatro posibles relaciones observables entre las variaciones del área inundada y del almacenamiento de agua terrestre. Izquierda: diagrama de variación a lo largo de un ciclo de llenado y vaciado del TWS, incluyendo el aumento de la humedad en la zona no saturada (gris claro), el aumento del nivel de la zona saturada (gris oscuro), la expansión de áreas anegadas (celeste) y el sentido global de la interacción (flecha celeste). Derecha: diagramas de dispersión ajustados con modelos lineales (a) y no lineales (b-d) entre las variables TWS (x) y área inundada (y). 107

Figura 4.2. Localización de las 73 hiperllanuras, resultado de la delimitación de 32 regiones de hiperllanuras subdivididas en 67 grandes cuencas obtenidas del producto HydroBASINS, y caracterizadas de acuerdo con la profundidad freática promedio modelada por Fan et al. (2013). 115

Figura 4.3. (a) Relación entre la profundidad freática media y el área inundable (i.e., la suma del área que estuvo cubierta por agua en algún momento entre 2002 y 2017). (b-d) Asociación entre el grado de acoplamiento del área inundada a las variaciones del almacenamiento de agua terrestre en base al coeficiente de correlación de Spearman (r) y (b) la profundidad freática media; (c) el índice de aridez (relación entre la precipitación anual media y la evapotranspiración potencial anual media); (d) el área inundable. En los últimos dos casos se muestra el eje x en escala logarítmica. 119

Figura 4.4. (a) Distribución geográfica de los modelos de respuesta dominante entre las variaciones del almacenamiento de agua terrestre y del área inundada, determinados en función de un análisis de inferencia multimodelo que compara cinco modelos de respuesta mediante el criterio de información bayesiano (BIC); (b) variabilidad de la profundidad promedio regional del nivel freático en las 73 hiperllanuras resumido en diagramas de cajas y bigotes en función del modelo de respuesta más parsimonioso. Además, se distingue la variación en la sensibilidad entre los modelos que incorporan histéresis. Los triángulos señalan la profundidad promedio en todas las hiperllanuras que comparten el mismo modelo de respuesta. 120

Figura 4.5. (a) Distribución geográfica de los cambios en el acoplamiento entre el área inundada y las variaciones de almacenamiento de agua terrestre, caracterizados mediante un análisis de tendencia Mann-Kendall. El tono e intensidad del color corresponde a la dirección e importancia de la tendencia (de acuerdo con el coeficiente τ), mientras que la opacidad corresponde a la magnitud del cambio en el coeficiente de correlación r de Spearman calculada mediante la pendiente de Theil-Sen; (b) acoples y desacoples de la correlación monótonica entre las variaciones mensuales del área inundada y del almacenamiento de agua terrestre a lo largo de ventanas móviles de 7 años entre 2002 y 2017 en función del balance hídrico regional de las hiperllanuras. Los círculos grises indican el valor medio de la correlación no estacionaria, mientras que las flechas representan la trayectoria, de inicio a fin del período, del cambio en el coeficiente r de Spearman, coloreadas en función del sentido (rojo = negativo, celeste = positivo). Las flechas punteadas representan cambios no significativos (coeficiente $\tau < 0,4$).

..... 126

Figura 4.6. Transiciones entre tipos de respuesta dominante de la inundación a las variaciones de almacenaje de agua, en ventanas móviles de 7 años, comparando el comienzo (2002), mitad (2009) y fin (2017) de las series analizadas en las 53 hiperllanuras. El modelo de respuesta dominante resulta de la comparación de cinco modelos mediante el criterio de información bayesiano (BIC).

127

Figura 5.1. Dinámica de inundaciones en la llanura chaco-pampeana de acuerdo con las métricas y descripciones logradas en los distintos capítulos de la Tesis: (a) atribución de la variabilidad temporal de las inundaciones (Capítulo 2) representada mediante una combinación RGB donde se asigna la estacionalidad (E) al rojo, la interanualidad (IA) al verde y la tendencia a largo plazo (T, sea positiva o negativa) al azul, y donde la opacidad está dada por la extensión media de las inundaciones del paisaje; (b) desplazamiento de las inundaciones (Capítulo 3), donde la opacidad está dada por la extensión media de las inundaciones del paisaje (AIM); (c) respuesta dominante a nivel regional de las variaciones de las inundaciones y las del almacenamiento de agua terrestre (Capítulo 4) (verde = lineal, L; violeta = umbral, U; naranja = histéresis, H), donde la opacidad está dada por la fuerza del acoplamiento (coeficiente ρ de Spearman).

143

Abreviaturas

- ACA: Área cubierta por agua
- ACF: Función de autocorrelación, por su sigla en inglés
- AI: Área inundada
- AMO: Oscilación Atlántica Multidecadal, por su sigla en inglés
- BIC: Criterio de información bayesiano, por su sigla en inglés
- BRT: Boosted regression trees
- CV: Coeficiente de variación
- dext: Desplazamiento extremo
- dtot: Desplazamiento total
- ENOS: El Niño – Oscilación del Sur
- ETP: Evapotranspiración potencial
- GEE: Google Earth Engine
- GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment
- GLWD: Global Lakes and Wetlands Dataset
- GMTED: Global Multiresolution Terrain Elevation Dataset
- GRWL: Global River Width from Landsat
- GSW: Global Surface Water
- KG: Köppen-Geiger
- NAO: Oscilación del Atlántico Norte, por su sigla en inglés
- PDO: Oscilación Decadal del Pacífico, por su sigla en inglés
- PPT: Precipitación
- r: coeficiente de correlación de Spearman
- R²: coeficiente de determinación
- SWOT: Surface Water and Ocean Topography
- TRI: Índice de rugosidad del terreno, por su sigla en inglés
- TWS: Almacenamiento de agua terrestre, por su sigla en inglés
- Var: varianza

Inundaciones en la llanura chaco-pampeana: lecciones y oportunidades desde una perspectiva global

Resumen

El agua que fluye en la superficie terrestre es esencial para los ecosistemas continentales, pero ha experimentado cambios en su cantidad, distribución, recurrencia y calidad debido a factores naturales y humanos. Mientras avanzamos en el conocimiento acerca de cómo las inundaciones locales responden a eventos de precipitación o desbordes de ríos, nuestra comprensión de los controles lentos y exógenos que gobiernan esos procesos a nivel global es limitada. Los sensores remotos a bordo de plataformas satelitales ofrecen una oportunidad para evaluar uniformemente fenómenos con diferentes tipologías espaciales en un amplio gradiente biofísico, y reconstruir su historia hasta 40 años atrás. En esta Tesis, analicé propiedades temporales, espaciales y mecánicas de las inundaciones globales para generar mejores bases de comprensión de lo que ocurre en la llanura chaco-pampeana a nivel regional. Desarrollé métricas nuevas para determinar cómo responden distintos atributos de su variabilidad y de su movimiento en el paisaje a factores geográficos, climáticos y antrópicos. Los resultados indicaron que la topografía regional limita la extensión de las inundaciones, mientras que el clima y la ubicación en el planeta definen su temporalidad, explicando en la llanura chaco-pampeana ciclos interanuales de 5,83 años estrechamente asociados a variaciones en el almacenamiento de agua terrestre. Mediante un enfoque novedoso identifiqué el rol de la geomorfología del paisaje en los patrones de expansión y recesión del agua en el territorio, que en la llanura pampeana se asocia a lagunas someras bajo una limitada red de drenaje. Estos hallazgos son importantes para abordar la gestión del recurso hídrico a nivel regional por dos motivos. Por un lado, son útiles para mejorar el modelado de escenarios de riesgo. Por otro, constituyen una oportunidad para desarrollar estrategias de manejo

hídrico en la región que permitan mitigar los impactos negativos en beneficio de la producción y de la naturaleza.

Palabras clave: agua superficial – macroecología – dinámica temporal – configuración espacial – sensores remotos – GRACE

Floods in the chaco-pampean plain: lessons and opportunities from a global perspective

Abstract

Surface water is essential for continental ecosystems, yet its quantity, distribution, recurrence, and quality have undergone changes across the world due to climatic and human factors. While we advance our understanding of how local floods develop in response to precipitation events or river overflows, our understanding of the slow, exogenous controls that govern these processes at the global level is limited. Remote sensing onboard satellite platforms offers an opportunity to uniformly assess phenomena with different spatial typologies across a broad biophysical gradient, and to reconstruct their history up to 40 years ago. In this Thesis, I analyzed the temporal, spatial and mechanistic properties of global floods to generate a better basis for understanding how floods develop in the chaco-pampean plain at the regional level. I developed new metrics to determine how different attributes of their variability and movement across the landscape respond to geographic, climatic, and anthropogenic factors. Results indicated that regional topography limits the extent of floods, while climate and geographic location define their timing, explaining in the chaco-pampean plain 5.83-year-long interannual cycles closely associated with terrestrial water storage variations. Using a novel approach, I identified the role of landscape geomorphology in the patterns of water expansion and recession along the territory, which in the pampean plain is associated with shallow water bodies under a limited drainage network. These findings are important for addressing water resource management at the regional level for two reasons. On the one hand, they are useful for improving the modeling of risk scenarios. On the other hand, they constitute an opportunity to develop water management strategies in the region to mitigate flood's negative impacts for the benefit of both production and nature.

Keywords: surface water – macroecology – temporal dynamics – spatial configuration – remote sensing – GRACE

CAPITULO 1

Introducción general: revisión de antecedentes y
presentación del problema

Introducción general: revisión de antecedentes y presentación del problema

1.1. Introducción

1.1. La dualidad de las inundaciones en Argentina y en el mundo

Los ciclos de inundaciones son cruciales en el funcionamiento ecosistémico y en las interacciones del sistema terrestre-atmosférico. El agua, por su capacidad de transferir la energía, por la magnitud y distancia de sus recorridos, y por su influencia sobre las condiciones de aerobiosis, influencia la velocidad y el transporte de los productos de los ciclos biogeoquímicos (Aufdenkampe et al., 2011) y, con ello, afecta la mayor parte de los procesos biofísicos. Los ciclos de inundación conforman la principal fuente de agua para numerosos procesos de ciclado de nutrientes y de la productividad primaria (Tockner y Stanford, 2002; Davies et al., 2008), y son grandes determinantes de la diversidad tanto acuática como terrestre (Simões et al., 2013; Jardine et al., 2015; Schneider et al., 2019). Asimismo, el proceso de inundación y secado de la superficie implica el intercambio, entre ella y la atmósfera, de energía (a través de la evaporación; Brutsaert, 1998; Cole y Caraco, 2001), y de gases de efecto invernadero (a través de procesos redox, e.g., metano; Sanchis et al., 2012; Holgerson y Raymond, 2016; Walcker et al., 2021). Para los ecosistemas que dependen de estos pulsos de agua, que no se restringen únicamente a humedales regularmente inundados, y para el balance global de energía, los ciclos de inundación son cruciales para su funcionamiento.

Paralelamente, las inundaciones que ocupan el terreno por días y que pueden prolongarse durante semanas o incluso meses (de ahora en más, inundaciones lentas) son una de las principales causas de pérdidas productivas en el mundo y particularmente en Argentina. Entre 1995 y 2015 representaron el 47% de los desastres meteorológicos a nivel mundial y afectaron a más de 2000 millones de personas (Wallemacq et al., 2018).

En Argentina, estos eventos han afectado históricamente a la región pampeana, donde se ha observado un aumento en la magnitud de las inundaciones (Scarpatti et al, 2002; Latrubesse y Brea, 2009, Kuppel et al., 2015). Recientemente, estas se han extendido hacia el oeste, manifestándose en paisajes que antes no se inundaban (Houspanossian et al., 2023). Además, en algunas zonas de la región chaqueña se están registrando cambios hidrológicos que generan inundaciones sin precedentes, dejando grandes fracciones de tierra bajo el agua y, luego, degradadas (Barral et al., 2020; Giménez et al., 2020). El aumento de la magnitud de estos fenómenos en donde ya son recurrentes, y el riesgo de su aparición en donde aún no lo son, genera una incertidumbre en el esquema productivo nacional, fuertemente dependiente de su producción agropecuaria y carente de infraestructura masiva de drenaje. La extensión global de este fenómeno sugiere que explorar las diversas formas en que se desarrollan las inundaciones en distintas partes del mundo es una oportunidad para mejorar el conocimiento sobre su dinámica específica en nuestro entorno y sobre los alcances de nuestras estrategias orientadas a manejarlas.

La dualidad de los efectos asociados a las inundaciones lentas plantea la necesidad de abordar estrategias integrales para su mitigación y adaptación. En regiones donde los diversos ecosistemas dependen de estos eventos hidrológicos y las actividades económicas requieren un manejo cuidadoso del agua, tanto la eliminación total mediante infraestructura como la omisión de su consideración resultan insuficientes (Hall et al., 2014; Barral et al., 2019; Blöschl, 2022a). A pesar de que existe un incremento en la preocupación de los productores por aumentar el aprovechamiento del agua, los eventos de inundación continúan intensificándose a nivel regional (Giménez et al., 2020; Houspanossian et al., 2023). Surgen entonces dos interrogantes: ¿por qué las actuales adopciones de estrategias no se reflejan en una reducción de la extensión de las inundaciones? ¿hay otros patrones a escalas mayores que minimizan su efecto o son las

prácticas poco efectivas frente a los cambios en los usos y coberturas regionales que aumentan los excesos hídricos? Estas preguntas evidencian una brecha de conocimiento respecto a los procesos y patrones de gran escala que caracterizan a las inundaciones y que son fundamentales para tomar decisiones efectivas y beneficiosas tanto para la producción como para la naturaleza (Kreibich et al., 2022; Mishra et al., 2022).

1.2. Procesos y patrones de inundación

El enfoque de la teoría de sistemas (O'Neill et al., 1986) proporciona una perspectiva integral para comprender las inundaciones, considerándolas como un fenómeno complejo que involucra interacciones entre componentes del sistema hidrológico en diferentes escalas. Al adoptar tal perspectiva, se considera que un proceso se asocia a una escala espacial y temporal particular, y que es definido por procesos que ocurren en niveles inferiores (i.e., que varían en escalas espaciales pequeñas, por ejemplo, de parches a lotes) y restringido por procesos que ocurren en niveles superiores (i.e., que varían a gran escala, por ejemplo, continentales y globales) (Wu y Qi, 2000; Sivapalan et al., 2005; Heffernan et al., 2014). Este enfoque ha sido ampliamente utilizado para comprender los procesos que caracterizan a las inundaciones que ocurren en diferentes niveles (e.g., Merz y Blöschl, 2003; Jencso y McGlynn, 2011; Merz et al., 2010, 2014; Di Baldassarre et al., 2013). Esta Tesis se centra en el estudio de las inundaciones lentas y, para su análisis, utiliza el paisaje como nivel focal.

Para analizar las inundaciones lentas, el nivel de paisaje (que abarca desde cientos hasta cientos de miles de kilómetros cuadrados) permite estudiar los procesos locales de generación de inundaciones, y capturar la interacción de factores como la geología, la topografía, el clima, y los usos y coberturas del suelo que puedan definir patrones regionales y globales de dinámica de las inundaciones (Figura 1.1; Beven, 2004; Bates et

al., 2005; Jencso et al., 2009; Miguez-Macho y Fan, 2012; Rogger et al., 2017; Liu et al., 2020). Los procesos que definen la inundación (i.e., mecanismos *bottom-up*) han sido explorados a nivel local (Troch et al., 1994; Noretto et al., 2009, 2012; Arora et al., 2021; Alborzi et al., 2022), y de cuenca (Jencso y McGlynn, 2011; Delgado et al., 2012; Ganguli et al., 2020). De estos estudios, surgen dos principales mecanismos mediados por la precipitación, la temperatura, la evapotranspiración y la humedad del suelo: la acumulación por exceso de infiltración y la acumulación por saturación del suelo (Beven, 2012; Blöschl et al., 2022). Por otro lado, los estudios a nivel continental y global son restringidos geográficamente en función de la información disponible, particularmente a regímenes de caudal en Europa y Norteamérica (Cunderlik et al., 2004; McCabe et al., 2007; Hall et al., 2014; Alfieri et al., 2020). Finalmente, la exploración global existente es limitada en la manifestación y comprensión de las influencias de gran escala (i.e., limitantes *top-down*; Pekel et al., 2016; Pickens et al., 2020).

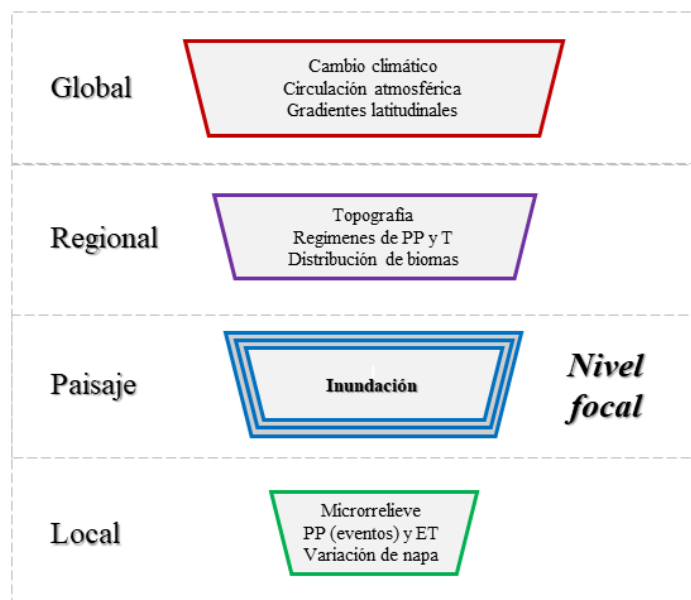


Figura 1.1. Conceptualización del abordaje sistémico de las inundaciones con el paisaje como nivel focal, cuyos procesos emergen a partir de procesos en niveles inferiores (local) y se encuentran restringidos por procesos en niveles superiores (regional y global). PP = precipitación; T = temperatura; ET = evapotranspiración.

1.2.1. Procesos y mecanismos *bottom-up*

A nivel de paisaje, los procesos que generan inundaciones responden a la interacción de varios factores locales, entre ellos la precipitación, la temperatura, las condiciones de humedad y tasa de infiltración del suelo, la profundidad de la napa freática, y la evapotranspiración (Merz y Blöschl, 2003; Woldemeskel y Sharma, 2016; Tarasova et al., 2019). La cantidad y distribución espacial de los eventos de precipitación desempeñan un papel crucial en la generación de escorrentía y en el inicio de los eventos de inundación (Viglione et al., 2010). La profundidad freática determina la cantidad de agua subterránea que puede ser almacenada antes de que se produzca la inundación por saturación (Ferone y Devito, 2004; Reager y Famiglietti, 2009; McKenzie et al., 2010; Gelmini et al., 2022). Esto implica que si la napa está cerca de la superficie, la capacidad del suelo para albergar los excedentes hídricos se reduce. Por lo tanto, cualquier ingreso adicional de agua puede traducirse en escorrentía y potencial inundación, aún con intensidades bajas de precipitación y/o tasas altas de infiltración de los suelos (Merz y Blöschl, 2009; Zuecco et al., 2019; Ganguli et al., 2020).

En Argentina, en particular, hay evidencias fuertes que demuestran que la variación de la profundidad freática guarda una mayor relación con la ocurrencia de las inundaciones y que su mayor extensión temporal y espacial se asocia a la cercanía superficial de la napa (Aragón et al., 2011; Kuppel et al., 2015; Mercau et al., 2016). Así, un diferencial positivo en la precipitación se exagera por una menor capacidad de absorción por parte del suelo y se traduce rápidamente en un exceso de agua que se acumula en la superficie durante más tiempo. En la provincia de Buenos Aires, por ejemplo, se halló que luego de los anegamientos de 2001 a 2003, la napa permaneció a menor profundidad y que ante eventos subsiguientes de menor intensidad se

desencadenaron eventos de inundación de mayor dimensión y persistencia (Kuppel et al., 2015).

La evapotranspiración, que incluye el intercambio de agua entre el suelo y la atmósfera mediado por las plantas, juega un papel fundamental en el ciclo hidrológico y contribuye a regular la cantidad de agua en el suelo que ingresa por precipitación o por escorrentía (Gribovszki et al., 2017). A escala local, las tasas de consumo de agua determinan en mayor medida la ocurrencia y fluctuación del agua superficial, en función de la profundidad del nivel freático y de la capacidad de retención hídrica del suelo, inversamente proporcional a la tasa de infiltración (Nosetto et al., 2012). En este sentido, la vegetación leñosa consume más agua por su actividad fotosintética y raíces profundas, al contrario que la herbácea con menor consumo y profundidad de exploración (Scanlon et al., 2007). En este sentido, las modificaciones en las tasas de consumo son especialmente determinantes de las acumulaciones de agua en superficie en sitios donde la capacidad de retención hídrica es alta o donde el nivel freático se encuentra cercano a la superficie (Giménez et al., 2020, Blöschl, 2022a).

Los procesos que determinan las inundaciones pueden manifestarse en las relaciones entre los distintos componentes del ciclo hidrológico. La precipitación, la humedad del suelo, la profundidad de la napa freática y la evapotranspiración actúan de manera interrelacionada para formar un equilibrio dinámico que impulsa el ciclo del agua (Sivapalan et al., 2005). Una forma de determinar y evaluar los mecanismos más relevantes de una región en particular es mediante la exploración de la sensibilidad de la extensión de las inundaciones a los flujos de agua en el sistema (Reager et al., 2014; Gelmini et al., 2022). Sin embargo, para poder comprender la contribución diferencial de estos componentes, es preciso primero comprender la influencia de factores de gran escala

como los patrones climáticos, la topografía, la geología, el uso del suelo y el manejo de los recursos hídricos, entre otros (Kuppel et al., 2017; Mishra et al., 2022).

1.2.2. Patrones e influencias *top-down*

Los flujos de agua en los diferentes reservorios del planeta se distribuyen de manera desigual en los continentes, lo que sugiere que una geografía de las inundaciones puede ayudarnos a entender su dinámica a gran escala. Si bien el 70% del planeta está cubierto por agua, sólo el 2,75% fluye a través de los continentes, y lo hace de forma heterogénea: el 36% se encuentra en Norteamérica, mientras que en Oceanía sólo el 3% (Prigent et al., 2007; Cherlet et al., 2018). Estas fracciones se reparten a su vez entre tres principales reservorios: cuerpos de hielo (glaciares, permafrost y nieve permanente), agua subterránea (acuíferos a metros de la superficie) y agua superficial (cursos y cuerpos de agua en superficie y el agua en los primeros centímetros del suelo). En estos reservorios, el tamaño y la velocidad de circulación se relacionan negativamente, con lo cual los flujos de intercambio tienden a ser similares. Sin embargo, en escalas temporales cortas, de días a meses, es el agua superficial el componente más variable (Trenberth et al., 2007). Esa variabilidad temporal puede estar dada por ciclos estacionales (dentro del año), ciclos anuales (con distinta duración de años), y ciclos largos (tendencias de mediano a largo plazo) (Pickens et al., 2020), aunque hasta ahora se desconoce a qué responde la dominancia de una u otra escala temporal.

Los procesos locales que explican los mecanismos de generación de excesos hídricos y su acumulación en la superficie están condicionados por influencias que se dan en grandes escalas de tiempo (i.e., a nivel de decenas a miles de años) y espacio (i.e., a nivel continental y global). Estos incluyen aspectos como el clima, la geomorfología, y la topografía (Sivapalan, 2005). Si bien existen piezas de evidencian que vinculan cómo

cada uno de estos factores limita la dinámica de inundaciones, éstas se encuentran restringidas a regiones en las que existen registros de larga duración de caudal de grandes ríos (e.g., Hall y Blöschl, 2018; Wasko et al., 2020; Kemter et al., 2023), de modo que el alcance para comprender los fenómenos de inundaciones a través de esta perspectiva sigue limitado. La falta de registros históricos adecuados hace difícil obtener una imagen completa de las inundaciones a largo plazo, lo que aumenta la incertidumbre ante escenarios de cambio en alguno de los componentes que las influyen (Kundzewicz, 2008; Milly et al., 2008).

Los patrones regionales de precipitación pueden definir la temporalidad de las inundaciones, vinculando períodos de lluvia intensa con el probable desarrollo de estos eventos (Warfe et al., 2011; Blöschl et al., 2017, 2020). En este sentido, algunas regiones experimentan inundaciones durante las estaciones de lluvia, mientras que otras pueden sufrir inundaciones debido a deshielo, en interacción con el régimen de la temperatura (Papa et al., 2008; Meriö et al., 2019; Hundecha et al., 2020; Kireeva et al., 2020). Además, pueden estar influenciados por fenómenos del sistema océano-atmosférico que influyen en la distribución interanual de las precipitaciones (e.g., ENSO, PDO, NAO, AMO) dependiendo de la región (Burn y Arnell, 1993; Viles y Goudie, 2003; Ward et al., 2014; Kundzewicz et al., 2019). En estos casos, los procesos asociados a la generación de inundaciones por pulsos de precipitación pueden ser explicados en gran medida por el régimen de precipitaciones y temperatura en el que se localizan.

En otras regiones, y particularmente en la pampeana, se ha evidenciado que la precipitación no alcanza para explicar la extensión y persistencia de las inundaciones, sino que depende de la interacción entre ella, la humedad del suelo y la evapotranspiración, mediada por la profundidad de la napa freática (Latrubesse y Brea, 2009; Viglizzo et al., 2009; Kuppel et al., 2015). La influencia de la napa freática está

dada por su cercanía a la superficie, y está determinada por la topografía regional. Las pendientes pronunciadas facilitan la escorrentía, mientras que las áreas con pendientes más suaves permiten una mayor infiltración y retención de agua en el suelo (Di Baldassarre et al., 2013). En zonas de bajas pendientes regionales (menores al 0,1%), el nivel freático se encuentra a menos de 5 metros de la superficie (Fan et al., 2013). En estas regiones, que pueden definirse como hiperllanuras, es donde puede esperarse que los eventos de acumulación de agua en superficie y particularmente las inundaciones lentas sean más frecuentes (Jobbágy et al., 2008; Kuppel et al., 2015). Sin embargo, aún no existen abordajes que cuantifiquen la influencia de este control *top-down* sobre distintos atributos de las inundaciones, ni su interacción con la influencia climática.

Por otro lado, la geomorfología desempeña un papel fundamental en el desarrollo de las inundaciones y su variabilidad espacial. La forma y características del terreno, como la pendiente, la topografía y la vegetación, interactúan de manera compleja con los procesos hidrológicos, influyendo en la capacidad de almacenamiento y el flujo de agua (Viles y Goudie, 2003; Tarolli y Sofia, 2020; Souza y Hooke, 2021). Además de la topografía regional y local, que se reflejan en la densidad y conexión de las vías de escurrimiento y en la profundidad de la napa, la geomorfología también proporciona información valiosa sobre la composición del agua en movimiento, que influye la manera en que se desplaza a lo largo del paisaje. Por ejemplo, los ríos con altas cargas de sedimentos depositan material mientras erosionan las vías por las que fluyen, lo cual está determinado en gran medida por la pendiente y la rugosidad del terreno (Constantine et al., 2014; Gardner et al., 2021). Existen aproximaciones de modelado que consideran las propiedades sedimentológicas y las altimetrías de las secciones de los ríos para comprender la evolución de las llanuras de inundación (e.g., Di Baldassarre et al., 2010; Fleischmann et al., 2022). Recientemente, se han desarrollado además métodos

observacionales basados en imágenes satelitales para estudiar la erosión y deposición de sedimentos en grandes ríos (Boothroyd et al., 2021; Langhorst y Pavelsky, 2023; Rowland et al., 2023). Sin embargo, hay una necesidad de investigar y evaluar la configuración espacial del área inundada en sistemas extensivos, como los sistemas lénticos en regiones de baja pendiente que propicia el estancamiento del agua y expone grandes áreas a dinámicas evaporativas (Hayashi et al., 2016).

Las influencias mencionadas pueden, a su vez, ser susceptibles a los cambios en el clima y en la configuración de usos y coberturas del suelo (Bradshaw et al., 2007; Cao et al., 2014; Viglione et al., 2016; Kemter et al., 2023). Por ejemplo, la influencia de la temperatura sobre el momento de deshielo puede debilitarse ante escenarios de aumentos de la temperatura, como evidenciados en diversas áreas de la región boreal del planeta (Cunderlik y Ouarda, 2009; Cao et al., 2014; Meriö et al., 2019), con serias implicancias sobre el balance de energía global (Peng et al., 2013). Bajo escenarios de intensificación de la variabilidad de la precipitación (Huntington, 2006), las inundaciones que responden principalmente a los pulsos de precipitación pueden alterar su dinámica hasta volverse más erráticas. En el caso de la meseta tibetana, donde se evidencian aumentos tanto en la temperatura como en las precipitaciones (resultado de una intensificación de los eventos convectivos por efecto retroalimentador de la temperatura), la mayor disponibilidad de agua en estado líquido se manifiesta en la expansión de cuerpos de agua (Song et al., 2014). En Argentina, el corrimiento de isohietas (Sierra y Pérez, 2006) entre 1960 y 1990, en conjunto con el avance de la frontera agrícola (Baldi y Paruelo, 2008; Vallejos et al., 2015), han implicado la conversión de la vegetación nativa hacia cultivos con menor profundidad de raíces en un contexto de mayor disponibilidad de agua. Estos cambios en los patrones de uso del suelo tuvieron un impacto directo en la forma en que se desarrollan las inundaciones. En regiones más áridas, los cambios en la vegetación y en la

infraestructura hidráulica amenazan mediante la depleción del agua subterránea (Famiglietti et al., 2011; Scanlon et al., 2012; Chen et al., 2016). De esta manera, los cambios en los patrones climáticos y en la configuración del uso y cobertura del suelo alteran las condiciones hidrológicas y, con ellas, las características espaciotemporales de las inundaciones.

Para entender la influencia de los procesos *top-down*, la exploración de patrones geográficos es crucial (Blöschl, 2006,2022; McDonnell et al., 2007; Parajka et al., 2013; Heffernan et al., 2014). Los eventos de inundación, y en especial de las inundaciones lentas, no pueden ser manipulados en una región. Por ello, recurrimos al análisis observacional de los mismos y, para poder aislar los efectos de interés, debemos contar con un abanico de condiciones. El abordaje a nivel global, entonces, permite estudiar estos eventos a lo largo de todo el gradiente climático, topográfico y de configuraciones espaciales.

1.3. ¿Por qué estudiar Argentina desde el mundo?

Argentina tiene características únicas y desafíos propios en relación con las inundaciones. Al estudiar estos fenómenos desde una perspectiva global podemos beneficiarnos de los conocimientos adquiridos en otros lugares y adaptarlos a nuestras realidades. Diversos estudios sobre las inundaciones sugieren que la estacionalidad de las inundaciones en la llanura chaco-pampeana es débil frente a ciclos de varios años de duración y distinta intensidad (e.g., Viglizzo y Frank, 2006; Kuppel et al., 2015; Houspanossian et al., 2018). Por otro lado, es una de las regiones con mayor impronta de agricultura en el mundo (Potapov et al., 2022; Tubiello et al., 2023), y contiene parte de la región con las mayores tasas de deforestación en los últimos 30 años (Hansen et al., 2013; Vallejos et al., 2015; Song et al., 2021). Como respuesta a estos cambios en las

coberturas del suelo, la región está demostrando cambios hidrológicos asociados a aumentos en la magnitud de inundaciones donde son eventos comunes y en la extensión sobre áreas donde no se habían evidenciado previamente (Giménez et al., 2020; Houspanossian et al., 2023). Como tales, abordando el estudio de las inundaciones desde el sur global podemos brindar una nueva perspectiva sobre las improntas y aprendizajes específicos que surgen de nuestros contextos locales.

Es, además, fundamental estudiar las inundaciones en Argentina desde una perspectiva global debido a las teleconexiones y los patrones de gran escala que influyen en estos eventos (Blöschl, 2006; Heffernan et al., 2014; Najibi y Devineni, 2018; Kundzewicz et al., 2019). Al considerar estas conexiones a nivel global, podemos obtener una visión más completa de los factores que impulsan las inundaciones en Argentina. En el caso de la llanura chaco-pampeana, donde la extensión de las inundaciones se evidencia principalmente en la dinámica de lagunas de poca profundidad en un contexto de escasas pendientes y vías de escurrimiento regionales (Quirós y Drago, 1999; Jobbágy et al., 2008), nuestro entendimiento es igual de somero. Surge entonces como oportunidad el abordaje desde la integración de todo el paisaje y la comparación entre regiones.

Por último, los avances en la tecnología de observación y modelado permiten ahora estudiar los patrones globales de inundaciones con un nivel de detalle sin precedentes (Gorelick et al., 2017; Allen et al., 2020; Chen et al., 2020; Pickens et al., 2020). Estudios como estos también ayudan a identificar tendencias y patrones emergentes en los eventos de inundaciones, lo que puede ser crucial para anticipar y adaptarse a los cambios futuros. Un enfoque global puede proporcionar información valiosa para mejorar nuestra comprensión sobre los patrones espaciotemporales de las inundaciones, de manera de poder tomar decisiones basadas en evidencia para mitigar y

aprovechar los excesos hídricos en beneficio de la producción, resguardando igualmente los servicios que brindan a la naturaleza.

1.4. Percepción remota del agua superficial

Ante la escasez de datos aforados y en regiones donde los eventos de inundación suelen circunscribirse a cuerpos de agua, resulta fundamental utilizar información derivada de sensores remotos (Lopez et al., 2020). La percepción remota nos ofrece una perspectiva geográfica amplia y la capacidad de realizar una reconstrucción histórica de fenómenos de interés (Gardelle et al., 2010; Kumar y Reshmidevi, 2013; Lopez et al., 2020). Gran parte de la literatura existente sobre la dinámica de inundaciones se basa en estudios de medición directa del caudal de ríos (e.g., Hall et al., 2014; Alfieri et al., 2020; Wasko et al., 2020). Aunque esta metodología proporciona valores más precisos a nivel de evento, presenta limitaciones conceptuales y metodológicas significativas. Por un lado, su implementación conlleva altos costos operativos, y existen áreas extensas en el mundo, incluyendo Argentina, con disponibilidad limitada de estos datos (Figura 1.2). Por otro lado, los análisis basados en mediciones de caudal asumen que las inundaciones están restringidas o principalmente asociadas a cambios en los cursos de agua. Frente a estos desafíos, el enfoque satelital se presenta como una alternativa eficaz, una vez que ha pasado por rigurosas validaciones (Lopez et al., 2020). La teledetección permite ejecutar aproximaciones regionales con excelentes resultados, al traducir información espectral obtenida de la interacción entre una fuente de energía, como el Sol, y la superficie (Kumar y Reshmidevi, 2013).

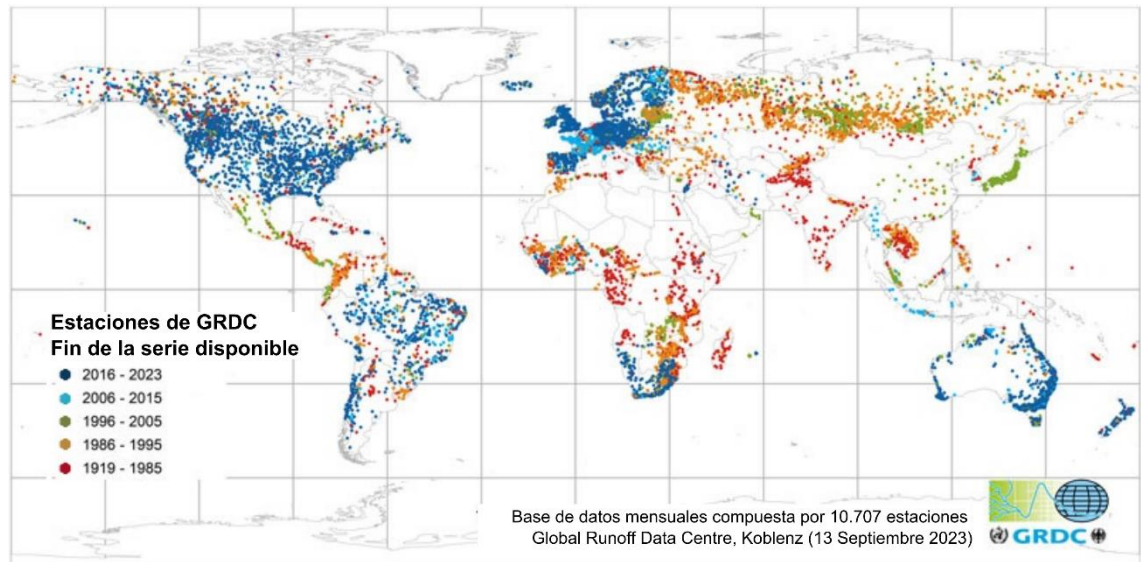


Figura 1.2. Distribución de las estaciones de aforo en el mundo, coloreadas en función del último año en el que registraron datos (azul = hasta 2016 - 2023; celeste = hasta 2006 - 2015; verde = hasta 1996 - 2005; naranja = hasta 1986 - 1995; rojo = hasta 1919 - 1985). Tomado de *Global Runoff Data Centre (GRDC)*¹.

Una forma de estudiar integral e históricamente la dinámica de las inundaciones es a través del seguimiento del Área Cubierta por Agua (ACA), medida remotamente, y sus variaciones. Para tal fin, actualmente existen numerosas fuentes de datos derivados de sensores remotos a bordo de plataformas satelitales que permiten realizar un seguimiento del agua en superficie y, más recientemente, del agua almacenada en el perfil del suelo (Karpadne et al., 2016; Huang et al., 2018; Slinski et al., 2019). El producto *Global Surface Water (GSW, de aquí en más)* desarrollado por Pekel et al. (2016) es una herramienta valiosa para abordar la dinámica de las inundaciones en múltiples dimensiones. Es producto de una clasificación de imágenes Landsat, de 30 metros de resolución espacial, en la cual se entrenaron modelos para la detección de agua en la superficie. Se presenta de manera mensual y abarca el período comprendido entre 1985 y 2021 con actualizaciones regulares. A lo largo de las validaciones con imágenes de alta resolución, GSW ha demostrado una gran capacidad para detectar correctamente cuerpos

¹ https://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html

de agua, con un valor de precisión global del 95%. Aunque se deben considerar sus parámetros de error (e.g., errores de comisión menores al 2% pero posible omisión del ~25%), su uso a nivel regional puede ser más apropiado que a nivel local debido a ciertas limitaciones (principalmente, presencia de nubes que impidan la observación de la superficie o influencia de sedimentos y/o vegetación en la respuesta espectral del agua). Dada su fiabilidad y disponibilidad en plataformas que permitan procesar esta gran cantidad de datos, en esta Tesis se la utilizará como la base de datos principal para analizar distintos atributos de la dinámica de inundaciones.

Por otro lado, la misión GRACE (del inglés, *Gravity Recovery And Climate Experiment*) desarrollada por la Agencia Espacial Europea (ESA) genera un producto de variaciones en el almacenamiento de agua terrestre (*terrestrial water storage* ó TWS, de aquí en más). Este producto fue analizado por Strassberg et al. (2009) quienes demostraron que el principal factor de influencia sobre estas variaciones, a escala mensual y estacional, es la variación de la napa freática y de la humedad del suelo, por lo que se pueden utilizar los datos de estas oscilaciones como indicadores de la dinámica del agua subterránea. Como parte del avance en las capacidades de procesamiento de datos, también existen nuevos productos de información climática como el paquete *TerraClimate* que integra e interpola datos mensuales derivados de sensores pasivos (CRU, *Climate Research Unit*) y datos terrestres de estaciones meteorológicas (integrados en la base de datos *WorldClim*), con una extensión cuasi global desde 1958 (Abatzoglou et al., 2018).

El gran volumen de datos disponible para realizar este tipo de análisis con gran detalle y extensión requiere de capacidades de almacenamiento y procesamiento que sólo pueden hallarse en servidores y unidades de alto procesamiento. La plataforma gratuita *Google Earth Engine* (Gorelick et al., 2017), disponible desde 2013 y abierta al público

desde 2016 no sólo provee la memoria y procesadores suficientes para integrar toda la información, sino que también posee una base de datos de información remota que elimina la limitante del almacenamiento de las imágenes.

1.5. Motivación de la tesis

La diversidad de métricas existentes para la caracterización de las inundaciones a lo largo de estudios de observación que abarcan ventanas temporales distintas dificulta la comparación de procesos entre regiones (Rogger et al., 2017). Esta falta de homogeneidad en la metodología impide la obtención de un panorama completo de los fenómenos de inundación y sus variaciones en distintas regiones (Blöschl, 2006). Esta Tesis tiene como objetivo abordar esta problemática y contribuir a una mejor comprensión de las inundaciones a través de un enfoque integrador y comparativo. La geografía de las inundaciones, estudiada a partir de sensores remotos e integrada en un sistema de información geográfica, permite explorar, analizar y comparar trayectorias de un mismo proceso biofísico bajo un conjunto amplio de condiciones bióticas y abióticas con un gran nivel de detalle temporal y espacial. La incorporación de información meteorológica permite explicar y separar, en parte, el efecto abiótico, mientras que la comparación entre zonas de similar historia natural y/o uso puede nutrir la exploración de herramientas y soluciones a aplicar localmente.

Para mejorar el modelado de inundaciones de manera de aprovechar mejor los excesos hídricos, o adaptarse a ellos de forma más efectiva, es importante comprender sus patrones de distribución y las principales variables que influyen en su desarrollo. Existe una ventana de oportunidad para entender cómo manejar las inundaciones de manera más efectiva y aprovechar los excesos hídricos sin que sus efectos se tornen perjudiciales (García et al., 2018; Kroes et al., 2019). En este sentido, se ha determinado

recientemente que las condiciones hidrológicas durante los ciclos de inundación están asociadas con mayores rendimientos regionales de las principales *commodities* en Argentina (Whitworth-Hulse et al., 2023). En una dimensión temporal, es fundamental comprender cómo interactúan los controles y variables de distinta rapidez de respuesta (el clima, el manejo y la situación instantánea e histórica del nivel freático en el suelo), de manera de aprovechar el agua cuando el nivel freático se encuentra poco profundo para evitar o minimizar los anegamientos y sus efectos negativos (Mercau et al., 2016; Nosetto et al., 2009).

1.6. Estructura de la Tesis, objetivos, hipótesis, y preguntas

La Tesis se estructura en cinco capítulos. El **objetivo general** de esta tesis es describir las principales propiedades temporales, espaciales, y mecánicas de las inundaciones en la llanura chaco-pampeana a nivel regional a partir del desarrollo de métricas novedosas y de la exploración de patrones globales. Para llevar a cabo esta descripción integral, se plantearon tres objetivos específicos:

Objetivo específico 1 (Capítulo 2): descomponer la variabilidad temporal de las inundaciones globales en sus componentes estacional, interanual y de largo plazo, y evaluar la influencia de controles climáticos y topográficos sobre los patrones emergentes.

Hipótesis 1.1: la topografía influencia la distribución global de las inundaciones lentas por encima del clima a través de la limitación de las salidas de agua del sistema por escorrentía o drenaje profundo (menores en regiones planas con aguas subterráneas cercanas a la superficie y bajos gradientes hidráulicos que en aquellas con mayores pendientes). El efecto del clima es secundario sobre el de la topografía en la distribución

de inundaciones, asociado a la magnitud de los ingresos de agua y a la velocidad de su salida del sistema por flujos de evaporación o su retención en estado sólido.

Predicción 1.1.1: en un gradiente de climas en función de la temperatura, las regiones en climas fríos, donde una parte de los ingresos por precipitación es retenida como nieve y hielo, tendrán la mayor extensión de inundaciones.

Predicción 1.1.2: sobre el mismo gradiente de climas en función de la temperatura, las regiones en climas áridos, donde la presión evaporativa es máxima y las precipitaciones no alcanzan a suplir la demanda, tendrán la menor extensión de inundaciones. En comparación con las regiones en climas tropicales, donde las altas temperaturas se asocian a una mayor demanda evaporativa, las regiones en climas templados tendrán mayor extensión de inundaciones.

Hipótesis 1.2: el grado de estacionalidad de las inundaciones en una región es modulado por la ubicación geográfica y por fenómenos de circulación atmosférica que afectan la distribución de las precipitaciones a medio y largo plazo (i.e., meses vs. años)

Predicción 1.2.1: una mayor continentalidad promoverá dinámicas de inundación fuertemente estacionales menos influenciadas por fenómenos de circulación atmosférica entre años.

Predicción 1.2.2: una menor continentalidad y, por consiguiente, mayor influencia oceánica, promoverá dinámicas de inundación menos estacionales y con una mayor impronta de los fenómenos de circulación atmosférica como El Niño – Oscilación del Sur (ENOS).

Predicción 1.2.3: una mayor frecuencia de temperaturas bajo cero promoverá dinámicas de inundación estacionales sincronizadas con la temporalidad de la

temperatura en contraposición a dinámicas sincronizadas con el momento de máxima precipitación en ausencia de estas condiciones.

Objetivo específico 2 (Capítulo 3): desarrollar métricas para cuantificar la variabilidad espacial de las inundaciones y evaluar su respuesta a factores naturales y humanos.

Preguntas asociadas: ¿cuánta área adicional resulta de la redistribución del área inundada entre eventos? ¿en qué lugares del Planeta es más importante este fenómeno? ¿sólo los ríos presentan desplazamientos, o hay también cuerpos de agua que pueden diferir en su proceso de expansión y recesión? ¿se manifiesta el impacto antrópico, a nivel regional, sobre la distribución del área inundada?

Hipótesis 2.1: el área inundada se desplaza entre eventos por factores naturales que alteren la localización de las zonas de convergencia del flujo de agua como topografías planas, presencia de ríos que transporten mucho sedimento, o condiciones que generen mayor variabilidad espacial de las precipitaciones como la aridez.

Predicción 2.1.1: en regiones donde la red de drenaje es poco definida, las inundaciones variarán más en el espacio que en regiones con vías de escurrimiento bien definidas y cuerpos de agua de gran extensión y profundidad.

Predicción 2.1.2: entre regiones con vías de escurrimiento bien definidas, aquellas que estén dominadas por ríos sinuosos que transporten más carga de sedimento se desplazarán más que aquellas dominadas por ríos más rectos o con menos carga de sedimento.

Predicción 2.1.3: el desplazamiento será creciente en igual sentido que la aridez (relación precipitación – evapotranspiración potencial anual).

Hipótesis 2.2: el área inundada se desplaza entre eventos por factores humanos que manipulen la locación del agua superficial mediante canales para riego e inundación de lotes para cultivos como el arroz, mientras que la infraestructura para almacenar agua (e.g., embalses y reservorios) lo puede contrarrestar al redefinir la topografía local y reducir la carga de sedimento del caudal que la atraviesa.

Predicción 2.2.1: el desplazamiento será creciente en igual sentido que la fracción destinada a producción de cultivos bajo riego

Predicción 2.2.2: en regiones donde se construyeron embalses entre 1990 y 2020 se observará una reducción del desplazamiento comparando el período pre- y post-construcción.

Objetivo específico 3 (Capítulo 4): evaluar y entender las distintas funciones de interacción entre el área inundada y el almacenamiento de agua terrestre observadas en las porciones del mundo donde el estancamiento y la relación superficial-subsuperficial es máxima.

Preguntas asociadas: ¿de qué manera coinciden las respuestas observadas a nivel regional con las distintas evidencias recopiladas a nivel local en las distintas hiperllanuras? ¿cuáles son los umbrales, en promedio y en variaciones, de la profundidad freática que determinan cada comportamiento hidrológico? Dentro de las respuestas que incluyen umbrales, ¿qué valores toman y qué implican sobre el desarrollo de inundaciones? ¿las respuestas son iguales en el tiempo o, por el contrario, cambiaron? Si

cambiaron, ¿en qué medida reflejan alteraciones a nivel de cambios ecohidrológicos en la superficie?

Hipótesis 3.1: en las regiones del planeta donde el estancamiento del agua superficial es mayor, la profundidad freática regional es la principal indicadora del grado de acoplamiento de las variables hidrológicas superficiales y subsuperficiales, considerando que una freática más superficial aumenta la sensibilidad a la dinámica de la zona no saturada del suelo.

Predicción 3.1: las llanuras con mayor cercanía a la freática demostrarán el mayor acople entre las variaciones del área inundada y las del almacenamiento de agua en todo el perfil a través de funciones de respuesta lineales.

Predicción 3.2: las llanuras con mayor distancia a la freática demostrarán un acople dinámico entre las variaciones del área inundada y las del almacenamiento de agua en todo el perfil a través de funciones de respuesta no lineales, definidas por umbrales ó por diferencias en la respuesta durante su expansión y recesión.

CAPITULO 2

Influencia de dos controles *top-down* en la dinámica temporal de las inundaciones globales

Influencia de dos controles *top-down* en la dinámica temporal de las inundaciones globales

2.1. Introducción

Las inundaciones influyen en una miríada de procesos biofísicos y humanos a múltiples escalas espaciales y temporales, ejemplos de los cuales son los ciclos de nutrientes en ambientes fluviales, la productividad primaria y la sucesión ecológica en los humedales, y las propiedades climáticas locales (Robertson et al., 2001; Davies et al., 2008; Aufdenkampe et al., 2011; Loarie et al., 2011; Sanchis et al., 2012; Simões et al., 2013; Jardine et al., 2015; Houspanossian et al., 2018; Faysse et al., 2020; Teweldebrihan et al., 2020). La dinámica temporal de las inundaciones modula estas influencias y puede describirse según *regímenes* y *temporalidades*. Los regímenes se han definido a través de su asociación con diferentes factores desencadenantes, como pulsos de lluvia, deshielo, escorrentía de zonas de ladera y humedad del suelo (Merz y Blöschl, 2003; Parajka et al., 2010), y mediante el nivel de sensibilidad a la creación de infraestructura hidráulica, a los cambios en el uso y la cobertura del suelo, y a distintos aspectos del cambio climático (Sivapalan, 2005; Prigent et al., 2007; Silva et al., 2017; Merz et al., 2021). La temporalidad, en cambio, describe el momento, la duración y la periodicidad de los picos de inundación (e.g., inundaciones de verano vs. inundaciones de invierno, inundaciones repentinas que duran días vs. inundaciones lentas que duran meses, inundaciones estacionales vs. inundaciones erráticas).

La temporalidad de las inundaciones también se puede caracterizar en función de su recurrencia (e.g, 1 vs. 100 años), y a la ocurrencia de periodos ricos/pobres de inundaciones que pueden durar varios años (Merz y Blöschl, 2003; Cunderlik et al., 2004; Warfe et al., 2011; Hall et al., 2014; Lee et al., 2015; Saharia et al., 2017; Tulbure y Broich, 2019; Pickens et al., 2020). En este sentido, y desde el marco de la teoría

jerárquica de sistemas (O'Neill, 1986) podríamos distinguir factores dependientes de la escala que influyen en estos dos aspectos de la dinámica temporal de las inundaciones. Desde una perspectiva *bottom-up*, podemos considerar los regímenes de inundaciones como el resultado de diferentes procesos (i.e., mecanismos causales). A su vez, desde una perspectiva *top-down*, podemos pensar en la escala temporal dominante en la que fluctúan las inundaciones (de aquí en más, *temporalidad*; e.g., estaciones, años e incluso décadas) como indicadores de la influencia de los factores que (i) operan a escalas espaciales más grandes (e.g., regímenes climáticos, patrones de circulación atmosférica) (Kundzewicz et al., 2019), y (ii) son particularmente susceptibles a los diversos cambios antropogénicos (Trenberth, 2011). Para mejorar nuestra comprensión de los factores dominantes de las inundaciones, resulta fundamental cuantificar y explicar los atributos temporales de las inundaciones a gran escala.

Aunque nuestro conocimiento actual de los procesos generadores de inundaciones a grandes escalas espaciales y temporales ha ido creciendo con la creciente disponibilidad de datos históricos y variables paleoambientales representativas (Knox, 2000; Blöschl et al., 2020) complementadas con estimaciones derivadas de la teledetección (Alsdorf et al., 2007; Huang et al., 2018; Allen et al., 2020; López et al., 2020), es necesario integrarlos a nivel global para profundizar la comprensión de estos fenómenos. En este sentido, se ha descrito cómo diversos mecanismos causales (e.g., por exceso de humedad del suelo tras superar su capacidad de infiltración) responden a factores de nivel superior desde el local (Troch et al., 1994; Arora et al., 2021; Alborzi et al., 2022) hasta niveles de cuenca (Jencso y McGlynn, 2011; Delgado et al., 2012; Ganguli et al., 2020) y continentales (McCabe et al., 2007; Hall et al., 2014; Blöschl et al., 2017). Como resultado de incongruencias en las aproximaciones espaciales, temporales y metodológicas, se han encontrado inconsistencias entre las numerosas líneas de investigación hidrológica en

todo el planeta (Rogger et al., 2017) que limita las posibilidades de escalar y proyectar nuestros conocimientos desde los procesos locales hacia patrones globales (Blöschl, 2006). Puede que sea en parte por estas razones que los modelos globales siguen mostrando una gran incertidumbre a la hora de anticipar cómo pueden cambiar las inundaciones bajo los efectos conjuntos del cambio climático, de los cambios en el uso y cobertura del suelo y al desarrollo de infraestructuras hídricas (Foley, 2010). Una caracterización uniforme de las temporalidades y extensiones que las inundaciones alcanzan a nivel mundial, y su relación con los factores que fluctúan a nivel regional, es el primer paso hacia la mejora de nuestros modelos conceptuales de las inundaciones.

Hasta la fecha, los esfuerzos globales para caracterizar la dinámica temporal de las inundaciones han llegado muy lejos en la descripción de la varianza muy local (e.g., 900 m²) a nivel de cuenca en diferentes escalas de tiempo, pero no en la identificación y descripción de sus patrones geográficos o de los factores que puedan guiar su interpretación. En este sentido, podemos distinguir dos líneas principales de investigación. En primer lugar, la clasificación del agua en superficie basada en información espectral derivada de sensores remotos ha permitido caracterizar, en distintos grados, la dinámica de las inundaciones desde unos pocos años (Prigent et al., 2007; Cao et al., 2014) hasta 35 años (Pekel et al., 2016; Pickens et al., 2020). Su cobertura cuasi-global ha permitido la identificación de puntos calientes de cambio a largo plazo (entre 10 y 35 años) asociados a infraestructuras hídricas y efectos del cambio climático (Pekel et al., 2016), y la correlación entre precipitaciones y las inundaciones a lo largo de franjas latitudinales (Prigent et al., 2007) y regímenes climáticos (e.g., de temperatura y precipitación Cao et al., 2014), entre otras cuestiones a gran escala que pueden abordarse con estas herramientas. Sin embargo, ninguno discute la existencia de patrones geográficos de la temporalidad que podrían derivarse de sus hallazgos (e.g., a través de

continentes o de gradientes latitudinales y/o longitudinales). En segundo lugar, los registros de caudales con datos de hasta 70 años han dado lugar a clasificaciones detalladas de los patrones estacionales de las inundaciones (Lee et al., 2015; Do et al., 2020; Stein et al., 2020; Merz et al., 2021), aunque la distribución heterogénea de las estaciones de aforo dificulta su capacidad de extrapolación a cuencas y continentes no aforados (en especial Sudamérica, Asia meridional y África). En definitiva, existen estudios globales que han avanzado en la clasificación de las inundaciones y la identificación de patrones temporales, pero su capacidad para ampliar sus conclusiones sobre los factores globales sigue siendo limitada debido a (i) la falta de reconocimiento de patrones, (ii) los cortos periodos de tiempo de observación; y/o (iii) el sesgo geográfico en la distribución de los datos disponibles.

Más aún, nuestro conocimiento más profundo de la dinámica de las inundaciones a gran escala procede de observaciones y análisis en cuencas hidrográficas concretas y de las comparaciones entre varias de ellas a escala continental. En las cuencas fluviales europeas, para las que se dispone de largos registros de caudales y datos históricos de la dinámica hídrica, los episodios cortos de inundaciones (que duran de horas a días) se han relacionado con precipitaciones de distinta duración, así como con episodios de nieve/deshielo (e.g.,; Merz y Blöschl, 2003; Hall y Blöschl, 2018; Blöschl, 2022a) y revelaron fuertes interacciones con las condiciones antecedentes, e.g., la humedad del suelo (Blöschl et al., 2017; Bertola et al., 2021; ver también Wasko et al., 2020a y Trambly et al., 2021 sobre la relevancia de la humedad del suelo en el sureste de Australia y África, respectivamente). A nivel continental en Europa, se han documentado cambios complejos en los patrones temporales de las inundaciones en respuesta al cambio climático, incluyendo anticipaciones estacionales en el Noreste impulsado por el deshielo, retrasos en las inundaciones provocadas por tormentas alrededor del Mediterráneo y el

Mar del Norte, así como reducciones generales en el Sur y el Este y aumentos en el Noroeste (Parajka et al., 2010; Blöschl et al., 2017, 2019). En América del Norte esto también se manifestó, ya que en los últimos treinta años se ha evidenciado una escasez de la temporada de acumulación de nieve y el consiguiente adelanto del deshielo con menores magnitudes de las inundaciones primaverales (a partir de estaciones meteorológicas y de aforo; Stewart et al., 2005; Cunderlik y Ouarda, 2009; Burn y Whitfield, 2016; Wasko et al., 2020b; c.f. Villarini, 2016).

En el entorno tropical más llano de la cuenca del Amazonas, donde las inundaciones muestran una temporalidad estacional más lenta, como se explora a través de información de teledetección y registros de caudales, los efectos de las precipitaciones sobre las inundaciones están fuertemente mediados por la dinámica regional de la napa freática (Papa et al., 2008, 2013; Miguez-Macho y Fan, 2012). En entornos más secos e incluso más llanos en Argentina, las inundaciones no están vinculadas a cuencas hidrográficas bien definidas, sino que están asociadas a la expansión y coalescencia de masas de agua superficiales aisladas conectadas con el aumento de los niveles freáticos (Aragón et al., 2011; Kuppel et al., 2015). Las inundaciones en estas regiones, así como en el sureste de Australia, han mostrado fluctuaciones plurianuales y han evidenciado una gran sensibilidad a los efectos interactivos de las fluctuaciones climáticas y los cambios en la cobertura del suelo a lo largo de los últimos treinta años (Viglizzo et al., 2011; Whitworth et al., 2012; Tulbure y Broich, 2019).

Al considerar los factores globales que determinan las inundaciones a grandes escalas espaciales y temporales, es importante reconocer el rol dominante de la topografía sobre el clima que influencia la profundidad de las aguas subterráneas a nivel planetario (Fan et al., 2013). Cuando aumentamos la escala de observación, la saturación puede ganar progresivamente preponderancia sobre la infiltración como proceso generador de

inundaciones (Blöschl, 2022a), probablemente favorecido por la topografía regional y los niveles freáticos menos profundos (Anyah et al., 2008; Jencso y McGlynn, 2011; Jobbágy et al., 2017). Esta posible conexión entre las inundaciones lentas a gran escala y la topografía y su interacción con el clima no ha sido evaluada empírica y cuantitativamente hasta donde sabemos. En este sentido, la topografía condicionada hidrológicamente (de aquí en más *hidrotopografía*), basada en la profundidad media del nivel freático y asociada a la probabilidad de convergencia y estancamiento del agua superficial, es un parámetro útil para explorar la sensibilidad de las inundaciones a los efectos más relevantes de la topografía.

En este capítulo restringimos la definición de *temporalidad* a la escala temporal dominante en las fluctuaciones de las inundaciones (que pueden ser estaciones, años, y hasta décadas). Observando cómo se distribuyen globalmente las inundaciones en el tiempo y el espacio, explorando patrones en la similitud de sus temporalidades, y comparando sus características a través de todas las combinaciones posibles de topografía y clima, podríamos ser capaces de proporcionar pruebas sobre cómo la geografía controla, compensa o incluso intensifica la influencia de factores de variación regional en la dinámica temporal de las inundaciones.

2.2. Objetivos, hipótesis y predicciones

El objetivo de este capítulo (**OE1**) es descomponer la variabilidad temporal de las inundaciones globales en sus componentes estacional, interanual y de largo plazo y evaluar la influencia de controles climáticos y topográficos sobre los patrones emergentes. Concentrándonos en las inundaciones lentas captadas por GSW, planteamos las siguientes hipótesis y predicciones:

Hipótesis 1.1: la topografía influencia la distribución global de las inundaciones lentas por encima del clima a través de la limitación de las salidas de agua del sistema por escorrentía o drenaje profundo (menores en regiones planas con aguas subterráneas cercanas a la superficie y bajos gradientes hidráulicos que en aquellas con mayores pendientes). El efecto del clima es secundario sobre el de la topografía en la distribución de inundaciones, asociado a la magnitud de los ingresos de agua y a la velocidad de su salida del sistema por flujos de evaporación o su retención en estado sólido.

Predicción 1.1.1: en un gradiente de climas en función de la temperatura, las regiones en climas fríos, donde una parte de los ingresos por precipitación es retenida como nieve y hielo, tendrán la mayor extensión de inundaciones.

Predicción 1.1.2: sobre el mismo gradiente de climas en función de la temperatura, las regiones en climas áridos, donde la presión evaporativa es máxima y las precipitaciones no alcanzan a suplir la demanda, tendrán la menor extensión de inundaciones. En comparación con las regiones en climas tropicales, donde las altas temperaturas se asocian a una mayor demanda evaporativa, las regiones en climas templados tendrán mayor extensión de inundaciones.

Hipótesis 1.2: el grado de estacionalidad de las inundaciones en una región es modulado por la ubicación geográfica y por fenómenos de circulación atmosférica que afectan la distribución de las precipitaciones a medio y largo plazo (i.e., meses vs. años)

Predicción 1.2.1: una mayor continentalidad promoverá dinámicas de inundación fuertemente estacionales menos influenciadas por fenómenos de circulación atmosférica entre años.

Predicción 1.2.2: una menor continentalidad y, por consiguiente, mayor influencia oceánica, promoverá dinámicas de inundación menos estacionales y con una

mayor impronta de los fenómenos de circulación atmosférica como El Niño – Oscilación del Sur (ENOS).

Predicción 1.2.3: una mayor frecuencia de temperaturas bajo cero promoverá dinámicas de inundación estacionales sincronizadas con la temporalidad de la temperatura en contraposición a dinámicas sincronizadas con el momento de máxima precipitación en ausencia de estas condiciones.

2.3. Materiales y métodos

2.3.1. Selección de datos

Para llevar a cabo este estudio a gran escala utilizamos Google Earth Engine (GEE), una plataforma de procesamiento abierta en línea que alberga un abundante catálogo de datos de actualización continua y proporciona computación en la nube de alto rendimiento, lo que permite a los investigadores procesar grandes cantidades de datos en tiempos casi inapreciables (Gorelick et al., 2017; Kumar y Mutanga, 2018). Las inundaciones se estimaron mediante el conjunto de datos mensual Global Surface Water v1.3 (GSW, Pekel et al., 2016), de 30 metros de resolución, que está disponible en GEE para el periodo comprendido entre 1985-2020. Limitamos nuestro análisis a 1990-2020 para disponer de tres décadas completas de datos, excluyendo el inicio de las misiones Landsat para las que existe una distribución limitada de imágenes. La información meteorológica (i.e., series temporales de precipitación y temperatura) se obtuvo de *TerraClimate*, un conjunto de datos mensuales de 0,04° de resolución espacial (~5 km en el Ecuador) disponible para el período 1958-2021 (Abatzoglou et al., 2018a). La caracterización climática se basó en los tipos de clima dominantes de Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006b; desagregado según Rubel et al., 2017). La caracterización topográfica se basó en la clasificación discreta de Roebroek et al. (2020), en la que integran los complejos efectos de la topografía local y regional en la hidrología basándose en la profundidad media del nivel freático modelada según Fan et al. (2013).

Para caracterizar las inundaciones regionales y lentas a nivel global, resumimos su cobertura en una cuadrícula rectangular de 1 grado de resolución, nivel espacial apropiado para estudiar los procesos hidrológicos regionales (que abarcan extensiones de cientos de miles de km²; Blöschl y Sivapalan, 1995), a la vez que coinciden con otros conjuntos de datos hidrológicos de relevancia (e.g., GRACE, Tapley et al., 2004, 2019).

Comenzamos con 12.500 celdas de paisaje que cubrían exclusivamente superficie terrestre en todos los continentes excluyendo a la Antártida. Los datos de nivel mensual se preprocesaron y agregaron por paisaje en GEE, y se extrajeron a un entorno R para su posterior filtrado y análisis.

2.3.2. Filtrado de datos y reconstrucción del año hidrológico

En primer lugar, filtramos el conjunto de datos GSW según la variación del agua superficial en cada píxel de 30x30 m entre 1990 y 2020. Dentro de GEE, y antes de la agregación a nivel de celda, enmascaramos los píxeles de 30 metros que presentaran un coeficiente de variación inferior al 30%. Este umbral resultó excluir satisfactoriamente lagos y otras masas de agua permanentes en diversas regiones (Figura 2.1). A continuación, agregamos la fracción inundada a nivel mensual (de aquí en más, área inundada) por paisaje de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ para obtener las series temporales regionales, a las que aplicamos un filtro de decisión en dos pasos para obtener la mejor representación de las inundaciones considerando las frecuentes lagunas de datos inducidas por la nubosidad. Para ello, excluimos del análisis (i) los meses con menos del 75% de observaciones válidas, y (ii) los paisajes con menos del 40% de meses calificables durante el periodo analizado (debido principalmente a la nubosidad). A continuación, obtuvimos el mes en el que la extensión de las inundaciones alcanzó su mínimo para cada año calendario. De este modo, se fijó el valor modal de todos los años como inicio del año hidrológico. Aunque esto es exacto en la dinámica unimodal de las aguas superficiales, para las series bimodales o amodales (no uniformes) tomamos el primer mes de inicio probable. También extrajimos los máximos (meses de máxima ocurrencia) para asociar las inundaciones a dos factores desencadenantes principales, las precipitaciones y el deshielo.

2.3.3 Descomposición de la variabilidad temporal de las inundaciones

Clasificamos todas los paisajes según la distribución de la variabilidad temporal en (i) fluctuaciones estacionales e (ii) interanuales, y (iii) cambios a largo plazo (i.e., ganancia o pérdida neta durante al menos 20 años) mediante un árbol de decisión conceptual basado en *clusters* definidos por una aproximación de K-means. También subdividimos la temporalidad de los paisajes con patrones de inundación estacional, considerando dos subclases basadas en su asociación con las precipitaciones y el deshielo, y la clase con tendencia a largo plazo que refleja la dirección del cambio (positivo o negativo). Como resultado, obtuvimos seis clases (Figura AI.1), que resumen la escala temporal dominante en la que fluctúan las inundaciones (i.e., a nivel estacional, anual o decenal). Las ecuaciones para la descomposición se explican en esta sección y se ejemplifican en la Figura 2.2.

Tras aplicar filtros de calidad a las series temporales mensuales de extensión de las inundaciones de 1 grado, describimos la dinámica de las inundaciones de cada paisaje mediante descriptores de extensión media, máxima y mínima, y mediante dos medidas de variabilidad: la varianza (σ^2) y el coeficiente de variación (CV). Dado que las series temporales estaban incompletas, a menudo con grandes faltantes de información, decidimos aplicar una descomposición simple basada en medias segmentadas para caracterizar la varianza en lugar de otros enfoques que requieren series temporales completas (e.g., BFAST; Verbesselt et al., 2010).

En primer lugar, proponemos que la función temporal del área inundada (AI) viene definida por una combinación de ciclos o escalas temporales de distinta duración, por tanto:

$$AI_t = T_t + IA_t + E_t + r \quad (1)$$

donde T_t es el componente a largo plazo o tendencial, que describe una pérdida o ganancia neta de AI ; IA_t es el componente interanual que representa las variaciones interanuales; E_t es el componente estacional, que describe el grado de fijación estacional dentro de un año (i.e., estación húmeda/estación seca); y un componente final de error (r). La varianza de la función es una combinación aditiva de las varianzas de cada componente:

$$\sigma^2_{AI} = \sigma^2_T + \sigma^2_{IA} + \sigma^2_E + \sigma^2_r \quad (2)$$

Para cuantificar el reparto de cada componente (*peso comp*), los aislamos y calculamos un coeficiente de determinación, es decir, la fracción de la varianza total que es explicada por cada uno de ellos, mediante:

$$peso\ comp_{\%} = \frac{\sigma^2_{comp}}{\sigma^2_{AI}} * 100 \quad (3)$$

Exploramos las tendencias a largo plazo de las inundaciones mediante una prueba de Mann-Kendall. Si la prueba era significativa ($p < 0,001$), se calculó una pendiente de tendencia utilizando el estimador de pendiente de Theil-Sen (Sen, 1968; Theil, 1992), que es comúnmente empleado en la exploración de tendencias en hidrología (Bloschl et al., 2017; Wasko et al., 2020b; Kemter et al., 2023). A continuación, se simuló una serie a largo plazo a partir del coeficiente de pendiente resultante, y se calculó su varianza y se comparó con la varianza de la AI siguiendo la Ecuación 3. Es importante señalar que las tendencias a largo plazo sólo se exploraron en paisajes con al menos 20 años de datos de alta calidad, ya que las tendencias encontradas en periodos más cortos (por ejemplo, 10 años) podrían ser el resultado de fluctuaciones a nivel de año. La Figura AI.2 localiza los "puntos ciegos", es decir, los paisajes que no alcanzaron la extensión mínima de la serie temporal según los filtros descritos en la Sección 2.3.2.

La componente interanual (IA) corresponde al efecto de las fluctuaciones que son captadas por las medias hidrológicas anuales, siguiendo la función:

$$IA_t = \begin{cases} AI_y, & T = 0 \\ AI_y, & T \neq 0 \end{cases} \quad (4)$$

donde AI_y es la extensión inundada promediada para el y -ésimo año hidrológico (como se define en la sección 2.3.2). Cabe resaltar que, si la serie presentaba una tendencia a largo plazo, parte del componente interanual (IA) se explica por la tendencia a largo plazo. Por lo tanto, cuando se encontró una tendencia, el componente interanual se calculó como $IA-T$ (Ec. 4).

Para completar la caracterización de las inundaciones que siguen ciclos de distinta duración (e.g. períodos ricos vs pobres de inundación; Hall et al., 2014) añadimos un análisis de autocorrelación temporal, que evalúa la relación entre las observaciones en función del tiempo. La autocorrelación temporal se define mediante la función de autocorrelación (ACF), que mide la similitud entre una observación en un momento dado y observaciones anteriores a diferentes intervalos de tiempo. Matemáticamente, la ACF se calcula como:

$$ACF(l) = \frac{Cov(Y_t, Y_{t-l})}{Var(Y_t)} \quad (5)$$

Donde $ACF(l)$ es el valor de la autocorrelación en un intervalo l , $Cov(Y_t, Y_{t-l})$ es la covarianza entre la observación en el mes t y la observación en el mes $t-l$, y $Var(Y_t)$ es la varianza de la serie temporal. Para aquellas dinámicas que no tuvieran una componente de tendencia a largo plazo, identificamos la periodicidad de la serie como el intervalo en el cual la autocorrelación es positiva después de mostrar un ciclo de debilitamiento y fortalecimiento. Esto indica la presencia de patrones repetitivos (i.e., ciclos) en los datos.

Definimos un valor de corte para determinar la significancia de la autocorrelación dado por un nivel de confianza del 95%.

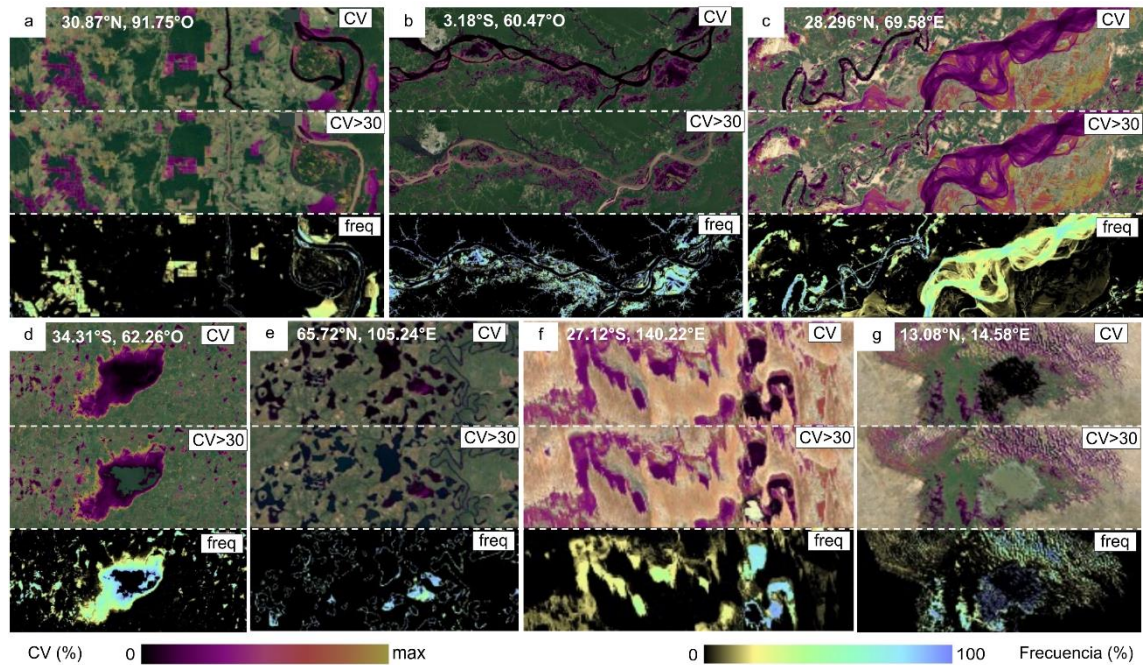


Figura 2.1. Ejemplos del resultado del enmascaramiento de las aguas superficiales según el coeficiente de variación de cada píxel (umbral = 30%), mostrando el coeficiente de variación (panel superior), el coeficiente de variación tras el enmascaramiento (panel central) y la frecuencia de inundación (panel inferior) en distintas ubicaciones: (a) Río Mississippi, Estados Unidos; (b) Río Amazonas, Brasil; (c) Río Indo, Pakistán; (d) Lago Picasa, Argentina; (e) lagos glaciares en Rusia; (f) Lagos Coongie, Australia; (g) Lago Chad, Chad.

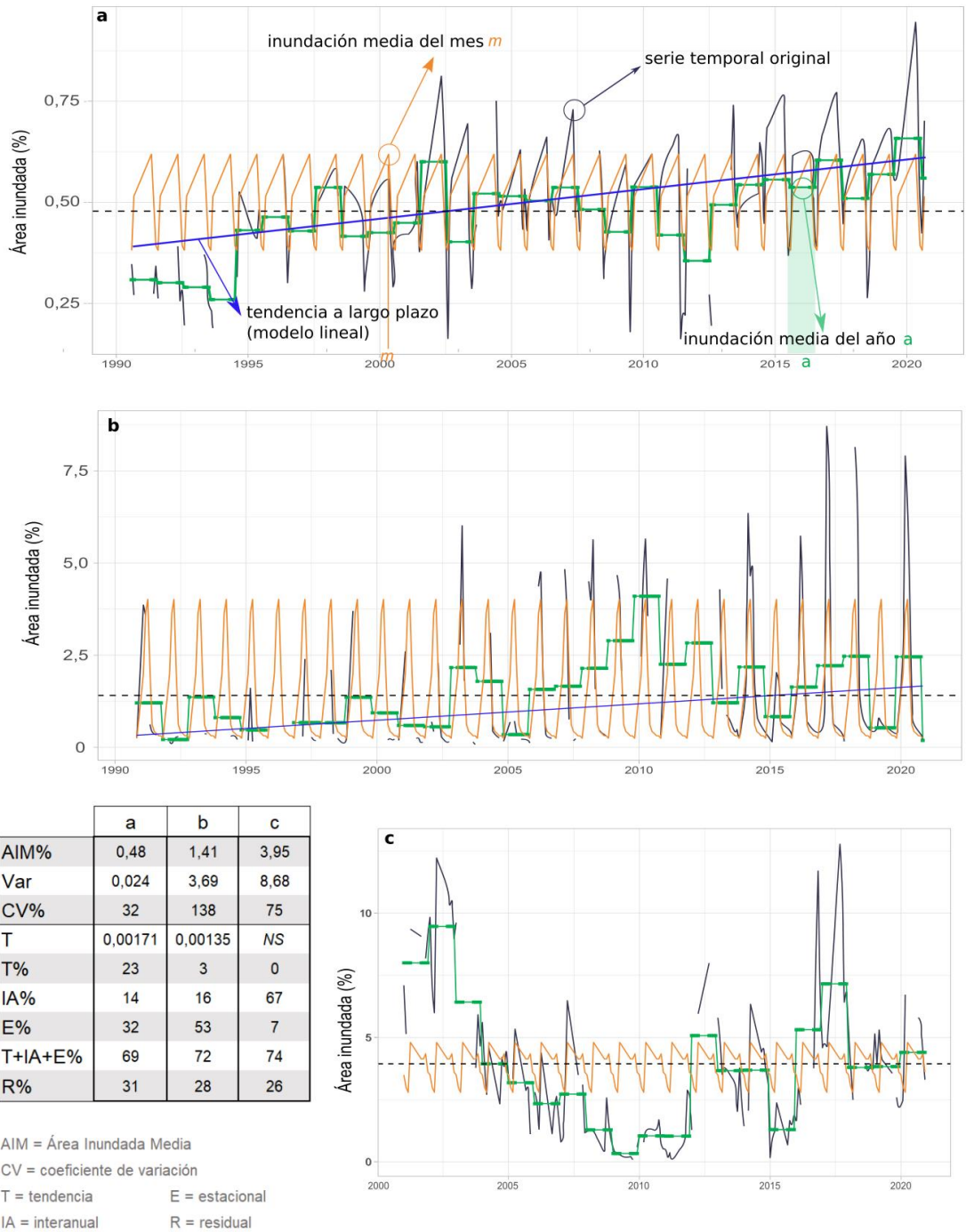


Figura 2.2. Ejemplo de la descomposición de series temporales en sus componentes a largo plazo (T, línea azul), interanuales (IA, línea verde) y estacionales (E, línea roja), considerando la varianza restante como "residual" (R, calculada como 100 menos la suma de las contribuciones relativas T, IA y E a la varianza total) para tres paisajes: (a) uno en el que hay codominancia estacional e interanual (centrado en 52,5°N, 92,5°O), (b) uno donde domina la estacionalidad (centrado en 15,5°S; 23,5°E), y (c) uno donde dominan las fluctuaciones interanuales (centrado en 35,5°S; 62,5°O). La línea discontinua representa la extensión media global del área inundada (AIM).

Definimos la estacionalidad como la dinámica que se define por una estación húmeda y otra seca. Aunque la acumulación temporal de agua da lugar a inundaciones estacionales (en el sentido de *no permanentes*), nos interesa describir hasta qué punto esos picos eran fijos en el año. Así, definimos la estacionalidad (E) como la función dada por:

$$E_t = AI_m \quad (6)$$

donde AI_m es la extensión de las inundaciones promediada para el m -ésimo mes.

El término de error (r) puede considerarse como la fracción de la varianza que no puede explicarse por un único componente (i.e., varianza residual). Esto podría deberse a fluctuaciones erráticas, no cíclicas (en las escalas temporales descritas) o a una combinación de componentes que, por sí solos, contribuyen a una pequeña parte de las fluctuaciones (i.e., codominancia).

Las inundaciones se clasificaron en primer lugar según el aspecto dominante de su variabilidad temporal mediante una agrupación K-means (Hartigan y Wong, 1979) de cuatro centroides, con 500 conjuntos iniciales aleatorios y 1000 iteraciones. Las medias de los *clusters* se interpretaron para etiquetar cada clase, y la clase a largo plazo se dividió además en tendencia a largo plazo positiva y negativa según la dirección de la pendiente T (Figura AI.1).

2.3.3.1 Dos factores de estacionalidad

Las inundaciones estacionales pueden ser el resultado directo de regímenes de precipitaciones estacionales, en cuyo caso se espera que los desfases sean cortos y estén relacionados con los tiempos de concentración y acumulación. Sin embargo, también pueden estar limitadas por la ocurrencia de temperaturas bajo cero, que dictan ciclos de congelación y deshielo y conducen a desfases más largos y a la desvinculación de la estacionalidad de las precipitaciones. Analizamos la proximidad temporal de los picos de

inundaciones a los picos de precipitación del paisaje (ver Sección 2.3.2) así como al final del periodo de temperaturas bajo cero para todos los paisajes en los que el componente estacional era dominante. Para ello, calculamos los desfases entre los picos de precipitación y de las inundaciones para cada paisaje y realizamos un análisis de regresión con *bootstrapping*, que itera sobre miles de muestras resultantes de permutaciones con reemplazo de la población, para extraer la mediana del intercepto y la pendiente de la relación de desfase pico a pico. También incluimos análisis de regresión local (i.e., LOESS) que generan regresiones suavizadas a lo largo de los datos, lo que permite interpretar visualmente la forma de la relación entre la precipitación y los picos de inundaciones. Para distinguir si la estacionalidad estaba impulsada por las precipitaciones o por el deshielo, asumimos que un paisaje tenía efectos de deshielo cuando tenía (a) al menos dos meses consecutivos de temperaturas medias bajo cero, y (b) un desfase de al menos cuatro meses entre el pico de precipitación y el pico de inundaciones. Asumimos que los paisajes que no seguían ambos criterios estaban directamente asociados a las precipitaciones. Este enfoque permitió discernir las regiones con inviernos bajo cero cuyos picos de precipitaciones escapan a los efectos de congelado-descongelado y están estrechamente asociados a las inundaciones, de aquellas en las que los ciclos de inundaciones estacionales están claramente controlados por la temperatura.

2.3.4. Temporalidad de las inundaciones a través de gradientes climáticos e hidrotopográficos

Por último, exploramos cómo los atributos de las inundaciones observadas se asocian con el clima y con la hidrotopografía. Las cinco clases de clima utilizadas (A - ecuatorial, B - árido, C - templado, D - nival/boreal, E - polar) captan la probabilidad de generación de excesos de agua y de su retención temporal en forma de hielo, mientras que las siete clases de hidrotopografía (1 - aguas abiertas y humedales, 2 - bajos, 3 -

ondulado, 4 - colinas, 5 – montañas bajas, 6 - montañoso, 7 – montañas altas) capturan un gradiente desde la alta convergencia y el estancamiento hasta la alta divergencia y el drenaje que integran algunos de los efectos más relevantes de la topografía sobre las inundaciones. Resumimos cada atributo mediante la clase mayoritaria por celda de paisaje (Figura AI.3).

2.4. Resultados

2.4.1 Descriptores globales de las inundaciones

Las inundaciones presentaron una distribución geográfica muy sesgada (Figura 2.3). El área inundada media (AIM) de todos los paisajes alcanzó una media del 0,48% en todos los continentes, excluyendo a la Antártida, con el 73,4% de la superficie inundada concentrándose en el 20% de los paisajes más inundados. Las inundaciones lentas (de larga duración) mostraron un gradiente latitudinal dominante, donde el norte de Eurasia y Norteamérica contribuyeron la mayor proporción de paisajes altamente cubiertos por agua ($AIM > 10\%$) (Figura 2.3a). Por fuera del cinturón boreal, los valles de algunos de los mayores ríos e importantes humedales de África (ríos Nilo, Congo, Níger y Zambeze), Asia (ríos Ob, Taz, Lena, Indo, Brahmaputra, Ganges y Yangtsé, lago Poyang) y Sudamérica (ríos Amazonas, Beni, Paraná, Orinoco y Ucayali, humedales de los Llanos del Iberá y del Orinoco) aportaron el siguiente mayor número de paisajes altamente inundados.

La variabilidad temporal global de las inundaciones, captada por el coeficiente de variación, reveló una cobertura de agua estable en general ($CV < 50\%$, 56,3% de los paisajes) en las zonas con mayor cobertura de superficie inundada ($AIM > 1\%$) (Figura 2.3b, AI.4a), sobre todo en Norteamérica, Amazonia, Europa y noreste de Asia. Las inundaciones con moderada variabilidad ($50 < CV < 200\%$, 32,5 % de los paisajes) ocurrieron en todos los continentes y su mayor fracción se concentró en el centro y sur de Argentina, en las regiones del Sahel y Okavango en África, Asia central, China oriental y toda Australia. Por último, encontramos inundaciones con extrema variabilidad ($CV > 200\%$, 11,2 % de los paisajes) en Australia occidental y central, el norte del Sahel, el desierto del Sáhara, la península arábiga y en Irán.

La descomposición de la varianza de las inundaciones a lo largo de 35 años mostró que los ciclos estacionales, interanuales y a largo plazo explicaron, en promedio, el 68% de la varianza total (más del 90% en el decil superior y menos del 43% en el decil inferior). Especialmente destacable es el hecho de que la estacionalidad dominó la varianza del 34,1% de los paisajes, seguida por las fluctuaciones interanuales (18%) y los cambios a largo plazo (11,1%). En el resto de los paisajes (36,7%) hubo un codominio indistinguible de las escalas interanual y estacional. El efecto geográfico fue evidente en el cambio de dominancia de estacional a interanual con un umbral en los 20° de latitud sur (Figura 2.4 y Figura AI.4b). Las inundaciones estacionales dominaron en el hemisferio norte y en los trópicos, mientras que las inundaciones con fluctuaciones interanuales fueron dominantes en el noreste de Brasil, Argentina, Sudáfrica y el este de Australia. Sobre los Estados Unidos, la transición de temporalidades desde fluctuaciones estacionales hacia fluctuaciones interanuales coincide con el gradiente de aridez que tiene su límite más conspicuo a lo largo del meridiano 97° oeste.

El análisis de la autocorrelación temporal de las series evidenció que la periodicidad promedio de las inundaciones estacionales fue de 14 meses, mientras que la de las inundaciones interanuales fue de 71 meses (Figura 2.5). Esto implica que los ciclos de inundaciones que abarcan escalas de años duraron entre 1 (e.g., en el extremo noreste de Rusia) y 19 años (e.g., en la región central de Estados Unidos). En este sentido, los ciclos interanuales fueron más variables que los estacionales, cuyo rango entre los percentiles 5 y 95 se encontró entre los 11 y 24 meses de duración. Por otro lado, las temporalidades mixtas se caracterizaron por tener ciclos de 29 meses (2,5 años) en promedio, con un máximo (percentil 95) de 96,7 meses (i.e., 8 años) como el evidenciado en la región central de Australia.

Los cambios a largo plazo (i.e., ganancia o pérdida neta de superficie inundada) dominaron la variabilidad de las inundaciones en el 11,1% de los paisajes, siendo las tendencias positivas superadoras frente a las negativas (9,85 y 1,25%, respectivamente). Las tendencias positivas se distribuyeron por todas las latitudes y fueron especialmente importantes en Europa y Asia central, con magnitudes de hasta 1300 km² de ganancia neta de inundaciones. Por el contrario, las tendencias negativas a largo plazo, que dominaron el 1,2% de los momentos de inundaciones, se dieron principalmente en las regiones de latitud media (Figura AI.4c). Las dinámicas positivas dominantes a largo plazo no estuvieron ni tan extendidas ni tan agregadas como las fluctuaciones estacionales e interanuales, con excepciones en China y Canadá. Los cambios negativos aparecieron sobre todo en el Mar de Aral, en el sur de Argentina y en el centro de Estados Unidos (Figura 2.4, AI.4c) y reflejan patrones documentados de aumento de las sequías e impactos de la irrigación en grandes extensiones.

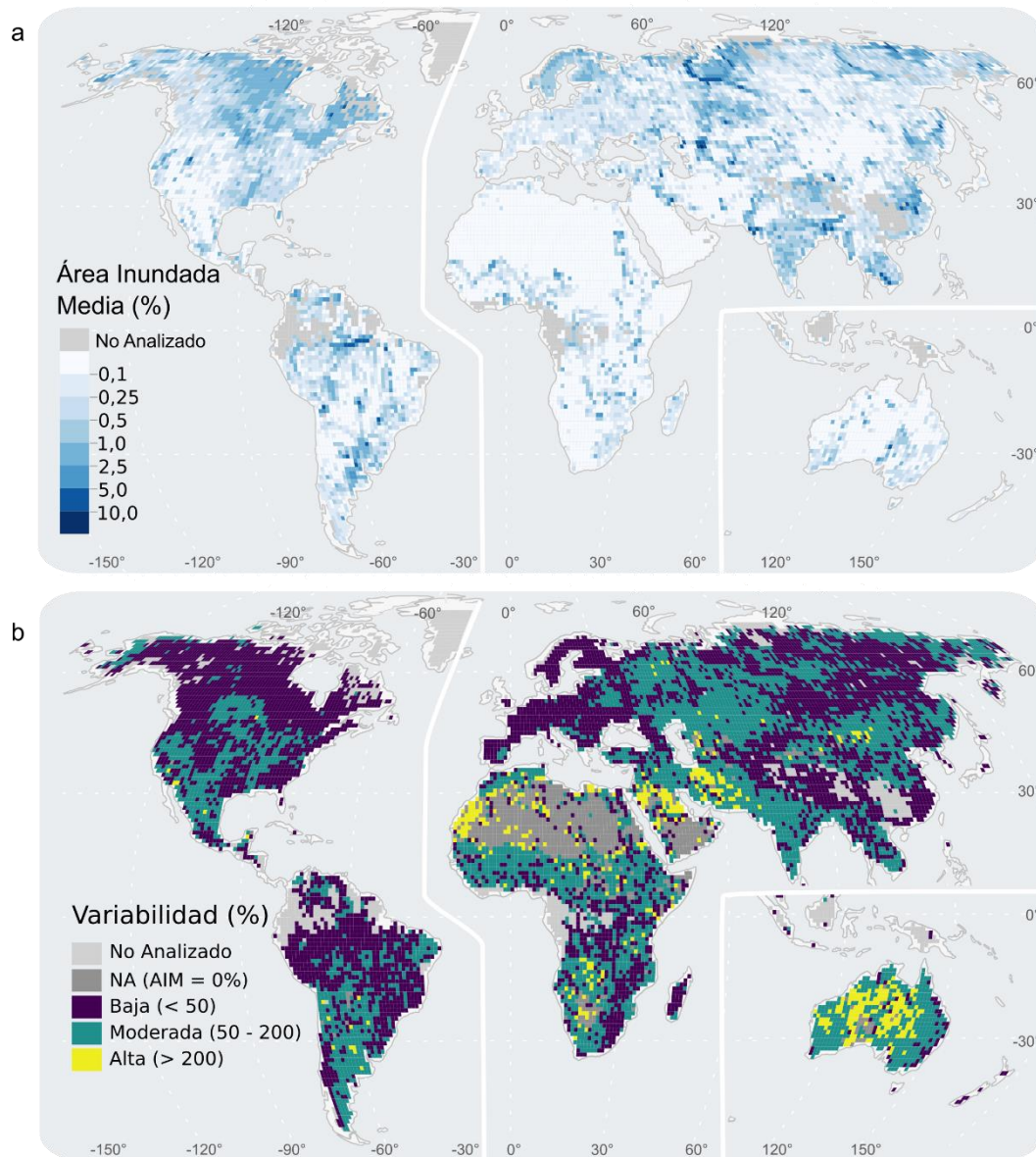


Figura 2.3. Distribución global del área inundada (a, valores medios mensuales) y de su variabilidad temporal en los paisajes con una extensión media inundada mayor al 0% (b, coeficiente de variación). Notar que las escalas de color no son lineales.

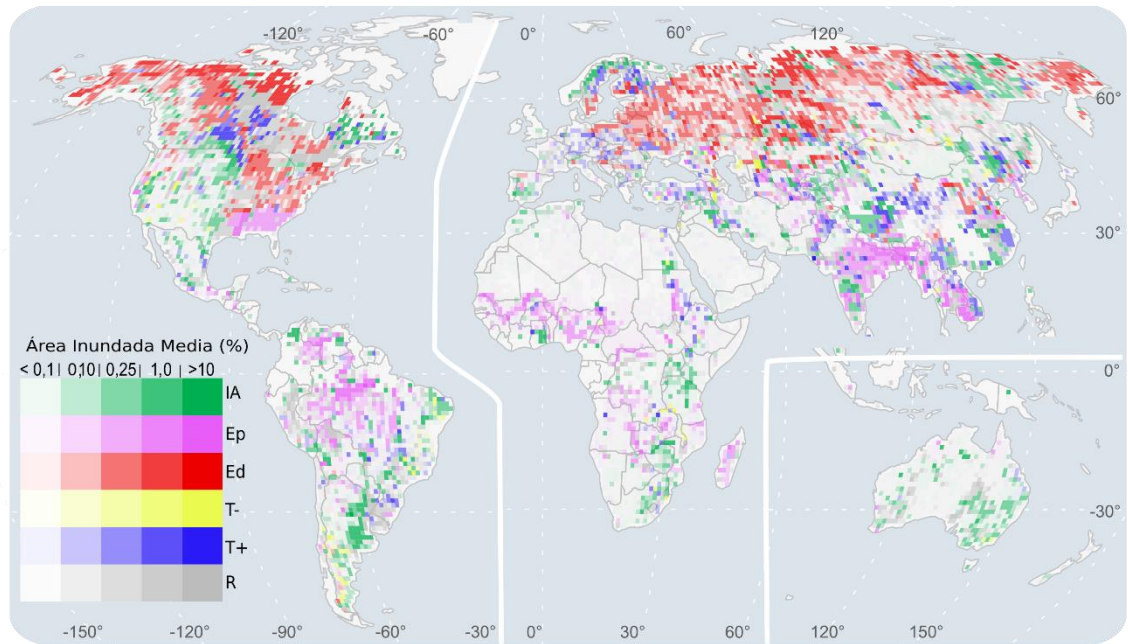


Figura 2.4. Clasificación de la temporalidad de las inundaciones según el patrón principal de fluctuación temporal (o a la ausencia del mismo): interanual (IA, verde), estacional impulsado por las precipitaciones (Ep, magenta), estacional impulsado por el deshielo (Ed, rojo), tendencia negativa a largo plazo (T-, amarillo), tendencia positiva a largo plazo (T+, azul) y residual (R, gris). La intensidad del color refleja la extensión media inundada en una escala no lineal. Nótese que un paisaje puede estar sujeto a fluctuaciones en más de una escala temporal (por ejemplo, estacional con tendencia a largo plazo), mientras que en la figura se destaca aquél dominante.

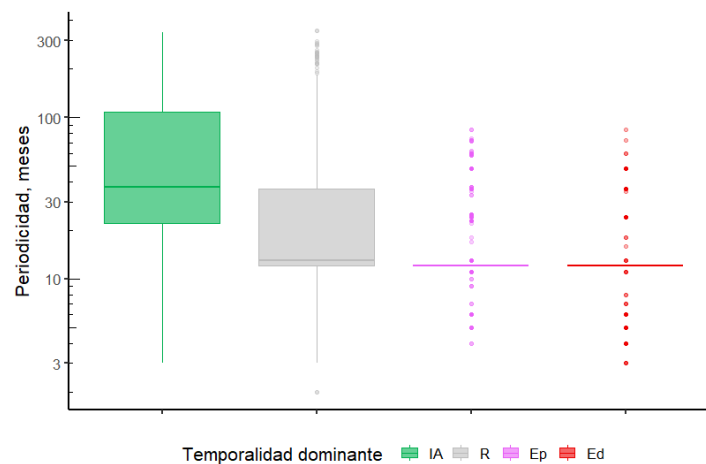


Figura 2.5. Periodicidad de las inundaciones bajo distintas temporalidades dominantes (Interanual (IA) = verde; Residual (R) = gris; Estacional dictado por el deshielo (Ed) = rojo; Estacional dictado por pulsos de precipitación (Ep) = magenta). La periodicidad representa la longitud del ciclo de inundaciones (entre picos subsiguientes) de acuerdo con un análisis de autocorrelación temporal. Excluimos del análisis los paisajes dominados por tendencias a largo plazo por tener otra estructura temporal subyacente. Notar que el eje y está en escala logarítmica.

2.4.2 Atributos de las inundaciones según los gradientes climáticos e hidrotopográficos

Las inundaciones respondieron de forma diferente al clima y a la hidrotopografía (Figura 2.6). La magnitud de las inundaciones (captada por el AIM) se explicó principalmente por la hidrotopografía, con un sesgo exponencial hacia las posiciones más llanas (tipo 1, aguas abiertas y humedales, y tipo 2, tierras bajas, ambas caracterizadas por niveles freáticos extremadamente bajos, Figura AI.3) que tenían cuatro veces más superficie cubierta de agua que el resto de los paisajes, albergando el 12% de las zonas inundadas en sólo el 4,5% de la superficie continental global (Cuadro AI.1). Fuera de estos paisajes, los paisajes ondulados a serranos (tipos 3 y 4) albergaron el 78,17% de la superficie global inundada en el 75,88% de la superficie continental global. Estas cifras se redujeron hacia las zonas montañosas (tipos 5-7), que concentraron el 9,82% de la superficie mundial inundada y el 18,92% de la superficie mundial. El clima apareció como un factor subordinado, pero no menos crucial, mostrando cómo las regiones bajo clima Boreal tuvieron la mayor partición de las inundaciones (40% del área global inundada en el 24,77% de la tierra global) y, junto con el clima Ecuatorial, más del doble y tres veces más inundaciones medias que los climas Árido y Templado (Figura 2.6 y Cuadro AI.1).

La variabilidad temporal total (que tuvo un coeficiente de variación medio global del 68,4%) alcanzó su punto máximo hacia los paisajes áridos llanos (CV medio = 141%) y disminuyó hacia los extremos topográficos (Figura 2.6c). Los resultados mostraron que las inundaciones más estables se produjeron en las zonas de sierras y montañas, donde la cobertura media de agua era baja (CV medio de las zonas montañosas y de alta montaña = 42%). La variabilidad total respondió más claramente al clima, siendo menor en el clima Boreal (CV medio = 42%) y mayor en el Árido (CV medio = 113%).

Al segmentar la variabilidad temporal en ciclos estacionales, interanuales y tendencias a largo plazo, surgieron algunos patrones notables (Figura 2.7). El componente estacional dominó en los climas Ecuatorial y Polar, y cedió gradualmente su dominio al componente interanual a lo largo del gradiente Boreal-Templado-Árido. La variabilidad interanual prevaleció en las hidrotopografías intermedias, especialmente de climas Árido y Templado. La ganancia neta de inundaciones fue más representativa del clima Polar, mientras que las pérdidas prevalecieron en las regiones de clima Árido. Las tendencias positivas (más comunes en hidrotopografías montañosas bajo todos los climas) fueron más extendidas que las negativas (más comunes en hidrotopografías llanas con clima Árido).

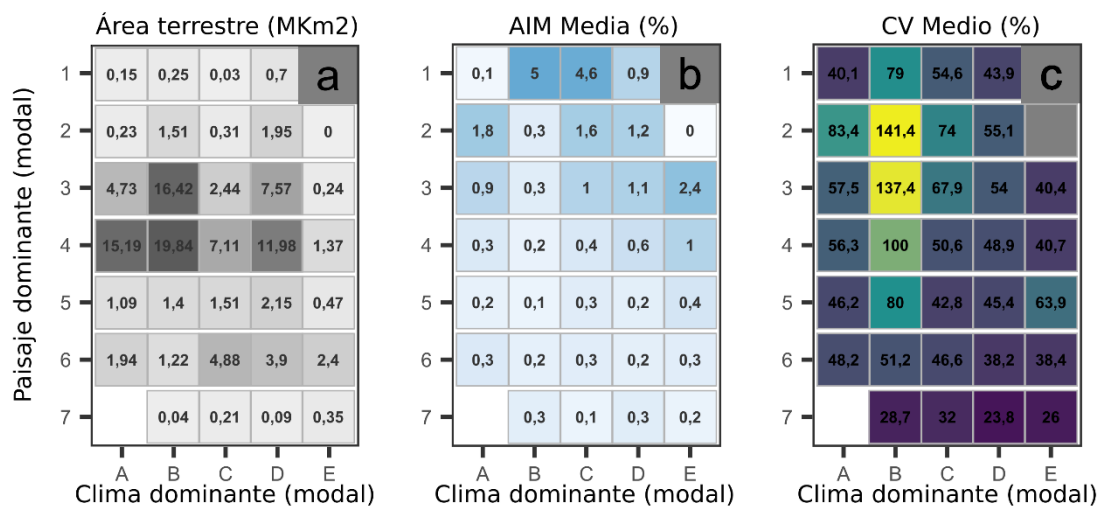


Figura 2.6. Distribución de los descriptores temporales de las inundaciones en función del clima principal (A - ecuatorial; B - árido; C - templado cálido; D - nival/boreal; E - polar) y la posición hidrotopográfica dominante (1 - aguas abiertas y húmedales; 2 - tierras bajas; 3 - ondulado; 4 - montañoso; 5 - montañoso bajo; 6 - montañoso; 7 - montañoso alto). Para los 12.500 paisajes continentales (a) superficie terrestre total (en Mkm²) ocupada por cada combinación, y para los 11.403 paisajes analizados: (b) Área Inundada Media (AIM, %); (c) variabilidad media (CV, %). Las escalas de color de los paneles b-c se reproducen a partir de las de la Figura 2.3 a-b, respectivamente, que no son lineales.

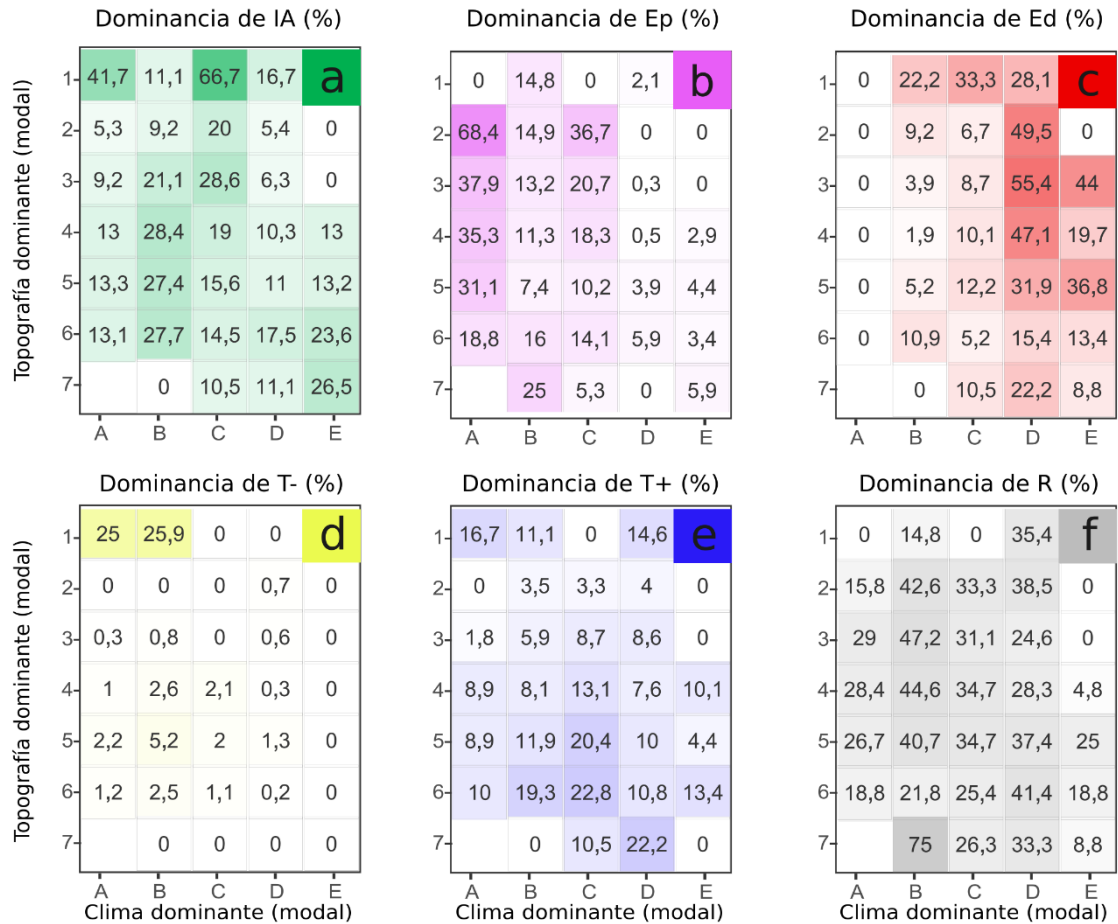


Figura 2.7. Distribución de la temporalidad dominante de las inundaciones en relación con el clima principal (A - ecuatorial, B - árido, C - templado cálido, D - nival/boreal, E - polar) y la posición hidrotopográfica dominante (1 - aguas abiertas y humedales, 2 - tierras bajas, 3 - ondulado; 4 - montañoso, 5 - montañoso bajo, 6 - montañoso, 7 - montañoso alto). Porcentaje de paisajes dominados por fluctuaciones (a) interanuales, (b) estacionales impulsadas por la precipitación, (c) estacionales impulsadas por el deshielo, (d) tendencia negativa a largo plazo, (e) tendencia positiva a largo plazo, (f) varianza residual.

2.4.3 Factores determinantes de las inundaciones estacionales

Las fluctuaciones estacionales de las inundaciones responden a ciclos de precipitación y/o nieve/deshielo, como sugieren los distintos grados de correspondencia temporal entre los picos de inundaciones y de precipitación bajo diferentes tipos de clima (Figura 2.8). La cuantificación de la sincronía de las inundaciones a las precipitaciones evidenció desfases mediados por la temperatura en el desarrollo de las inundaciones de las regiones boreales tras dos tipos de análisis de regresión. Mientras que las regiones tropicales y áridas revelaron la respuesta más inmediata de las inundaciones a la estacionalidad de las precipitaciones, con un desfase medio de 3,5 meses, los paisajes de climas boreales mostraron una dinámica sincronizada, en cambio, con el inicio de las temperaturas superiores a 0°C, mostrando un desfase medio de 9,4 meses con la precipitación.

Las regiones cálidas (climas A, B y C) presentaron la sincronía más estrecha entre los picos de precipitación e inundación, con un desfase medio de 3,4; 3,7 y 5,2 meses, respectivamente (Figura 2.8a y c). La regresión lineal basada en remuestreos (*bootstrapping*) sostuvo esta asociación, mostrando cómo el momento de máxima inundación se explicaba en gran medida por el momento del pico en las precipitaciones para los climas ecuatoriales (ordenada al origen = 3,2; pendiente = 1,05; $R^2=0,83$), así como en los paisajes estacionales áridos y templados desencadenados por precipitación (ordenada al origen = 2,7 y 3; pendiente = 0,98 y 1,07; $R^2= 0,58$ y 0,7 respectivamente; Figura AI.5). Los análisis de regresión local (i.e., generados mediante una función de suavizado local, Figura AI.6) permitieron detectar patrones de inundaciones disociadas de la precipitación en paisajes de climas áridos y templados. Estos casos se distribuyeron al norte de los 30° de latitud, con picos de precipitación entre mayo y septiembre, y momentos de máxima inundación entre marzo y mayo del año siguiente. En estas

regiones, las temperaturas mínimas mensuales que caen por debajo de 0°C en la estación fría podrían disociar las inundaciones de las precipitaciones (con un desfase de hasta 10 meses) independientemente de la proporción de aportes de nieve dentro del paisaje.

Por el contrario, en la gran fracción del hemisferio norte que registra temperaturas invernales bajo cero (climas D y E), las inundaciones estacionales se produjeron principalmente donde los aportes de precipitaciones en forma de nieve fueron más elevados (fracción de nieve/precipitación total > 30%), desencadenándose a partir del comienzo del deshielo entre abril y junio del año calendario siguiente (Figura 2.8b, círculos). Esto se traduce en un desfase de hasta un mes desde el aumento mínimo de la temperatura por encima de los 0°C, y en un gran desfase del pico de precipitación (entre 8 y 10 meses, Figura 2.8d y AI.5). Sin embargo, encontramos evidencias en algunos paisajes de inundaciones asociadas al efecto de precipitaciones cuando éstas se producían a principios del año calendario (i.e., entre enero y marzo). Los análisis de regresión reflejaron esta asociación (ordenada al origen=0,45 y 1,01; $R^2=0,74$ y 0,92 respectivamente, Figura AI.5). En estos casos encontramos que los aportes de nieve fueron menores (fracción de nieve/precipitación total < 30%) y/o que la precipitación se acopló con el inicio de temperaturas por encima de cero, por lo que el efecto de la temperatura mediando en la traducción de precipitación en inundaciones no fue tan decisivo (Figura 2.8b y d, triángulos).

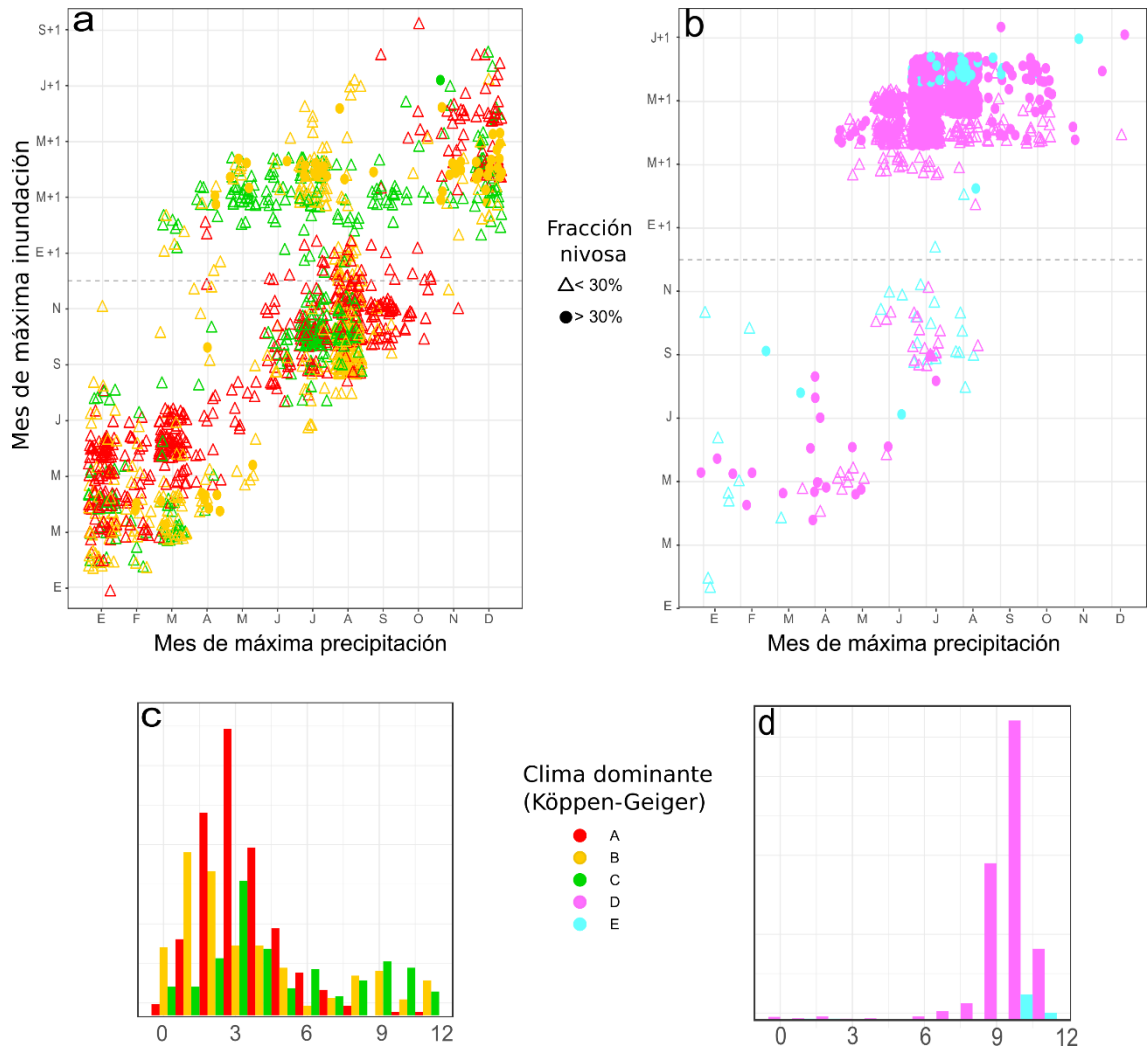


Figura 2.8. Desfasajes entre las precipitaciones e inundaciones estacionales. (a-b) Mes del pico máximo de inundaciones vs. mes del pico máximo de precipitaciones para los climas (a) Ecuatorial (rojo), Templado cálido (verde) y Árido (amarillo), y (b) Boreal (magenta) y Polar (azul claro), diferenciando el aporte de la nieve en la precipitación total (menores al 30%, triángulos vacíos vs mayores al 30%, círculos llenos). Para las inundaciones cuyos máximos eran alcanzados en el año calendario siguiente al de las precipitaciones, el mes se indica como "+1". Los subgráficos c) y d) muestran la distribución de frecuencias del desfasaje entre el pico máximo de precipitación y el de las inundaciones, en cantidad de meses, para cada tipo de clima.

2.5. Discusión

Situar las inundaciones en un contexto geográfico permite explorar patrones influidos por amplios gradientes ambientales, incluidos amplios efectos latitudinales. La distribución de la temporalidad de las inundaciones a escala mundial, basada en la determinación de la escala temporal predominante en sus fluctuaciones, reveló que, mientras que muchas regiones muy inundadas del mundo presentan inundaciones con una

estacionalidad predecible, otra gran fracción experimenta inundaciones cuyas principales fluctuaciones abarcan varios años. De hecho, la estacionalidad domina la temporalidad de las inundaciones en los cinturones boreal y tropical, dando lugar a fluctuaciones predominantemente interanuales al sur de la latitud 20° sur (Figura 2.4 y AI.4). Este efecto hemisférico distintivo podría explicarse por una menor estacionalidad de la temperatura y la precipitación (es decir, un clima más oceánico del cinturón templado austral, Hipótesis 1.2) influenciado por teleconexiones, particularmente por las fluctuaciones en la circulación atmosférica que influyen en la humedad transportada por las masas de aire. Dentro de los fenómenos de circulación atmosférica, el ENOS ha sido evidenciado especialmente en Sudamérica como driver de las precipitaciones, modulado asimismo por otras anomalías como las del sistema del Atlántico (AMO) y Pacífico (PDO) (Silva et al., 2017; Kundzewicz et al., 2019; Robledo et al., 2019; Arias et al., 2021). Estas teleconexiones modulan, además, la variabilidad de la precipitación en otras regiones (Hu et al., 2005; DeFlorio et al., 2013; Ward et al., 2014). Una implicancia importante de estos patrones es que, para al menos una quinta parte de la superficie terrestre, los análisis de las inundaciones deberían abarcar varios años para captar el lapso típico de las condiciones de inundación (de al menos 15 años para regiones como la llanura pampeana y la llanura del sudeste australiano).

Los factores y procesos que explican un fenómeno en estudio dependen de la escala de observación (O'Neill et al., 1986; Blöschl y Sivapalan, 1995). En este capítulo, la exploración a gran escala de distintos atributos temporales de las inundaciones (i.e., área inundada media, variabilidad y temporalidad) nos permite hipotetizar acerca de su respuesta a grandes restricciones climáticas y topográficas que varían a escala regional. Nuestro análisis demostró cómo los altos niveles de convergencia y proximidad del agua subterránea a la superficie favorecidos por una topografía regional suave fueron el

principal control de la acumulación de agua superficial, incluso después de excluir los grandes depósitos de agua de baja variabilidad (píxeles que varían menos del 30% en el periodo observado) (Hipótesis 1.1). Los paisajes con niveles freáticos regionales inferiores a 0,25 m (clase hidrotopográfica 1, área inundada promedio = 1,77%) tuvieron de dos a cuatro veces más probabilidades de inundarse que las regiones onduladas a serranas (área inundada promedio = 0,38 a 0,98%), y diez veces más probabilidades de inundarse que las montañosas (área inundada promedio = 0,19 a 0,23%) (Figura 2.6). Fan et al. (2013) estimaron que al menos el 15 % de las aguas superficiales continentales pueden estar en contacto con napas freáticas poco profundas, mientras que varios estudios locales han ilustrado la sensibilidad del contacto entre aguas subterráneas y superficiales en esa porción del mundo a los cambios en el uso del suelo y la vegetación (Cramer y Hobbs, 2002; Favreau et al., 2009; Ibrakhimov et al., 2018; Giménez et al., 2020).

El clima fue más importante que la topografía a la hora de explicar la variabilidad temporal de las inundaciones y su temporalidad dominante. Las fluctuaciones más predecibles y dominadas por estaciones en las regiones frías dieron paso a patrones interanuales y mixtos en los climas templados, y a patrones más irregulares y erráticos en las regiones áridas (Figuras 2.6 y 2.7). El vínculo entre el clima, la estacionalidad de los picos de inundación y los procesos generadores de inundaciones se ha explorado en los Estados Unidos (Saharia et al., 2017), donde el subtipo de clima (con vs. sin estación seca), así como el contexto geográfico (interior vs. costero e intermontano vs. llano), también ayudaron a explicar la variabilidad en los picos de caudal registrados. Además, distinguimos el principal factor meteorológico que explica la estacionalidad de las inundaciones regionales (precipitaciones vs. deshielo), descubriendo que los pulsos de congelado/descongelado dictados por la estacionalidad de la temperatura rigen los ciclos de las inundaciones en los climas boreales (Figura 2.7). Un tercer proceso generador de

inundaciones, que aquí englobamos dentro de los pulsos dictados por precipitaciones, son los fenómenos de lluvia sobre nieve comunes en el noroeste de Estados Unidos y en Asia central y oriental, pero que pueden ser relevantes también a escala local en Europa (Merz y Blöschl, 2003; Viglione et al., 2016; Merz et al., 2021), Estados Unidos (McCabe et al., 2007; Stein et al., 2020) y, más recientemente, en el cinturón polar boreal (Cohen et al., 2015).

Aunque no tuvimos como objetivo atribuir las tendencias a largo plazo a mecanismos causales ni al efecto de cambios en cada factor explicativo (e.g., cambios en el régimen climático o modificaciones topográficas a gran escala), nuestros hallazgos nos permiten formular hipótesis acerca de los fenómenos que pudieron llevar al 11% de la superficie terrestre a evidenciar cambios direccionados en la extensión de las inundaciones (Figura 2.4). Observamos agrupamientos de paisajes con ganancias netas de inundaciones en Europa, Asia central y el norte de Norteamérica que apuntan hacia los efectos del calentamiento global, en concordancia con estudios de campo regionales (Woldemeskel y Sharma, 2016; Merz et al., 2021) y de simulaciones (Vormoor et al., 2015; Meriö et al., 2019); o bien hacia los efectos interactivos del calentamiento global y los cambios en los regímenes de precipitaciones (Song et al., 2014; Yang et al., 2014; Viglione et al., 2016; Bertola et al., 2021; Yang et al., 2021). En otras regiones, podemos asociar estas tendencias con cambios en el uso del suelo, por ejemplo en el foco hacia el noreste de China, en la llanura de Songnen, donde la producción de arroz se ha expandido sobre los pastizales nativos en los últimos treinta años, aumentando probablemente la cantidad y la duración de la irrigación por inundación (Liu et al., 2009; Wang et al., 2009; Zhang et al., 2019). Por el contrario, las tendencias negativas a largo plazo fueron menos abundantes, más fragmentadas, y predominantemente asociadas a fenómenos de secado de cuerpos de agua permanentes (e.g., lagos y lagunas). El llamativo caso del mar de Aral,

explicado principalmente por los impactos de las infraestructuras de riego (Micklin, 1988; Jin et al., 2017) parece ir acompañado de otras situaciones en las que el riego a gran escala puede influir significativamente, como en los ríos Mendoza-Colorado en Argentina (Rojas et al., 2020).

Sorprendentemente, las vastas áreas que detectamos en el centro-sur de Canadá con tendencias de aumento en las inundaciones, que pueden ser el resultado de cambios en el clima que interactúan con cambios en las prácticas agrícolas (Hayashi et al., 2016; Huang et al., 2016; Wang y Vivoni, 2022), están poco exploradas en la literatura. Un aspecto destacable de esta región inundable es su ubicación en la transición de la temporalidad estacional a la interanual. Especulamos que los cambios en las inundaciones allí podrían estar asociados con un cambio de régimen de un control más regular de la temperatura a un control más variable de la precipitación (ver Chegwiddden et al., 2020; Wang y Vivoni, 2022; Zhang et al., 2022). En Patagonia, detectamos un foco con tendencia negativa, lo cual es alarmante dada la creciente susceptibilidad a la desecación de los lagos en las regiones semiáridas. Recientemente se han generado evidencias que indican cómo el lago Colhué Huapi de poca profundidad ubicado en la Patagonia central podría estar siguiendo el destino del mar de Aral, aunque no está claro si está relacionado con el agotamiento del manto de nieve, el aumento de la extracción para consumo humano y ganadero, la disminución de las precipitaciones o una combinación compleja (Scordo et al., 2018; Carabajal y Boy, 2021). Por lo tanto, una conclusión clave de nuestro análisis es que un marco global puede ayudar realmente a conectar líneas de investigación y generar hipótesis derivadas de los patrones regionales observados.

En este Capítulo generamos una caracterización novedosa de la temporalidad de las inundaciones lentas a nivel global. Mediante la segmentación de las series temporales mensuales en escalas de fluctuación cortas, intermedias y largas, fuimos capaces de

identificar y cartografiar regiones con ciclos similares de inundaciones. Basándonos en esta caracterización geográfica de los patrones de cobertura de agua, aportamos pruebas sobre los factores determinantes de las inundaciones a gran escala, gracias a la exploración de los atributos de las inundaciones a través del amplio rango que alcanzan el clima regional y la topografía a escala global.

CAPITULO 3

Cuantificación del desplazamiento espacial de las inundaciones por factores naturales y humanos

Cuantificación del desplazamiento espacial de las inundaciones por factores naturales y humanos

3.1. Introducción

La dinámica espacial de las inundaciones, y concretamente el patrón de su expansión y retroceso sobre el territorio, es un aspecto importante de su variabilidad. El concepto de *pulso de inundación* describe un modelo en el que el agua cubre progresivamente las áreas adyacentes de la superficie ya inundada, y luego retrocede siguiendo exactamente la secuencia inversa, a lo largo de lo que se describe como una zona de transición acuático-terrestre (Junk et al., 1989, ver también Wantzen et al., 2008 para una definición extendida a los sistemas lénticos). Este modelo nulo de expansión/recesión de inundaciones totalmente coherente implica que los lugares exactos que quedan cubiertos por el agua pueden preverse para cualquier nivel de inundación (i.e., fracción de cobertura de agua) basándose en la distribución de inundaciones anteriores. Sin embargo, en paisajes reales como los ocupados por ríos sinuosos y/o con meandros, las inundaciones no siempre siguen este patrón predecible, sino que cambian de ubicación a lo largo de sucesivos eventos o siguen trayectorias asimétricas de expansión y recesión (Tockner et al., 2000; Finotello et al., 2020). Aunque este atributo de la dinámica de las inundaciones (de ahora en más, *desplazamiento*) podría aportar información importante sobre el funcionamiento de los ecosistemas a múltiples niveles, aún no se ha cuantificado sistemáticamente y rara vez se ha descrito en la dinámica de lagunas someras. En cambio, el desplazamiento se ha utilizado para caracterizar las riberas de los ríos mediante modelización numérica (Camporeale et al., 2005), detección manual y automatizada de desplazamientos espaciales de píxeles clasificados como agua (Lin et al., 2020; Langhorst y Pavelsky, 2023), o, más comúnmente, incluido como un atributo conocido en el diseño de experimentos y observaciones de campo (Constantine y Dunne, 2008; Finotello et al.,

2020; Walcker et al., 2021) a partir de los cuales se ha generado un amplio cuerpo de conocimiento sobre las leyes físicas que guían el desplazamiento (Wren et al., 2008; van Dijk et al., 2013).

La naturaleza espaciotemporal de este fenómeno sugiere que puede explorarse mediante teledetección. Una ventaja clave es su capacidad para estudiar uniformemente un atributo con bajo costo. Con el desarrollo de máscaras de agua globales a partir del catálogo de Landsat (Pekel et al., 2016) y servidores de procesamiento en la nube (Gorelick et al., 2017), es posible analizar el desplazamiento de las inundaciones a nivel global a lo largo de más de tres décadas. Dicha información ya ha ayudado a explorar la dinámica temporal de las inundaciones, incluidas las tendencias a largo plazo (Pekel et al., 2016; Olthof y Rainville, 2022) y otros componentes de la variabilidad temporal (Pickens et al., 2020; *Capítulo 2 de esta Tesis*), e incluso caracterizaciones colorimétricas como proxy de la calidad del agua (Gardner et al., 2021). Langhorst y Pavelsky (2023) han demostrado que el desplazamiento de los cauces de los ríos puede evaluarse mediante teledetección, cuantificando la erosión y acumulación de sedimentos en cursos de agua de más de 100 m de ancho con excelentes resultados. La literatura demuestra cómo las herramientas basadas en teledetección pueden captar aspectos detallados de las inundaciones, presentando una oportunidad para realizar caracterizaciones globales exhaustivas, incluso a pesar de sus limitaciones como aquellas causadas por la cobertura de nubes y la menor resolución espacial y temporal de las misiones satelitales más antiguas.

Aunque se ha señalado que el clima, la topografía y la infraestructura hídrica son factores que impulsan el desplazamiento de las inundaciones, su importancia relativa sobre el grado de desplazamiento no es conocida. En las regiones áridas, la elevada variabilidad espacial de la escorrentía y de las precipitaciones se traduce en inundaciones

espacialmente heterogéneas (Tooth, 2000; Brunsell, 2010). Los ríos en llanuras con alta actividad geomorfológica pueden transportar, remover y depositar grandes cantidades de sedimentos en sus riberas fomentando la migración de cursos y la formación de lagos *oxbow* que retienen grandes masas de agua (Richardson et al., 1987; Constantine y Dunne, 2008; Langhorst y Pavelsky, 2023). Dado que la pendiente, la rugosidad y las formas del terreno a nivel de paisaje determinan el transporte y el almacenamiento del agua superficial (McGuire et al., 2005; Sivapalan et al., 2011; Rudorff et al., 2014), nuestra hipótesis es que las características topográficas son importantes determinantes del desplazamiento de las inundaciones más allá de los sistemas lóticos. Además de los factores naturales, el riego, especialmente para el cultivo de arroz, puede contribuir al desplazamiento de las inundaciones debido a la asignación diferencial del riego en parcelas, especialmente en regiones que practican sistemas de doble y triple cultivo (Sakamoto et al., 2007; Dong et al., 2015). La ingeniería hídrica fluvial, como la canalización, la rectificación, y el emplazamiento de represas y embalses, puede minimizar el desplazamiento de las inundaciones alterando la geomorfología del río y el transporte de sedimentos aguas abajo (Ward y Stanford, 1995; Vörösmarty et al., 2010; Tena et al., 2020).

Dado que los ciclos de expansión/recesión de las inundaciones sostienen muchas funciones ecosistémicas (Tockner y Stanford 2002; Pi et al., 2022), incluyendo el intercambio de gases de efecto invernadero con la atmósfera (Watts et al., 2014; Sauniois et al., 2020; Walcker et al., 2021), es importante cuantificar cómo se desplazan las inundaciones a lo largo del tiempo para prever mejor los cambios en la función ecosistémica, así como en el clima global. En este sentido, las herramientas de teledetección permiten seguir la respuesta de las inundaciones a los cambios en la variabilidad de los regímenes de precipitación (Kundzewicz 2008; Najibi y Devineni,

2018; Ares et al., 2021), a los cambios en el uso y la cobertura del suelo (Twine et al., 2004; Loarie et al., 2011; Kuppel et al., 2015) y a las estrategias de gestión del agua orientadas a la mitigación de sus daños. Además, puede aplicarse para mejorar la toma de decisiones para la gestión y la planificación de las inundaciones al permitir la identificación de las zonas propensas a inundarse y desplazarse.

3.2. Objetivos, hipótesis y predicciones

Este capítulo tiene como objetivo (**OE2**) desarrollar una métrica para cuantificar la variabilidad espacial de las inundaciones y evaluar su respuesta a factores naturales y humanos. Este objetivo se desglosa en tres objetivos específicos: (1) construir índices que cuantifiquen el grado en que la distribución de las inundaciones se desvía de un patrón de expansión/recesión totalmente coherente (desplazamiento de las inundaciones); (2) cartografiar el desplazamiento de las inundaciones de todo el planeta con estos índices para los últimos 36 años y evaluar su complementariedad a través de un gradiente de coherencia espaciotemporal; (3) explorar cómo se relaciona el desplazamiento con diversos factores naturales y antrópicos.

Preguntas asociadas: ¿cuánta área adicional resulta de la redistribución del área cubierta por agua entre eventos? ¿en qué lugares del Planeta es más importante este fenómeno? ¿sólo los ríos presentan desplazamientos, o hay también cuerpos de agua que pueden diferir en su proceso de expansión y recesión? ¿se manifiesta el impacto antrópico, a nivel regional, sobre la distribución del área cubierta por agua?

Hipótesis 2.1: el área cubierta por agua se desplaza entre eventos por factores naturales que alteren la localización de las zonas de convergencia del flujo de agua como topografías planas, presencia de ríos que transporten mucho sedimento, o condiciones que generen mayor variabilidad espacial de las precipitaciones como la aridez.

Predicción 2.1.1: en regiones donde la red de drenaje es poco definida, las inundaciones variarán más en el espacio que en regiones con vías de escurrimiento bien definidas y cuerpos de agua de gran extensión y profundidad.

Predicción 2.1.2: entre regiones con vías de escurrimiento bien definidas, aquellas que estén dominadas por ríos sinuosos que transporten más carga de sedimento se desplazarán más que aquellas dominadas por ríos más rectos o con menos carga de sedimento.

Predicción 2.1.3: el desplazamiento será creciente en igual sentido que la aridez (relación evapotranspiración potencial – precipitación anual).

Hipótesis 2.2: el área cubierta por agua se desplaza entre eventos por factores humanos que manipulen la locación del agua superficial mediante canales para riego e inundación de lotes para cultivos como el arroz, mientras que la infraestructura para almacenar agua (e.g., embalses y reservorios) lo puede contrarrestar al redefinir la topografía local y reducir la carga de sedimento del caudal que la atraviesa.

Predicción 2.2.1: el desplazamiento será creciente en igual sentido que la fracción destinada a producción de cultivos bajo riego

Predicción 2.2.2: en regiones donde se construyeron embalses entre 1990 y 2020 se observará una reducción del desplazamiento comparando el período pre- y post-construcción.

3.3. Materiales y métodos

Utilizamos series temporales espacialmente agregadas (píxeles individuales dentro de una celda de cuadrícula) y las comparamos con las distribuciones de píxeles temporalmente agregadas (datos individuales a lo largo del periodo de estudio) para cuantificar el desplazamiento. Para mantener consistencia metodológica con el resto de la Tesis, derivamos la información de área cubierta por agua de la base *Global Surface Water* v1.4 (GSW; Pekel et al., 2016), con una resolución mensual de 30 metros, disponible entre 1985 y 2021, inclusive, en la plataforma *Google Earth Engine* (Gorelick et al., 2017).

3.3.1. Caracterización del desplazamiento de las inundaciones

Un desarrollo espacialmente coherente de las inundaciones debería reflejar una geometría tipo cubeta en la que: (1) a medida que se expande el área cubierta por agua, los lugares que ya estaban inundados permanecen cubiertos por agua, (2) se puede observar la misma distribución de áreas cubiertas por agua para una misma fracción de cobertura de agua en la región en cualquier otro momento, y (3) se cumplen estas secuencias en todos los episodios de inundación e independientemente de estar en fase de expansión o retracción (Figura 3.1c). En estos casos, cuando agregamos el área cubierta por agua a lo largo de una extensión dada (e.g., cuenca o celda de una cuadrícula), el área inundable (suma de todos los píxeles individuales que estuvieron cubiertos por agua en algún momento) debería coincidir con la extensión máxima cubierta por agua (suma de todos los píxeles que estaban cubiertos por agua cuando la inundación alcanzó su pico en la región), y la recesión de la inundación debería reflejar exactamente su desarrollo, siendo las primeras áreas en secarse las últimas que se inundaron. Tomando esta situación hipotética como modelo nulo, medimos dos aspectos a través de los cuales pueden surgir

desviaciones de este patrón. En la Figura 3.1 (d-f) esquematizamos tres situaciones hipotéticas correspondientes a patrones de desplazamiento.

En primer lugar, definimos el desplazamiento extremo (d_{ext}) como la diferencia relativa entre el área inundable (AI), que es la suma de todos los píxeles que estuvieron cubiertos por agua en cualquier momento, y el área cubierta por agua máxima observada en un mes concreto de la serie temporal agregada espacialmente ($ACAMax$) (Ec. 1, Figura 3.1a).

$$d_{ext} = \frac{AI - ACAMax}{ACAMax} \quad (1)$$

Este índice representa la fracción de área que escapó a picos puntuales pero que se vio involucrada en al menos una etapa de una inundación, y podríamos remontar su origen a la fracción “seca” del paisaje (vista durante esos picos máximos). En otras palabras, interpretamos esta fracción del área como aquella que escapó a la inundación en el momento de máxima cobertura, lo que nos proporciona información valiosa sobre la dinámica de mojado-secado de la región. Por esta razón, d_{ext} debería ser más sensible para analizar eventos individuales o dinámicas en las que diferentes fracciones del paisaje participan en cada evento de inundación, más comúnmente encontradas en paisajes irrigados (Figura 3.1d).

La cuantificación del desplazamiento extremo puede subestimar el desplazamiento de inundaciones que tiene lugar en etapas intermedias de cobertura de agua o inundaciones muy rotativas, como las experimentadas en paisajes irrigados con alta intensidad donde la secuencia de inundación de las parcelas es errática (Figura 3.1e). También podría fallar en representar la dinámica de las inundaciones cuando las áreas comprometidas pueden converger más allá de un cierto umbral de cobertura de agua pero no por debajo de él (es decir, dando $d_{ext} = 0$; Figura 3.1f), y cuando aún así la

redistribución del área inundada difiere mucho de un patrón coherente. En estos casos, la superficie excedente no procede únicamente de la fracción seca del paisaje, sino también de lo que cabría esperar que fuesen áreas de agua permanente. Como resultado, observaríamos una mayor proporción de inundaciones temporales de lo esperado por la información extraída de la dinámica del área cubierta por agua agregada espacialmente.

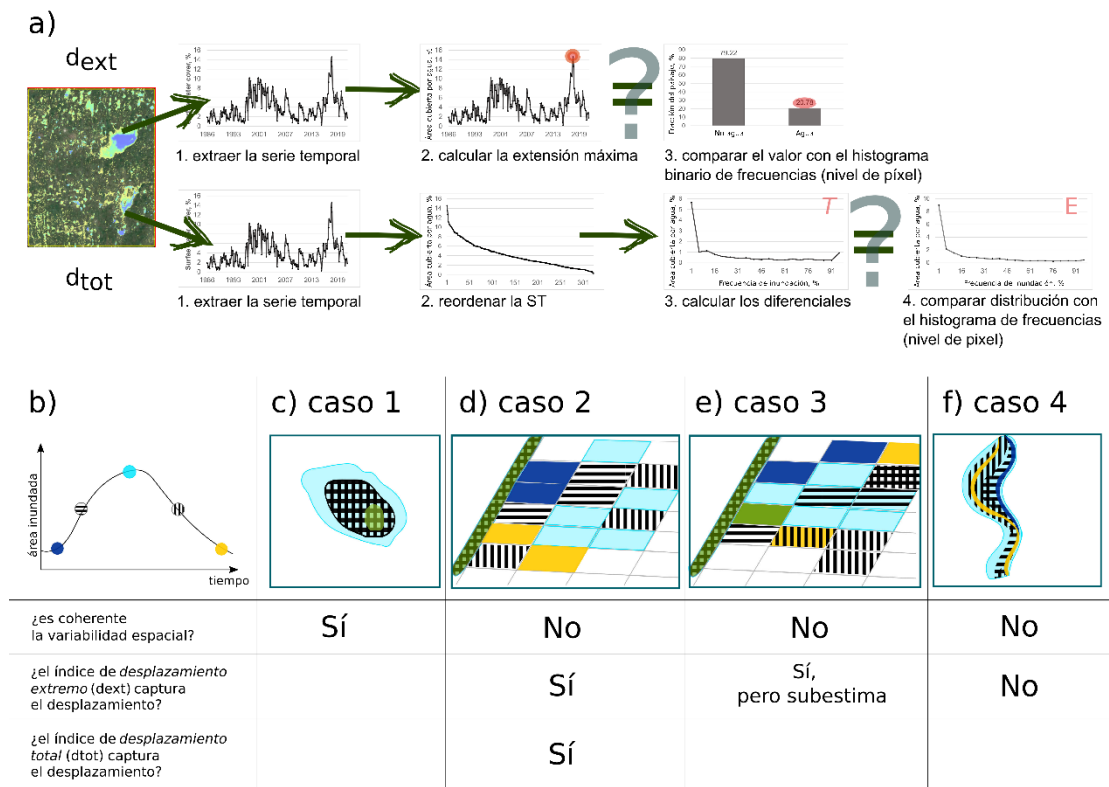


Figura 3.1 (a) Esquemización del cálculo y comparación de dos distribuciones de frecuencias de inundación basadas en la serie temporal del área cubierta por agua en un territorio dado (análisis temporal, T) y la contribución de sus píxeles individuales (análisis espacial, E). (c-f) Cuatro configuraciones hipotéticas alternativas de inundación para la misma serie temporal de cobertura de agua agregada espacialmente (b). Los casos incluyen: (c) dinámica de inundación coherente en la que las últimas zonas inundadas son las primeras en secarse, comúnmente observada en la que las últimas zonas inundadas son las primeras en secarse, comúnmente observada en regiones de regadío de intensidad baja-media; (d) dinámica de inundación incoherente en la que cada parcela se inunda de forma rotativa de manera que cada una queda cubierta por el agua en un solo paso temporal, situación que podría darse en regiones de regadío de intensidad alta; (e) dinámica de inundación incoherente en la que las parcelas se inundan de forma alterna y variable, situación que podría darse en regiones de regadío de intensidad alta; (f) dinámica de inundación incoherente en la que el patrón espacial de la fase de humedecimiento y secado diverge, situación que podría darse en ríos ramificados y meandriformes y sus llanuras aluviales circundantes, así como en humedales conectados hidrológicamente. Se indica (sí/no) la coherencia y la capacidad de los dos índices (d_{ext} y d_{tot}) para captar el desplazamiento.

Dada la posible subestimación de los desplazamientos por el primer índice, construimos un índice de desplazamiento total (d_{tot}) comparando dos distribuciones de frecuencia de inundación diferentes (Figura 3.1a). La primera (distribución temporal, T) resulta de reordenar las series temporales del área cubierta por agua en una matriz decreciente. Suponiendo un modelo nulo en el que la extensión de inundación mensual agregada en el espacio representa con exactitud la dinámica de inundación dentro de la región, este reordenamiento mostraría (1) el área inundable (i.e., la primera observación en la que todos los píxeles que pueden inundarse están cubiertos por agua); (2) el área cubierta por agua mínima o fracción de agua permanente (i.e., la extensión más baja observada que podría, o no, ser cero); y (3) la distribución de frecuencias de inundación por fracción de área, que se obtiene calculando la diferencia entre observaciones, empezando por la máxima. Por ejemplo, una región en la que el evento máximo observado a lo largo de 10 años (120 observaciones mensuales) representó el 1% de la superficie y el siguiente mayor evento cubrió el 0,9%, debería mostrar el 0,1% de su superficie con una frecuencia de inundación de 1/120 (0,83%). Entonces, si el modelo nulo es representativo de la dinámica de inundación en esta región, T refleja la contribución relativa de los píxeles con diferentes frecuencias individuales de inundación. Esta contribución puede estimarse independientemente midiendo la distribución de las frecuencias reales de inundación como el porcentaje de observaciones con agua a nivel de píxel ($30 \times 30 \text{ m}^2$) (distribución espacial, E). El desfase entre T y E puede cuantificarse como se indica en la Ecuación 2:

$$d_{tot} = \frac{\sum_{n=0}^{100} T_n - E_n}{ACAMax} \quad \text{para } T_n > E_n \quad (2)$$

donde T_n y E_n son las áreas con $n\%$ de frecuencia de inundación según las distribuciones temporal y espacial, respectivamente. Para obtener una medida comparable

entre regiones con distintos regímenes de inundación, relativizamos el desfase de las distribuciones al área cubierta por agua máxima observada ($ACAMax$) de la región. Así, d_{tot} expresa la fracción equivalente de $ACAMax$ que se inunda como resultado del cambio de localización de la superficie cubierta de agua dentro y entre eventos de inundación.

El fenómeno descrito incumbe a los análisis a través de múltiples escalas espaciales, ya que explora cuán consistente es el comportamiento del nivel superior con el de los componentes de los niveles inferiores (e.g., píxeles en datos derivados de sensores remotos). Para este capítulo, de extensión global, elegimos el paisaje como nivel focal, en base a una grilla de 1 grado de resolución (~111x111km en el Ecuador), coincidente con la utilizada en el *Capítulo 2* (12.500 celdas que cubrían exclusivamente superficie continental). Obtuvimos la serie temporal del área cubierta por agua para cada paisaje y mes entre 1985 y 2021, y filtramos además (i) las series temporales, manteniendo las observaciones con más del 70% de los datos disponibles en toda la celda, y (ii) los paisajes, manteniendo aquellos con más del 0,1% de la extensión máxima de agua superficial y 30 observaciones, para reducir efectos de ruido. Como resultado, analizamos 10.047 paisajes en todos los continentes excepto la Antártida. Para ilustrar cómo pueden aplicarse los índices de desplazamiento, investigamos el impacto de los factores naturales y humanos en los cambios de ubicación del área cubierta por agua dentro de un mismo evento y entre eventos. Generamos árboles de regresión con remuestreo (*Boosted regression trees*, de aquí en más, BRT) para relacionar el desplazamiento de las inundaciones con variables topográficas, climatológicas, hidrológicas y agrícolas. Procesamos y agregamos la información de inundación en Google Earth Engine, y completamos los análisis en un entorno de R (R Core Team, 2021).

3.3.2. Atribución del desplazamiento a factores naturales e inducidos por el humano

Una forma de probar la influencia de múltiples variables continuas que podrían tener efectos interactivos y/o no lineales es mediante árboles de regresión remuestreados (BRT), que se basan en algoritmos de aprendizaje automático capaces de determinar la importancia de las variables manteniendo la interpretabilidad del modelo (Elith et al., 2008; Radinger et al., 2018). Basándonos en el efecto de la topografía sobre la energía potencial que guía el estancamiento del agua superficial (*Capítulo 2*), y de los regímenes climáticos en términos de variabilidad espacial de los eventos de precipitación, planteamos la hipótesis de que el desplazamiento es fomentado por la baja convergencia del agua, que podría ser el resultado de topografías en gran parte planas, ríos altamente meandriformes, y/o de climas áridos (Hipótesis 2.1). Por otro lado, basándonos en la asignación arbitraria de las inundaciones para producir cultivos, disociada de cómo se extienden las inundaciones por un valle de inundación, y en el efecto a largo plazo del emplazamiento de represas sobre el régimen local de inundaciones del curso de agua, planteamos además la hipótesis de que el desplazamiento de las inundaciones se ve potenciado en regiones intensamente irrigadas destinadas a la producción de arroz y contrarrestado por regiones con dominancia de lagos bien definidos, incluyendo tanto formaciones naturales como construidas para almacenar agua (Hipótesis 2.2). Exploramos y seleccionamos fuentes de datos globales relacionados con algunos de los aspectos más relevantes en los que el desplazamiento por inundaciones puede verse influido por la topografía, el clima y la actividad antrópica a gran escala. La Figura AII.1 muestra la distribución geográfica de estas variables a nivel de paisaje.

Obtuvimos información de (1) el *Global Multi-resolution Terrain Elevation Data* (GMTED2010, USGS) para derivar tres variables topográficas: (a) la rugosidad del terreno, calculada en base a la diferencia de altura de cada pixel respecto a sus píxeles

adyacentes (Riley et al., 1999), y la pendiente a nivel (b) local (250m) y (c) regional (5km) (Figura AII.1 a-b); (2) la caracterización del ancho, pendiente, área drenada, longitud de onda de meandro, sinuosidad y caudal de ríos (Frasson et al., 2019, basada en el producto *Global River Width from Landsat*, Allen y Pavelsky 2018) para derivar la longitud de onda media de los meandros en todos los segmentos fluviales contenidos en cada paisaje (entre 60°N y 56°S) (Figura AII.1c); (3) el *Global Lake and Wetlands Dataset* (GLWD; Lehner y Doll 2004) para derivar las fracciones de cuatro coberturas de interés: lagos, ríos, llanuras inundables y de embalses (Figura AII.1 d-g); (4) la base de datos *TerraClimate* (Abatzoglou et al., 2018) para derivar el índice de aridez climatológico como la relación a largo plazo (i.e., 50 años) entre la precipitación anual y la evapotranspiración potencial (Figura AII.1h); (5) la distribución de los *antromas* (i.e., biomas antrópicos; Ellis et al., 2020) a partir del cual derivamos las fracciones de tres coberturas de variables agrícolas relacionadas con la gestión del agua: agricultura de (a) arroz, (b) irrigada y (c) de secano (Figura AII.1 i-k). También incluimos la fracción cubierta por bosques remotos y bosques inundados (Figura AII.1 l-m) como aproximación a una limitación clave de los datos tomados por sensores pasivos que puede interferir con la representación de la observación del agua superficial, la cobertura de nubes y la ocurrencia de inundación por debajo de un estrato boscoso.

3.4. Resultados

3.4.1. Cuantificación del desplazamiento de las inundaciones

Los dos índices de desplazamiento (d_{ext} y d_{tot}) fueron capaces de captar patrones en los que las zonas cubiertas por agua cambian de ubicación a lo largo de distintos eventos. Mediante estos índices descubrimos que existen, en efecto, patrones de inundación casi totalmente coherentes (i.e., sin desplazamiento, d_{ext} y $d_{tot} < 0,2$) en sistemas lóticos que incluyen llanuras de inundación a lo largo de los ríos Kunene, Ob y Paraguay (en Angola, Rusia y Paraguay, respectivamente). En otras regiones, el desplazamiento fue tan significativo en el desarrollo de inundaciones que expuso hasta cinco veces más área de la esperada a partir de un patrón coherente, por ejemplo en las llanuras de inundación de los ríos Ucayali y Purús en Sudamérica (d_{ext} y $d_{tot} > 1$), conocidas por su elevada carga de sedimentos y su geomorfología dinámica.

Los diferentes regímenes de desplazamiento de inundaciones se hicieron evidentes tras comparar el rendimiento de ambos índices en los 10.047 paisajes analizados en el mundo (Figura 3.2). Los valores bajos de d_{ext} y d_{tot} fueron indicativos de patrones coherentes en los que las áreas cubiertas por agua se expandían y retrocedían siguiendo la misma trayectoria geométrica, como en las regiones con lagos bien definidos (Figura 3.2a). Los aumentos en uno o ambos índices podrían atribuirse a cómo se redistribuyen las áreas cubiertas por agua entre eventos o dentro de eventos individuales. Por ejemplo, las mayores diferencias a favor de d_{tot} (Figura 3.2d-f) sugieren patrones alternantes con un evento máximo capaz de cubrir todas las áreas inundables (como se ejemplifica en la Figura 3.1e). En casos como este, el solapamiento del área inundable con la máxima registrada resultó casi perfecto, sin embargo, la evaluación más profunda de su distribución a lo largo del tiempo indicó que hasta el 40% del área inundable cambió su ubicación. En ciertas llanuras de inundación (e.g., en secciones del río Ob, Figura 3.2d),

este comportamiento tuvo un impacto marginal, representando menos del 20% del área involucrada. En otros lugares, los valores más altos de d_{tot} captaron, por ejemplo, la dinámica evaporativa del lago Eyasi y del mar de Aral en África oriental y Asia central (Figura 3.2 e-f). Este tipo de desplazamiento fue más representativo de los paisajes con mayor cobertura de agua (Figura 3.2, panel superior izquierdo, puntos azules). Por último, la interpretación visual de las celdas con valores muy altos de d_{ext} y d_{tot} sugieren su sensibilidad a factores tanto naturales como humanos influyendo en la distribución de las zonas inundadas (Figura 3.2, g-i).

Los índices de desplazamiento de las inundaciones son complementarios a los atributos comúnmente utilizados para caracterizar las inundaciones, destacando la contribución de este enfoque novedoso. Los indicadores típicos de la variabilidad de las inundaciones incluyen las extensiones mínima, media y máxima, y el coeficiente de variación derivado de series temporales de extensión de inundaciones agregadas espacialmente. Los índices de desplazamiento que desarrollamos estuvieron poco correlacionados con las métricas de análisis temporal, con un coeficiente de correlación monotónica absoluto menor a 0,27 (Figura 3.3). Esto indica que nuestra cuantificación de la redistribución del área cubierta por agua complementa el análisis temporal de las inundaciones, independientemente de su magnitud (i.e., tanto para los paisajes raramente inundados como para los que completamente cubiertos de agua), o de lo variables que fueran temporalmente (i.e., desde coberturas muy estables a inundaciones muy erráticas).

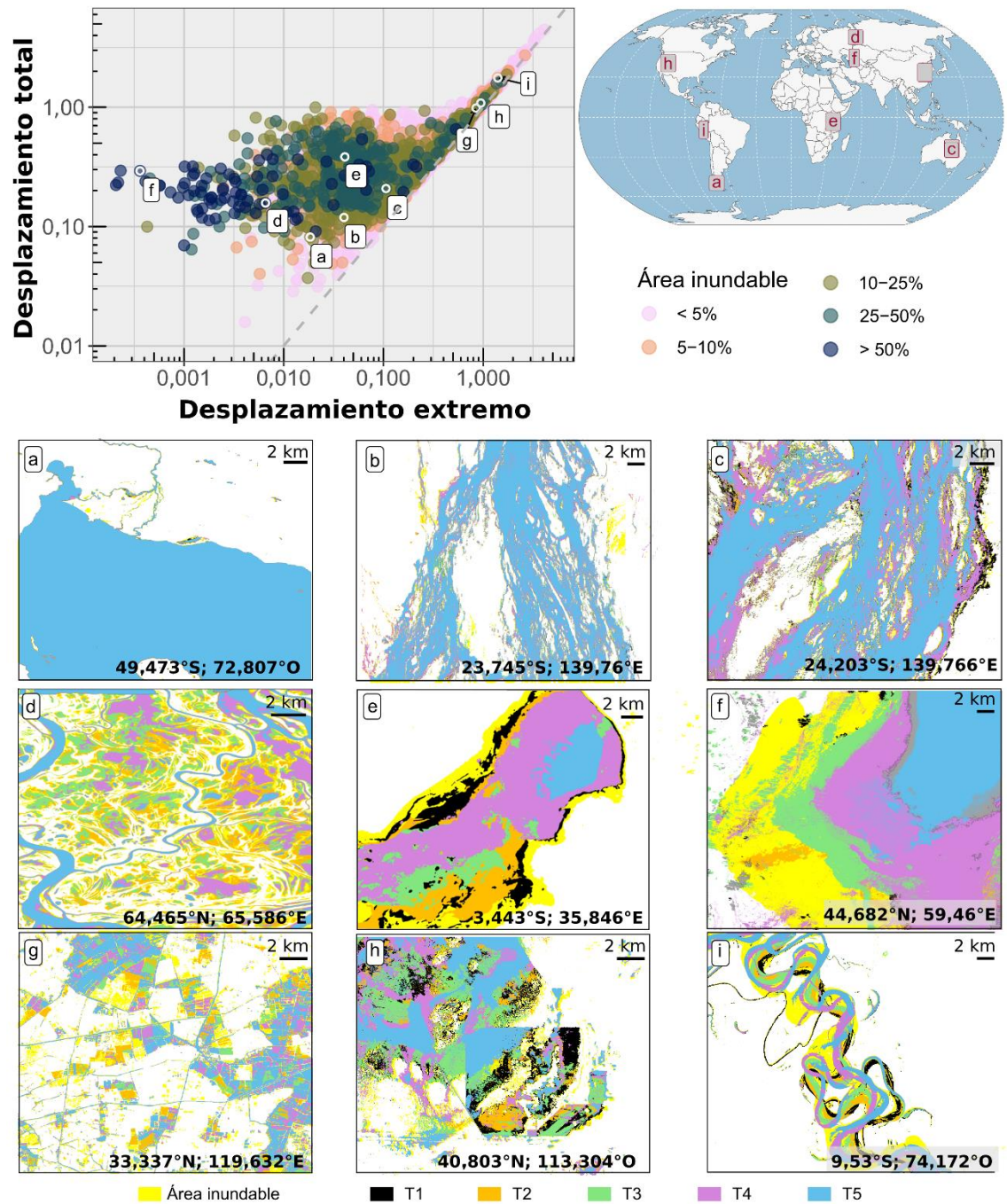


Figura 3.2. Valores asumidos para los dos índices de desplazamiento de las inundaciones propuestos (desplazamiento extremo, d_{ext} , y desplazamiento total, d_{tot}) en 10.047 paisajes de 1° . Panel superior izquierdo: diagrama de dispersión log-log que colorea las celdas según su área inundable (i.e., la fracción de área que se inundó al menos una vez en los últimos 36 años), con la línea de puntos gris reflejando la línea de igualdad entre ambos índices. (a-i) Ejemplos de la superposición geográfica entre el área inundable (fondo amarillo) y la contribución geográfica real de distintas fracciones cubiertas por agua en cinco momentos (T1 a T5). (a) Lago Viedma, Argentina; (b-c) Río Diamantina, Australia; (d) Río Ob, Rusia; (e) Lago Eyasi, Tanzania; (f) Mar de Aral, Kazajstán; (g) Zhenjiang, China (*hotspot* de triple cultivo); (h) Salar de Bonneville, Estados Unidos (parcialmente explotado); (i) Río Ucayali, Perú.

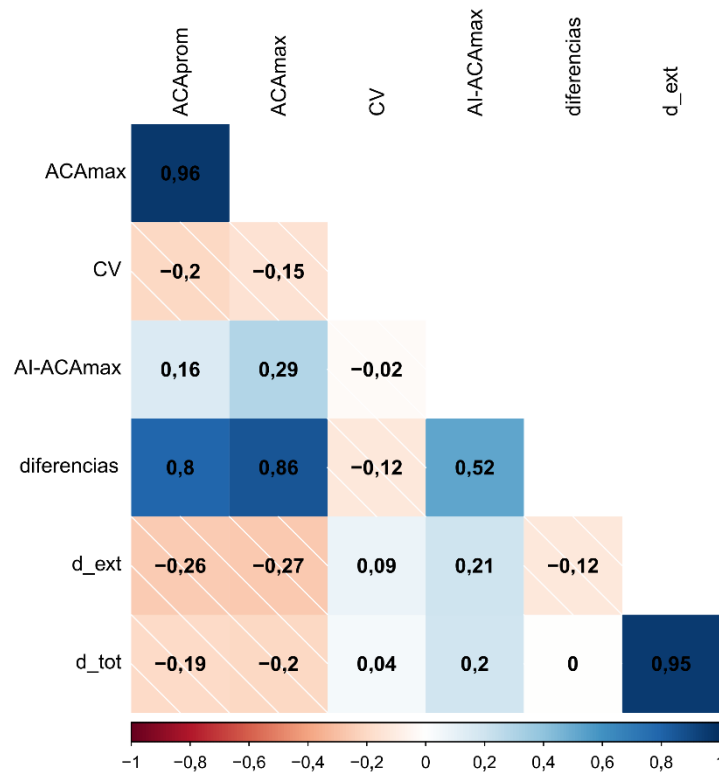


Figura 3.3. Matriz de correlación de los descriptores típicos de inundación y los dos índices propuestos para cuantificar el desplazamiento de las inundaciones, todos derivados del mismo conjunto de datos (*Global Surface Water*; Pekel et al., 2016). La tonalidad del color refleja la dirección de la correlación, medido a través del coeficiente de correlación de Pearson (r) (rojo = negativo; azul = positivo), mientras que la intensidad del color refleja la fuerza de la correlación. $ACMax$ = área cubierta por agua máxima registrada entre 1985 y 2021; CV = coeficiente de variación (media / desviación estándar); $AI-ACMax$ = diferencia absoluta entre la suma de todos los píxeles que se inundaron al menos una vez en los últimos 36 años (AI) y el área máxima registrada ($ACMax$); $diferencias$ = diferencias absolutas entre el modelo nulo de desarrollo de inundación coherente y la distribución de frecuencia de inundación real a nivel de píxel; d_ext = índice de desplazamiento extremo (Ec. 1); d_tot = índice de desplazamiento total (Ec. 2).

3.4.2. Patrones globales de desplazamiento

Distintos agrupamientos de regiones con un alto desplazamiento se hicieron evidentes tras cartografiar globalmente los dos índices (d_{ext} y d_{tot}) (Figura 3.4). La similitud general entre ambos índices sugirió que el componente dominante del desplazamiento es la relocalización de las masas de agua a través de los eventos (e.g., el caso *c* en la Figura 3.1), mientras que la rotación errática (de canales fluviales o parcelas de regadío, e.g., el caso *d* en la Figura 3.1) tiene un papel secundario y sólo en un subconjunto de regiones. La distribución geográfica del desplazamiento de las inundaciones (Figura 3.4) mostró que las llanuras de inundación en Sudamérica y Asia Central tuvieron los mayores grados de desplazamiento (captados por ambos índices), seguidas por ríos montañosos y regiones densamente irrigadas, captados con mayor sensibilidad por el índice de desplazamiento total. Los mayores desplazamientos se produjeron en los trópicos y subtrópicos, incluidos los ríos Bermejo, Ganges, Orinoco y Ucayali en Argentina, India, Venezuela y Perú, respectivamente.

Más allá de los focos tropicales y subtropicales de desplazamiento fomentados por llanuras fluviales extensas y geomorfológicamente dinámicas, el resto del mundo pareció menos afectado por los cambios en la superficie máxima cubierta de agua, según lo captado por d_{ext} , con una media de 0,25 (i.e., un 25% más de superficie inundable que la cubierta durante su evento individual más alto). Sin embargo, algunas regiones se caracterizaron por patrones en los que el desplazamiento en estados intermedios de inundación fue más prominente (d_{tot} promedio = 0,45) (Figura 3.2d-f). Ejemplos de este comportamiento incluyen la región de lagos poco profundos del centro sur de Canadá y el área de alta densidad de riego a lo largo del borde norte de la Meseta Tibetana. Sorprendentemente, el desplazamiento más bajo (d_{ext} y $d_{tot} < 0,3$) fue característico de la

mayor parte del cinturón boreal, especialmente en el norte de Norteamérica, Europa y la mayor parte de Rusia.

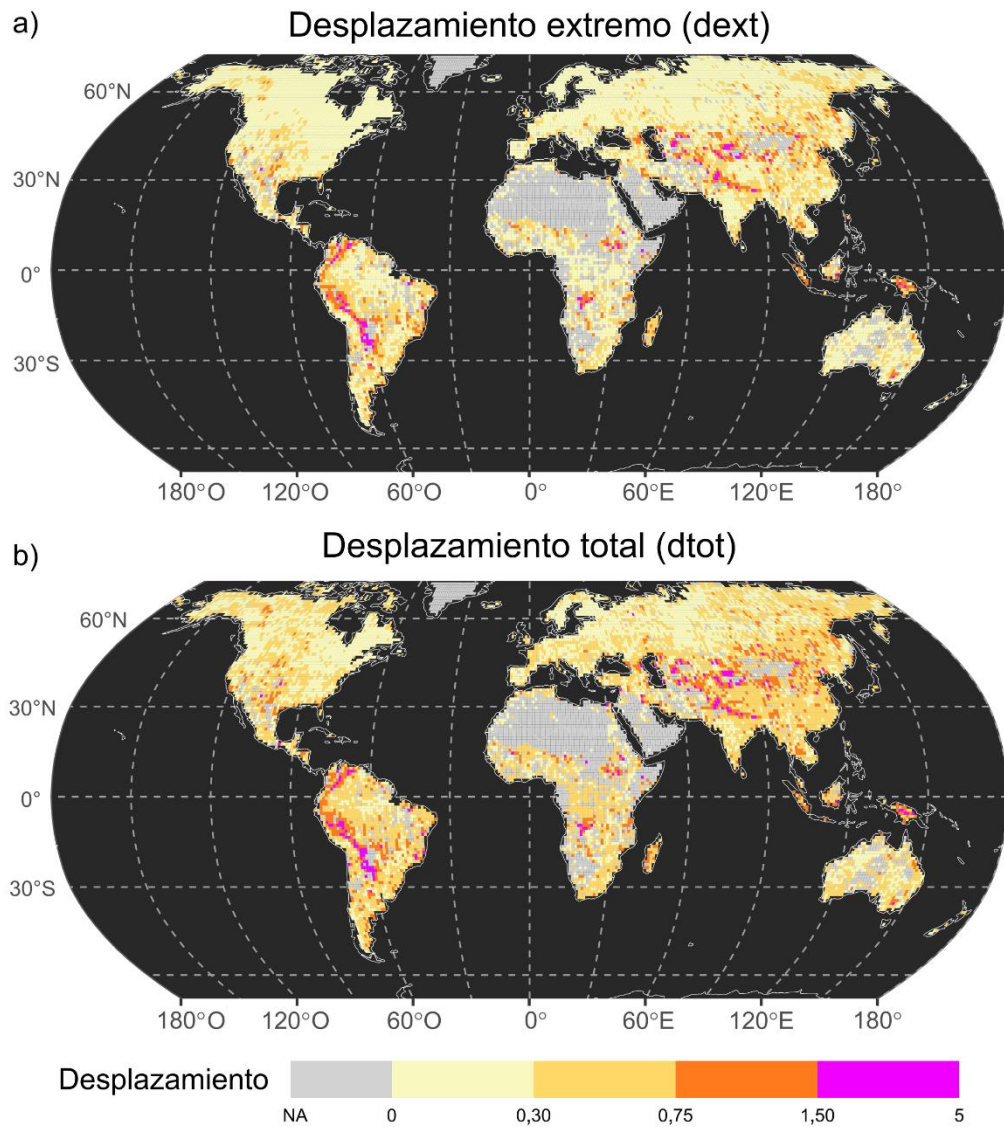


Figura 3.4. Distribución global del desplazamiento de las inundaciones descrito mediante dos índices, (a) obteniendo la superficie inundada global que excede la superficie cubierta por agua máxima observada a nivel mensual (desplazamiento extremo, d_{ext}), (b) cuantificando los desajustes entre la distribución de píxeles de frecuencia de inundación y un modelo nulo dado por la ordenación de series temporales de área cubierta por agua agregadas por paisaje (desplazamiento total, d_{tot}).

3.4.3. Influencias naturales e inducidas por el humano sobre el desplazamiento de las inundaciones

En general, los factores naturales influyeron más en el desplazamiento de las inundaciones que los factores humanos relacionados con las prácticas de gestión del agua, como muestran los árboles de regresión con remuestreo (Sección 3.3.2; Figura 3.5). Entre los factores naturales, la fracción de lago y los indicadores locales y regionales de la topografía fueron los controles más importantes del desplazamiento de las inundaciones. En este sentido, tanto la menor cobertura de cuerpos de agua de gran porte como la ausencia de redes de drenaje ($TRI < 80$ m) se reflejaron en una mayor alternancia de la ubicación del área cubierta por agua, especialmente en aquellos paisajes dominados por ríos con alta sinuosidad (distancia media entre meandros < 1500 m) influenciando, en conjunto, el 45,3% de la respuesta de desplazamiento total (Figura 3.5). El clima fue secundario ante estos controles topográficos, con una partición del 11,8% de la influencia, mientras que los paisajes localmente ondulados pero regionalmente llanos (i.e., aquellos con relaciones de pendiente local:regional > 10) también evidenciaron una importante influencia topográfica en los patrones de desplazamiento (con un 13,9% de influencia; Figura 3.5). Entre los factores humanos, la densidad de la infraestructura de embalses y para expandir el riego disminuyó y aumentó el desplazamiento de las inundaciones, respectivamente, siendo este último más influyente incluso que la fracción destinada a la agricultura de secano y que aquella destinada al cultivo de arroz (5,8% vs. 2,7% y 1,1%, respectivamente).

Los índices propuestos pueden ayudar a explorar cómo cambia el desplazamiento en un paisaje dado a medida que se modifica, ya sea gradualmente (e.g., debido a la expansión de la irrigación) o de forma más abrupta (e.g., debido al emplazamiento de represas). Para este último análisis, debemos ser capaces de determinar el momento de la

alteración del paisaje. Como ejemplo, exploramos el paisaje que abarca dos grandes proyectos de infraestructuras hídricas en el centro de China (la represa de las Tres Gargantas, construida en el río Yangtsé entre 1994 y 2003, y la de Shuibuya, construida en el río Qingjiang entre 2002 y 2008), donde es posible analizar la dinámica hidrológica previa y posterior a su desarrollo. La cuantificación del desplazamiento entre 1985 y 2002 (previo a la operatividad de ambos proyectos), y 2009-2021 (en operatividad de ambos proyectos) revelaron una brusca disminución del desplazamiento por inundaciones (d_{ext} de 1,42 a 0,43; Figura AII.2).

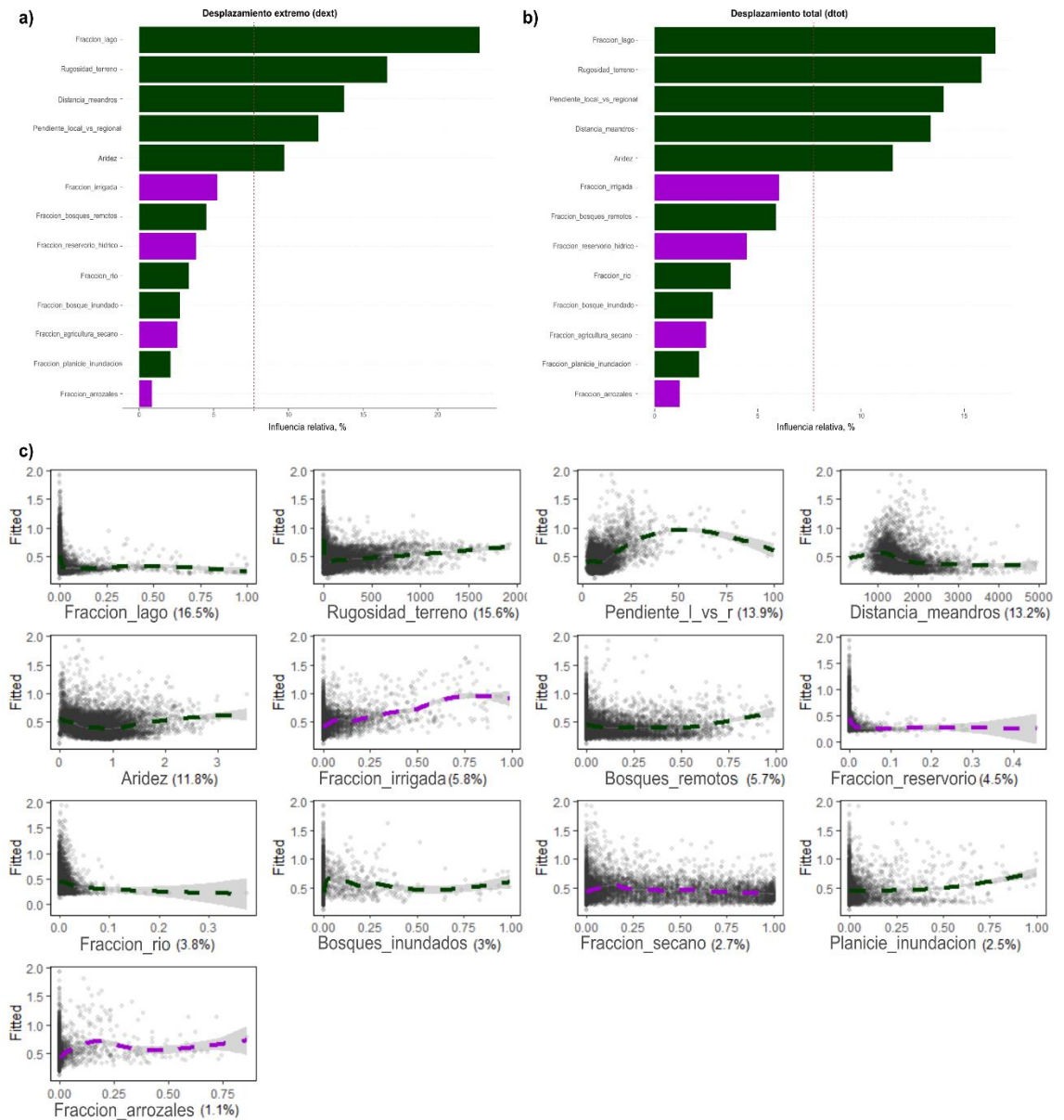


Figura 3.5. Modelo explicativo de la atribución del desplazamiento a factores naturales y humanos basado en árboles de regresión iterativos (*boosted regression trees*): (a-b) Influencia relativa de los factores naturales (verde) y humanos (violeta) sobre el desplazamiento extremo (a, d_{ext}) y total (b, d_{tot}) de las inundaciones. Los valores resultan de la influencia promedio a través de mil iteraciones de árboles de regresión, asociada a su capacidad de reducir la función de pérdida del modelo. (c) Efecto marginal de los factores naturales y humanos sobre el desplazamiento total (d_{tot}) de acuerdo con modelos generales aditivos (*gam*), los cuales complementan la interpretación del modelo al ajustar una función suavizada sobre los datos. Para cada variable explicativa se indica, entre paréntesis, el valor de influencia reportado en (b).

3.5. Discusión

El estudio de cómo el área cubierta por agua se redistribuye en el paisaje reveló que su desplazamiento es un fenómeno generalizado. Debido a fenómenos de desplazamiento, los paisajes de todo el mundo tuvieron un 45% más de superficie afectada por episodios de inundación entre 1985 y 2021 de lo que podrían haber indicado sus valores máximos registrados de manera individual. El desplazamiento podría ser el resultado de diferentes patrones de expansión asociados a la alternancia de la fuente de agua (Tockner et al., 2000), o de patrones histeréticos (i.e., trayectorias de expansión/recesión no simétricas) relacionados con la geomorfología fluvial (Poole, 2010). En este sentido, las zonas de mayor desplazamiento tuvieron lugar en los trópicos y subtropicos, asociadas a cauces fluviales que albergan cursos de agua que alcanzan llanuras húmedas y planas tras abandonar cordilleras jóvenes con una elevada producción de sedimentos (Chakrapani, 2005). La mayoría de ellas están situadas en la base de las cordilleras del Himalaya y de los Andes, donde los grandes abanicos aluviales tienden a dominar el paisaje, alimentando de sedimentos a ríos trezados y sinuosos que los transportan, provocando probablemente desplazamientos masivos en estas zonas (Horton y Decelles, 2001; Constantine y Dunne, 2008; Schwendel et al., 2015; Ayaz et al., 2018; Dhali et al., 2020).

El desplazamiento no sólo fue relevante en regiones fluviales, sino también en aquellas dominadas por lagos poco profundos y en zonas con gran desarrollo del riego para la producción de cultivos. Por ejemplo, en las llanuras pampeana en Argentina y la central canadiense, ambas dominadas por lagunas muy poco profundas en las que existe un delicado mecanismo de generación de inundaciones mediado por el nivel freático (Kuppel et al., 2015; Pomeroy et al., 2016) el desplazamiento alcanzó valores de 1,1 y 0,8, respectivamente (Figura 3.4). Estos hallazgos sugieren la utilidad de los índices para

discriminar sitios en los que pueden prevalecer diferentes mecanismos de inundación (van Dijk et al., 2013; Wu et al., 2023), e incluso para comparar su desarrollo real a lo largo del tiempo contra las simulaciones de su comportamiento esperado (Camporeale et al., 2005; Rudorff et al., 2014). Además, las inundaciones efímeras y poco profundas que fluctúan en tamaño y volumen tienden a ser contribuyentes clave a las emisiones de gases de efecto invernadero (Saunois et al., 2020; Walcker et al., 2021), por lo que estos índices podrían ser insumos importantes en el modelado de su dinámica de humedecimiento/secado que puede ser subestimado con los enfoques de agregación actuales (Davidson et al., 2018).

Diversas regiones dependientes de las prácticas de irrigación para la producción de distintos cultivos (e.g., arroz, algodón, etc.) evidenciaron comportamientos de desplazamiento. Encontramos regiones en las cuales los índices fueron indicativos de patrones de inundación en los que el agua, fuera de los eventos de mayor magnitud que cubrieron todo el área inundable, se redistribuyó a lo largo del tiempo (i.e., $d_{\text{ext}} < 0,1$ y $d_{\text{tot}} > 0,3$), como consecuencia de la alternancia de cultivos en sistemas simples, dobles y triples de producción de arroz (Sakamoto et al., 2006; Chen et al., 2012; Duc Tran et al., 2018). Detectamos la impronta hidrológica del riego por inundación a través del desplazamiento de lotes inundados a lo largo de ríos tropicales en Asia central, así como en otros focos de desplazamiento que en ríos de otras partes de Asia central (Yarkand y Aksu), el sureste de Australia (Murray) y el este de China (Amarillo y Yangtsé). Estas zonas coinciden con algunos de los paisajes más densos en infraestructura para irrigación, como constatamos en la literatura (Siebert et al., 2015; Zeng et al., 2016; Liu, 2022) y mediante la interpretación visual de imágenes de alta definición.

Nuestros resultados demostraron que las regiones áridas y tropicales llanas experimentaron el desplazamiento más significativo del área cubierta por agua debido a

influencias naturales y humanas, mientras que las regiones boreales tuvieron los eventos de inundación más coherentes espacialmente. La dinámica de las inundaciones locales fue bien captada a nivel de paisaje con una dinámica de expansión y retracción concéntrica aproximada, posiblemente explicada por una temporalidad dominada por la temperatura (en contraposición a la dominada por las precipitaciones) (Papa et al., 2008; Kireeva et al., 2020; *Capítulo 2* de esta Tesis), por los procesos glaciares que han modelado la topografía de estos paisajes en el pasado (i.e., un agente geomorfológico actualmente inactivo), y por el papel del permafrost en la canalización del agua que puede limitar las inundaciones de agua a caminos bien definidos que el agua sigue (Buttle et al., 2016; Blöschl et al., 2020; Rowland et al., 2023). Es crucial señalar que estas regiones, debido a los efectos del cambio climático observados y potenciales sobre las reservas de permafrost (Schuur et al., 2015; Holgerson et al., 2016; Smith et al., 2022), pueden enfrentarse a mayores tasas de desplazamiento y alteraciones geomorfológicas, poniendo en riesgo a las comunidades y ecosistemas locales y aguas abajo (Lafrenière y Lamoureux, 2019).

Dentro de los factores naturales que podrían propiciar la relocalización de las inundaciones a través del tiempo (Hipótesis 2.1), la topografía tomó un rol protagonista dejando al clima en un estrato secundario. Las topografías llanas (índice de rugosidad del terreno < 80 m), incluso en aquellas con pendientes locales pronunciadas (relación pendiente local:regional > 10), fomentan el desplazamiento de las inundaciones, alineándose con el efecto de convergencia más lento observado en ausencia de sistemas de drenaje bien definidos (Figura 3.5; McGuire et al., 2005; Aragón et al., 2011). La distancia media entre meandros, un indicador cuantitativo de la sinuosidad de los ríos, ocupó el cuarto lugar en la influencia sobre el desplazamiento de la inundación. Esto corroboró nuestra pregunta sobre la capacidad de los índices de detectar este tipo de

paisajes altamente dinámicos, que proporcionan numerosos servicios ecosistémicos importantes en todo el mundo (Opperman et al., 2010; Angelini et al., 2013; Walcker et al., 2021). El clima estuvo fuertemente relacionado con el desplazamiento, aunque representó una influencia secundaria ante el rol dominante de la topografía. En este sentido, el desplazamiento fue favorecido con la creciente aridez (relación precipitación media anual/evapotranspiración potencial $< 0,5$), quizás como resultado de la mayor variabilidad espacial de los eventos de precipitación que causan inundaciones (Tooth, 2000; Acworth et al., 2016; Griffin-Nolan et al., 2021).

Interesantemente, la impronta humana en el desplazamiento de las inundaciones fue más importante con respecto a la infraestructura para riego en general que a otras prácticas asociadas más directamente a las inundaciones como el cultivo de arroz. La importante influencia de la extensividad del riego sobre la promoción del desplazamiento en la historia de las inundaciones (Figura 3.5, Hipótesis 2.2) recalca la necesidad de considerar su papel en la modelización de la hidrología regional. De esta manera, se podría mejorar la representación de múltiples procesos terrestres y atmosféricos, incluyendo las estimaciones de emisiones de gases de efecto invernadero y de la variabilidad climática local (Loarie et al., 2011; Houspanossian et al., 2018; Saunois et al., 2020). Nuestros hallazgos fueron similares para d_{ext} (Figura AII.3), donde la diferencia estuvo en una mayor influencia de la fracción cubierta por lagos que por la distancia promedio entre atributos fluviales (distancia promedio entre meandros, fracción de planicies de inundación) y por la fracción destinada a riego, posiblemente debido a la menor capacidad de este índice para captar este tipo de patrones de desplazamiento (Figura 3.1d-e).

La distribución geográfica del área cubierta por agua dentro de un paisaje y su variación a través del tiempo es un aspecto crítico, pero subexplorado, del análisis

hidrológico, y su importancia puede pasarse por alto al evaluar series agregadas espacialmente. En este Capítulo abordamos este vacío de información desarrollando dos índices basados en datos derivados de sensores remotos y complementarios de aquellos empleados habitualmente para evaluar la dinámica de las inundaciones. Los resultados indicaron que ambos índices captan las disparidades entre la distribución espaciotemporal real de las zonas inundadas en un paisaje y un modelo nulo de inundación espacialmente coherente en el que las zonas cubiertas de agua se expanden y retroceden siguiendo patrones simétricos en cada evento. Su análisis en conjunto y en contexto biogeográfico sugieren su utilidad para incorporarse en el estudio de las inundaciones, especialmente cuando se realizan en base al escalado de datos (i.e. agregación de datos de mayor resolución a una unidad de menor resolución).

CAPITULO 4

Acoplamiento de la dinámica superficial y subsuperficial en el desarrollo de las inundaciones en hiperllanuras

Acoplamiento de la dinámica superficial y subsuperficial en el desarrollo de las inundaciones en hiperllanuras

4.1. Introducción

Nuestro conocimiento sobre los mecanismos por los que se generan las inundaciones parte de tres aproximaciones que aún no hemos integrado para evaluar y entender los procesos de gran escala espacial y temporal. En primer lugar, el modelado numérico en múltiples escalas espaciales y temporales revela cómo interactúan los componentes del ciclo hídrico en el desarrollo de inundaciones que permanecen en la superficie desde minutos y hasta meses (Jothityangkoon et al., 2001, Miguez-Macho y Fan, 2012). De ellos surgen la infiltración, la saturación y la escorrentía como los procesos dominantes que se alternan en función de las características del terreno y del suelo, de los regímenes de precipitación y de las condiciones de humedad antecedentes (Merz et al., 2014). En segundo lugar, los registros históricos de caudal de ríos han hecho posible descripciones de las inundaciones fluviales en respuesta a la precipitación y al deshielo en interacción con las transformaciones del uso y cobertura del suelo (e.g., Tockner y Stanford, 2002; Hall y Blöschl, 2018).

En tercer lugar, y a partir de la mayor disponibilidad de datos derivados de sensores remotos y de la capacidad de procesamiento de grandes volúmenes de datos se ha podido reconstruir la historia de las inundaciones a nivel mundial por píxel (i.e., unidades homogéneas de hasta 100m² de detalle). Como resultado de ello han surgido decenas de estudios empíricos que exploran los patrones espacio-temporales de la cobertura de agua y su asociación a las diversas variables ambientales que pueden impulsar su expansión desde escalas locales hasta globales (e.g., Frappart et al., 2008; Bates et al., 2014; *Capítulos 2 y 3 de esta Tesis*). Este último grupo de estudios deja en evidencia, además, la importancia de considerar las fluctuaciones de las reservas totales

de agua terrestre (i.e., stocks) en el análisis de las inundaciones, cuya respuesta puede variar entre regiones en base a las interacciones que caracterizan los distintos ciclos hidrológicos (Papa et al., 2008; Reager y Famiglietti, 2009; Kuppel et al., 2015).

Durante un evento de inundación, la relación observada entre el área inundada y el almacenamiento de agua terrestre puede dar pistas sobre los mecanismos y componentes del ciclo de agua que determinan los procesos de inundación en una región, aquellos que típicamente se investigan desde la primera de las aproximaciones mencionadas. En este Capítulo nos aproximamos a esta búsqueda utilizando sensores remotos y reconociendo que las inundaciones son la manifestación del componente superficial líquido del almacenamiento de agua terrestre (TWS), y que el mismo también abarca las aguas subterráneas, la humedad del suelo, la almacenada como nieve y hielo en la superficie, y la fracción que fluye a través de la vegetación durante su transpiración (Syed et al., 2008; Strassberg et al., 2009; Getirana et al., 2017; Trautmann et al., 2018). Si bien las variaciones en el almacenamiento de agua terrestre pueden influir en la extensión de las inundaciones, esta relación es compleja y dependiente del peso relativo de distintos procesos desencadenantes de la inundación: la limitada tasa de infiltración o la saturación del terreno (Blöschl, 2022a), difíciles de caracterizar a la escala regional hasta ahora. Proponemos que un paso en esta dirección es la exploración empírica de las relaciones observadas históricamente entre el área inundada y el TWS.

Entre los tipos de respuesta no lineal, los umbrales y la histéresis reflejan la sensibilidad dinámica del ciclo hidrológico. Mientras que una respuesta lineal implica un acoplamiento y sensibilidad constante del área inundada ante cualquier variación del TWS, las respuestas no lineales implican que la interacción puede cambiar ante distintos escenarios. Los umbrales, por ejemplo, establecen un nivel mínimo de agua que satura los macroporos y desencadena la escorrentía superficial (Detty y McGuire, 2010; Beven,

2012), o por debajo del cual la disminución de los *stocks* no se refleja en la superficie debido a un caudal de base de origen externo (Míguez-Macho y Fan, 2012). Por otro lado, estudios a nivel local y de un solo evento han descrito patrones de histéresis, donde la sensibilidad de la expansión del área inundada cambiaba en las distintas fases del TWS (llenado vs. vaciado) como reflejo de la dependencia al agua disponible en la zona no saturada. El patrón histerético también se ha demostrado en la respuesta del caudal de un río a las fluctuaciones en su nivel, a la humedad del suelo y a la profundidad freática (Reager et al., 2014; Zhang et al., 2015; Gelmini et al., 2022).

En comparación con las regiones con pendientes, las extensas llanuras sedimentarias (i.e., hiperllanuras; Jobbágy et al., 2008, 2017), en las que (a) los flujos de agua impulsados por la gravedad experimentan mayor estancamiento, (b) los niveles freáticos tienden a estar más cerca de la superficie y (c) las inundaciones cubren extensiones más grandes y muestran una dinámica más lenta (*Capítulo 2*), podría verse exacerbado el acoplamiento del área inundada con el almacenamiento de agua terrestre, aunque este vínculo no ha sido demostrado aún. Las hiperllanuras se caracterizan por tener pendientes regionales muy bajas y redes de drenaje superficiales pobres o inexistentes, lo que da lugar a una mayor proximidad del nivel freático a la superficie (Fan et al., 2013). Esto facilita el desarrollo de las inundaciones mientras que restringe su capacidad de retroceso a través del drenaje vertical u horizontal, haciendo que las inundaciones sean especialmente lentas (Vergnes et al., 2014; Kuppel et al., 2015). Por lo tanto, es más probable que las inundaciones estén estrechamente acopladas a las variaciones del almacenamiento total de agua que en los terrenos con pendiente, y que sean lo suficientemente lentas como para ser estudiadas mediante herramientas de teledetección con resoluciones temporales semanales a mensuales.

Las transformaciones antrópicas en una región pueden tener una influencia directa sobre el balance hídrico y la forma en que interactúan sus distintos componentes (modificaciones ecohidrológicas, de aquí en más). Las distintas transformaciones en los usos y coberturas del suelo, desde la conversión de bosques, pastizales naturales y pasturas perennes a cultivos con raíces más someras tanto en secano como bajo riego, hasta la construcción de infraestructuras para aumentar la disponibilidad del agua, dejan huellas en el balance hídrico (Scanlon et al., 2007; Ellison et al., 2012; Rogger et al., 2017; Zhu et al., 2021). Contamos con abrumadora evidencia de cómo se modifican, en magnitud y en temporalidad, los flujos de evapotranspiración, de escorrentía y de drenaje profundo, con repercusiones a mediano y largo plazo en la generación de excedentes que se traducen en inundaciones de variada duración (Gerten et al., 2004; Jobbagy et al., 2008; Kellner y Hubbart, 2018; Ahmed et al., 2019; Shen y Chen, 2020). En este sentido, los hallazgos de Houspanossian et al. (2023) sobre el cambio de estado hidrológico en la llanura chacopampeana, determinada por un ascenso del nivel freático y producto de las intensas transformaciones del paisaje a lo largo de los últimos 30 años (i.e., cambios en la profundidad de las raíces), indican un aumento de la sensibilidad del área inundada a cambios incrementales del agua que es almacenada en el suelo. Podríamos, entonces, rastrear los efectos detrás de estos cambios en el balance numérico en la interacción a través del tiempo entre los distintos componentes del balance hídrico. Una manera de evaluarlo es mediante análisis no estacionarios que cuantifiquen y determinen cambios direccionales en las respuestas halladas de manera estacionaria (i.e., única para todo el período de análisis) (Milly et al., 2008; Hall et al., 2014; Rollinson et al., 2021).

Para mejorar nuestra capacidad de entender, y eventualmente predecir, las inundaciones a escala regional, debemos ser capaces de integrar las evidencias empíricas dentro de modelos mecanísticos. Los modelos empíricos representan la respuesta

observada entre el área inundada (e.g., derivada de los datos de teledetección) y del TWS (e.g., derivado del seguimiento de las fluctuaciones del campo gravitatorio de la Tierra). Los modelos mecanísticos se resuelven mediante funciones numéricas de las leyes que guían el ciclo del agua y sus restricciones en niveles superiores e inferiores. Por ejemplo, Pokhrel et al. (2013) mejoraron un modelo hidrológico (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback*, LEAF) mediante la incorporación del rol dinámico de las aguas subterráneas para explicar cómo el TWS se desagrega en sus componentes superficiales y subsuperficiales en la cuenca del río Amazonas. Las estrategias de asimilación como GLDAS (del inglés, *Global Land Data Assimilation System*; Rodell et al., 2004), están incorporando modelados temporales de la dinámica de los distintos componentes del balance hídrico. Estos avances dependen en gran medida de los modelos conceptuales que vinculan los componentes del ciclo hidrológico (Foley, 2010). La evaluación en detalle de las relaciones empíricas es, entonces, una valiosa oportunidad para pensar, cuestionar, y mejorar los modelos mecanísticos que nos permiten entender y predecir la dinámica de las inundaciones en respuesta a pulsos y cambios en las relaciones biofísicas.

4.2. Objetivos, hipótesis y predicciones

El objetivo general de este capítulo (**OE3**) es evaluar y entender las distintas funciones de interacción entre el área inundada y el almacenamiento de agua terrestre observadas en las porciones del mundo donde el estancamiento y la relación superficial-subsuperficial es máxima.

El abordaje del objetivo general se desglosa en tres objetivos específicos: (1) explorar el grado de acoplamiento entre dos variables hidrológicas medidas independientemente a lo largo de 15 años; (2) determinar el tipo de relación evidenciada mediante modelos lineales y no lineales, basados en umbrales y/o en histéresis, a lo largo

de los 15 años; y (3) cuantificar y asociar la variabilidad en el grado y tipo de acoplamiento a las modificaciones ecohidrológicas ocurridas en distintas regiones dentro del período analizado. Bajo la hipótesis global de que los procesos hidrológicos se reflejan en los patrones de respuesta entre el área inundada y el almacenamiento de agua terrestre medidos a través de sensores remotos (Figura 4.1), planteamos las siguientes hipótesis y predicciones:

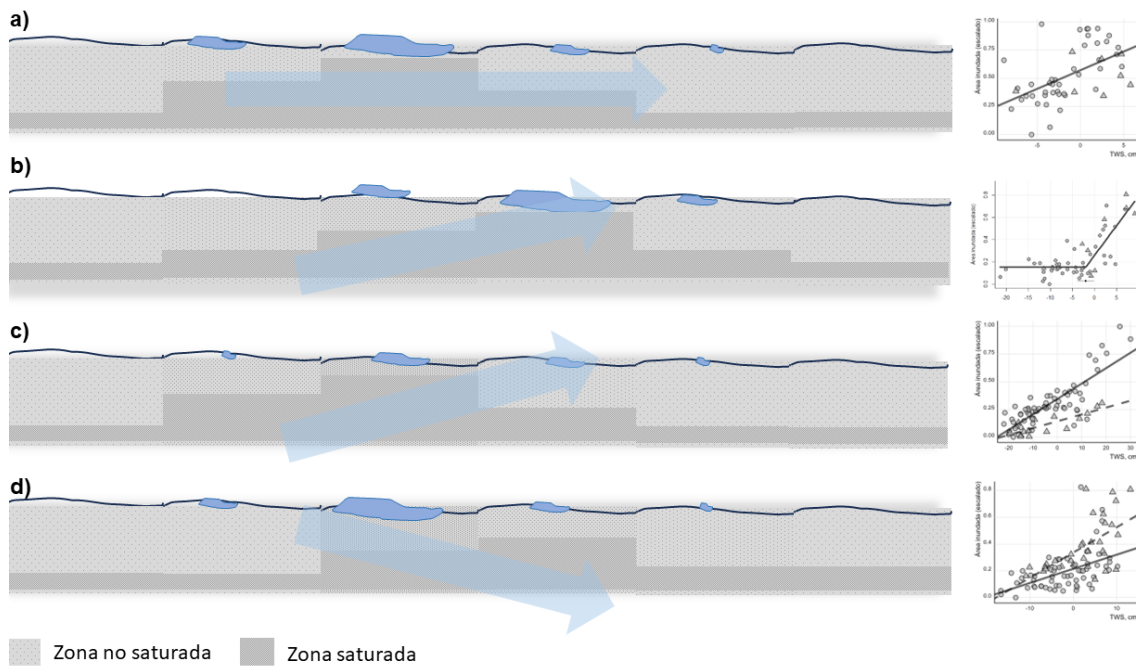


Figura 4.1: Esquematización de cuatro posibles relaciones observables entre las variaciones del área inundada y del almacenamiento de agua terrestre. Izquierda: diagrama de variación a lo largo de un ciclo de llenado y vaciado del TWS, incluyendo el aumento de la humedad en la zona no saturada (gris claro), el aumento del nivel de la zona saturada (gris oscuro), la expansión de áreas anegadas (celeste) y el sentido global de la interacción (flecha celeste). Derecha: diagramas de dispersión ajustados con modelos lineales (a) y no lineales (b-d) entre las variables TWS (x) y área inundada (y).

Hipótesis 3.1: en las regiones del planeta donde el estancamiento del agua superficial es mayor, la profundidad freática regional es la principal indicadora del grado de acoplamiento de las variables hidrológicas superficiales y subsuperficiales, considerando que una freática más superficial aumenta la sensibilidad a la dinámica de la zona no saturada del suelo.

Predicción 3.1: las llanuras con mayor cercanía a la freática demostrarán el mayor acople entre las variaciones del área inundada y las del almacenamiento de agua en todo el perfil a través de funciones de respuesta lineales.

Predicción 3.2: las llanuras con mayor distancia a la freática demostrarán un acople dinámico entre las variaciones del área inundada y las del almacenamiento de agua en todo el perfil a través de funciones de respuesta no lineales, definidas por umbrales ó por diferencias en la respuesta durante su expansión y recesión.

Preguntas asociadas: ¿de qué manera coinciden las respuestas observadas a nivel regional con las distintas evidencias recopiladas a nivel local en las distintas hiperllanuras? ¿cuáles son los umbrales, en promedio y en variaciones, de la profundidad freática que determinan cada comportamiento hidrológico? Dentro de las respuestas que incluyen umbrales, ¿qué valores toman y qué implican sobre el desarrollo de inundaciones? ¿las respuestas son iguales en el tiempo o, por el contrario, cambiaron? Si cambiaron, ¿en qué medida reflejan alteraciones a nivel de cambios ecohidrológicos en la superficie?

4.2 Materiales y métodos

4.2.1. Delimitación de hiperllanuras

Siguiendo las unidades de observación y los hallazgos principales del *Capítulo 2*, definimos hiperllanuras como las regiones donde la mayor acumulación de inundaciones sigue patrones temporales fluctuantes. Sobre el criterio de hidrotopografía, que define la topografía dominante en función de la profundidad freática promedio, tomamos las clases definidas por Roebroek et al. (2020) como "bajos" (2 - *lowland*) y "ondulado" (3 - *undulating*), caracterizadas por una profundidad freática promedio menor a 5 metros. Agrupamos todos los paisajes de 1°x1° contiguos con dominancia de dichas clases hidrotopográficas y que abarcaran, en conjunto, al menos 10.000 km². Obtuvimos 32 clusters que subdividimos en función de grandes cuencas definidas por el nivel 3 de HydroBASINS (Lehner y Grill, 2013), lo que derivó en un total de 73 hiperllanuras.

4.2.2. Selección y procesamiento de datos

Para caracterizar tanto los eventos de inundación como el almacenamiento de agua terrestre en las hiperllanuras, reunimos información asociada a la dinámica de inundaciones, del almacenamiento de agua terrestre (TWS), y a la caracterización por regímenes de aridez, de coberturas del suelo y de la profundidad freática promedio. La principal limitante en términos de alcance temporal fue la dinámica del TWS, ya que los registros de la primera misión GRACE (del inglés *Gravity Recovery and Climate Experiment*; Tapley et al., 2004) se encuentran disponibles entre 2002 y 2017. Esta misión proporciona mediciones de los cambios en el campo gravitatorio terrestre, cuya variación a nivel mensual se asocia principalmente a la cantidad de agua almacenada en todo el perfil terrestre (Tapley et al., 2004, 2009), y particularmente el agua subterránea y la humedad del suelo en la zona no saturada (Strassberg et al., 2009; Pokhrel et al., 2013).

Los datos, originalmente de 1° de resolución espacial (~110km en el Ecuador) fueron agregados a nivel regional (i.e., por hiperllanura) lo cual, además, reduce el efecto de ruido o “contagio” de celdas adyacentes (Landerer y Swenson, 2012; Wiese et al., 2016).

Para cuantificar el área inundada de las hiperllanuras utilizamos el producto *Global Surface Water* (GSW; Pekel et al., 2016), aplicando un filtro por píxel basado en el coeficiente de variación de, al menos, el 30% reteniendo únicamente las áreas que participaban en los distintos eventos de inundación (Figura 2.1). Agregamos los datos a nivel regional, obteniendo finalmente la serie temporal mensual del área inundada en cada hiperllanura para el período 2002-2017 coincidente con la serie de TWS. Por último, normalizamos los datos de área inundada para cumplir con los supuestos estadísticos al momento de evaluar los modelos correspondientes.

Por último, para contextualizar y asociar las distintas dinámicas hidrológicas con características biofísicas, incorporamos información en cada hiperllanura sobre la distribución de las coberturas vegetales en el año 2009 de acuerdo con el producto *GlobCover* (ESA GlobCover 2009), sobre el régimen de aridez, de acuerdo con el balance a largo plazo entre la precipitación y evapotranspiración potencial anual (en base al producto *TerraClimate*; Abatzoglou et al., 2018), y sobre la distribución vertical del nivel freático de acuerdo con el modelo desarrollado por Fan et al. (2013), actualizado por Fan et al. (2020) para mejorar su representatividad en ecosistemas donde la profundidad freática es incrementada por la mayor exploración de las raíces, por ejemplo en los bosques chaqueños (Fan et al., 2017). Toda la información fue agregada a nivel de región en Google Earth Engine y extraída para su análisis en R (R Core Team, 2021).

4.2.3. Análisis estacionario

Exploramos distintos aspectos de las relaciones entre el área inundada y las variaciones en el almacenamiento de agua terrestre en las 73 hiperllanuras a lo largo de los 15 años. El primer indicador fue el coeficiente de correlación monotónico (coeficiente *rho* de Spearman), que permite examinar en qué medida las variables varían en el mismo sentido, sin necesidad de que la relación sea lineal. Luego, pusimos a prueba cuatro modelos que comprenden un abanico de respuestas lineales y no lineales, y los comparamos con un modelo nulo (i.e., sin parámetros).

En este capítulo proponemos como hipótesis que el tipo de respuesta entre el área inundada y las variaciones del almacenamiento de agua terrestre varía de acuerdo con el tipo de interacción dominante en la región, y que esta se asocia a la profundidad freática promedio. En este sentido, la respuesta lineal, donde la sensibilidad es la misma bajo todo el rango que toman las variables, podría ser indicadora de dinámicas en las cuales la extensión de área inundada observada refleja la cantidad de agua almacenada en todo el perfil (Figura 4.1a). Dentro de los distintos tipos de respuesta no lineal (Figura 4.1 b-d), podríamos encontrar una existencia de umbrales (i.e., la respuesta lineal en un subdominio de condiciones), como la histerética (i.e., de mayor dependencia de sus condiciones antecedentes) que puede observarse como un cambio de respuesta en distintos estados (e.g., durante la fase de llenado de los *stocks* de agua vs. la fase de vaciado). En este sentido, la histéresis podría darse tanto desde el área inundada, i.e., que refleje con menor sensibilidad los aumentos del TWS (Figura 4.1c), como desde el TWS, i.e., cuyos aumentos no coincidan en igual magnitud que los aumentos en el área inundada (Figura 4.1d). Para un evento de inundación en particular, la histéresis que se manifiesta en dos relaciones distintas entre el área y el TWS (una en su expansión y otra en su recesión) puede ser caracterizada mediante la diferencia entre las integrales de las curva de

respuesta (Zhang y Werner, 2015; Zuecco et al., 2016). Al evaluar la respuesta a lo largo de múltiples eventos, y especialmente en base a datos con una baja resolución temporal (en este caso, mensual con ocasionales omisiones), una manera de estudiar la histéresis es mediante un modelo estadístico que estime los parámetros de sensibilidad (intercepto y pendiente) y del efecto de la variable categórica sobre ellos (Figura AIII.1 c y d).

Luego de descartar aquellas hiperllanuras que no cumplieran con un mínimo de observaciones durante el período de análisis (total analizado = 69 hiperllanuras), evaluamos cinco modelos:

$$0) AI = a$$

$$1) AI = a + b * TWS$$

$$2) AI = \begin{cases} a1 & \text{para } TWS < TWSu \\ a2 + b * TWS & \text{para } TWS \geq TWSu \end{cases}$$

$$3) AI = \begin{cases} a1 + b1 * TWS & \text{en etapa de llenado} \\ a2 + b2 * TWS & \text{en etapa de vaciado} \end{cases}$$

$$4) AI = \begin{cases} a1 & \text{para } TWS < TWSu \text{ en etapa de llenado} \\ a2 + b1 * TWS & \text{para } TWS < TWSu \text{ en etapa de llenado} \\ a3 & \text{para } TWS < TWSu \text{ en etapa de vaciado} \\ a4 + b2 * TWS & \text{para } TWS \geq TWSu \text{ en etapa de vaciado} \end{cases}$$

donde AI es la respuesta (área inundada), a_i y b_i es el intercepto y pendiente respectivamente, TWS es la variable independiente (variaciones del almacenamiento de agua terrestre) y TWS_u corresponde a un valor de TWS umbral, estimado mediante un modelo de aprendizaje automático (paquete *segmented*; Muggeo, 2008, 2017). Para los modelos 3 y 4 (histéresis y umbral + histéresis), definimos para cada observación de TWS su correspondencia a la fase de llenado o vaciado del perfil de acuerdo con la diferencia entre la observación y la inmediatamente anterior (*llenado* si la diferencia fue positiva, *vaciado* en caso contrario). Comparamos y seleccionamos el modelo más parsimonioso

según el Criterio de Información Bayesiano (BIC), una métrica que se basa en el principio de la máxima verosimilitud y penaliza los modelos más complejos, evitando el sobreajuste (Aho et al., 2014; Garibaldi et al., 2017). La fórmula para calcular el BIC es:

$$BIC = -2 * \log(L) + k * \log(n)$$

donde L es la función de verosimilitud del modelo en cuestión, k es el número de parámetros libres en el modelo, y n es el tamaño de la muestra utilizada para ajustar el modelo. Se considera que el modelo que obtiene el valor más bajo de BIC es el mejor modelo estadístico para los datos analizados. Para una mejor comparación de los modelos, calculamos el *deltaBIC* correspondiente a la diferencia entre el valor BIC de cada modelo respecto al mínimo a través de los modelos de la región. Se asume que una diferencia menor a 2 no es significativa, es decir, que no hay evidencia suficiente para optar por uno u otro modelo, mientras que diferencias de hasta 5, por ejemplo, en favor del modelo más complejo, sugieren evidencias a favor de éste (Garibaldi et al., 2017). Por último, diferenciamos el tipo de histéresis en los modelos 3 y 4 según el efecto de la interacción del estado hidrológico (Figura AIII.1). En este sentido, un parámetro menos sensible durante el llenado del TWS coincide con el modelo planteado en la Figura 4.1c donde el área inundada es histerética respecto a las variaciones de TWS, mientras que un parámetro más sensible coincide con el modelo planteado en la Figura 4.1d evidenciando una histéresis del TWS a las variaciones del área inundada.

4.2.4. Análisis no estacionario

Ante la posibilidad de que el ciclo hidrológico, y particularmente la relación entre almacenamiento de agua y área inundada, sea susceptible a cambios a través del tiempo (Milly et al., 2008; Vörösmarty et al., 2010; Houspanossian et al., 2023), incorporamos un análisis no estacionario para detectar tendencias y cambios en estas relaciones. Para

evaluar cambios en el acople de las dos variables, aplicamos análisis iterativos a lo largo de ventanas móviles de 7 años ($n=71$ ventanas entre 2002 y 2017). La extensión elegida permite capturar la dinámica interanual, especialmente relevante en algunas de las regiones definidas como la llanura chaco-pampeana y algunas regiones de Asia y Australia (Figura 2.4) y detectar posibles cambios en los acoples entre los componentes superficiales y subsuperficiales. Para cada ventana móvil, analizamos la tendencia de la correlación monótonica de acuerdo con la prueba Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1955) y, para las regiones donde los cambios fueron más direccionales (coeficiente $\tau > 0,4$) calculamos la pendiente de Theil-Sen (Sen, 1968; Theil, 1992). Evaluamos los cambios en el tipo de respuesta (modelo más parsimonioso en cada ventana móvil) utilizando, también, el valor de τ y la identificación de transiciones entre los modelos dominantes en tres momentos clave del período analizado: inicio (2002), mitad (2009) y final (2017).

4.3 Resultados

4.3.1. Hiperllanuras del mundo

Encontramos hiperllanuras en todos los continentes, adicionando un total del 24% de la superficie continental exceptuando la Antártida. Las 73 regiones delimitadas cubren un gradiente amplio en términos de disponibilidad hídrica (desde hiper-áridos a hiper-húmedos), de intervención humana (desde regiones dominadas por bosques poco intervenidos hasta intensamente intervenidas por agricultura) y de distribución vertical del nivel freático (Figura 4.2 y AIII.2). Respecto de su régimen hídrico, las regiones mostraron entre un 0,003 y un 24,7% de su área cubierta por agua entre 2002 y 2017 explicado, en gran medida, por la distancia media a la freática (Figura 4.3a).

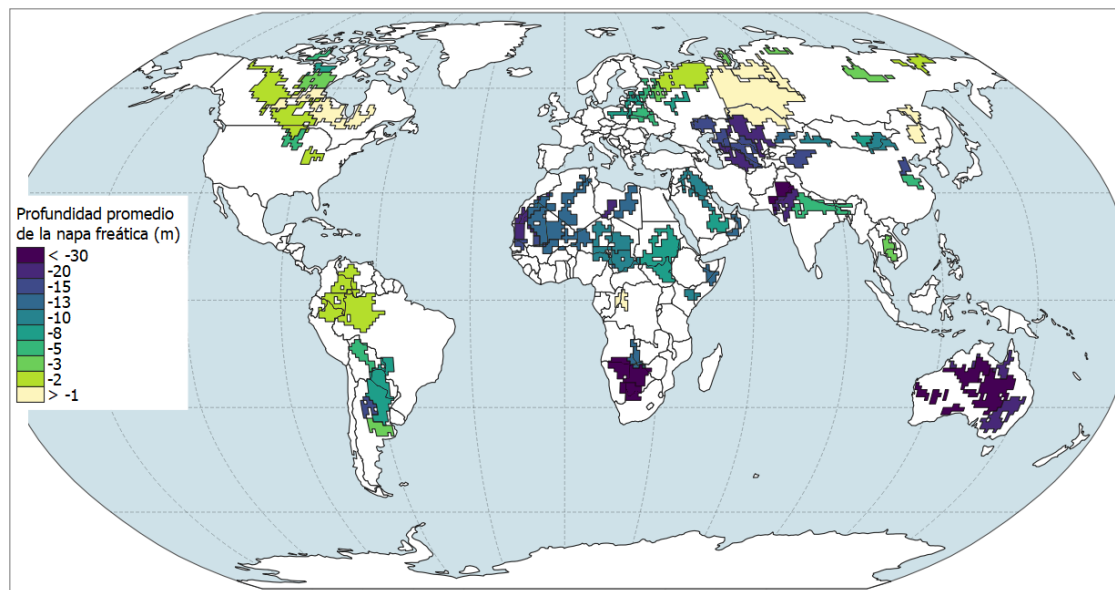


Figura 4.2. Localización de las 73 hiperllanuras, resultado de la delimitación de 32 regiones de hiperllanuras subdivididas en 67 grandes cuencas obtenidas del producto HydroBASINS, y caracterizadas de acuerdo con la profundidad freática promedio modelada por Fan et al. (2013).

4.3.2. Análisis estacionario

A nivel global, el acoplamiento del compartimiento hídrico superficial y subsuperficial de las hiperllanuras se asoció a la mayor generación de excesos hídricos, tanto potenciales como evidentes en la superficie. Entre 2002 y 2017, las relaciones entre las variaciones del almacenamiento de agua terrestre y las del área inundada presentaron un coeficiente de correlación de Spearman (r) mediano de 0,52. Notablemente, las relaciones se debilitaron con la aridez y se fortalecieron tanto con la mayor cercanía a la freática como con las mayores áreas inundables (Figura 4.3 b-d). En este sentido, las regiones con índices de aridez menores al 0,2 (i.e., 20% de entrada por precipitación respecto a la demanda potencial de evapotranspiración) presentaron acoples más débiles que la mediana, e incluso negativas en algunos casos, mientras que las regiones con mayor humedad y/o extensión de inundaciones se acoplaron más fuertemente al almacenamiento de agua terrestre (Figura 4.3 c-d). Esto sugiere que el acoplamiento podría responder a la capacidad de generación y acumulación de excesos de agua, siendo más fuerte en regiones húmedas y/o con mayores extensiones inundables. A nivel geográfico, las regiones de Sudamérica y de Oceanía (Figura 4.3, magenta y azul, respectivamente) tuvieron mejores ajustes que aquellas de Norteamérica (Figura 4.3, celeste), mientras que las regiones de Asia y de África (Figura 4.3, marrón y rojo, respectivamente) mostraron una mayor variabilidad en sus acoplamientos que no puede ser explicada únicamente por su aridez e inundabilidad.

Una débil correlación monotónica entre el área inundada y las variaciones en el almacenamiento de agua terrestre puede estar dada por respuestas no lineales de distinta naturaleza. Para poner a prueba distintos tipos de respuesta del área inundada a las variaciones del TWS en las hiperllanuras, llevamos a cabo un análisis multimodelo seleccionando, para cada región, el modelo más parsimonioso, i.e., que obtuviera el

menor BIC. Comparamos cuatro tipos de respuestas (Figura AIII.1) entre sí y con un modelo nulo sin parámetros explicativos que representa la ausencia de un patrón de respuesta. En comparación con un modelo nulo, los modelos que incorporaron la respuesta al TWS fueron capaces de explicar la dinámica del área inundada en 54 hiperllanuras (78% de los casos; Figura 4.4a). La nula relación entre la dinámica superficial y subsuperficial correspondió a las regiones en donde el acople era muy débil e incluso negativo, representativo pero no restringido a zonas áridas con mayor profundidad freática promedio. Dentro de las respuestas evidenciadas, la linealidad fue la más destacada ($n = 28$), con mayor sensibilidad en la cuenca del Amazonas en Brasil que en la del Indo en Pakistán, de acuerdo con sus pendientes de respuesta. La respuesta definida por un umbral en TWS fue la segunda en importancia ($n=17$), lo que sugiere un acople dinámico sensible a la cantidad de agua que haya en el sistema. Esta afirmación es coherente con la menor profundidad freática promedio observada en las regiones donde predomina la respuesta lineal respecto a las regiones donde predomina la respuesta umbral y que presentan una napa, en promedio, más profunda (Figura 4.4b).

Solo nueve hiperllanuras mostraron alguna diferenciación en su respuesta en función del estado del TWS, aunque su asociación con la profundidad regional de la napa fue menos evidente. La variación en el área inundada en respuesta a cambios en el TWS, diferenciando entre las fases de llenado y vaciado, podría proporcionar indicios acerca del papel de las inundaciones como fuente o destino de la recarga del TWS. Entre las nueve hiperllanuras con respuesta histerética (incluyendo, o no, un umbral), seis presentaron una sensibilidad menor durante la fase de llenado en comparación con la de vaciado. En particular, en el delta interno del río Beni en Bolivia y en la región del río Ganges en India, la respuesta menos sensible durante el llenado (histéresis AI-TWS, Figura 4.4b) implicaría que las inundaciones representan la etapa final de las ganancias

de agua en el sistema a lo largo del mes y que el grado de disminución del área inundada podría ser un indicador significativo del vaciamiento del sistema. En contraposición, en el sur de Chad, donde la sensibilidad del área inundada es mayor en el llenado (histéresis TWS-AI, Figura 4.4b), las inundaciones pueden ser indicadoras del momento y magnitud de agua que ingresa al sistema y que se almacena en el suelo para su disponibilidad en épocas posteriores. De las seis hiperllanuras con respuesta histerética del área inundada a las variaciones de TWS (Bolivia, Nigeria, Irak, India y Canadá), las primeras cinco tuvieron una profundidad freática promedio alrededor de los 10m (vs. 3m en el caso de Canadá) mientras que, de las tres regiones con respuestas más sensibles en la etapa de llenado (Chad, Estados Unidos, Australia), las primeras dos tuvieron un nivel freático promedio más superficial (alrededor de los 5m vs. 17m en el caso de Australia). Aunque es difícil establecer diferencias significativas debido a la limitada cantidad de estas respuestas específicas, estos resultados sugieren que la relación entre la posición regional de la freática y su influencia en la saturación del suelo en relación con los eventos de inundación es un fenómeno de naturaleza compleja.

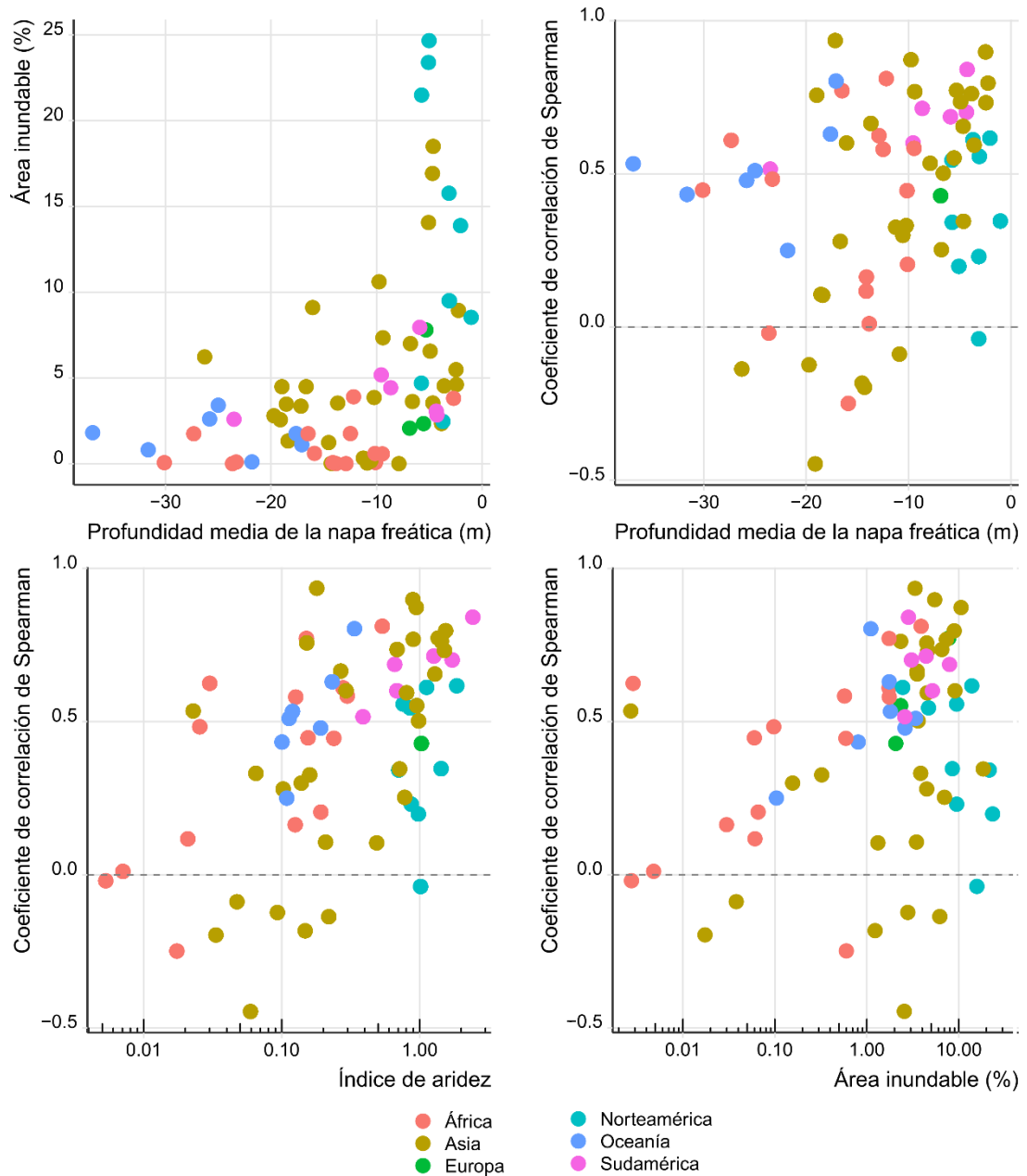


Figura 4.3. (a) Relación entre la profundidad freática media y el área inundable (i.e., la suma del área que estuvo cubierta por agua en algún momento entre 2002 y 2017). (b-d) Asociación entre el grado de acoplamiento del área inundada a las variaciones del almacenamiento de agua terrestre en base al coeficiente de correlación de Spearman (r) y (b) la profundidad freática media; (c) el índice de aridez (relación entre la precipitación anual media y la evapotranspiración potencial anual media); (d) el área inundable. En los últimos dos casos se muestra el eje x en escala logarítmica.

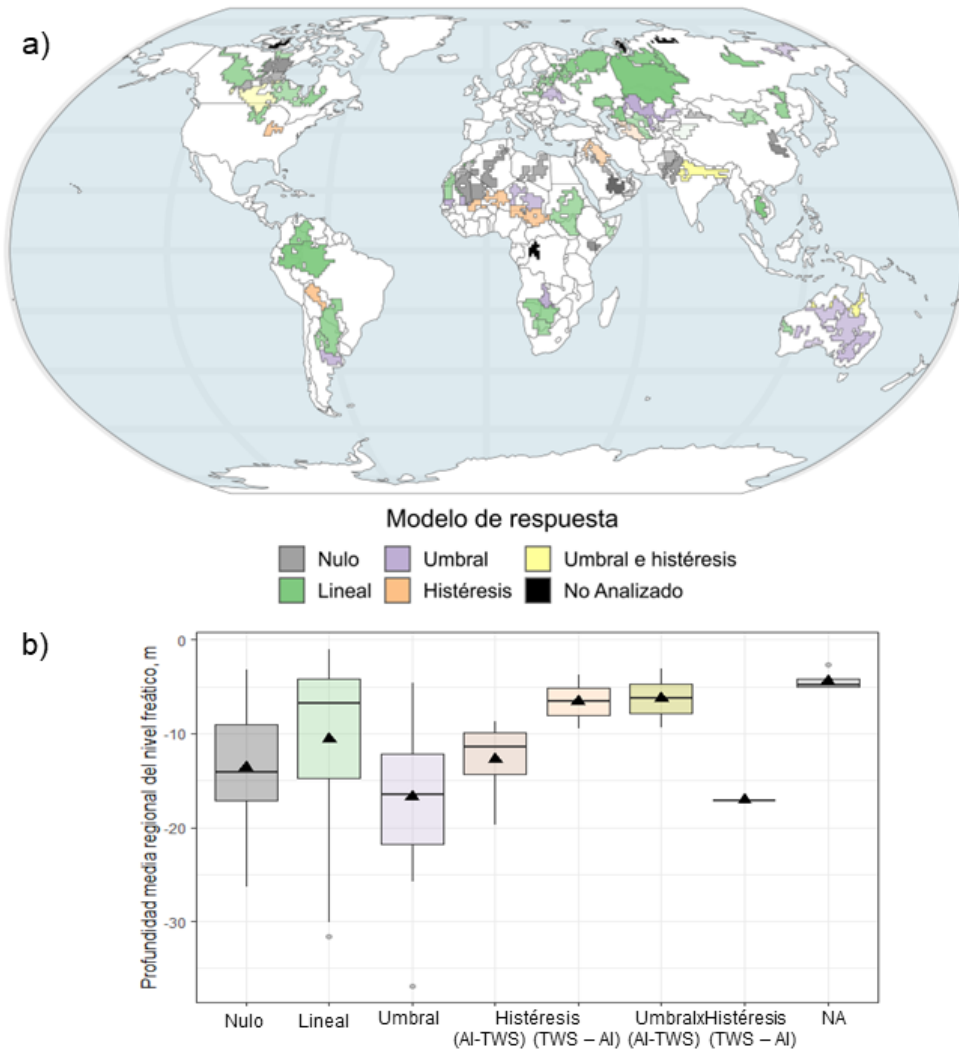


Figura 4.4. (a) Distribución geográfica de los modelos de respuesta dominante entre las variaciones del almacenamiento de agua terrestre y del área inundada, determinados en función de un análisis de inferencia multimodelo que compara cinco modelos de respuesta mediante el criterio de información bayesiano (BIC); (b) variabilidad de la profundidad promedio regional del nivel freático en las 73 hiperllanuras resumido en diagramas de cajas y bigotes en función del modelo de respuesta más parsimonioso. Además, se distingue la variación en la sensibilidad entre los modelos que incorporan histéresis. Los triángulos señalan la profundidad promedio en todas las hiperllanuras que comparten el mismo modelo de respuesta.

¿Qué respuestas dominan en la llanura chaco-pampeana?

En la llanura chaco-pampeana encontramos una diversidad de respuestas con un patrón regional que puede dar pistas sobre la sensibilidad del sistema a cambios en los niveles de agua subterránea. Mientras que las subregiones incluidas en sistemas de la vertiente Atlántica (i.e., Chaqueña y Pampeana), y en sistemas cerrados (i.e., Cuencas Endorreicas Centrales) mostraron relaciones similares dentro de la linealidad, la subregión en la cabecera de la Cuenca del Río Amazonas (i.e., Beni) evidenció una respuesta histerética (Cuadro 4.1). La región correspondiente a la llanura del río Beni en Bolivia mostró una respuesta histerética donde el incremento del área inundada fue menos sensible a las variaciones de TWS en su etapa de llenado y, en cambio, su disminución reflejó linealmente la disminución de los stocks de agua totales. En contraste, la dinámica hidrológica de la llanura pampeana no mostró diferenciación respecto del estado del TWS sino a la magnitud de sus variaciones, con un umbral de -4,6 cm (respecto a la referencia fijada por la misión GRACE, que es el promedio del *stock* de agua entre 2004 y 2009) debajo del cual las variaciones no se manifiestan en cambios del área inundada. Esto cobra una relevancia particular al contextualizar temporalmente estos resultados, ya que se registraron valores por debajo de este umbral durante el período de sequía que ocurrió entre 2007 y 2012, lo que arroja indicios sobre cómo la sequía afecta a las dinámicas de inundación en esta región.

En el Gran Chaco, la evolución del área inundada en la región chaqueña y en la región de cuencas endorreicas centrales fue lineal respecto a las variaciones de TWS, más estrechas en la primera que en la segunda (Cuadro 4.1). En las dos regiones, la diferencia entre los BIC de los dos modelos más parsimoniosos (lineal y umbral) nos permite ponderar el efecto umbral. Éste se sitúa aproximadamente alrededor de los -4,1 cm (respecto al valor de referencia de GRACE). Curiosamente, este valor umbral es muy

similar a aquel identificado en la subregión pampeana. Contextualizando temporalmente estos valores, las variaciones del TWS en ambas regiones se mantuvieron por encima de este valor umbral entre 2014 y 2018, un período que se caracterizó por una expansión significativa de las áreas inundadas. Esto implica que estas regiones comparten interacciones hidrológicas similares impulsadas por un umbral en la cantidad de agua presente en el sistema. Cabe resaltar, por último, que la subregión de cuencas endorreicas centrales, que abarca La Rioja, el sur de Santiago del Estero y el norte de Córdoba, mostró el ajuste más bajo ($R^2 = 0,25$) en comparación con las demás subregiones.

Cuadro 4.1. Inferencia multimodelo para la caracterización del acople del área inundada a las variaciones de almacenaje de agua terrestre en las subregiones de la llanura chaco-pampeana y en la llanura del Beni. Se indica, para cada región, el coeficiente de correlación de Spearman (r) de la relación global del área inundada y las variaciones de TWS y, para cada modelo ajustado, el coeficiente de determinación (R^2) y el *deltaBIC*, que es una medida de comparación de la parsimonia de los modelos de una misma región. Se indica con *ns* la no-significancia de los parámetros en los distintos modelos ($\alpha = 0,05$).

<i>Región</i>	<i>r</i>	Modelo	deltaBIC	R²	Histéresis	Umbral (cm)
<i>Chaqueña</i>	0,60	Nulo	62,85	0,16		
		Lineal	0	0,4		
		Umbral	3,76	0,4		-4,1
		Histéresis	6,09	0,42	ns	
		Umbral + Histéresis	10,12	0,44	AI-TWS	-4,75 (v) 5,84 (l)
<i>Cuencas Endorreicas Centrales</i>	0,51	Nulo	33,87	0,23		
		Lineal	0	0,25		
		Umbral	5,05	0,25		-4.46
		Histéresis	9,5	0,26	ns	
		Histéresis + umbral	20,65	0,25	TWS-AI	-4 (v) -2,46 (l)
<i>Pampeana</i>	0,68	Nulo	87,32	0,12		
		Lineal	4,31	0,51		
		Umbral	0	0,55		-4,6
		Histéresis	11,82	0,52	ns	
		Histéresis + umbral	13,87	0,55	ns	-5,3 (v) -6,5 (l)
<i>Beni</i>	0,71	Nulo	90,56	0,2		
		Lineal	20,08	0,58		
		Umbral	27,6	0,59		-14,7
		Histéresis	0	0,72	AI-TWS	
		Histéresis + umbral	5,5	0,73	AI-TWS	-8 (v) 3,56 (l)

4.3.3. Análisis no estacionario

Dado que el acoplamiento puede verse alterado a lo largo del tiempo por modificaciones en el ciclo hidrológico y en la manera en que interactúan sus componentes, llevamos a cabo un análisis no estacionario sobre la interacción entre el área inundada y las variaciones de TWS. Mediante pruebas de Mann Kendall y Theil-Sen, cuantificamos la tendencia en el grado de acoplamiento (i.e., correlación monotónica) y en el tipo de respuesta (i.e., modelo de respuesta) evidenciadas a lo largo de ventanas móviles de 7 años de duración. Entre las 53 hiperllanuras posibles de ser estudiadas (las demás fueron descartadas por la faltante de datos) hubo variabilidad en las respuestas, tanto en el grado de acoplamiento como en el tipo de respuesta en el corto plazo. En este sentido, 43 (~80%) evidenciaron algún cambio en el grado de acoplamiento a largo plazo, de las cuales en 37 fueron más direccionadas ($\tau > 0,4$), y donde los acoplamientos (tendencias positivas) fueron igualmente hallados como los desacoples (tendencias negativas) (Figura 4.5a). A su vez, la distribución de las tendencias tuvo un componente geográfico importante. El inicio o intensificación del acoplamiento se dio principalmente en regiones áridas a semiáridas de Asia Central, aumentando por ejemplo de $r = 0,24$ a $r = 0,87$ y de $r = 0,6$ a $r = 0,82$ en el sudeste y noroeste de Kazajstán, respectivamente (Figura 4.5b). En contraposición, en regiones de África y en el este de China, el área inundada dejó de variar siguiendo las fluctuaciones del TWS, disminuyendo de $r = 0,94$ a $r = 0,63$ en Angola, e incluso tendiendo a acoplarse negativamente en Libia, donde su correlación disminuyó entre $r = 0,19$ y $r = -0,28$ (Figura 4.5b).

La extensa intensificación en el acoplamiento, sumada a los cambios en el tipo de respuesta indican que las inundaciones son, cada vez más, sensibles a la dinámica

subsuperficial del agua, en especial en las regiones áridas. A lo largo de las ventanas móviles, la proporción de modelos de respuesta dominante fue similar a aquella del análisis estacionario (dominancia de relaciones lineales, de relaciones basadas en umbrales y nulas). En comparación con las 43 hiperllanuras que evidenciaron cambios en su grado de correlación, una menor cantidad (24, ~45%) mostraron cambios direccionales en el tipo de respuesta (Figura 4.6). El inicio de una interacción entre la dinámica superficial e integral (i.e., transición desde la ausencia de una relación hacia una relación lineal) fue especialmente importante en la meseta tibetana y el sur de Mongolia. En contraste, en el sur de Botsuana y en el centro sur de Canadá hallamos transiciones desde un tipo de respuesta hacia el modelo nulo, es decir, hacia una pérdida completa de interacción entre la dinámica superficial y los *stocks* medidos integralmente.

Las transiciones de patrones que incluían histéresis en el corto plazo fueron menores. Solo dos hiperllanuras, localizadas en el norte de Estados Unidos y en el norte de Australia, mostraron transiciones desde y hacia patrones histeréticos, respectivamente. En el caso estadounidense, la respuesta que originalmente era más sensible durante la fase de llenado del TWS se transformó, en la última década, en una respuesta lineal que reflejó las variaciones del TWS de manera directa. Por el contrario, en el caso australiano, las variaciones que inicialmente dependían de la magnitud de variación del TWS, sin importar su estado, experimentaron una transición hacia una mayor sensibilidad durante la fase de vaciado del TWS.

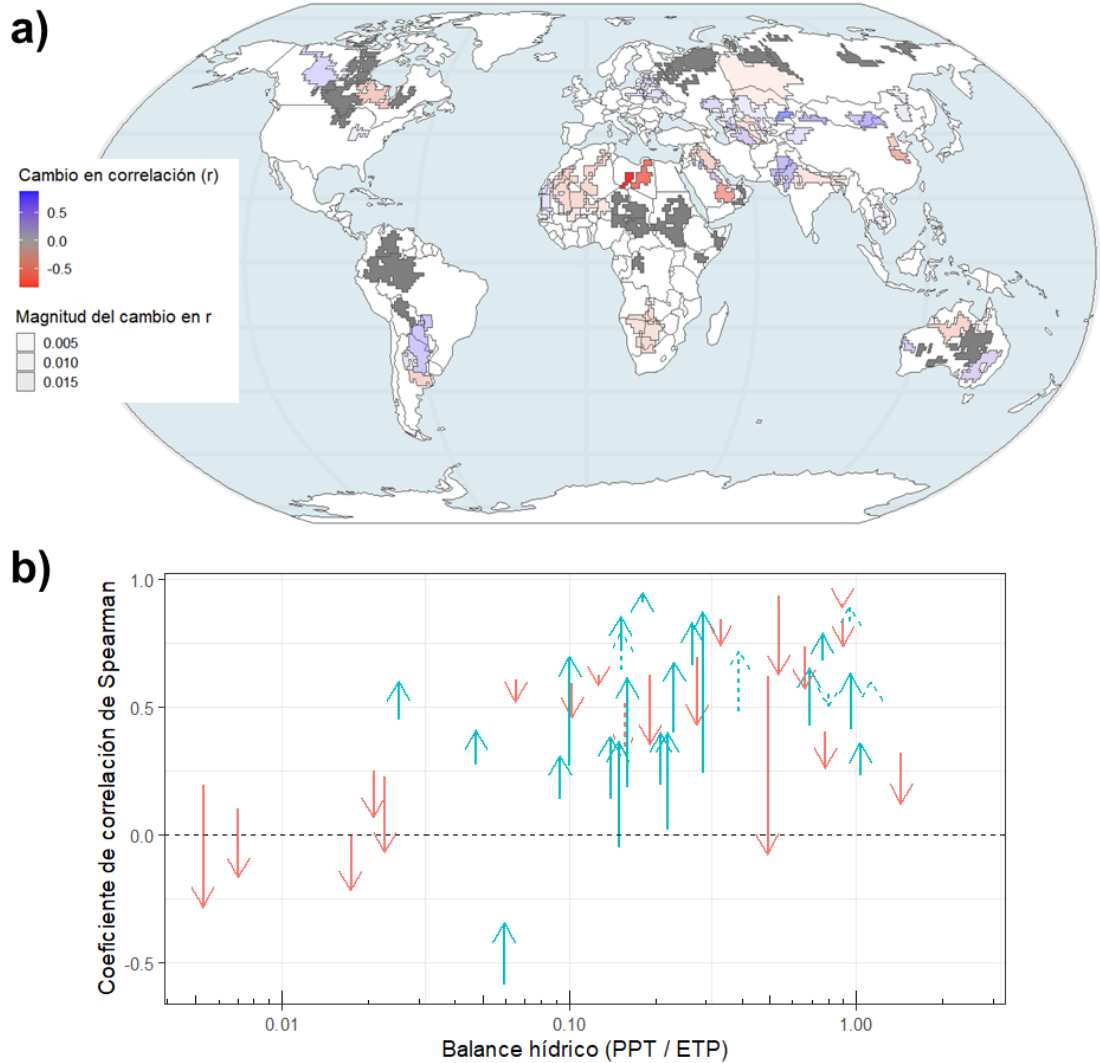


Figura 4.5. (a) Distribución geográfica de los cambios en el acoplamiento entre el área inundada y las variaciones de almacenamiento de agua terrestre, caracterizados mediante un análisis de tendencia Mann-Kendall. El tono e intensidad del color corresponde a la dirección e importancia de la tendencia (de acuerdo con el coeficiente τ), mientras que la opacidad corresponde a la magnitud del cambio en el coeficiente de correlación r de Spearman calculada mediante la pendiente de Theil-Sen; (b) acoples y desacoples de la correlación monótona entre las variaciones mensuales del área inundada y del almacenamiento de agua terrestre a lo largo de ventanas móviles de 7 años entre 2002 y 2017 en función del balance hídrico regional de las hiperllanuras. Los círculos grises indican el valor medio de la correlación no estacionaria, mientras que las flechas representan la trayectoria, de inicio a fin del período, del cambio en el coeficiente r de Spearman, coloreadas en función del sentido (rojo = negativo, celeste = positivo). Las flechas punteadas representan cambios no significativos (coeficiente $\tau < 0,4$).

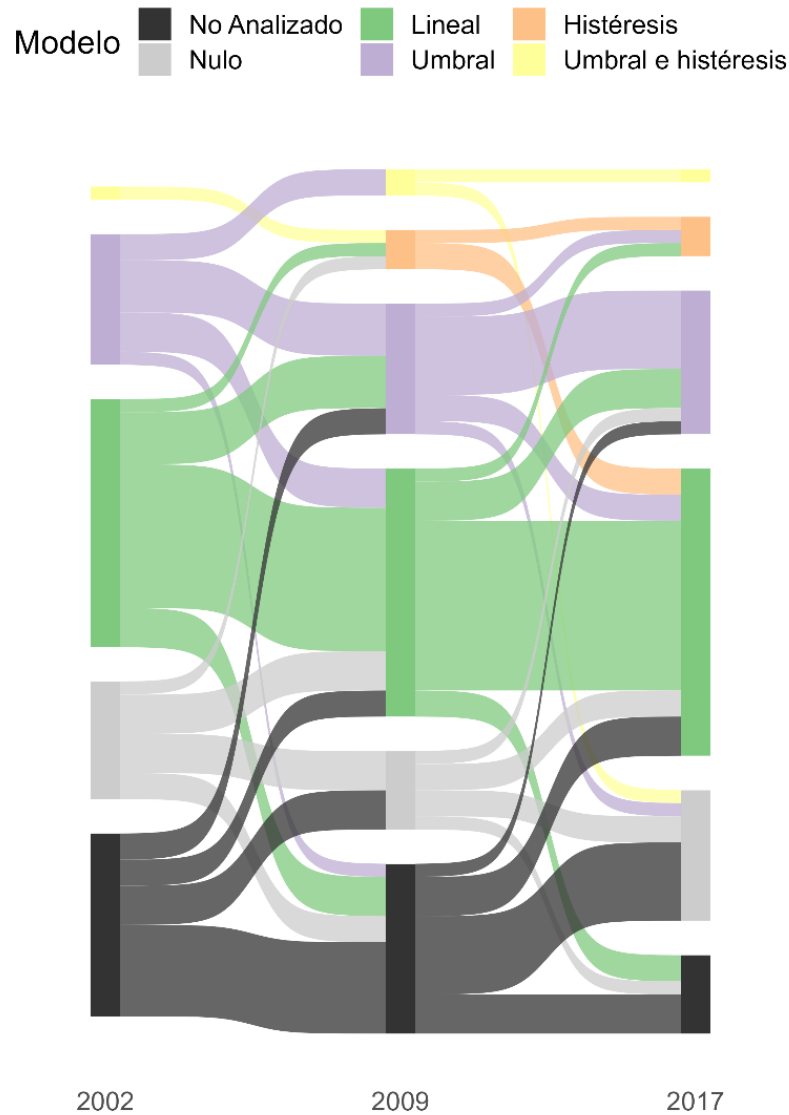


Figura 4.6. Transiciones entre tipos de respuesta dominante de la inundación a las variaciones de almacenaje de agua, en ventanas móviles de 7 años, comparando el comienzo (2002), mitad (2009) y fin (2017) de las series analizadas en las 53 hiperllanuras. El modelo de respuesta dominante resulta de la comparación de cinco modelos mediante el criterio de información bayesiano (BIC).

¿Cómo evolucionaron las respuestas en la llanura chaco-pampeana?

En la región pampeana, el período de análisis abarca quince años que comienzan al final del ciclo de inundación 2001-2003, se extienden a través de la etapa de secado hasta la sequía 2008-2009 y se adentran en el período húmedo de 2014-2017 (Figura AIII.3). Durante los quince años la correlación fue buena ($r = 0,69$) y la respuesta

dominante fue de tipo umbral, explicando el 55% de las variaciones en el área inundada, con un umbral identificado a -4,6 cm en relación a la media entre 2004 y 2009 (Cuadro 4.1). Al desglosar estos datos en ventanas móviles, identificamos períodos de respuestas lineales a corto plazo con acoplamiento más débil (por ejemplo, entre 2008 y 2015 con un valor promedio de r de 0,3) y otros en los que el acoplamiento fue máximo (por ejemplo, entre 2002 y 2009 con un valor de r de 0,7). Esto sugiere que la respuesta no lineal está signada por una dinámica interanual (i.e., a nivel de años), muy dependiente del grado de recarga del sistema total (en este caso, sensibles a recargas mayores a -4 cm respecto de la media entre 2004 y 2009). Además, se evidencia el impacto de la sequía experimentada en la región entre 2007 y 2010, lo que también se refleja en la llanura del sudeste australiano, una región con un patrón hídrico caracterizado por ciclos interanuales (Figura 2.4). En esta última región, las respuestas a corto plazo varían entre lineales y de tipo umbral, con una relación global umbral y un valor de r de 0,64.

Por su parte, en la región chaqueña, los quince años analizados abarcan el cambio hidrológico que se comenzó a manifestar en la dinámica de las napas y del agua en superficie desde 2010 (Gimenez et al., 2016). El análisis del período completo indica que la correlación fue buena ($r = 0,6$) y la respuesta global fue lineal ($R^2 = 0,4$; Cuadro 4.1). Cuando lo desglosamos en ventanas de siete años, observamos una tendencia al fortalecimiento de la relación entre TWS y área inundada, alcanzando valores de 0,75 durante la última década, indicador incluso superior a la observada en la región pampeana (Figura AIII.4). Asimismo, identificamos un cambio en la respuesta, de tipo umbral hasta el 2009, hacia una linealidad a medida que las variaciones promedio de TWS se vuelven más positivas. Esto sugiere que, durante la última década del análisis, el aumento persistente de los *stocks* de agua terrestre y, particularmente, del nivel freático, puede asociarse directamente al aumento progresivo del área inundada en la región.

4.4. Discusión

La exploración de la relación entre el área inundada y las variaciones en el almacenamiento de agua terrestre (TWS) ocupa un papel fundamental para mejorar nuestra comprensión de los procesos hidrológicos a nivel global. En general, esta relación ha sido abordada mediante la información de caudales de ríos (Zuecco et al., 2016; Zhang y Werner, 2015) o la modelización de la dinámica de agua (Pokhrel et al., 2013; Wada et al., 2014; Gai et al., 2019; Shah y Mishra, 2021), enfocándose principalmente en el nivel de cuenca o parcela y en menor medida a nivel regional. Sin embargo, al combinar datos derivados, independientemente, de sensores a bordo de plataformas satelitales, podemos caracterizar con mayor precisión la dinámica hidrológica observada en la superficie en relación con los stocks de agua en el sistema y formular hipótesis más sólidas sobre la naturaleza de estas interacciones a nivel regional (Sivapalan et al., 2011; Allen et al., 2020; Blöschl, 2022b). Además, al escalar estos análisis a nivel regional a lo largo de múltiples eventos, podemos identificar tendencias a largo plazo y las distintas improntas del cambio global (Blöschl, 2006). En este Capítulo demostramos que la interacción de las inundaciones con del TWS está influenciada no sólo por la cercanía del nivel freático a la superficie, sino también por factores climáticos y por nuestras intervenciones.

Las hiperllanuras albergan al 18% de la población mundial (en base a datos de la Comisión Europea para el período 2015-2020), al 21,3% de la producción agrícola (en base a datos de la distribución de tierras de cultivo de la NASA, Thenkabail et al., 2021) y al 32,8% de la superficie inundable (en base a datos de GSW). Allí, donde esperamos que el área inundada se asocie directamente a las variaciones de almacenaje de agua terrestre, la relación es predominantemente fuerte. La respuesta a lo largo de 15 años (2002-2017) resume las relaciones generales entre la dinámica del área inundada y del

TWS, que fueron moderadamente fuertes (r mediano = 0,52). Hipotetizamos que la profundidad media regional de la napa estaría asociada al grado de correlación de la dinámica de las inundaciones a las variaciones del TWS (Hipótesis 3.1). Confirmamos dicha hipótesis al encontrar que la correlación fue mayor en regiones con napas más superficiales, especialmente en hiperllanuras por fuera de Norteamérica con napas regionales a menos de 5 metros de profundidad (Figura 4.3b). Esto sugiere que en las llanuras más extensas existe una influencia más fuerte de las interacciones en el plano vertical (i.e., flujos de infiltración y ascenso capilar) respecto al horizontal (i.e., escurrimiento superficial) (Fan, 2015; Soni y Syed, 2015).

Sin embargo, la asociación entre el acople y la dinámica hidrológica tiene algunas excepciones interesantes. Algunos estudios han sugerido que el grado de correlación entre el área inundada y las variaciones de TWS es indicador de la contribución de la dinámica superficial de los grandes ríos (i.e., caudal) a la de todo el stock terrestre. Éstos sugieren que es especialmente fuerte en las cuencas del Amazonas y Orinoco (Güntner et al., 2007; Frappart et al., 2014; Miguez-Macho y Fan, 2012; Getirana et al., 2017) y más débil en las cuencas del río Mississippi (Papa et al., 2008), aunque en otros, por ejemplo en la cuenca del Congo, no está dilucidada la fortaleza de la asociación (Getirana et al., 2017; Yuan et al., 2017). Sin embargo, aquí encontramos regiones con (a) napas profundas, (b) baja extensión de áreas inundables, y (c) áridas ($AI < 0,2$) que, a pesar de todo ello presentaban correlaciones cercana a la mediana (e.g., en el sur de Botsuana y en el norte de Nigeria y Chad) así como otras regiones con (a) napas más superficiales, (b) vasta extensión de inundaciones y (c) húmedas ($AI > 0,8$) que, a pesar de ello, sus regímenes de inundaciones estaban débilmente acoplados a la dinámica del TWS (e.g., en Canadá y en China).

Mientras que la correlación monotónica es una indicadora del acoplamiento de las inundaciones con el resto de los componentes subsuperficiales del almacenamiento de agua terrestre, el tipo de relación puede dar indicios sobre las distintas sensibilidades en el ciclo hídrico de cada región. Pusimos a prueba la existencia distintos tipos de respuestas marcadas, o no, por umbrales o por respuestas histeréticas dependientes del estado del stock total. Hipotetizamos que el rol del nivel freático regional es clave en la sensibilidad de la generación de excesos hídricos y su dirección desde la superficie hacia la profundidad o viceversa (Hipótesis 3.2, Figura 4.1). La relación lineal predominante hallada en las hiperllanuras, con un umbral de respuesta en algunos casos, reveló la intrínseca interacción entre el componente superficial del ciclo hidrológico con las dinámicas subsuperficiales. Estudios locales y regionales que analizaron la respuesta del área inundada a las variaciones en el TWS en subregiones específicas encontraron que la sensibilidad de la inundación al TWS varía según la región y características locales, especialmente del rol de la vegetación en regiones con limitaciones hídricas (Kuppel et al., 2015; Papa et al., 2015; Gelmini et al., 2022; Trautmann et al., 2022). Estos resultados son consistentes con nuestros hallazgos a nivel regional, donde detectamos patrones similares en áreas más amplias, con un patrón geográfico evidente. Por ejemplo, en la región pampeana y australiana hallamos umbrales marcados en la relación entre el área inundada y el TWS en otros eventos de inundación, reflejando en ambos casos la influencia de eventos de sequía de gran duración (Frappart et al., 2011; Soni y Syed, 2015; Yan et al., 2016).

Las respuestas no lineales dadas por el fenómeno de histéresis fueron subrepresentadas en la dinámica de las inundaciones de las hiperllanuras. Diversos estudios locales en cuencas europeas (Zuecco et al., 2016; Gelmini et al., 2022) caracterizaron la histéresis en la relación entre el caudal y la profundidad de la napa para

identificar diferentes tipos de eventos generadores de escorrentía. En algunos casos, la dinámica más lenta y variable a escala mensual (e.g., en la cuenca del Ganges, del Beni y del Niger) nos permitió detectar y caracterizar fenómenos de histéresis a nivel regional. Este modelo de respuesta sugiere, para ciertas regiones del mundo, el rol del TWS como fuente hídrica de la superficie (cuando el área inundada responde histeréticamente al TWS) o bien de las inundaciones como fuente de recarga del TWS (cuando el TWS responde histeréticamente al área inundada) (Papa et al., 2008; Miguez-Macho y Fan, 2012; da Paz et al., 2014; Reager et al., 2014). Sin embargo, en otros casos no pudimos explorar e identificar estos patrones de respuesta debido a la resolución temporal de los datos, a la falta de datos durante el estadio de llenado, o a la incorrecta definición de la escala temporal a la que este fenómeno debería ser explorado (Sivapalan, 2005). Es posible que este tipo de respuesta ocurra en plazos más cortos (e.g., días a semanas) que los analizados en este caso (meses). Una posible opción para profundizar este análisis es recurrir a otros datos modelados, como aquellos asimilados por GLDAS (Rodell et al., 2004), que desagrega la señal mensual de GRACE a una resolución cuasi-horaria, aunque cabe destacar que estos se basan en, justamente, supuestos de cómo se compone la variabilidad del TWS (Syed et al., 2008; Wang et al., 2016; Fatolazadeh et al., 2020).

La interacción y sensibilidad de las variables hidrológicas puede cambiar a lo largo del tiempo producto de la variabilidad climática y de alteraciones de origen antrópico, como indican los resultados del análisis no estacionario a lo largo de 15 años. El valor de este tipo de análisis reside en su capacidad de capturar fluctuaciones a corto plazo, lo que puede ayudar a identificar cambios graduales que no serían evidentes en un análisis estacionario (i.e., que asumen estimadores estadísticos únicos para todo el período) (Milly et al., 2008; Zhang et al., 2011; de Keersmaecker et al., 2017; Rollinson et al., 2021). Por un lado, identificamos regiones donde los efectos de la variabilidad

climática (e.g., fenómenos ENOS, PDO, AMO; Kundzewicz et al., 2019) se reflejaron en una alternancia de modelos de interacción. Tanto en la región pampeana como en la australiana, los períodos asociados a sequía (2007-2012 en Argentina y 2002-2009 en Australia) se reflejaron en respuestas de tipo umbral, mientras que en períodos de mayor disponibilidad hídrica la respuesta fue lineal.

A pesar de que la mayoría de los estudios sobre la dinámica de inundaciones se ha llevado a cabo sobre la base de registros de caudal, podemos establecer comparaciones con el abordaje que, apoyado en la medición de las variaciones en la extensión del área inundada, habilita la posibilidad de incorporar territorios no influenciados por cursos fluviales. Esto nos permite evaluar regiones como la pampeana o la tundra canadiense, donde las fluctuaciones de los cuerpos de agua en volumen, así como también en área, pueden ser grandes indicadoras de la hidrología regional (Adrian et al., 2009; Schindler, 2009; Houspanossian et al., 2018). Por ejemplo, la mencionada región canadiense está demostrando un cambio hidrológico reciente (McIntyre et al., 2014; Olthof y Rainville, 2022) que puede ser apreciado en una expansión del área inundada, cuya contribución principal son los humedales y pequeños cuerpos de agua (Ferone y Devito, 2004; McIntyre et al., 2014; *Capítulo 2 de esta Tesis*). Aquí encontramos un cambio en la respuesta del área inundada al TWS a medida que la región experimenta mayores ingresos por precipitación, y menores egresos por la conversión de sus coberturas vegetales en cultivos de secano (Gober y Wheeler, 2014; Olthof y Rainville, 2022), de manera análoga a lo evidenciado en la región chaqueña, ambos reflejando la sensibilidad diferencial de la dinámica subterránea a los cambios en la vegetación (Nosetto et al., 2005, 2009; Bayley et al., 2013; Kellner y Hubbart, 2017; Houspanossian et al., 2023).

El aumento de la presión sobre el agua subterránea para la irrigación, la producción industrial y el consumo humano puede tener distintas manifestaciones en la

interacción entre las variaciones de TWS y del área inundada. Por un lado, puede generar el desacople de los dos componentes del TWS, es decir que el área inundada o bien se mantiene o bien aumenta aun cuando TWS muestra una tendencia de disminución (Wada et al., 2014). Esto es lo observado en el noroeste de China y en el valle del río Amu Daria en Uzbekistán, donde las presiones parecen no reflejarse en cambios a nivel de ríos por la conjunta acción sobre el desvío de agua de otros ríos (Zhao et al., 2015; Xia et al., 2019; Chen et al., 2020). Sin embargo, también pueden hacer que la dinámica superficial sea cada vez más sensible a los cambios de TWS, por ser la principal fuente o destino de la recarga del acuífero. Este es el caso del valle del río Indo en Pakistán, donde evidenciamos una tendencia de acoplamiento (de $r = 0,19$ a $r = 0,4$). A su vez, este acoplamiento tuvo como resultado una mayor similitud al patrón observado en la región del Ganges-Brahmaputra, en el cual las respuestas a corto plazo son asociadas a umbrales. Esta región se caracteriza por un reciente incremento en la sobreexplotación del agua subterránea para abastecer la expansión de la agricultura bajo riego y las actividades industriales (Ahmed et al., 2019; van Steenbergen, 2015, 2020; Zhu et al., 2021). Por último, a lo largo del continente africano (e.g, en Angola y en Libia), los desacoples evidenciados podrían, también, estar reflejando la impronta de los cambios en el uso del suelo en sus paisajes en interacción con la influencia de patrones climáticos (Li et al., 2007; Anyah et al., 2018).

La metodología desarrollada en este Capítulo demostró una capacidad de describir y detectar patrones de respuesta interesantes para poner a prueba diversos modelos hidrológicos. A medida que avanzamos en la integración de observaciones regionales con la modelización de inundaciones, estamos fortaleciendo nuestras herramientas para prever y gestionar inundaciones de manera más efectiva (Reager y Famiglietti, 2009; Menció y Mas-Pla, 2010; Rodell et al., 2015). En ese sentido, evaluar la dinámica

empírica es crucial para poner a prueba los modelos conceptualizados localmente a escalas globales. La definición del tipo de respuesta puede, además, ser incorporado en pronósticos o sistemas de alerta para señalar períodos de crecida o sequía basados en valores críticos del TWS.

CAPITULO 5

Discusión general

Discusión general

El empleo de sensores remotos para analizar el comportamiento hidrológico en regiones con pobre disponibilidad de registros de campo y/o para poder reconstruirlo en el pasado supone un desafío metodológico y conceptual relevante y urgente en el contexto de disponibilidad de la información y de crecientes interrogantes ante los cambios ambientales acelerados de la actualidad (Alsdorf et al., 2007; Rogger et al., 2017; Allen et al., 2020; Lopez et al., 2020). En esta Tesis me propuse aplicar metodologías uniformes para evaluar distintos atributos de las inundaciones en todo el mundo y evaluar el grado de influencia de factores geográficos, climáticos, geológicos y antrópicos. Particularmente, con un foco en los interrogantes de nuestro país, planteé esta aproximación para determinar hasta qué punto la dinámica de las inundaciones en los últimos 35 años en la región pampeana, y evidenciada más recientemente en la región chaqueña, difiere de la de otras llanuras en el mundo y de otras regiones con redes de drenaje más definidas. En última instancia, expongo cómo este abordaje nos permite explorar y entender cómo difieren las sensibilidades de los componentes del ciclo hídrico, y de qué manera describirlas y monitorearlas en vastas regiones donde las inundaciones no se restringen a dinámicas fluviales o no cuentan con suficientes datos medidos *in situ*.

Esta sección de discusión se divide en cuatro subsecciones: (1) una recapitulación de los resultados y mensajes más importantes de cada Objetivo Específico (Capítulos 2-4) y sus conexiones; (2) una síntesis de las inundaciones en la llanura chaco-pampeana; (3) lecciones de la Tesis puestas en un contexto más amplio; (4) oportunidades y preguntas disparadoras para abordar en futuros trabajos.

5.1. Recapitulación

En el **Capítulo 2** (Objetivo Específico 1), generamos una cartografía de tres atributos de la dinámica temporal histórica de las inundaciones en paisajes de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial: el área inundada media mensual, la variabilidad total y la temporalidad, entendida como la principal escala temporal de sus fluctuaciones. Evaluamos en qué medida la dinámica temporal está asociada al tipo de clima y a la topografía dominante, encontrando que son las llanuras las que (a) almacenan más agua, en promedio, y (b) fluctúan más, especialmente en regiones templadas a áridas, mientras que el clima determina en mayor medida la escala temporal de sus fluctuaciones, siendo las inundaciones más estacionales y predecibles en climas ecuatoriales y boreales, y más erráticas y variables en climas áridos. En este sentido, la temporalidad de las inundaciones es predominantemente estacional en los cinturones boreales y tropicales, mientras que otras regiones experimentan ciclos de inundaciones de hasta décadas de duración. A su vez, alrededor de un 11% de la superficie terrestre evidenció cambios netos en la magnitud de las inundaciones, siendo más predominantes las ganancias en zonas montañosas (relacionadas a patrones de deshielo) que las pérdidas en regiones áridas (relacionadas a aumentos de temperatura y depleción del recurso hídrico).

En el **Capítulo 3** (Objetivo Específico 2), desarrollamos dos nuevos índices para describir patrones de relocalización de las inundaciones, a medida que sucede un evento o a través de distintos eventos, en base a la distribución temporal y espacial del área inundada a nivel de paisaje de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Descubrimos que, a nivel de paisaje, puede haber relocalizaciones muy significativas no sólo en regiones dominadas por ríos sinuosos, sino también en regiones donde el agua se acumula en lagunas someras definidas por terrenos muy planos y dominadas por dinámicas de evaporación e infiltración rápidas. El desplazamiento de las inundaciones es un fenómeno generalizado en paisajes de todo el

mundo, lo que resultó en un 45% más de superficie afectada por inundaciones de lo que indicaron los valores máximos registrados individualmente. La topografía, especialmente la rugosidad regional y la relación entre la pendiente local y regional, juega un papel importante en el desplazamiento de las inundaciones, superando en influencia al clima en algunos casos, mientras que la influencia humana, y particularmente la infraestructura de riego, es un factor importante que también debe ser considerado al caracterizar el camino que sigue el agua al expandirse y retraerse.

En el **Capítulo 4** (Objetivo Específico 3), exploramos el tipo de relación hallada a nivel regional entre la dinámica mensual de las inundaciones y del stock de agua medida en todo el perfil terrestre. Corroboramos que la profundidad freática influye en la correlación entre las inundaciones y el TWS, siendo más estrecha en regiones con niveles freáticos superficiales. Encontramos respuestas predominantemente lineales, en algunos casos determinadas por un umbral de almacenamiento, y que los cambios en la disponibilidad hídrica y la presión sobre el agua subterránea pueden influir en la relación entre el área inundada y el TWS. En este sentido, ubicamos regiones donde esta relación ya se está viendo alterada como resultado de prácticas de extracción intensa sobre gran parte del territorio.

La evidencia amplia sobre el rol de la topografía en la extensión de las inundaciones (C2, Hipótesis 1.1) y en la forma en que se distribuyen en el territorio (C3-4, Hipótesis 2.1 y 3.1) es fundamental para comprender estos eventos. Las regiones con topografías llanas tienden a experimentar inundaciones más extensas (C2) debido a la mayor retención en estas condiciones. Esto se debe a la menor profundidad freática (C4), que facilita la acumulación de agua en respuesta a eventos de precipitación o a diferencias en la eliminación por evapotranspiración. Sin embargo, la aridez y la intervención humana para la producción agrícola pueden influir en la variabilidad espacial de las

inundaciones (C3) en estas llanuras. En regiones áridas, las inundaciones tienden a ser menos frecuentes, más erráticas y más espacialmente heterogéneas (C2-3, Hipótesis 1.2 y 2.1). Por otro lado, la infraestructura hídrica, desde la canalización hasta la irrigación de grandes extensiones, tienen una huella identificable sobre la dinámica espacial y temporal de las inundaciones (C2-3-4, Hipótesis 2.2).

Otro mensaje importante que emerge de los tres objetivos es la ubicación geográfica como indicador de los controles exógenos que influyen en las variables lentas del ciclo hidrológico, como el régimen de precipitación y temperatura. La contextualización geográfica de nuestros resultados reveló diversos *hotspots* de cambio direccional en la magnitud de las inundaciones (C2) en regiones específicas. Por ejemplo, en Canadá, en la meseta tibetana y en Asia Central, el derretimiento de las nieves y los cambios en las corrientes de aire pueden tener un impacto significativo en la temporalidad y magnitud de las inundaciones (C2) reflejando cambios a nivel sistémico (C4).

Por último, la impronta humana es transversal a prácticamente todos los atributos de las inundaciones. Las evidencias presentadas en los tres capítulos demuestran que las distintas prácticas de manejo del agua tienen un correlato observado, a nivel regional, en cambios direccionales en la magnitud de inundaciones (C2), en el camino que siguen al expandirse y retraerse (C3) y en su sensibilidad a la disponibilidad hídrica (C4). Esto implica, por un lado, que debemos incorporar explícitamente a las intervenciones sobre los paisajes en el modelado de escenarios de riesgo. Por otro lado, también significa que podríamos ser capaces de desarrollar estrategias de manejo de agua en grandes extensiones.

5.2. Inundaciones en la llanura chaco-pampeana

Las inundaciones lentas en la llanura chaco-pampeana entre 1985 y 2021 mostraron ciclos interanuales (Figura 5.1a), mientras que la llanura adyacente correspondiente al delta del río Beni, en Bolivia evidenció ciclos mixtos a estacionales. A diferencia de los ciclos estacionales con periodicidad de 1 año, los ciclos de la región chaco-pampeana duraron, en promedio, 5,83 años, con un gradiente norte-sur en su duración a nivel subregional, siendo más largos en la región pampeana (11 años) y chaqueña (6,5 años) y más cortos (i.e., estacionales) en la región de cuencas endorreicas centrales (1,3 años) y en la llanura del río Beni (1,3 años). En su evolución a través de distintos eventos, las inundaciones lentas demostraron una significativa redistribución del área inundada, debido a la dinámica de las lagunas someras en la región pampeana (Quirós y Drago, 1999; Adrian et al., 2009), y al gran dinamismo del río Bermejo y del Pantanal en el norte de la región chaqueña (Silio-Calzada et al., 2017). En consonancia con estudios regionales de las inundaciones en la llanura, evidenciamos una conexión y dependencia sustancial con el nivel de almacenamiento de agua en todo el perfil terrestre (Aragón et al., 2011; Kuppel et al., 2015; Nosetto et al., 2015), manifestándose en una relación lineal dominante con un umbral en condiciones más secas (i.e., durante el fenómeno de La Niña en gran porción del territorio).

La dinámica temporal de las inundaciones en la llanura chaco-pampeana es similar a la de la llanura australiana, aunque espacialmente son muy distintas. La llanura australiana tiene una mayor aridez (rango 0,2 - 0,5 vs. 0,2 - 1 en la chaco-pampeana), reflejada en una mayor variabilidad total (con coeficientes de variación de hasta 300%). Además, la mayor aridez se manifiesta en una dominancia de respuesta umbral a la disponibilidad hídrica, donde la excepción son los períodos de abundancia (i.e., por fenómeno de La Niña, Leblanc et al., 2012) cuando la relación con el área inundada es

lineal. En Australia, en comparación con la llanura chaco-pampeana, el desplazamiento de las inundaciones es menor, probablemente por la concentración del flujo asociada a los procesos de formación del paisaje dominantes en cada región, más antiguos en Australia (Bowler, 1976; Li y Powell, 2001) y más recientes en Argentina (Iriondo, 1993; Armengol et al., 2020). La redistribución de sus inundaciones se encontró restringida principalmente a un foco de origen antrópico sobre la margen del Río Murray que se destina a irrigación de cultivos de arroz y algodón (Leblanc et al., 2012; Tulbure y Broich, 2019). Esta comparación ilustra la relevancia de los controles *top-down* como la ubicación dentro del gradiente de aridez y de la topografía dominante y, en particular para estas dos regiones del hemisferio sur, la influencia de fenómenos de circulación atmosférica (Ropelewski y Halpert, 1987; Kundzewicz et al., 2019).

En Argentina, particularmente, casi tres décadas de conversión del uso de la tierra han dado lugar a cambios en el comportamiento de las aguas subterráneas con la consecuente expansión de las inundaciones en áreas que nunca habían experimentado tales eventos (Giménez et al., 2020; Houspanossian et al., 2023) y una intensificación de la sensibilidad a los eventos de precipitación (Scarpati et al., 2002; Kuppel et al., 2015). A partir de la exploración regional, encontramos que los patrones de inundación en la llanura chaco-pampeana están estrechamente relacionados con la disponibilidad hídrica, especialmente en estadios de mayores stocks de agua en el perfil terrestre. Esto nos sugiere dos cosas. Por un lado, su gran sensibilidad a cambios en el tiempo meteorológico (e.g, ciclos de sequía y ciclos húmedos; Lovino et al., 2018; Camilloni et al., 2020) y climático (a medida que se intensifican los fenómenos atmosféricos; Huntington, 2006; Kundzewicz et al., 2019). Por otro lado, apoya la evidencia alrededor de la generación de mayores inundaciones conforme se convierten grandes extensiones de vegetación natural

con raíces profundas hacia tierras de cultivos con raíces más someras (Kuppel et al., 2015; Houspanossian et al., 2023).

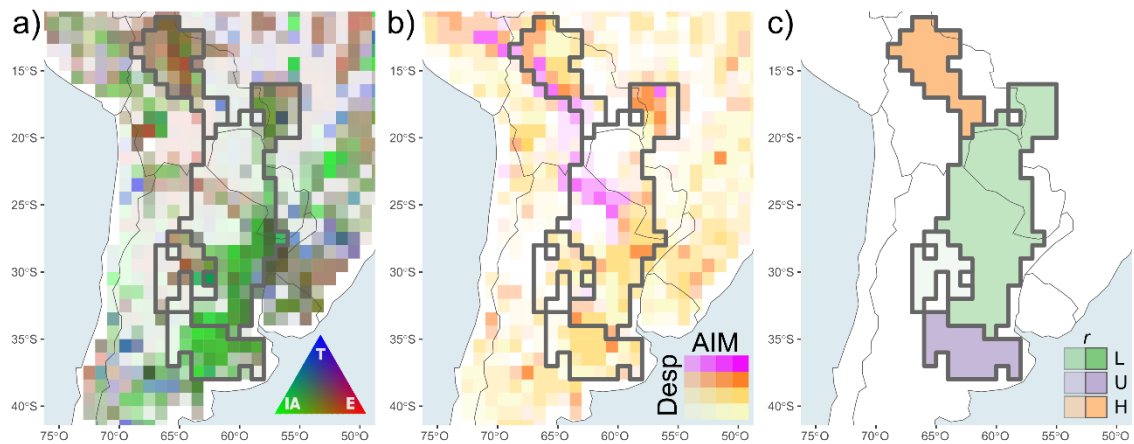


Figura 5.1. Dinámica de inundaciones en la llanura chaco-pampeana de acuerdo con las métricas y descripciones logradas en los distintos capítulos de la Tesis: (a) atribución de la variabilidad temporal de las inundaciones (Capítulo 2) representada mediante una combinación RGB donde se asigna la estacionalidad (E) al rojo, la interanualidad (IA) al verde y la tendencia a largo plazo (T, sea positiva o negativa) al azul, y donde la opacidad está dada por la extensión media de las inundaciones del paisaje; (b) desplazamiento de las inundaciones (Capítulo 3), donde la opacidad está dada por la extensión media de las inundaciones del paisaje (AIM); (c) respuesta dominante a nivel regional de las variaciones de las inundaciones y las del almacenamiento de agua terrestre (Capítulo 4) (verde = lineal, L; violeta = umbral, U; naranja = histéresis, H), donde la opacidad está dada por la fuerza del acoplamiento (coeficiente ρ de Spearman).

5.3. Lecciones

Una geografía de las inundaciones, para la cual las cartografías generadas en esta Tesis son una contribución inicial, constituye un aporte crucial para la investigación en hidrología. Por un lado, sirve de guía para la síntesis y extrapolación de estudios locales sobre las causas, dinámica y consecuencias de las inundaciones en regiones con ciclos de inundación similares (Blöschl, 2006; Heffernan et al., 2014; Prigent et al., 2020). Por otro lado, puede ayudar a seleccionar las estrategias de asimilación más apropiadas para los modelos de la superficie terrestre que incorporen el efecto, actualmente ignorado, de las inundaciones sobre los flujos de agua y energía, mostrando dónde deben tenerse en cuenta las inundaciones y a qué escala temporal debe representarse su variabilidad (Foley, 2010; Schrapffer et al., 2020). En este sentido, múltiples estudios han demostrado cómo el

acoplamiento de modelos climáticos globales con modelos de superficie terrestre que incorporan la dinámica del agua superficial mejora sustancialmente la estimación de los flujos de energía y gases de efecto invernadero (Pokhrel et al., 2013, 2017; Schrapffer et al., 2020; Getirana et al., 2021), ya que son clave en la retroalimentación energética entre la superficie y la atmósfera (Houspanossian et al., 2018; Krinner, 2003).

La exploración de las inundaciones desde una perspectiva basada en patrones (*top-down*) a nivel regional complementa nuestro conocimiento surgido de enfoques basados en procesos (*bottom-up*) (Merz y Blöschl, 2003; Blöschl, 2022a). La elección de la escala de observación ejerce una influencia significativa en el alcance y las variables que se pueden poner a prueba en un fenómeno tan complejo como las inundaciones (Sivapalan, 2005; Heffernan et al., 2014). En esta Tesis, al adoptar un enfoque regional y mensual, pudimos identificar patrones de cambio a largo plazo que están relacionados con variables lentas del sistema en niveles regionales y globales, como el balance hídrico y los patrones climáticos, y las alteraciones de gran escala, como las modificaciones a los flujos de agua. En un contexto histórico y geográfico más amplio, nos permite desentrañar cómo factores como el clima, la geomorfología y la topografía limitan los distintos procesos generadores de inundaciones en niveles locales.

Un aporte conceptual de esta Tesis, que surge a partir del conocimiento local, es el cuestionamiento de la unidad de análisis en estudios hidrológicos regionales. En la mayoría de los estudios hidrológicos, se ha utilizado la cuenca como unidad de análisis para comprender los flujos de agua (e.g., Hall et al., 2014; Wang et al., 2014; Villarini, 2016; Hall y Blöschl, 2018). Sin embargo, en regiones extensas y planas como la llanura chaco-pampeana, con frecuentes trasvasamientos de agua debido a un sistema de acuíferos superficiales conectados (Nicolli et al., 2012; Armengol et al., 2020) y redes de drenaje poco definidas (Jobbágy et al., 2008) debido a los procesos de deposición de

sedimentos durante el pleistoceno (Kruck et al., 2011), la suave topografía regional desempeña un papel crucial en la dinámica de las inundaciones. En estos casos, la delimitación de una cuenca puede resultar insuficiente e inadecuada, y requiere considerar la interconexión de las áreas contiguas y los flujos horizontales influenciados por el drenaje lateral. Entonces, planteamos el desafío de adoptar un enfoque más amplio y orientado a una unidad del territorio, como el paisaje o región, en las que se puede explorar las sincronidades y patrones de los eventos (Archfield et al., 2016; Hall y Blöschl., 2018; Kemter et al., 2020, 2023) y que comparten características relacionadas a la distribución de su generación y consumo (Viglizzo et al., 2011; Heffernan et al., 2014; García et al., 2018).

La transversalidad y ubicuidad de la impronta humana sobre las inundaciones sobresalió en esta Tesis. Los contrastes en los distintos atributos de las inundaciones insinúan que los patrones de extensión y expansión de las inundaciones son especialmente sensibles a las prácticas de uso intensivo de agua, como el riego, y la recuperación de agua para la expansión de la urbanización (Flörke et al., 2018; Wada et al., 2014; Pokhrel et al., 2017). Otro aspecto de la infraestructura hídrica que puede redefinir el área propensa a inundaciones a nivel local y remoto es la canalización y la disposición de diques y embalses. Estos últimos, además, suponen una barrera para el transporte de sedimentos que podría afectar a los procesos de inundación aguas abajo (Graf, 2006), incluyendo la forma en que se desplazan a lo largo del paisaje (Richter et al., 2010; Schöngart et al., 2021). Los cambios en el uso y la cobertura del suelo intensifican, además, la interacción entre la vegetación y la variabilidad de las precipitaciones (Gardelle et al., 2010; Zhang et al., 2015), lo que afecta al balance hídrico local y regional (Schilling et al., 2008; Deng et al., 2015; Mahmoud y Alazba, 2015) y, por tanto, a los regímenes de inundaciones (Burn y Whitfield, 2016; Ye et al., 2017; Grill et al., 2019;

Walcker et al., 2021). Los hallazgos de esta Tesis refuerzan, entonces, la necesidad de incorporar los patrones de conversión de la cobertura y uso del suelo en el abordaje hidrológico regional.

5.4. Oportunidades

En esta Tesis generamos índices que demuestran su potencialidad para estudiar fenómenos espaciales discretos que podrían o no seguir los mismos patrones de crecimiento y decrecimiento. La caracterización del desplazamiento de la cobertura de agua nos permitirá comprender mejor las influencias de las inundaciones en el clima local y global, y evaluar los efectos distantes del cambio de uso del suelo, como la deforestación y el desarrollo de infraestructuras hídricas, en los regímenes hidrológicos. Por ejemplo, la mejora en la cuantificación y caracterización del área y de la dinámica de los cuerpos de agua someros es crucial para estimar la contribución de estos sistemas a las emisiones de metano (Downing et al., 2009; Schmiedeskamp et al., 2021; Walcker et al., 2021). A su vez, proponemos que estos índices pueden ser útiles para estudiar no sólo la distribución de las inundaciones en el paisaje, sino también para otros fenómenos espaciales discretos. En este sentido, el desplazamiento podría complementar métricas espaciales para estudiar el avance de fuegos (Parisien et al., 2006; Armenteras-Pascual et al., 2011; Sanchez et al., 2023), de patógenos (Plantegenest et al., 2007; Navarro et al., 2018; You et al., 2020) y otros fenómenos en los cuales la expansión y recurrencia pueden seguir patrones muy distintos en respuesta a distintas influencias.

La actualización continua de la geografía de las inundaciones, favorecida por la gran disponibilidad de herramientas derivadas de sensores remotos, es una oportunidad para indicar dónde y cómo pueden cambiar los distintos atributos de las inundaciones en respuesta a los efectos del cambio climático. La intensificación del ciclo hidrológico da

lugar a una mayor variabilidad interanual de las precipitaciones (Huntington, 2006; Stocker et al., 2013; Arias et al., 2021), que podría tener efectos perjudiciales sobre la seguridad hídrica y alimentaria (Vörösmarty et al., 2000; Bergier et al., 2018). En este sentido, debemos poner más atención a la comprensión de la dinámica de las inundaciones interanuales. En los últimos 32 años, las fluctuaciones interanuales han dominado las inundaciones sobre todo en el sur del planeta (i.e., Argentina, Australia, Botsuana y Sudáfrica), pero también en Estados Unidos, el sur de la India y el noreste de China. Un seguimiento continuo de las inundaciones a escala mundial nos permitiría (1) anticipar los cambios de periodicidad, por ejemplo de estacional a interanual, especialmente donde es más probable que se produzcan (i.e., en los límites de los climas templado y árido), (2) monitorear y evaluar los cambios hidrológicos producidos por la infraestructura hídrica (e.g., expansión de tierras irrigadas, emplazamiento o eliminación de reservorios) y cambios en la configuración regional de la vegetación, y (3) diagnosticar y prever cambios sistémicos en su dinámica.

Los cambios hidrológicos evidenciados ponen en riesgo no sólo el funcionamiento ecosistémico (Jardine et al., 2015; Walcker et al., 2021), sino también la seguridad hídrica y alimentaria si no somos capaces de comprender a fondo los mecanismos dentro del ciclo del agua (Vörösmarty et al., 2010; Willner et al., 2018). Si el mecanismo regional que explica el vínculo estrecho entre topografía, nivel freático e inundaciones está dominado por procesos de saturación o infiltración (Blöschl et al., 2022) es una pregunta atractiva para seguir esta Tesis. Por ejemplo, podría abordarse estudiando la forma de la relación evolutiva entre las precipitaciones, la escorrentía, los niveles freáticos y la extensión de las inundaciones (Gelmini et al., 2022; Reager et al., 2014; Zuecco et al., 2016) a escala regional con un mayor detalle temporal (i.e., sub-mensual). Los resultados pueden aplicarse al diseño de estrategias a nivel de paisaje y de región orientados a manejar el

agua mediante el arreglo de la vegetación, en estructura y en funciones que provean (Wheater y Evans, 2009; Barral y Maceira, 2012; García et al., 2018; Barral et al., 2019). También podrían probar ser útiles para mejorar su representatividad en el modelado de escenarios de riesgo y poder comprender la escala de sensibilidades o establecer umbrales de colapso (Scheffer y Carpenter, 2003; Foley, 2010; Sandi et al., 2019; Blöschl, 2022a,b).

Por último, una limitante de la aproximación mediante sensores remotos es la reducción del fenómeno tridimensional (volumen de agua, o caudal en caso de ríos) a dos dimensiones (superficie). La recientemente lanzada misión SWOT (del inglés *Surface Water and Ocean Topography*; NRC, 2007), un esfuerzo conjunto entre la Agencia Espacial Norteamericana (NASA) y la Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia (CNES) con la colaboración de múltiples organizaciones de distintas partes del mundo, permitirá completar un aspecto clave en el desarrollo de las inundaciones que es el plano vertical (Aires et al., 2014; Bates et al., 2014; Altenau et al., 2021; Papa et al., 2023). SWOT contiene un radar de apertura sintética (SAR) con un interferómetro que mide el tiempo que tarda en recibir el eco de los pulsos de radiación en frecuencias de 37 GHz, lo que permite estimar, con una resolución temporal de 21 días, los cambios en la altura de la superficie de agua con una precisión de menos de 2cm en masas de agua de al menos 20m de ancho (Fu et al., 2009, 2012; Prigent et al., 2016; Frasson et al., 2019; CNES, 2023). La incorporación de esta tercera dimensión podría responder las siguientes preguntas: (1) ¿En qué medida la expansión de la superficie inundada comienza o deja de imitar la evolución de la inundación? (2) ¿Cómo son las relaciones volumétricas entre la superficie y el perfil durante la inundación y durante su recesión? (3) ¿Cómo es el trasvasamiento de agua entre porciones del territorio? ¿En qué medida los paisajes más planos se retroalimentan más?

5.5. Consideraciones finales

Florentino Ameghino exponía, a fines del siglo XIX, las particularidades de las inundaciones en la llanura pampeana, que podían dejar cientos de miles de hectáreas improductivas, y enfatizaba la necesidad de actuar sobre ellas para mitigar sus daños. Sin embargo, dado que en otros años la región era castigada por sequías de gran severidad, notaba que la adopción de estrategias de otras regiones del mundo (por ejemplo, el drenaje extensivo de Estados Unidos y de Europa) no sería adecuada en gran parte de nuestra región (Ameghino, 1884). Ponía de manifiesto, entonces, cómo hay ciertas particularidades en la dinámica de las inundaciones asociadas a la débil capacidad de drenar los excesos hídricos ante pendientes regionales muy bajas, como las de retenerlos por grandes períodos de tiempo en los momentos de mayores sequías.

Durante el siglo siguiente, esta situación se vio potenciada por las distintas modificaciones que ocurrieron en el clima (corrimiento de isohietas, aumentos en la temperatura promedio e intensificación de los ciclos húmedos y secos) y en la configuración de la vegetación (conversión de pastizales y bosques a tierras de cultivos anuales), y aún no logramos dar con estrategias eficientes, a nivel regional, para manejar el agua cuando sobra en exceso, ni cuando falta por largos períodos. En parte, esto se debe a la distribución de la cobertura del agua en cuerpos de agua de tamaños muy variables y a la dificultad de medirlos sistemáticamente. A partir de la aplicación de metodologías uniformes para todo el planeta utilizando sensores remotos, pudimos caracterizar la historia espaciotemporal de las inundaciones en la llanura chaco-pampeana en los últimos 35 años y aportar evidencia de cómo la ubicación en una de las regiones más planas y menos continentales del mundo explican los patrones únicos que nos caracterizan.

BIBLIOGRAFÍA

- Abatzoglou, J. T., Dobrowski, S. Z., Parks, S. A., y Hegewisch, K. C. (2018). TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Scientific Data*, 5(1), 170191. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>
- Acworth, R. I., Rau, G. C., Cuthbert, M. O., Jensen, E., y Leggett, K. (2016). Long-term spatio-temporal precipitation variability in arid-zone Australia and implications for groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 24(4), 905–921. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1358-7>
- Adrian, R., O'Reilly, C. M., Zagarese, H., Baines, S., Hessen, D., Keller, W., Livingstone, D., Sommaruga, R., Straile, D., Van Donk, E., Weyhenmeyer, G. y Winder, M. (2009). Lakes as sentinels of climate change. *Limnology Oceanography*, 54(6, part 2), 2283–2297.
- Ahmed, K., Shahid, S., Demirel, M. C., Nawaz, N., y Khan, N. (2019). The changing characteristics of groundwater sustainability in Pakistan from 2002 to 2016. *Hydrogeology Journal*, 27(7), 2485–2496. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02023-x>
- Aho, K., Derryberry, D., y Peterson, T. (2014). Model selection for ecologists: the worldviews of AIC and BIC. *Ecology*, 95(3), 631–636.
- Aires, F., Papa, F., Prigent, C., Crétaux, J.-F., y Berge-Nguyen, M. (2014). Characterization and Space–Time Downscaling of the Inundation Extent over the Inner Niger Delta Using GIEMS and MODIS Data. *Journal of Hydrometeorology*, 15(1), 171–192. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-032.1>
- Alborzi, A., Zhao, Y., Nazemi, A., Mirchi, A., Mallakpour, I., Moftakhari, H., ... AghaKouchak, A. (2022). The tale of three floods: From extreme events and cascades of highs to anthropogenic floods. *Weather and Climate Extremes*, 38, 100495. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100495>
- Alfieri, L., Lorini, V., Hirpa, F. A., Harrigan, S., Zsoter, E., Prudhomme, C., y Salamon, P. (2020). A global streamflow reanalysis for 1980–2018. *Journal of Hydrology X*, 6, 100049. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100049>
- Allen, G. H., y Pavelsky, T. (2018). Global extent of rivers and streams. *Science*, 361(6402), 585–588. <https://doi.org/10.1126/science.aat063>
- Allen, G. H., Yang, X., Gardner, J., Holliman, J., David, C. H., y Ross, M. (2020). Timing of landsat overpasses effectively captures flow conditions of large rivers. *Remote Sensing*, 12(9), 1510. <https://doi.org/10.3390/RS12091510>
- Alsdorf, D. E., Rodríguez, E., y Lettenmaier, D. P. (2007). Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics*, 45(2). <https://doi.org/10.1029/2006RG000197>
- Altenau, E. H., Pavelsky, T. M., Durand, M. T., Yang, X., Frasson, R. P. de M., y Bendezu, L. (2021). The Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission River Database (SWORD): A Global River Network for Satellite Data Products. *Water Resources Research*, 57(7). <https://doi.org/10.1029/2021WR030054>
- Ameghino, F. (1884). Las secas y las inundaciones en la provincia de Buenos Aires. *Boletín del Instituto Geográfico Argentino*, 5, 113pp.
- Angelini, R., de Morais, R. J., Catella, A. C., Resende, E. K., y Libralato, S. (2013). Aquatic food webs of the oxbow lakes in the Pantanal: A new site for fisheries guaranteed by alternated control? *Ecological Modelling*, 253, 82–96. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.01.001>
- Anyah, R. O., Weaver, C. P., Miguez-Macho, G., Fan, Y., y Robock, A. (2008). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 3. Simulated groundwater influence on coupled land-atmosphere variability. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(7). <https://doi.org/10.1029/2007JD009087>

- Aragón, R., Jobbágy, E. G., y Viglizzo, E. F. (2011). Surface and groundwater dynamics in the sedimentary plains of the Western Pampas (Argentina). *Ecohydrology*, 4(3), 433–447. <https://doi.org/10.1002/eco.149>
- Arias, P., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R., Krinner, G., Marotzke, J., ... y Zickfeld, K. (2021). Climate Change 2021: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; technical summary.
- Archfield, S. A., Hirsch, R. M., Viglione, A., y Blöschl, G. (2016). Fragmented patterns of flood change across the United States. *Geophysical Research Letters*, 43(19), 10,232–10,239. <https://doi.org/10.1002/2016GL070590>
- Armengol, S., Ayora, C., Manzano, M., Bea, S. A., y Martínez, S. (2020). The role of loess weathering in the groundwater chemistry of the Chaco-Pampean Plain (Argentina). *Journal of Hydrology*, 587, 124984. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2020.124984>
- Arora, A., Pandey, M., Siddiqui, M. A., Hong, H., y Mishra, V. N. (2021). Spatial flood susceptibility prediction in Middle Ganga Plain: comparison of frequency ratio and Shannon's entropy models. *Geocarto International*, 36(18), 2085–2116. <https://doi.org/10.1080/10106049.2019.1687594>
- Aufdenkampe, A. K., Mayorga, E., Raymond, P. A., Melack, J. M., Doney, S. C., Alin, S. R., ... Yoo, K. (2011). Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(1), 53–60. <https://doi.org/10.1890/100014>
- Ayaz, S., Biswas, M., y Dhali, M. K. (2018). Morphotectonic analysis of alluvial fan dynamics: comparative study in spatio-temporal scale of Himalayan foothill, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 11(2), 1–16. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3308-2>
- Baldi, G., y Puelo, J. M. (2008). Land-Use and Land Cover Dynamics in South American Temperate Grasslands. *Ecology and Society*, 13(2).
- Barral, M. P., Laterra, P., y Maceira, N. (2019). Flood mitigation ecosystem service in landscapes of Argentina's Pampas: identifying winning and losing farmers. *Journal of Environmental Management*, 240, 168–176. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.03.099>
- Barral, M. P., y Maceira, O. N. (2012). Land-use planning based on ecosystem service assessment: A case study in the Southeast Pampas of Argentina. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 154, 34–43. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.07.010>
- Barral, M. P., Villarino, S., Levers, C., Baumann, M., Kuemmerle, T., y Mastrangelo, M. (2020). Widespread and major losses in multiple ecosystem services as a result of agricultural expansion in the Argentine Chaco. *Journal of Applied Ecology*, 57(12), 2485–2498. <https://doi.org/10.1111/1365-2664.13740>
- Bates, P. D., Dawson, R. J., Hall, J. W., Horritt, M. S., Nicholls, R. J., Wicks, J., y Ali Mohamed Hassan, M. A. (2005). Simplified two-dimensional numerical modelling of coastal flooding and example applications. *Coastal Engineering*, 52(9), 793–810. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.06.001>
- Bates, P. D., Neal, J. C., Alsdorf, D., y Schumann, G. J. P. (2014). Observing Global Surface Water Flood Dynamics. *Surveys in Geophysics*, 35(3), 839–852. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9269-4>
- Bayley, S. E., Wong, A. S., y Thompson, J. E. (2013). Effects of agricultural encroachment and drought on wetlands and shallow lakes in the boreal transition zone of Canada. *Wetlands*, 33(1), 17–28. <https://doi.org/10.1007/S13157-012-0349-X/TABLES/6>
- Bergier, I., Assine, M. L., McGlue, M. M., Alho, C. J. R., Silva, A., Guerreiro, R. L., y Carvalho, J. C. (2018). Amazon rainforest modulation of water security in the Pantanal wetland. *Science of the Total Environment*, 619–620, 1116–1125. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.163>

- Bertola, M., Viglione, A., Vorogushyn, S., Lun, D., Merz, B., y Blöschl, G. (2021). Do small and large floods have the same drivers of change? A regional attribution analysis in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(3), 1347–1364. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1347-2021>
- Beven, K. (2004). Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. *Hydrological Processes*, 18(17), 3447–3460. <https://doi.org/10.1002/hyp.5740>
- Beven, K. (2012). Down to basics. En: *Rainfall-Runoff Modelling*. pp 1-24. <https://doi.org/10.1002/9781119951001>
- Blöschl, G. (2006). Hydrologic synthesis: Across processes, places, and scales. *Water Resources Research*, 42(3). <https://doi.org/10.1029/2005WR004319>
- Blöschl, G. (2022a). Flood generation: process patterns from the raindrop to the ocean. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(9), 2469–2480. <https://doi.org/10.5194/hess-26-2469-2022>
- Blöschl, G. (2022b). Three hypotheses on changing river flood hazards. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(19), 5015–5033. <https://doi.org/10.5194/HESS-26-5015-2022>
- Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R. A. P., Merz, B., Arheimer, B., ... Živković, N. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, 357(6351), 588–590. <https://doi.org/10.1126/science.aan2506>
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A. P., Parajka, J., Merz, B., ... Živković, N. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573(7772), 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Blöschl, G., Kiss, A., Viglione, A., Barriendos, M., Böhm, O., Brázdil, R., ... Wetter, O. (2020). Current European flood-rich period exceptional compared with past 500 years. *Nature*, 583(7817), 560–566. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2478-3>
- Blöschl, G., y Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes*, 9(3–4), 251–290. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090305>
- Boothroyd, R. J., Williams, R. D., Hoey, T. B., Barrett, B., y Prasojo, O. A. (2021). Applications of Google Earth Engine in fluvial geomorphology for detecting river channel change. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, Vol. 8, p. e21496. <https://doi.org/10.1002/wat2.1496>
- Bowler, J. M. (1976). Aridity in Australia: Age, origins and expression in aeolian landforms and sediments. *Earth Science Reviews*, 12(2–3), 279–310. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90008-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90008-8)
- Bradshaw, C. J. A., Sodhi, N. S., Peh, K. S. H., y Brook, B. W. (2007). Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world. *Global Change Biology*, 13(11), 2379–2395. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01446.x>
- Brunsell, N. A. (2010). A multiscale information theory approach to assess spatial-temporal variability of daily precipitation. *Journal of Hydrology*, 385(1–4), 165–172. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.016>
- Brutsaert, W. (1998). Land-surface water vapor and sensible heat flux: Spatial variability, homogeneity, and measurement scales. *Water Resources Research*, 34(10), 2433–2442. <https://doi.org/10.1029/98WR01340>
- Burn, D. H., y Arnell, N. W. (1993). Synchronicity in global flood responses. *Journal of Hydrology*, 144(1–4), 381–404. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90181-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90181-8)
- Burn, D. H., y Whitfield, P. H. (2016). Changes in floods and flood regimes in Canada. *Canadian Water Resources Journal / Revue Canadienne Des Ressources Hydriques*, 41(1–2), 139–150. <https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1026844>
- Buttle, J. M., Allen, D. M., Caissie, D., Davison, B., Hayashi, M., Peters, D. L., ... Whitfield, P. H. (2016). Flood processes in Canada: Regional and special aspects. *Canadian Water*

- Resources Journal / Revue Canadienne Des Ressources Hydriques, 41(1–2), 7–30. <https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1131629>
- Camilloni, I., V. Barros, S. Moreiras, G. Poveda, and J. Tomasella, 2020: Floods and Droughts. En: *Adaptation to Climate Change Risks in Ibero-American Countries — RIOCCADAPT Report* [Moreno, J.M., C. Laguna-Defior, V. Barros, E. Calvo Buendía, J.A. Marengo, and U. Oswald Spring (eds.)], McGraw Hill, Madrid, Spain (pp. 371-396, ISBN: 9788448621667).
- Camporeale, C., Perona, P., Porporato, A., y Ridolfi, L. (2005). On the long-term behavior of meandering rivers. *Water Resources Research*, 41(12). <https://doi.org/10.1029/2005WR004109>
- Cao, X., Chen, J., Chen, L. J., Liao, A. P., Sun, F. Di, Li, Y., ... Peng, S. (2014). Preliminary analysis of spatiotemporal pattern of global land surface water. *Science China Earth Sciences*, 57(10), 2330–2339. <https://doi.org/10.1007/s11430-014-4929-x>
- Carabajal, C. C., y Boy, J. P. (2021). Lake and reservoir volume variations in South America from radar altimetry, ICESat laser altimetry, and GRACE time-variable gravity. *Advances in Space Research*, 68(2), 652–671. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.04.022>
- Chegwidden, O., Rupp, D. E., y Nijssen, B. (2020). Climate change alters flood magnitudes and mechanisms in climatically-diverse headwaters across the northwestern United States. *Environmental Research Letters*, 15(9), 094048. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab986f>
- Chen, C. F., Son, N. T., y Chang, L. Y. (2012). Monitoring of rice cropping intensity in the upper Mekong Delta, Vietnam using time-series MODIS data. *Advances in Space Research*, 49(2), 292–301. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.09.011>
- Chen, J., Famiglietti, J. S., Scanlon, B. R., y Rodell, M. (2016). Groundwater Storage Changes: Present Status from GRACE Observations. *Surveys in Geophysics*, 37(2), 397–417. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9332-4>
- Chen, J., Kang, T., Yang, S., Bu, J., Cao, K., y Gao, Y. (2020). Open-surface water bodies dynamics analysis in the tarim river basin (North-western china), based on google earth engine cloud platform. *Water (Switzerland)*, 12(10), 2822. <https://doi.org/10.3390/w12102822>
- Cherlet, M., Hutchinson, C., Reynolds, J., Hill, J., Sommer, S. y von Maltitz, G. (2018). *World Atlas of Desertification*. In Publication Office of the European Union. Luxembourg.
- CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). (2023, 24 de marzo). Le satellite SWOT de suivi et de mesure des eaux livre ses premières observations (El satélite de seguimiento y medición del agua SWOT realiza sus primeras observaciones) [Comunicado de prensa]. <https://presse.cnes.fr/fr/le-satellite-swot-de-suivi-et-de-mesure-des-eaux-livre-ses-premieres-observations>
- Cohen, J., Ye, H., y Jones, J. (2015). Trends and variability in rain-on-snow events. *Geophysical Research Letters*, 42(17), 7115–7122. <https://doi.org/10.1002/2015GL065320>
- Cole, J. J., y Caraco, N. F. (2001). Carbon in catchments: Connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. *Marine and Freshwater Research*, 52(1), 101–110. <https://doi.org/10.1071/MF00084>
- Constantine, J. A., y Dunne, T. (2008). Meander cutoff and the controls on the production of oxbow lakes. *Geology*, 36(1), 23–26. <https://doi.org/10.1130/G24130A.1>
- Constantine, J. A., Dunne, T., Ahmed, J., Legleiter, C., y Lazarus, E. D. (2014). Sediment supply as a driver of river meandering and floodplain evolution in the Amazon Basin. *Nature Geoscience*, 7(12), 899–903. <https://doi.org/10.1038/ngeo2282>
- Cramer, V. A., y Hobbs, R. J. (2002). Ecological consequences of altered hydrological regimes in fragmented ecosystems in southern Australia: Impacts and possible management

- responses. *Austral Ecology*, 27(5), 546–564. <https://doi.org/10.1046/j.1442-9993.2002.01215.x>
- Cunderlik, J. M., Ouarda, T. B. M. J., y Bobée, B. (2004). On the objective identification of flood seasons. *Water Resources Research*, 40(1), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2003WR002295>
- Cunderlik, J. M., y Ouarda, T. B. M. J. (2009). Trends in the timing and magnitude of floods in Canada. *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 471–480. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.050>
- da Paz, A. R., Collischonn, W., Bravo, J. M., Bates, P. D., y Baugh, C. (2014). The influence of vertical water balance on modelling Pantanal (Brazil) spatio-temporal inundation dynamics. *Hydrological processes*, 28(10), 3539–3553.
- Davidson, N. C., Fluet-Chouinard, E., y Finlayson, C. M. (2018). Global extent and distribution of wetlands: Trends and issues. *Marine and Freshwater Research*, 69(4), 620–627. <https://doi.org/10.1071/MF17019>
- Davies, P. M., Bunn, S. E., y Hamilton, S. K. (2008). Primary production in tropical streams and rivers. In *Tropical Stream Ecology* (pp. 23–42). <https://doi.org/10.1016/B978-012088449-0.50004-2>
- De Keersmaecker, W., Lhermitte, S., Hill, M. J., Tits, L., Coppin, P., y Somers, B. (2017). Assessment of regional vegetation response to climate anomalies: A case study for Australia using GIMMS NDVI time series between 1982 and 2006. *Remote Sensing*, 9(1), 34.
- Delgado, J. M., Merz, B., y Apel, H. (2012). A climate-flood link for the lower Mekong River. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(5), 1533–1541. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1533-2012>
- Deng, X., Shi, Q., Zhang, Q., Shi, C., y Yin, F. (2015). Impacts of land use and land cover changes on surface energy and water balance in the Heihe River Basin of China, 2000–2010. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 79–82, 2–10. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.01.002>
- Detty, J. M., y McGuire, K. J. (2010). Threshold changes in storm runoff generation at a till-mantled headwater catchment. *Water Resources Research*, 46(7). <https://doi.org/10.1029/2009WR008102>
- Devito, K. J., Hokanson, K. J., Moore, P. A., Kettridge, N., Anderson, A. E., Chasmer, L., ... Waddington, J. M. (2017). Landscape controls on long-term runoff in subhumid heterogeneous Boreal Plains catchments. *Hydrological Processes*, 31(15), 2737–2751. <https://doi.org/10.1002/hyp.11213>
- Dhali, M. K., Ayaz, S., Sahana, M., y Guha, S. (2020). Response of sediment flux, bridge scouring on river bed morphology and geomorphic resilience in middle-lower part of river Chel, Eastern Himalayan foothills zone, India. *Ecological Engineering*, 142, 105632. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.105632>
- Di Baldassarre, G., Schumann, G., Bates, P. D., Freer, J. E., y Beven, K. J. (2010). Cartographie de zone inondable: Un examen critique d'approches déterministe et probabiliste. *Hydrological Sciences Journal*, 55(3), 364–376. <https://doi.org/10.1080/02626661003683389>
- Di Baldassarre, G., Viglione, A., Carr, G., Kuil, L., Salinas, J. L., y Blöschl, G. (2013). Socio-hydrology: Conceptualising human-flood interactions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(8), 3295–3303. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3295-2013>
- Do, H. X., Westra, S., Leonard, M., y Gudmundsson, L. (2020). Global-Scale Prediction of Flood Timing Using Atmospheric Reanalysis. *Water Resources Research*, 56(1). <https://doi.org/10.1029/2019WR024945>

- Dong, J., Xiao, X., Kou, W., Qin, Y., Zhang, G., Li, L., ... Moore, B. (2015). Tracking the dynamics of paddy rice planting area in 1986-2010 through time series Landsat images and phenology-based algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 160, 99–113. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.01.004>
- Downing, J. A., y Duarte, C. M. (2009). Abundance and Size Distribution of Lakes, Ponds and Impoundments. *Encyclopedia of Inland Waters*, 51(5), 469–478. <https://doi.org/10.1016/B978-012370626-3.00025-9>
- Duc Tran, D., van Halsema, G., Hellegers, P. J. G. J., Ludwig, F., y Wyatt, A. (2018). Questioning triple rice intensification on the Vietnamese mekong delta floodplains: An environmental and economic analysis of current land-use trends and alternatives. *Journal of Environmental Management*, 217, 429–441. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.03.116>
- Ellis, E. C., Beusen, A. H. W., y Goldewijk, K. K. (2020). Anthropogenic biomes: 10,000 BCE to 2015 CE. *Land*, 9(5), 1–19. <https://doi.org/10.3390/LAND9050129>
- Ellison, D., Futter, M. N., y Bishop, K. (2012, March 6). On the forest cover-water yield debate: From demand- to supply-side thinking. *Global Change Biology*, Vol. 18, pp. 806–820. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02589.x>
- Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., Bethune, J., Anderson, K. J., Syed, T. H., ... Rodell, M. (2011). Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, 38(3). <https://doi.org/10.1029/2010GL046442>
- Fan, Y., Li, H., y Miguez-Macho, G. (2013). Global patterns of groundwater table depth. *Science*, 339(6122), 940–943. <https://doi.org/10.1126/science.1229881>
- Fan Y, Li H, Miguez-Macho G (2020) Updated dataset for global patterns of groundwater table depth. <<http://thredds-gfml.usc.es/thredds/catalog/GLOBALWTDFTP/catalog.html>> Fecha de último acceso: 07 de noviembre de 2023.
- Fan, Y., Miguez-Macho, G., Jobbágy, E. G., Jackson, R. B., y Otero-Casal, C. (2017). Hydrologic regulation of plant rooting depth. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(40), 10572–10577. <https://doi.org/10.1073/pnas.1712381114>
- Fatolazadeh, F., Eshagh, M., y Goïta, K. (2020). A new approach fo0072 generating optimal GLDAS hydrological products and uncertainties. *Science of the Total Environment*, 730, 138932.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., y Leduc, C. (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, 45(7), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2007WR006785>
- Faysse, N., Aguilhon, L., Phiboon, K., y Purotaganon, M. (2020). Mainly farming ... but what's next? The future of irrigated farms in Thailand. *Journal of Rural Studies*, 73, 68–76. <https://doi.org/10.1016/j.jrurstud.2019.12.002>
- Ferone, J. M., y Devito, K. J. (2004). Shallow groundwater–surface water interactions in pond–peatland complexes along a Boreal Plains topographic gradient. *Journal of Hydrology*, 292(1–4), 75–95. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.032>
- Finotello, A., D'Alpaos, A., Bogoni, M., Ghinassi, M., y Lanzoni, S. (2020). Remotely-sensed planform morphologies reveal fluvial and tidal nature of meandering channels. *Scientific Reports* 2020 10:1, 10(1), 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-56992-w>
- Fleischmann, A. S., Papa, F., Fassoni-Andrade, A., Melack, J. M., Wongchuig, S., Paiva, R. C. D., ... Collischonn, W. (2022). How much inundation occurs in the Amazon River basin? *Remote Sensing of Environment*, 278, 113099. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113099>

- Flörke, M., Schneider, C., y McDonald, R. I. (2018). Water competition between cities and agriculture driven by climate change and urban growth. *Nature Sustainability*, 1(1), 51–58. <https://doi.org/10.1038/s41893-017-0006-8>
- Foley, A. M. (2010). Uncertainty in regional climate modelling: A review. *Progress in Physical Geography*, 34(5), 647–670. <https://doi.org/10.1177/0309133310375654>
- Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J. S., Prigent, C., Rossow, W. B., y Seyler, F. (2008). Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(21), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2007JD009438>
- Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Werth, S., Santos da Silva, J., Tomasella, J., ... Bonnet, M. P. (2011). Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. *Remote Sensing of Environment*, 115(6), 1588–1594. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.003>
- Frappart, F., Papa, F., Malbeteau, Y., León, J., Ramillien, G., Prigent, C., ... Calmant, S. (2014). Surface Freshwater Storage Variations in the Orinoco Floodplains Using Multi-Satellite Observations. *Remote Sensing*, 7(1), 89–110. <https://doi.org/10.3390/rs70100089>
- Frasson, R. P. de M., Pavelsky, T. M., Fonstad, M. A., Durand, M. T., Allen, G. H., Schumann, G., ... Yang, X. (2019). Global Relationships Between River Width, Slope, Catchment Area, Meander Wavelength, Sinuosity, and Discharge. *Geophysical Research Letters*, 46(6), 3252–3262. <https://doi.org/10.1029/2019GL082027>
- Fu, L. L., Alsdorf, D., Rodriguez, E., Morrow, R., Mognard, N., Lambin, J., ... y Lafon, T. (2009). The SWOT (Surface Water and Ocean Topography) mission: Spaceborne radar interferometry for oceanographic and hydrological applications. *Proceedings of OCEANOBS*, 9, 21-25.
- Fu, L. L., Rodriguez, E., Alsdorf, D., y Morrow, R. (2012). The SWOT mission science document. California, CA: JPL Publication.
- Gai, L., Nunes, J. P., Baartman, J. E. M., Zhang, H., Wang, F., de Roo, A., ... Geissen, V. (2019). Assessing the impact of human interventions on floods and low flows in the Wei River Basin in China using the LISFLOOD model. *Science of the Total Environment*, 653, 1077–1094. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.379>
- Ganguli, P., Nandamuri, Y. R., y Chatterjee, C. (2020). Analysis of persistence in the flood timing and the role of catchment wetness on flood generation in a large river basin in India. *Theoretical and Applied Climatology*, 139(1–2), 373–388. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02964-z>
- García, P. E., Menéndez, A. N., Podestá, G., Bert, F., Arora, P., y Jobbágy, E. (2018). Land use as possible strategy for managing water table depth in flat basins with shallow groundwater. *International Journal of River Basin Management*, 16(1), 79–92. <https://doi.org/10.1080/15715124.2017.1378223>
- Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., y Grippa, M. (2010). Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(2), 309–324. <https://doi.org/10.5194/hess-14-309-2010>
- Gardner, J. R., Yang, X., Topp, S. N., Ross, M. R. V., Altenau, E. H., y Pavelsky, T. M. (2021, January 16). The Color of Rivers. *Geophysical Research Letters*, Vol. 48, p. e2020GL088946. <https://doi.org/10.1029/2020GL088946>
- Garibaldi, L. A., Aristimuño, F. J., Oddi, F. J., y Tiribelli, F. (2017). Inferencia multimodelo en ciencias sociales y ambientales. *Ecología austral*, 27(3), 348-363.
- Gelmini, Y., Zuecco, G., Zaramella, M., Penna, D., y Borga, M. (2022). Hysteresis in streamflow-water table relation provides a new classification system of rainfall-runoff events. *Hydrological Processes*, 36(9), e14685. <https://doi.org/10.1002/hyp.14685>

- Gerten, D., Schaphoff, S., Haberlandt, U., Lucht, W., y Sitch, S. (2004). Terrestrial vegetation and water balance - Hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. *Journal of Hydrology*, 286(1–4), 249–270. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.029>
- Getirana, A., Kumar, S., Giroto, M., y Rodell, M. (2017). Rivers and Floodplains as Key Components of Global Terrestrial Water Storage Variability. *Geophysical Research Letters*, 44(20), 10,359–10,368. <https://doi.org/10.1002/2017GL074684>
- Getirana, A., Kumar, S. V., Konapala, G., y Ndehedehe, C. E. (2021). Impacts of Fully Coupling Land Surface and Flood Models on the Simulation of Large Wetlands' Water Dynamics: The Case of the Inner Niger Delta. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(5), e2021MS002463. <https://doi.org/10.1029/2021MS002463>
- Giménez, R., Mercau, J. L., Bert, F. E., Kuppel, S., Baldi, G., Houspanossian, J., ... Jobbágy, E. G. (2020). Hydrological and productive impacts of recent land-use and land-cover changes in the semiarid Chaco: Understanding novel water excess in water scarce farmlands. *Ecohydrology*, 13(8), 0–3. <https://doi.org/10.1002/eco.2243>
- Giménez, R., Mercau, J. L., Houspanossian, J., y Jobbágy, E. G. (2015). Balancing agricultural and hydrologic risk in farming systems of the Chaco plains. *Journal of Arid Environments*, 123, 81–92. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2014.09.004>
- Gober, P., y Wheeler, H. S. (2014). Socio-hydrology and the science–policy interface: a case study of the Saskatchewan River basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(4), 1413–1422. <https://doi.org/10.5194/hess-18-1413-2014>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., y Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*, 202, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Graf, W. L. (2006). Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology*, 79(3–4), 336–360. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.022>
- Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Hiscock, K. M., ... Aureli, A. (2011). Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405(3–4), 532–560. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.002>
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Balog, K., Szabó, A., Tóth, T., Csáfordi, P., ... Szalai, S. (2017). Groundwater uptake of different surface cover and its consequences in great Hungarian plain. *Ecological Processes*, 6(1). <https://doi.org/10.1186/s13717-017-0106-4>
- Griffin-Nolan, R. J., Slette, I. J., y Knapp, A. K. (2021). Deconstructing precipitation variability: Rainfall event size and timing uniquely alter ecosystem dynamics. *Journal of Ecology*, 109(9), 3356–3369. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13724>
- Grill, G., Lehner, B., Thieme, M., Geenen, B., Tickner, D., Antonelli, F., ... Zarfl, C. (2019). Mapping the world's free-flowing rivers. *Nature*, 569(7755), 215–221. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1111-9>
- Güntner, A., Stuck, J., Werth, S., Döll, P., Verzano, K., y Merz, B. (2007). A global analysis of temporal and spatial variations in continental water storage. *Water Resources Research*, 43(5), 5416. <https://doi.org/10.1029/2006WR005247>
- Hall, J., Arheimer, B., Borga, M., Brázdil, R., Claps, P., Kiss, A., ... Blöschl, G. (2014). Understanding flood regime changes in Europe: A state-of-the-art assessment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(7), 2735–2772. <https://doi.org/10.5194/hess-18-2735-2014>
- Hall, J., y Blöschl, G. (2018). Spatial patterns and characteristics of flood seasonality in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(7), 3883–3901. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3883-2018>

- Hansen, M. C., Potapov, P. V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S. A., Tyukavina, A., ... Townshend, J. R. G. (2013). High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science*, 342(6160), 850–853. <https://doi.org/10.1126/science.1244693>
- Hartigan, J. A., y Wong, M. A. (1979). Algorithm AS 136: A K-Means Clustering Algorithm. *Applied Statistics*, 28(1), 100. <https://doi.org/10.2307/2346830>
- Hayashi, M., van der Kamp, G., y Rosenberry, D. O. (2016). Hydrology of Prairie Wetlands: Understanding the Integrated Surface-Water and Groundwater Processes. *Wetlands*, 36(2), 237–254. <https://doi.org/10.1007/s13157-016-0797-9>
- Heffernan, J. B., Soranno, P. A., Angilletta, M. J., Buckley, L. B., Gruner, D. S., Keitt, T. H., ... Weathers, K. C. (2014). Macrosystems ecology: understanding ecological patterns and processes at continental scales. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 12(1), 5–14. <https://doi.org/10.1890/130017>
- Holgerson, M. A., y Raymond, P. A. (2016). Large contribution to inland water CO₂ and CH₄ emissions from very small ponds. *Nature Geoscience*, 9(3), 222–226. <https://doi.org/10.1038/ngeo2654>
- Horton, B. K., y Decelles, P. G. (2001). Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the Central Andes, Southern Bolivia: Implications for drainage network evolution if foldthrust belts. *Basin Research*, 13(1), 43–63. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00137.x>
- Houspanossian, J., Giménez, R., Whitworth-Hulse, J. I., Nosetto, M. D., Tych, W., Atkinson, P. M., ... Jobbágy, E. G. (2023). Agricultural expansion raises groundwater and increases flooding in the South American plains. *Science*, 380(6652), 1344–1348.
- Houspanossian, J., Kuppel, S., Nosetto, M. D., Di Bella, C. M., Oricchio, P., Barrucand, M., ... Jobbágy, E. G. (2018). Long-lasting floods buffer the thermal regime of the Pampas. *Theoretical and Applied Climatology*, 131(1–2), 111–120. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1959-7>
- Huang, C., Chen, Y., Zhang, S., y Wu, J. (2018). Detecting, Extracting, and Monitoring Surface Water From Space Using Optical Sensors: A Review. *Reviews of Geophysics*, 56(2), 333–360. <https://doi.org/10.1029/2018RG000598>
- Huang, J., Pavlic, G., Rivera, A., Palombi, D., y Smerdon, B. (2016). Mapping groundwater storage variations with GRACE: a case study in Alberta, Canada. *Hydrogeology Journal*, 24(7), 1663–1680. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1412-0>
- Hundecha, Y., Parajka, J., y Viglione, A. (2020). Assessment of past flood changes across Europe based on flood-generating processes. *Hydrological Sciences Journal*, 1830–1847. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1782413>
- Huntington, T. G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319(1–4), 83–95. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003>
- Ibrakhimov, M., Awan, U. K., George, B., y Liaqat, U. W. (2018). Understanding surface water–groundwater interactions for managing large irrigation schemes in the multi-country Fergana valley, Central Asia. *Agricultural Water Management*, 201, 99–106. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.01.016>
- Iriondo, M., 1993. Geomorphology and late Quaternary of the Chaco South America. *Geomorphology* 7, 289–303.
- Jardine, T. D., Bond, N. R., Burford, M. A., Kennard, M. J., Ward, D. P., Bayliss, P., ... Bunn, S. E. (2015). Does flood rhythm drive ecosystem responses in tropical riverscapes? *Ecology*, 96(3), 684–692. <https://doi.org/10.1890/14-0991.1>
- Jencso, K. G., y McGlynn, B. L. (2011). Hierarchical controls on runoff generation: Topographically driven hydrologic connectivity, geology, and vegetation. *Water Resources Research*, 47(11), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2011WR010666>

- Jencso, K. G., McGlynn, B. L., Gooseff, M. N., Wondzell, S. M., Bencala, K. E., y Marshall, L. A. (2009). Hydrologic connectivity between landscapes and streams: Transferring reach- and plot-scale understanding to the catchment scale. *Water Resources Research*, 45(4), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2008WR007225>
- Jin, Q., Wei, J., Yang, Z.-L., y Lin, P. (2017). Irrigation-Induced Environmental Changes around the Aral Sea: An Integrated View from Multiple Satellite Observations. *Remote Sensing*, 9(9), 900. <https://doi.org/10.3390/rs9090900>
- Jobbágy, E. G., Noretto, M. D., Santoni, C. S., y Baldi, G. (2008). The ecohydrological challenge of woody-herbaceous transitions in the chaco-pampas plains [El desafío ecohidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura chaco-pampeana]. *Ecologia Austral*, 18(3), 305–322.
- Jobbágy, E. G., Tóth, T., Noretto, M. D., y Earman, S. (2017). On the Fundamental Causes of High Environmental Alkalinity ($\text{pH} \geq 9$): An Assessment of Its Drivers and Global Distribution. *Land Degradation and Development*, 28(7), 1973–1981. <https://doi.org/10.1002/ldr.2718>
- Jothityangkoon, C., Sivapalan, M., y Farmer, D. L. (2001). Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: Downward approach to hydrological model development. *Journal of Hydrology*, 254(1–4), 174–198. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00496-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00496-6)
- Junk, W., Bayley, P., y Sparks, R. (1989). The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*, 106(Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.), 110–127.
- Karpatne, A., Khandelwal, A., Chen, X., Mithal, V., Faghmous, J., y Kumar, V. (2016). Global monitoring of inland water dynamics: State-of-the-art, challenges, and opportunities. In *Studies in Computational Intelligence* (Vol. 645, pp. 121–147). https://doi.org/10.1007/978-3-319-31858-5_7
- Kellner, E., y Hubbard, J. A. (2018). Land use impacts on floodplain water table response to precipitation events. *Ecohydrology*, 11(1), e1913. <https://doi.org/10.1002/eco.1913>
- Kemter, M., Marwan, N., Villarini, G., y Merz, B. (2023). Controls on Flood Trends Across the United States. *Water Resources Research*, 59(2), e2021WR031673. <https://doi.org/10.1029/2021WR031673>
- Kemter, M., Merz, B., Marwan, N., Vorogushyn, S., y Blöschl, G. (2020). Joint Trends in Flood Magnitudes and Spatial Extents Across Europe. *Geophysical Research Letters*, 47(7), e2020GL087464. <https://doi.org/10.1029/2020GL087464>
- Kendall, M. G. (1955). Further contributions to the theory of paired comparisons. *Biometrics*, 11(1), 43–62.
- Kireeva, M. B., Rets, E. P., Frolova, N. L., Samsonov, T. E., Povalishnikova, E. S., Entin, A. L., ... Ivanov, A. M. (2020). Occasional floods on the rivers of russian plain in the 20th –21st centuries. *Geography, Environment, Sustainability*, 13(2), 84–95. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2020-29>
- Knox, J. C. (2000). Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews*, 19(1–5), 439–457. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00074-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00074-8)
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., y Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Kreibich, H., Van Loon, A. F., Schröter, K., Ward, P. J., Mazzoleni, M., Sairam, N., ... Di Baldassarre, G. (2022). The challenge of unprecedented floods and droughts in risk management. *Nature*, 608(7921), 80–86. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-04917-5>
- Krinner, G. (2003). Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(16), 4520. <https://doi.org/10.1029/2002jd002597>

- Kroes, J., van Dam, J., Supit, I., de Abelleira, D., Verón, S., de Wit, A., ... Veldhuizen, A. (2019). Agrohydrological analysis of groundwater recharge and land use changes in the Pampas of Argentina. *Agricultural Water Management*, 213(May 2018), 843–857. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.12.008>
- Kruck, W., Helms, F., Geyh, M. A., Suriano, J. M., Marengo, H. G., y Pereyra, F. (2011). Late Pleistocene-Holocene History of Chaco-Pampa Sediments in Argentina and Paraguay. *Quaternary Science Journal*, 60(1), 188–202. <https://doi.org/10.3285/eg.60.1.13>
- Kumar, D. N., y Reshmidevi, T. V. (2013). Remote sensing applications in water resources. *Journal of the Indian Institute of Science*, Vol. 93, pp. 163–188.
- Kumar, L., y Mutanga, O. (2018). Google Earth Engine Applications Since Inception: Usage, Trends, and Potential. *Remote Sensing*, 10(10), 1509. <https://doi.org/10.3390/rs10101509>
- Kundzewicz, Z. W. (2008). Climate change impacts on the hydrological cycle. *Ecology and Hydrobiology*, 8(2–4), 195–203. <https://doi.org/10.2478/v10104-009-0015-y>
- Kundzewicz, Szwed, y Pińskwar. (2019). Climate Variability and Floods—A global Review. *Water*, 11(7), 1399. <https://doi.org/10.3390/w11071399>
- Kuppel, S., Fan, Y., y Jobbágy, E. G. (2017). Seasonal hydrologic buffer on continents: Patterns, drivers and ecological benefits. *Advances in Water Resources*, 102(January), 178–187. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.01.004>
- Kuppel, S., Houspanossian, J., Noretto, M. D., y Jobbágy, E. G. (2015). What does it take to flood the Pampas?: Lessons from a decade of strong hydrological fluctuations. *Water Resources Research*, 51(4), 2937–2950. <https://doi.org/10.1002/2015WR016966>
- Lafrenière, M. J., y Lamoureux, S. F. (2019, April 1). Effects of changing permafrost conditions on hydrological processes and fluvial fluxes. *Earth-Science Reviews*, Vol. 191, pp. 212–223. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.018>
- Landerer, F. W., y Swenson, S. C. (2012). Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resources Research*, 48(4), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011WR011453>
- Langhorst, T., y Pavelsky, T. (2023). Global Observations of Riverbank Erosion and Accretion From Landsat Imagery. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 128(2), e2022JF006774. <https://doi.org/10.1029/2022JF006774>
- Latrubesse, E. M., y Brea, D. (2009). Floods in Argentina. *Developments in Earth Surface Processes*, Vol. 13, pp. 333–349. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(08\)10016-5](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(08)10016-5)
- Leblanc, M., Tweed, S., Van Dijk, A., y Timbal, B. (2012). A review of historic and future hydrological changes in the Murray-Darling Basin. *Global and Planetary Change*, 80–81, 226–246. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.10.012>
- Lee, D., Ward, P., y Block, P. (2015). Defining high-flow seasons using temporal streamflow patterns from a global model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(11), 4689–4705. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4689-2015>
- Lehner, B., y Döll, P. (2004). Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*, 296(1–4), 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.028>
- Lehner, B., Grill G. (2013). Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems. *Hydrological Processes*, 27(15): 2171–2186. <https://doi.org/10.1002/hyp.9740>
- Li, K. Y., Coe, M. T., Ramankutty, N., y Jong, R. De. (2007). Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology*, 337(3–4), 258–268. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.038>

- Li, Z. X., y Powell, C. M. (2001). An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic. *Earth Science Reviews*, 53(3–4), 237–277. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00021-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00021-0)
- Lin, P., Pan, M., Allen, G. H., de Frasson, R. P., Zeng, Z., Yamazaki, D., y Wood, E. F. (2020). Global Estimates of Reach-Level Bankfull River Width Leveraging Big Data Geospatial Analysis. *Geophysical Research Letters*, 47(7), e2019GL086405. <https://doi.org/10.1029/2019GL086405>
- Liu, D., Wang, Z., Song, K., Zhang, B., Hu, L., Huang, N., ... Jiang, G. (2009). Land use/cover changes and environmental consequences in Songnen Plain, Northeast China. *Chinese Geographical Science*, 19(4), 299–305. <https://doi.org/10.1007/s11769-009-0299-2>
- Liu, G. (2022). Understanding cotton cultivation dynamics in Aksu Oases (NW China) by reconstructing change trajectories using multi-temporal Landsat and Sentinel-2 data. *Geocarto International*, 37(15), 4406–4424. <https://doi.org/10.1080/10106049.2021.1886337>
- Liu, J., Engel, B. A., Wang, Y., Zhang, G., Zhang, Z., y Zhang, M. (2020). Multi-scale analysis of hydrological connectivity and plant response in the Yellow River Delta. *Science of the Total Environment*, 702, 134889. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134889>
- Loarie, S. R., Lobell, D. B., Asner, G. P., y Field, C. B. (2011). Land-Cover and Surface Water Change Drive Large Albedo Increases in South America*. *Earth Interactions*, 15(7), 1–16. <https://doi.org/10.1175/2010EI342.1>
- Lopez, T., Al Bitar, A., Biancamaria, S., Güntner, A., y Jäggi, A. (2020). On the Use of Satellite Remote Sensing to Detect Floods and Droughts at Large Scales. *Surveys in Geophysics*, Vol. 41, pp. 1461–1487. <https://doi.org/10.1007/s10712-020-09618-0>
- Lovino, M. A., Müller, O. V., Müller, G. V., Sgroi, L. C., y Baethgen, W. E. (2018). Interannual-to-multidecadal hydroclimate variability and its sectoral impacts in northeastern Argentina. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(6), 3155–3174. <https://doi.org/10.5194/HESS-22-3155-2018>
- Mahmoud, S. H., y Alazba, A. A. (2015). Hydrological Response to Land Cover Changes and Human Activities in Arid Regions Using a Geographic Information System and Remote Sensing. *PLOS ONE*, 10(4), e0125805. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0125805>
- Mallakpour, I., y Villarini, G. (2015). The changing nature of flooding across the central United States. *Nature Climate Change*, 5(3), 250–254. <https://doi.org/10.1038/nclimate2516>
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the econometric society*, 245–259.
- McCabe, G. J., Clark, M. P., y Hay, L. E. (2007). Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3), 319–328. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-3-319>
- McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., ... Weiler, M. (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*, Vol. 43, p. 7301. <https://doi.org/10.1029/2006WR005467>
- McGuire, K. J., McDonnell, J. J., Weiler, M., Kendall, C., McGlynn, B. L., Welker, J. M., y Seibert, J. (2005). The role of topography on catchment-scale water residence time. *Water Resources Research*, 41(5), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004WR003657>
- McIntyre NE, Wright CK, Swain S, et al. 2014. Climate forcing of wetland landscape connectivity in the Great Plains. *Front Ecol Environ* 12: 59–64
- McKenzie, A. A., Rutter, H. K., y Hulbert, A. G. (2010). The use of elevation models to predict areas at risk of groundwater flooding. *Geological Society, London, Special Publications*, 345(1), 75–79. <https://doi.org/10.1144/sp345.9>

- Menció, A., y Mas-Pla, J. (2010). Influence of groundwater exploitation on the ecological status of streams in a Mediterranean system (Selva Basin, NE Spain). *Ecological Indicators*, 10(5), 915-926.
- Mercau, J. L., Nosoetto, M. D., Bert, F., Giménez, R., y Jobbágy, E. G. (2016). Shallow groundwater dynamics in the Pampas: Climate, landscape and crop choice effects. *Agricultural Water Management*, 163(JANUARY), 159–168. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.09.013>
- Meriö, L., Ala-aho, P., Linjama, J., Hjort, J., Kløve, B., y Marttila, H. (2019). Snow to Precipitation Ratio Controls Catchment Storage and Summer Flows in Boreal Headwater Catchments. *Water Resources Research*, 2018WR023031. <https://doi.org/10.1029/2018WR023031>
- Merz, B., Aerts, J., Arnbjerg-Nielsen, K., Baldi, M., Becker, A., Bichet, A., ... Nied, M. (2014). Floods and climate: emerging perspectives for flood risk assessment and management. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(7), 1921–1942. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1921-2014>
- Merz, B., Blöschl, G., Vorogushyn, S., Dottori, F., Aerts, J. C. J. H., Bates, P., ... Macdonald, E. (2021). Causes, impacts and patterns of disastrous river floods. *Nature Reviews Earth y Environment*, 2(9), 592–609. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00195-3>
- Merz, B., Hall, J., Disse, M., y Schumann, A. (2010). Fluvial flood risk management in a changing world. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(3), 509–527. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-509-2010>
- Merz, R., y Blöschl, G. (2003). A process typology of regional floods. *Water Resources Research*, 39(12), 1340. <https://doi.org/10.1029/2002WR001952>
- Merz, R., y Blöschl, G. (2009). Process controls on the statistical flood moments - A data based analysis. *Hydrological Processes*, 23(5), 675–696. <https://doi.org/10.1002/hyp.7168>
- Micklin, P. P. (1988). Desiccation of the Aral Sea: A Water Management Disaster in the Soviet Union. *Science*, 241, 1170–1176.
- Miguez-Macho, G., y Fan, Y. (2012). The role of groundwater in the Amazon water cycle: 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D15), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JD017539>
- Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., y Stouffer, R. J. (2008). Climate change: Stationarity is dead: Whither water management? *Science*, 319(5863), 573–574. <https://doi.org/10.1126/science.1151915>
- Mishra, A., Mukherjee, S., Merz, B., Singh, V. P., Wright, D. B., Villarini, G., ... Stedinger, J. R. (2022). An Overview of Flood Concepts, Challenges, and Future Directions. *Journal of Hydrologic Engineering*, 27(6), 03122001. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)he.1943-5584.0002164](https://doi.org/10.1061/(asce)he.1943-5584.0002164)
- Muggeo, V. M. (2008). Segmented: an R package to fit regression models with broken-line relationships. *R news*, 8(1), 20-25.
- Muggeo, V. M. (2017). Interval estimation for the breakpoint in segmented regression: A smoothed score-based approach. *Australian & New Zealand Journal of Statistics*, 59(3), 311-322.
- Najibi, N., y Devineni, N. (2018). Recent trends in the frequency and duration of global floods. *Earth System Dynamics*, 9(2), 757–783. <https://doi.org/10.5194/esd-9-757-2018>
- Navarro, L., Morin, H., Bergeron, Y., y Girona, M. M. (2018). Changes in spatiotemporal patterns of 20th century spruce budworm outbreaks in eastern Canadian boreal forests. *Frontiers in Plant Science*, 9, 429698. <https://doi.org/10.3389/FPLS.2018.01905/BIBTEX>
- Nicolli, H. B., Bundschuh, J., Blanco, M. del C., Tujchneider, O. C., Panarello, H. O., Dapeña, C., y Rusansky, J. E. (2012). Arsenic and associated trace-elements in groundwater from

- the Chaco-Pampean plain, Argentina: Results from 100 years of research. *Science of The Total Environment*, 429, 36–56. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2012.04.048>
- Nosetto, M. D., Jobbágy, E. G., Brizuela, A. B., y Jackson, R. B. (2012). The hydrologic consequences of land cover change in central Argentina. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 154, 2–11. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.01.008>
- Nosetto, M. D., Jobbágy, E. G., Jackson, R. B., y Sznaider, G. A. (2009). Reciprocal influence of crops and shallow ground water in sandy landscapes of the Inland Pampas. *Field Crops Research*, 113(2), 138–148. <https://doi.org/10.1016/j.fcr.2009.04.016>
- Nosetto, M. D., Jobbágy, E. G., y Paruelo, J. M. (2005). Land-use change and water losses: The case of grassland afforestation across a soil textural gradient in central Argentina. *Global Change Biology*, 11(7), 1101–1117. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.00975.x>
- Nosetto, M. D., Paez, R. A., Ballesteros, S. I., y Jobbágy, E. G. (2015). Higher water-table levels and flooding risk under grain vs. livestock production systems in the subhumid plains of the Pampas. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 206(August), 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2015.03.009>
- NRC (National Research Council). (2007) 11. Water Resources and the Global Hydrologic Cycle. *En Earth Science and Applications from Space: National Imperatives for the Next Decade and Beyond*. (pp. 338-380). Washington, DC: The National Academies Press. <https://doi.org/10.17226/11820>.
- Olthof, I., y Rainville, T. (2022). Dynamic surface water maps of Canada from 1984 to 2019 Landsat satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 279, 113121. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113121>
- O'Neill, R. V, Deangelis, D. L., Waide, J. B., Allen, T. F., y Allen, G. E. (1986). A hierarchical concept of ecosystems. Princeton University Press.
- Opperman, J. J., Luster, R., McKenney, B. A., Roberts, M., y Meadows, A. W. (2010). Ecologically functional floodplains: Connectivity, flow regime, and scale. *Journal of the American Water Resources Association*, 46(2), 211–226. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2010.00426.x>
- Papa, F., Crétaux, J. F., Grippa, M., Robert, E., Trigg, M., Tshimanga, R. M., ... Calmant, S. (2023). Water Resources in Africa under Global Change: Monitoring Surface Waters from Space. *Surveys in Geophysics*, Vol. 44, pp. 43–93. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09700-9>
- Papa, F., Frappart, F., Güntner, A., Prigent, C., Aires, F., Getirana, A., y Maurer, R. (2013). Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations, 1993-2007. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(21), 11951–11965. <https://doi.org/10.1002/2013JD020500>
- Papa, F., Güntner, A., Frappart, F., Prigent, C., y Rossow, W. B. (2008). Variations of surface water extent and water storage in large river basins: A comparison of different global data sources. *Geophysical Research Letters*, 35(11), L11401. <https://doi.org/10.1029/2008GL033857>
- Papa, F., Prigent, C., y Rossow, W. B. (2008). Monitoring Flood and Discharge Variations in the Large Siberian Rivers From a Multi-Satellite Technique. *Surveys in Geophysics*, 29(4–5), 297–317. <https://doi.org/10.1007/s10712-008-9036-0>
- Parajka, J., Viglione, A., Rogger, M., Salinas, J. L., Sivapalan, M., y Blöschl, G. (2013). Comparative assessment of predictions in ungauged basins-Part 1: Runoff-hydrograph studies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5), 1783–1795. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1783-2013>
- Parisien, M. A., Peters, V. S., Wang, Y., Little, J. M., Bosch, E. M., y Stocks, B. J. (2006). Spatial patterns of forest fires in Canada, 1980-1999. *International Journal of Wildland Fire*, 15(3), 361–374. <https://doi.org/10.1071/WF06009>

- Pekel, J.-F., Cottam, A., Gorelick, N., y Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), 418–422. <https://doi.org/10.1038/nature20584>
- Peng, S., Piao, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Zhou, L., y Wang, T. (2013). Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades. *Environmental Research Letters*, 8(1), 014008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014008>
- Pi, X., Luo, Q., Feng, L., Xu, Y., Tang, J., Liang, X., ... Bryan, B. A. (2022). Mapping global lake dynamics reveals the emerging roles of small lakes. *Nature Communications*, 13(1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-33239-3>
- Pickens, A. H., Hansen, M. C., Stehman, S. V., Tyukavina, A., Potapov, P., Zalles, V., y Higgins, J. (2022). Global seasonal dynamics of inland open water and ice. *Remote Sensing of Environment*, 272, 112963. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2022.112963>
- Plantegenest, M., Le May, C., y Fabre, F. (2007). Landscape epidemiology of plant diseases. *Journal of The Royal Society Interface*, 4(16), 963–972. <https://doi.org/10.1098/rsif.2007.1114>
- Pokhrel, Y. N., Fan, Y., Miguez-Macho, G., Yeh, P. J. F., y Han, S. C. (2013). The role of groundwater in the Amazon water cycle: 3. Influence on terrestrial water storage computations and comparison with GRACE. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(8), 3233–3244. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50335>
- Pokhrel, Y. N., Felfelani, F., Shin, S., Yamada, T. J., & Satoh, Y. (2017). Modeling large-scale human alteration of land surface hydrology and climate. *Geoscience Letters*, 4(1), 10. <https://doi.org/10.1186/s40562-017-0076-5>
- Pomeroy, J. W., Stewart, R. E., y Whitfield, P. H. (2016). The 2013 flood event in the South Saskatchewan and Elk River basins: Causes, assessment and damages. *Canadian Water Resources Journal*, 41(1–2), 105–117. <https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1089190>
- Poole, G. C. (2010). Stream hydrogeomorphology as a physical science basis for advances in stream ecology. *Journal of the North American Benthological Society*, 29(1), 12–25. <https://doi.org/10.1899/08-070.1>
- Potapov, P., Turubanova, S., Hansen, M. C., Tyukavina, A., Zalles, V., Khan, A., ... Cortez, J. (2021). Global maps of cropland extent and change show accelerated cropland expansion in the twenty-first century. *Nature Food* 2021 3:1, 3(1), 19–28. <https://doi.org/10.1038/s43016-021-00429-z>
- Prigent, C., Jimenez, C., y Bousquet, P. (2020). Satellite-Derived Global Surface Water Extent and Dynamics Over the Last 25 Years (GIEMS-2). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(3), e2019JD030711. <https://doi.org/10.1029/2019JD030711>
- Prigent, C., Lettenmaier, D. P., Aires, F., y Papa, F. (2016). Toward a High-Resolution Monitoring of Continental Surface Water Extent and Dynamics, at Global Scale: from GIEMS (Global Inundation Extent from Multi-Satellites) to SWOT (Surface Water Ocean Topography). *Surveys in Geophysics*, 37(2), 339–355. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9339-x>
- Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Jimenez, C., Rossow, W. B., y Matthews, E. (2012). Changes in land surface water dynamics since the 1990s and relation to population pressure. *Geophysical Research Letters*, 39(8), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GL051276>
- Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B., y Matthews, E. (2007). Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(12), 1993–2000. <https://doi.org/10.1029/2006JD007847>
- Quirós, R., y Drago, E. (1999). The environmental state of Argentinean lakes: an overview. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, 4(1-2), 55-64.

- Reager, J. T., y Famiglietti, J. S. (2009). Global terrestrial water storage capacity and flood potential using GRACE. *Geophysical Research Letters*, 36(23), L23402. <https://doi.org/10.1029/2009GL040826>
- Reager, J. T., Thomas, B. F., y Famiglietti, J. S. (2014). River basin flood potential inferred using GRACE gravity observations at several months lead time. *Nature Geoscience*, 7(8), 588–592. <https://doi.org/10.1038/ngeo2203>
- Richardson, J. G., Sangree, J. B., y Sneider, R. M. (1987). Meandering Stream Reservoirs. *Journal of Petroleum Technology*, 39(12), 1501–1502. <https://doi.org/10.2118/15781-PA>
- Richter, B. D., Postel, S., Revenga, C., Scudder, T., Lehner, B., Churchill, A., y Chow, M. (2010). Lost in development's shadow: The downstream human consequences of dams. *Water Alternatives*, 3(2), 14–42.
- Riley, S. J., DeGloria, S. D., y Elliot, R. (1999). Index that quantifies topographic heterogeneity. *intermountain Journal of sciences*, 5(1-4), 23-27.
- Robertson, A. I., Bacon, P., y Heagney, G. (2001). The responses of floodplain primary production to flood frequency and timing. *Journal of Applied Ecology*, 38(1), 126–136. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2664.2001.00568.x>
- Robledo, F., Vera, C., y Penalba, O. (2020). Multi-scale features of the co-variability between global sea surface temperature anomalies and daily extreme rainfall in Argentina. *International Journal of Climatology*, 40(9), 4289-4299. <https://doi.org/10.1002/joc.6462>
- Rodell, M., Beaudoin, H. K., L'Ecuyer, T. S., Olson, W. S., Famiglietti, J. S., Houser, P. R., ... Wood, E. F. (2015). The Observed State of the Water Cycle in the Early Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 28(21), 8289–8318. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00555.1>
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C., ... Toll, D. (2004). The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381–394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- Roebroek, C. T. J., Melsen, L. A., Hoek van Dijke, A. J., Fan, Y., y Teuling, A. J. (2020). Global distribution of hydrologic controls on forest growth. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(9), 4625–4639. <https://doi.org/10.5194/hess-24-4625-2020>
- Rogger, M., Agnoletti, M., Alaoui, A., Bathurst, J. C., Bodner, G., Borga, M., ... Blöschl, G. (2017). Land use change impacts on floods at the catchment scale: Challenges and opportunities for future research. *Water Resources Research*, Vol. 53, pp. 5209–5219. <https://doi.org/10.1002/2017WR020723>
- Rojas, F., Rubio, C., Rizzo, M., Bernabeu, M., Akil, N., y Martín, F. (2020). Land Use and Land Cover in Irrigated Drylands: a Long-Term Analysis of Changes in the Mendoza and Tunuyán River Basins, Argentina (1986–2018). *Applied Spatial Analysis and Policy*, 13(4), 875–899. <https://doi.org/10.1007/s12061-020-09335-6>
- Rollinson, C. R., Finley, A. O., Alexander, M. R., Banerjee, S., Dixon Hamil, K. A., Koenig, L. E., ... Zipkin, E. F. (2021). Working across space and time: nonstationarity in ecological research and application. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 19(1), 66–72. <https://doi.org/10.1002/fee.2298>
- Ropelewski, C. F., y Halpert, M. S. (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(8), 1606–1626. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2)
- Rosenbaum, U., Bogena, H. R., Herbst, M., Huisman, J. A., Peterson, T. J., Weuthen, A., ... Vereecken, H. (2012). Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. *Water Resources Research*, 48(10), 2011WR011518. <https://doi.org/10.1029/2011WR011518>
- Rowland, J. C., Schwenk, J. P., Shelef, E., Muss, J., Ahrens, D., Stauffer, S., ... Vulis, L. (2023). Scale-dependent influence of permafrost on riverbank erosion rates. *Journal of*

- Geophysical Research: Earth Surface, e2023JF007101.
<https://doi.org/10.1029/2023JF007101>
- Rubel, F., Brugger, K., Haslinger, K., y Auer, I. (2017). The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800-2100. *Meteorologische Zeitschrift*, 26(2), 115–125. <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0816>
- Rudorff, C. M., Melack, J. M., y Bates, P. D. (2014). Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge. *Water Resources Research*, 50(1), 619–634. <https://doi.org/10.1002/2013WR014091>
- Saharia, M., Kirstetter, P. E., Vergara, H., Gourley, J. J., y Hong, Y. (2017). Characterization of floods in the United States. *Journal of Hydrology*, 548, 524–535. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.010>
- Sakamoto, T., Van Nguyen, N., Kotera, A., Ohno, H., Ishitsuka, N., y Yokozawa, M. (2007). Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS time-series imagery. *Remote Sensing of Environment*, 109(3), 295–313. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.01.011>
- Sanchez, M., Baldassini, P., Fischer, M. de los Á., Torre Zaffaroni, J., y Di Bella, C. M. (2023). Dónde, cuándo y cómo ocurren grandes incendios en la provincia de La Pampa, Argentina: Una caracterización basada en sensores remotos. *Ecología Austral*, 33(1), 211–228. <https://doi.org/10.25260/EA.23.33.1.0.1972>
- Sanchis, E., Ferrer, M., Torres, A. G., Cambra-López, M., y Calvet, S. (2012). Effect of Water and Straw Management Practices on Methane Emissions from Rice Fields: A Review Through a Meta-Analysis. *Environmental Engineering Science*, 29(12), 1053–1062. <https://doi.org/10.1089/ees.2012.0006>
- Sandi, S. G., Saco, P. M., Saintilan, N., Wen, L., Riccardi, G., Kuczera, G., ... Rodríguez, J. F. (2019). Detecting inundation thresholds for dryland wetland vulnerability. *Advances in Water Resources*, 128(April), 168–182. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.04.016>
- Saunio, M., Stavert, A. R., Poulter, B., Bousquet, P., Canadell, J. G., Jackson, R. B., ... Zhuang, Q. (2020). The Global Methane Budget 2000–2017. *Earth System Science Data*, 12(3), 1561–1623. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020>
- Scanlon, B. R., Faunt, C. C., Longuevergne, L., Reedy, R. C., Alley, W. M., McGuire, V. L., y McMahon, P. B. (2012). Groundwater depletion and sustainability of irrigation in the US High Plains and Central Valley. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(24), 9320–9325. <https://doi.org/10.1073/pnas.1200311109>
- Scanlon, B. R., Jolly, I., Sophocleous, M., y Zhang, L. (2007). Global impacts of conversions from natural to agricultural ecosystems on water resources: Quantity versus quality. *Water Resources Research*, 43(3). <https://doi.org/10.1029/2006WR005486>
- Scarpati, O. E., Spescha, L., y Capriolo, A. (2002). Occurrence of severe floods in the Salado River basin, Buenos Aires Province, Argentina. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 7(3), 285–301. <https://doi.org/10.1023/A:1024427613595>
- Scheffer, M., y Carpenter, S. R. (2003). Catastrophic regime shifts in ecosystems: linking theory to observation. *Trends in Ecology & Evolution*, 18(12), 648–656. <https://doi.org/10.1016/j.tree.2003.09.002>
- Schilling, K. E., Jha, M. K., Zhang, Y.-K., Gassman, P. W., y Wolter, C. F. (2008). Impact of land use and land cover change on the water balance of a large agricultural watershed: Historical effects and future directions. *Water Resources Research*, 44(7), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2007WR006644>
- Schindler, D. W. (2009). Lakes as sentinels and integrators for the effects of climate change on watersheds, airsheds, and landscapes. *Limnology and Oceanography*, 54(6 PART 2), 2349–2358. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2349

- Schmiedeskamp, M., Praetzel, L. S. E., Bastviken, D., y Knorr, K. H. (2021). Whole-lake methane emissions from two temperate shallow lakes with fluctuating water levels: Relevance of spatiotemporal patterns. *Limnology and Oceanography*, 66(6), 2455–2469. <https://doi.org/10.1002/lno.11764>
- Schneider, B., Cunha, E. R., Espínola, L. A., Marchese, M., y Thomaz, S. M. (2019). The importance of local environmental, hydrogeomorphological and spatial variables for beta diversity of macrophyte assemblages in a Neotropical floodplain. *Journal of Vegetation Science*, 30(2), 269–280. <https://doi.org/10.1111/jvs.12707>
- Schöngart, J., Wittmann, F., Faria de Resende, A., Assahira, C., de Sousa Lobo, G., Rocha Duarte Neves, J., ... Piedade, M. T. F. (2021). The shadow of the Balbina dam: A synthesis of over 35 years of downstream impacts on floodplain forests in Central Amazonia. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 31(5), 1117–1135. <https://doi.org/10.1002/aqc.3526>
- Schrapffer, A., Sörensson, A., Polcher, J., y Fita, L. (2020). Benefits of representing floodplains in a Land Surface Model: Pantanal simulated with ORCHIDEE CMIP6 version. *Climate Dynamics*, 55(5–6), 1303–1323. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05324-0>
- Schwendel, A. C., Nicholas, A. P., Aalto, R. E., Sambrook Smith, G. H., y Buckley, S. (2015). Interaction between meander dynamics and floodplain heterogeneity in a large tropical sand-bed river: The Rio Beni, Bolivian Amazon. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(15), 2026–2040. <https://doi.org/10.1002/esp.3777>
- Scordo, F., Bohn, V. Y., Piccolo, M. C., y Perillo, G. M. E. (2018). Mapping and monitoring Lakes Intra-Annual variability in semi-arid regions: A case of study in Patagonian Plains (Argentina). *Water (Switzerland)*, 10(7), 889. <https://doi.org/10.3390/w10070889>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Shah, D., y Mishra, V. (2021). Strong Influence of Changes in Terrestrial Water Storage on Flood Potential in India. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(1), e2020JD033566. <https://doi.org/10.1029/2020JD033566>
- Shen, Y., y Chen, Y. (2010). Global perspective on hydrology, water balance, and water resources management in arid basins. *Hydrological Processes*, 24(2), 129–135. <https://doi.org/10.1002/hyp.7428>
- Siebert, S., Kumm, M., Porkka, M., Döll, P., Ramankutty, N., y Scanlon, B. R. (2015). A global data set of the extent of irrigated land from 1900 to 2005. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(3), 1521–1545. <https://doi.org/10.5194/hess-19-1521-2015>
- Sierra, M. E., y Pérez, S. P. (2006). Tendencias del régimen de precipitación y el manejo sustentable de los agroecosistemas: estudio de un caso en el noroeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de Climatología*, 6(6), 1–12. Retrieved from <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=7417408&info=resumen&idioma=EN>
- Silio-Calzada, A., Barquín, J., Huszar, V. L. M., Mazzeo, N., Méndez, F., y Álvarez-Martínez, J. M. (2017). Long-term dynamics of a floodplain shallow lake in the Pantanal wetland: Is it all about climate? *Science of The Total Environment*, 605–606, 527–540. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2017.06.183>
- Silva, A. T., Portela, M. M., Naghettini, M., y Fernandes, W. (2017). A Bayesian peaks-over-threshold analysis of floods in the Itajaí-açu River under stationarity and nonstationarity. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31(1), 185–204. <https://doi.org/10.1007/s00477-015-1184-4>
- Simões, N. R., Dias, J. D., Leal, C. M., de Souza Magalhães Braghin, L., Lansac-Tôha, F. A., y Bonecker, C. C. (2013). Floods control the influence of environmental gradients on the

- diversity of zooplankton communities in a neotropical floodplain. *Aquatic Sciences*, 75(4), 607–617. <https://doi.org/10.1007/s00027-013-0304-9>
- Sivapalan, M. (2005). Pattern, Process and Function: Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa012>
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Merz, R., y Gutknecht, D. (2005). Linking flood frequency to long-term water balance: Incorporating effects of seasonality. *Water Resources Research*, 41(6), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004WR003439>
- Sivapalan, M., Thompson, S. E., Harman, C. J., Basu, N. B., y Kumar, P. (2011). Water cycle dynamics in a changing environment: Improving predictability through synthesis. *Water Resources Research*, 47(10). <https://doi.org/10.1029/2011WR011377>
- Slinski, K. M., Hogue, T. S., y McCray, J. E. (2019). Active-Passive Surface Water Classification: A New Method for High Resolution Monitoring of Surface Water Dynamics. *Geophysical Research Letters*, 2019GL082562. <https://doi.org/10.1029/2019GL082562>
- Song, C., Huang, B., Richards, K., Ke, L., y Hien Phan, V. (2014). Accelerated lake expansion on the Tibetan Plateau in the 2000s: Induced by glacial melting or other processes? *Water Resources Research*, 50(4), 3170–3186. <https://doi.org/10.1002/2013WR014724>
- Song, X. P., Hansen, M. C., Potapov, P., Adusei, B., Pickering, J., Adami, M., ... & Tyukavina, A. (2021). Massive soybean expansion in South America since 2000 and implications for conservation. *Nature sustainability*, 4(9), 784–792.
- Soni, A., y Syed, T. H. (2015). Diagnosing Land Water Storage Variations in Major Indian River Basins using GRACE observations. *Global and Planetary Change*, 133, 263–271. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.007>
- Souza, J., y Hooke, J. (2021). Influence of seasonal vegetation dynamics on hydrological connectivity in tropical drylands. *Hydrological Processes*, 35(11), e14427. <https://doi.org/10.1002/hyp.14427>
- Stein, L., Pianosi, F., y Woods, R. (2020). Event-based classification for global study of river flood generating processes. *Hydrological Processes*, 34(7), 1514–1529. <https://doi.org/10.1002/hyp.13678>
- Stewart, I. T., Cayan, D. R., y Dettlinger, M. D. (2005). Changes toward earlier streamflow timing across western North America. *Journal of Climate*, 18(8), 1136–1155. <https://doi.org/10.1175/JCLI3321.1>
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Alexander, L. V., Allen, S. K., Bindoff, N. L., ... y Xie, S. P. (2013). Technical summary. In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 33-115). Cambridge University Press.
- Strassberg, G., Scanlon, B. R., y Chambers, D. (2009). Evaluation of groundwater storage monitoring with the GRACE satellite: Case study of the High Plains aquifer, central United States. *Water Resources Research*, 45(5), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2008WR006892>
- Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Rodell, M., Chen, J., y Wilson, C. R. (2008). Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resources Research*, 44(2). <https://doi.org/10.1029/2006WR005779>
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F., y Watkins, M. M. (2004). GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System. *Science*, 305(5683), 503–505. <https://doi.org/10.1126/science.1099192>
- Tapley, B. D., Watkins, M. M., Flechtner, F., Reigber, C., Bettadpur, S., Rodell, M., ... Velicogna, I. (2019). Contributions of GRACE to understanding climate change. *Nature Climate Change*, 9(5), 358–369. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0456-2>

- Tarasova, L., Merz, R., Kiss, A., Basso, S., Blöschl, G., Merz, B., ... Wietzke, L. (2019). Causative classification of river flood events. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, Vol. 6, p. e1353. <https://doi.org/10.1002/wat2.1353>
- Tarolli, P., y Sofia, G. (2020). Remote sensing for the analysis of anthropogenic geomorphology: Potential responses to sediment dynamics in the agricultural landscapes. In *Developments in Earth Surface Processes* (1st ed., Vol. 23). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64177-9.00009-6>
- Tena, A., Piégay, H., Seignemartin, G., Barra, A., Berger, J. F., Mourier, B., y Winiarski, T. (2020). Cumulative effects of channel correction and regulation on floodplain terrestrialisation patterns and connectivity. *Geomorphology*, 354. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107034>
- Teweldebrihan, M. D., Pande, S., y McClain, M. (2020). The dynamics of farmer migration and resettlement in the Dhidhessa River Basin, Ethiopia. *Hydrological Sciences Journal*, 65(12), 1985–1993. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1789145>
- Theil, H. (1992). A Rank-Invariant Method of Linear and Polynomial Regression Analysis. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2546-8_20
- Thenkabail, P. S., Teluguntla, P. G., Xiong, J., Oliphant, A., Congalton, R. G., Ozdogan, M., ... y Foley, D. (2021). Global cropland-extent product at 30-m resolution (GCEP30) derived from Landsat satellite time-series data for the year 2015 using multiple machine-learning algorithms on Google Earth Engine cloud (No. 1868). US Geological Survey.
- Tockner, K., Malard, F., y Ward, J. V. (2000). An extension of the flood pulse concept. *Hydrological Processes*, 14(16–17), 2861–2883. [https://doi.org/10.1002/1099-1085\(200011/12\)14:16/17<2861::AID-HYP124>3.0.CO;2-F](https://doi.org/10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<2861::AID-HYP124>3.0.CO;2-F)
- Tockner, K., y Stanford, J. A. (2002). Riverine flood plains: Present state and future trends. *Environmental Conservation*, 29(3), 308–330. <https://doi.org/10.1017/S037689290200022X>
- Tooth, S. (2000). Process, form and change in dryland rivers: A review of recent research. *Earth Science Reviews*, 51(1–4), 67–107. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00014-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00014-3)
- Tramblay, Y., Villarini, G., El Khalki, E. M., Gründemann, G., y Hughes, D. (2021). Evaluation of the Drivers Responsible for Flooding in Africa. *Water Resources Research*, 57(6), e2021WR029595. <https://doi.org/10.1029/2021WR029595>
- Trautmann, T., Koirala, S., Carvalhais, N., Eicker, A., Fink, M., Niemann, C., y Jung, M. (2018). Understanding terrestrial water storage variations in northern latitudes across scales. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(7), 4061–4082. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4061-2018>
- Trautmann, T., Koirala, S., Carvalhais, N., Güntner, A., y Jung, M. (2022). The importance of vegetation in understanding terrestrial water storage variations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(4), 1089–1109.
- Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47(1–2), 123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., y Fasullo, J. (2007). Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4), 758–769. <https://doi.org/10.1175/JHM600.1>
- Troch, P. A., Smith, J. A., Wood, E. F., y de Troch, F. P. (1994). Hydrologic controls of large floods in a small basin: central Appalachian case study. *Journal of Hydrology*, 156(1–4), 285–309. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90082-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90082-5)
- Tulbure, M. G., y Broich, M. (2019). Spatiotemporal patterns and effects of climate and land use on surface water extent dynamics in a dryland region with three decades of Landsat satellite data. *Science of the Total Environment*, 658, 1574–1585. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.390>

- Tubiello, F. N., Conchedda, G., Casse, L., Pengyu, H., Zhongxin, C., De Santis, G., ... Muchoney, D. (2023). Measuring the world's cropland area. *Nature Food* 2023 4:1, 4(1), 30–32. <https://doi.org/10.1038/s43016-022-00667-9>
- Twine, T. E., Kucharik, C. J., y Foley, J. A. (2004). Effects of Land Cover Change on the Energy and Water Balance of the Mississippi River Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 5(4), 640–655. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0640:EOLCCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0640:EOLCCO>2.0.CO;2)
- Vallejos, M., Volante, J. N., Mosciaro, M. J., Vale, L. M., Bustamante, M. L., y Paruelo, J. M. (2015). Transformation dynamics of the natural cover in the Dry Chaco ecoregion: A plot level geo-database from 1976 to 2012. *Journal of Arid Environments*, 123(1700), 3–11. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2014.11.009>
- Van Dijk, W. M., Van de Lageweg, W. I., y Kleinhans, M. G. (2013). Formation of a cohesive floodplain in a dynamic experimental meandering river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(13), 1550–1565. <https://doi.org/10.1002/esp.3400>
- van Steenbergen, F. (2020). Groundwater and Surface Water in the Mega-Irrigation Systems of Pakistan: The Case for Conjunctive Management. In *Groundwater and Surface Water in the Mega-Irrigation Systems of Pakistan: The Case for Conjunctive Management*. <https://doi.org/10.1596/33242>
- van Steenbergen, F., Kaisarani, A. B., Khan, N. U., y Gohar, M. S. (2015). A case of groundwater depletion in Balochistan, Pakistan: Enter into the void. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 36–47. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.11.003>
- Verbesselt, J., Hyndman, R., Newnham, G., y Culvenor, D. (2010). Detecting trend and seasonal changes in satellite image time series. *Remote Sensing of Environment*, 114(1), 106–115. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.014>
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., y Habets, F. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(19), 11,065–11,086. <https://doi.org/10.1002/2014JD021573>
- Viglione, A., Chirico, G. B., Komma, J., Woods, R., Borga, M., y Blöschl, G. (2010). Quantifying space-time dynamics of flood event types. *Journal of Hydrology*, 394(1–2), 213–229. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.05.041>
- Viglione, A., Merz, B., Viet Dung, N., Parajka, J., Nester, T., y Blöschl, G. (2016). Attribution of regional flood changes based on scaling fingerprints. *Water Resources Research*, 52(7), 5322–5340. <https://doi.org/10.1002/2016WR019036>
- Viglizzo, E. F., y Frank, F. C. (2006). Ecological interactions, feedbacks, thresholds and collapses in the Argentine Pampas in response to climate and farming during the last century. *Quaternary International*, 158(1), 122–126. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.05.022>
- Viglizzo, E. F., Frank, F. C., Carreño, L. V., Jobbágy, E. G., Pereyra, H., Clatt, J., ... Ricard, M. F. (2011). Ecological and environmental footprint of 50 years of agricultural expansion in Argentina. *Global Change Biology*, 17(2), 959–973. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02293.x>
- Viglizzo, E. F., Jobbágy, E. G., Carreño, L., Frank, F. C., Aragón, R., De Oro, L., y Salvador, V. (2009). The dynamics of cultivation and floods in arable lands of Central Argentina. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(4), 491–502. <https://doi.org/10.5194/hess-13-491-2009>
- Viles, H. A., y Goudie, A. S. (2003). Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 61(1–2), 105–131. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00113-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00113-7)
- Villarini, G. (2016). On the seasonality of flooding across the continental United States. *Advances in Water Resources*, 87, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.11.009>

- Vormoor, K., Lawrence, D., Heistermann, M., y Bronstert, A. (2015). Climate change impacts on the seasonality and generation processes of floods; Projections and uncertainties for catchments with mixed snowmelt/rainfall regimes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(2), 913–931. <https://doi.org/10.5194/hess-19-913-2015>
- Vörösmarty, C. J., McIntyre, P. B., Gessner, M. O., Dudgeon, D., Prusevich, A., Green, P., ... Davies, P. M. (2010). Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 467(7315), 555–561. <https://doi.org/10.1038/nature09440>
- Wada, Y., Wisser, D., y Bierkens, M. F. P. (2014). Global modeling of withdrawal, allocation and consumptive use of surface water and groundwater resources. *Earth System Dynamics*, 5(1), 15–40. <https://doi.org/10.5194/esd-5-15-2014>
- Walcker, R., Corenblit, D., Julien, F., Martinez, J.-M., y Steiger, J. (2021). Contribution of meandering rivers to natural carbon fluxes: Evidence from the Ucayali River, Peruvian Amazonia. *Science of The Total Environment*, 776(6), 146056. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146056>
- Wallemacq, P., Below, R., y McClean, D. (2018). Economic losses, poverty & disasters: 1998–2017. United Nations Office for Disaster Risk Reduction.
- Wang, S., Huang, J., Li, J., Rivera, A., McKenney, D. W., y Sheffield, J. (2014). Assessment of water budget for sixteen large drainage basins in Canada. *Journal of Hydrology*, 512, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.058>
- Wang, W., Cui, W., Wang, X., y Chen, X. (2016). Evaluation of GLDAS-1 and GLDAS-2 forcing data and Noah model simulations over China at the monthly scale. *Journal of Hydrometeorology*, 17(11), 2815–2833.
- Wang, Z., Song, K., Zhang, B., Liu, D., Ren, C., Luo, L., ... Liu, Z. (2009). Shrinkage and fragmentation of grasslands in the West Songnen Plain, China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 129(1–3), 315–324. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2008.10.009>
- Wang, Z., y Vivoni, E. R. (2022). Individualized and Combined Effects of Future Urban Growth and Climate Change on Irrigation Water Use in Central Arizona. *Journal of the American Water Resources Association*, 58(3), 370–387. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.13005>
- Wantzen, K. M., Junk, W. J., y Rothhaupt, K.-O. (2008). An extension of the floodpulse concept (FPC) for lakes. In *Ecological Effects of Water-Level Fluctuations in Lakes* (pp. 151–170). https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9192-6_15
- Ward, J. V., a Stanford, J. A. (1995). Ecological connectivity in alluvial river ecosystems and its disruption by flow regulation. *Regulated Rivers: Research & Management*, 11(1), 105–119. <https://doi.org/10.1002/rrr.3450110109>
- Ward, P. J., Jongman, B., Kumm, M., Dettinger, M. D., Sperna Weiland, F. C., y Winsemius, H. C. (2014). Strong influence of El Niño Southern Oscillation on flood risk around the world. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(44), 15659–15664. <https://doi.org/10.1073/pnas.1409822111>
- Warfe, D. M., Pettit, N. E., Davies, P. M., Pusey, B. J., Hamilton, S. K., Kennard, M. J., ... Halliday, I. A. (2011). The “wet-dry” in the wet-dry tropics drives river ecosystem structure and processes in northern Australia. *Freshwater Biology*, Vol. 56, pp. 2169–2195. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2011.02660.x>
- Wasko, C., Nathan, R., y Peel, M. C. (2020a). Trends in Global Flood and Streamflow Timing Based on Local Water Year. *Water Resources Research*, 56(8), 0–2. <https://doi.org/10.1029/2020WR027233>
- Wasko, C., Nathan, R., y Peel, M. C. (2020b). Changes in Antecedent Soil Moisture Modulate Flood Seasonality in a Changing Climate. *Water Resources Research*, 56(3), no. <https://doi.org/10.1029/2019WR026300>

- Watts, J. D., Kimball, J. S., Bartsch, A., y McDonald, K. C. (2014). Surface water inundation in the boreal-Arctic: Potential impacts on regional methane emissions. *Environmental Research Letters*, 9(7), 075001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/7/075001>
- Wheater, H., y Evans, E. (2009). Land use, water management and future flood risk. *Land Use Policy*, 26(SUPPL. 1), S251–S264. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2009.08.019>
- Whitworth, K. L., Baldwin, D. S., y Kerr, J. L. (2012). Drought, floods and water quality: Drivers of a severe hypoxic blackwater event in a major river system (the southern Murray-Darling Basin, Australia). *Journal of Hydrology*, 450–451, 190–198. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.057>
- Whitworth-Hulse, J. I., Jobbágy, E. G., Borrás, L., Alsina, S. E., Houspanossian, J., y Nosoetto, M. D. (2023). The expansion of rainfed grain production can generate spontaneous hydrological changes that reduce climate sensitivity. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 349, 108440. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2023.108440>
- Wiese, D. N., Landerer, F. W., y Watkins, M. M. (2016). Quantifying and reducing leakage errors in the JPL RL05M GRACE mascon solution. *Water Resources Research*, 52(9), 7490–7502. <https://doi.org/10.1002/2016WR019344>
- Willner, S. N., Otto, C., y Levermann, A. (2018). Global economic response to river floods. *Nature Climate Change*, 8(7), 594–598. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0173-2>
- Woldemeskel, F., y Sharma, A. (2016). Should flood regimes change in a warming climate? The role of antecedent moisture conditions. *Geophysical Research Letters*, 43(14), 7556–7563. <https://doi.org/10.1002/2016GL069448>
- Wren, D. G., Davidson, G. R., Walker, W. G., y Galicki, S. J. (2008). The evolution of an oxbow lake in the Mississippi alluvial floodplain. *Journal of Soil and Water Conservation*, 63(3), 129–135. <https://doi.org/10.2489/jswc.63.3.129>
- Wu, J., y Qi, Y. (2000). Dealing with scale in landscape analysis: An overview. *Geographic Information Sciences*, 6(1), 1–5. <https://doi.org/10.1080/10824000009480528>
- Wu, G., Wang, K., Liang, B., Wu, X., Wang, H., Li, H., y Shi, B. (2023). Modeling the Morphological Responses of the Yellow River Delta to the Water-Sediment Regulation Scheme: The Role of Impulsive River Floods and Density-Driven Flows. *Water Resources Research*, 59(7). <https://doi.org/10.1029/2022WR033003>
- Xia, J., Wu, X., Zhan, C., Qiao, Y., Hong, S., Yang, P., y Zou, L. (2019). Evaluating the dynamics of groundwater depletion for an arid land in the Tarim Basin, China. *Water*, 11(2), 186.
- Yan, J., Jia, S., Lv, A., Mahmood, R., y Zhu, W. (2017). Analysis of the spatio-temporal variability of terrestrial water storage in the Great Artesian Basin, Australia. *Water Science and Technology: Water Supply*, 17(2), 324–341.
- Yang, K., Wu, H., Qin, J., Lin, C., Tang, W., y Chen, Y. (2014). Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review. *Global and Planetary Change*, 112, 79–91. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.001>
- Yang, L., Yang, Y., Villarini, G., Li, X., Hu, H., Wang, L., ... Tian, F. (2021). Climate More Important for Chinese Flood Changes Than Reservoirs and Land Use. *Geophysical Research Letters*, 48(11), e2021GL093061. <https://doi.org/10.1029/2021GL093061>
- Ye, S., Li, H.-Y., Leung, L. R., Guo, J., Ran, Q., Demissie, Y., y Sivapalan, M. (2017). Understanding Flood Seasonality and Its Temporal Shifts within the Contiguous United States. *Journal of Hydrometeorology*, 18(7), 1997–2009. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0207.1>
- You, W., You, H., Wu, L., Ji, Z., y He, D. (2020). Landscape-level spatiotemporal patterns of *Dendrolimus punctatus* Walker and its driving forces: evidence from a *Pinus massoniana* forest. *Trees - Structure and Function*, 34(2), 553–562. <https://doi.org/10.1007/S00468-019-01936-0/FIGURES/3>

- Yuan, T., Lee, H., Jung, H. C., Aierken, A., Beighley, E., Alsdorf, D. E., ... Kim, D. (2017). Absolute water storages in the Congo River floodplains from integration of InSAR and satellite radar altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 201, 57–72. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.09.003>
- Zeng, Z. H., Lu, Z. Y., Jiang, Y., Zhang, K., Yang, Y. D., y Zhao, P. Y. (2016). Legume-cereal crop rotation systems in China. *Crop Rotations: Farming Practices, Monitoring and Environmental Benefits*. Ottawa, ON, Canada: Nova Science Publishers, 51-70.
- Zhang, Q., y Werner, A. D. (2015). Hysteretic relationships in inundation dynamics for a large lake-floodplain system. *Journal of Hydrology*, 527, 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.04.068>
- Zhang, S., Zhou, L., Zhang, L., Yang, Y., Wei, Z., Zhou, S., ... Dai, Y. (2022). Reconciling disagreement on global river flood changes in a warming climate. *Nature Climate Change*, 12(12), 1160–1167. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01539-7>
- Zhang, Y., Zang, S., Sun, L., Yan, B., Yang, T., Yan, W., ... Qi, J. (2019). Characterizing the changing environment of cropland in the Songnen Plain, Northeast China, from 1990 to 2015. *Journal of Geographical Sciences*, 29(5), 658–674. <https://doi.org/10.1007/s11442-019-1620-3>
- Zhang, Z., Chen, X., Xu, C. Y., Yuan, L., Yong, B., y Yan, S. (2011). Evaluating the non-stationary relationship between precipitation and streamflow in nine major basins of China during the past 50years. *Journal of Hydrology*, 409(1–2), 81–93. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.041>
- Zhao, Q., Wu, W., y Wu, Y. (2015). Variations in China’s terrestrial water storage over the past decade using GRACE data. *Geodesy and Geodynamics*, 6(3), 187–193. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.03.004>
- Zhu, Y., Liu, S., Yi, Y., Xie, F., Grünwald, R., Miao, W., ... Singh, D. (2021). Overview of terrestrial water storage changes over the Indus River Basin based on GRACE/GRACE-FO solutions. *Science of The Total Environment*, 799, 149366. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149366>
- Zuecco, G., Penna, D., Borga, M., y van Meerveld, H. J. (2016). A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale. *Hydrological Processes*, 30(9), 1449–1466. <https://doi.org/10.1002/hyp.10681>
- Zuecco, G., Rinderer, M., Penna, D., Borga, M., y van Meerveld, H. J. (2019). Quantification of subsurface hydrologic connectivity in four headwater catchments using graph theory. *Science of the Total Environment*, 646, 1265–1280. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.269>

APÉNDICES

Apéndice I

a)

cluster	peso_T (escalado)	peso_IA (escalado)	peso_E (escalado)
1	-0.313	1.791	-0.944
2	2.164	-0.463	-0.82
3	-0.405	-0.627	1.142
4	-0.271	-0.033	-0.388

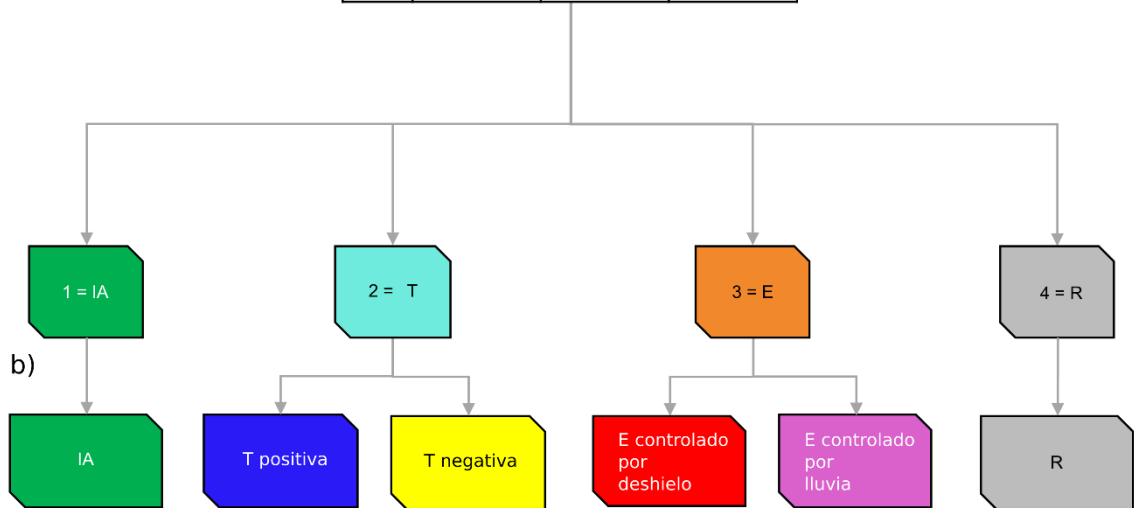


Figura AI.1. Clasificación de la temporalidad de las inundaciones basada en la distribución de las fluctuaciones a largo plazo, interanuales y estacionales en la varianza temporal total, y en la dirección del cambio o el principal impulsor de la estacionalidad, cuando corresponde. (a) Interpretación de las cuatro clases resultantes de un algoritmo de agrupamiento K-means de acuerdo con la disposición a lo largo de las dimensiones; (b) subdivisión de los regímenes dominados por tendencia a largo plazo y estacionalidad. El orden de las clases mostrada es aleatorio, ya que cambia entre las sucesivas iteraciones del algoritmo de agrupamiento.

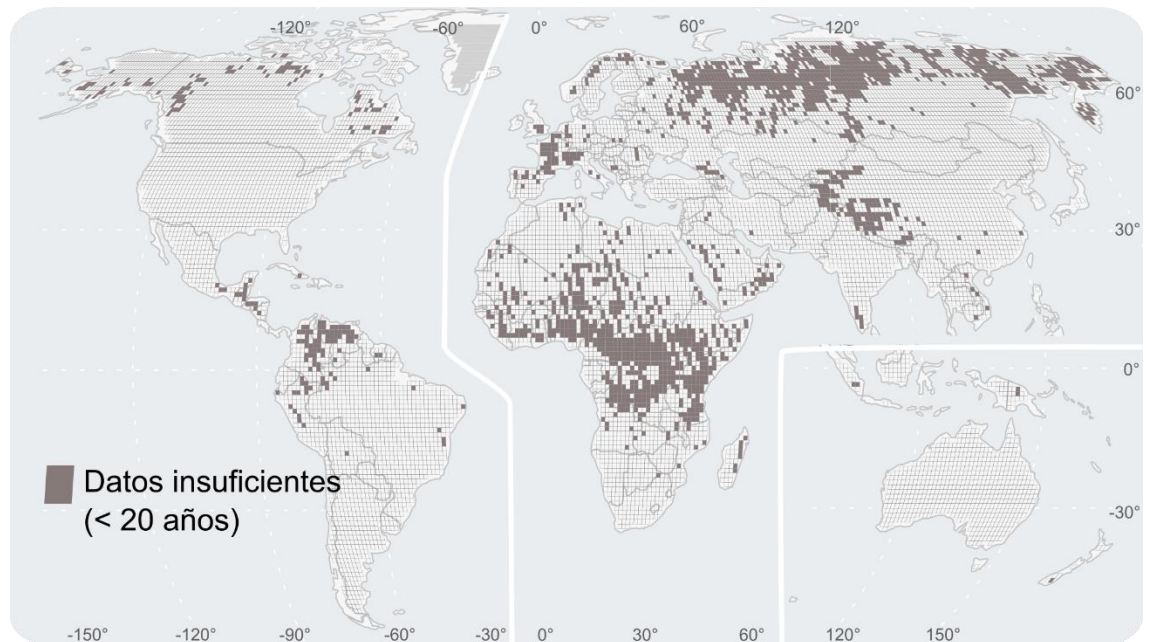


Figura AI.2. Ubicación de los “puntos ciegos” para el análisis de tendencia a largo plazo debido a la poca disponibilidad de datos derivados de las misiones Landsat (i.e., menos de 20 años disponibles).

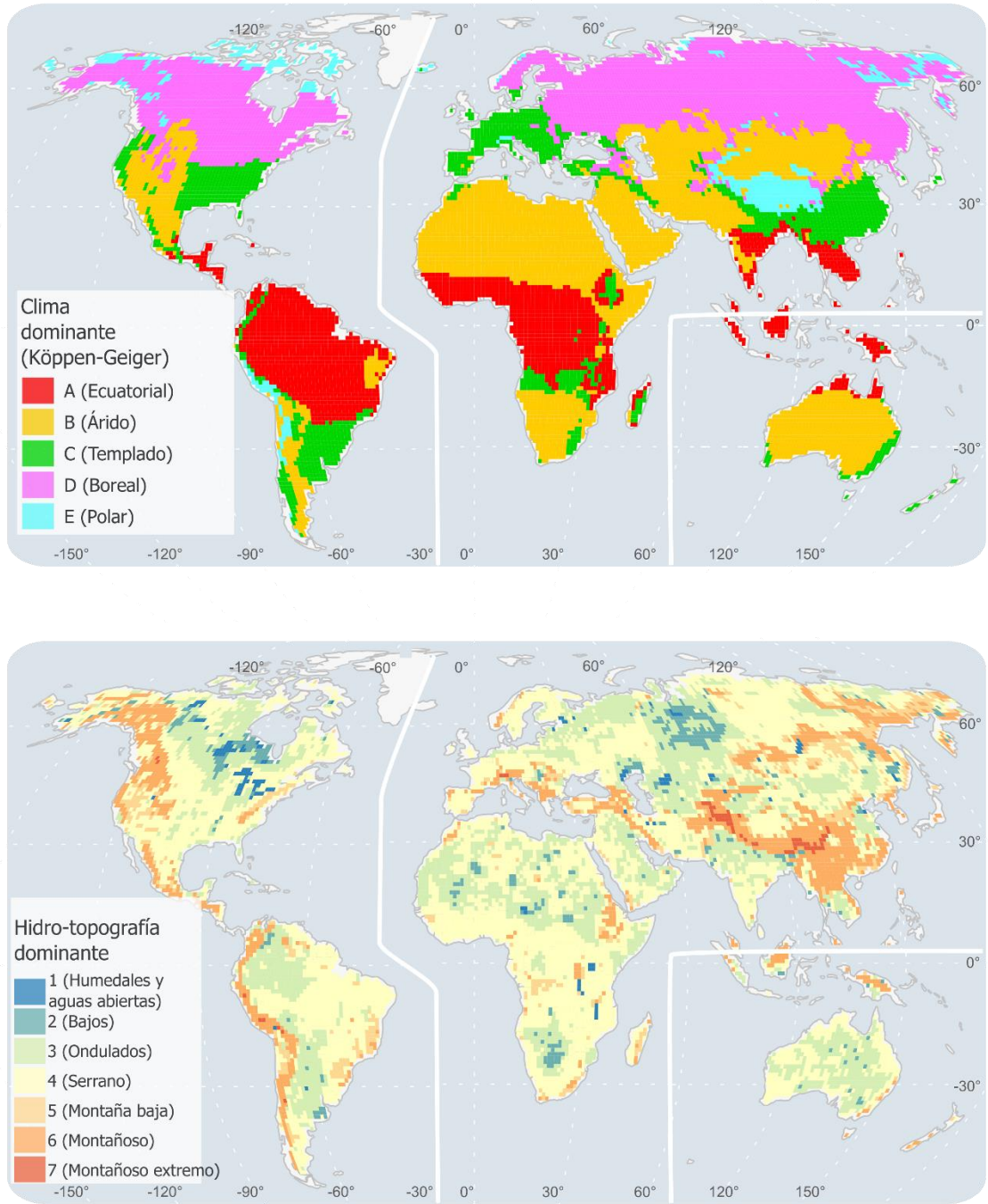


Figura A1.3. Clases climáticas (a) y topográficas (b) dominantes en cada paisaje analizado, de acuerdo con los climas principales de la clasificación Köppen-Geiger y a las clases hidrotopográficas.

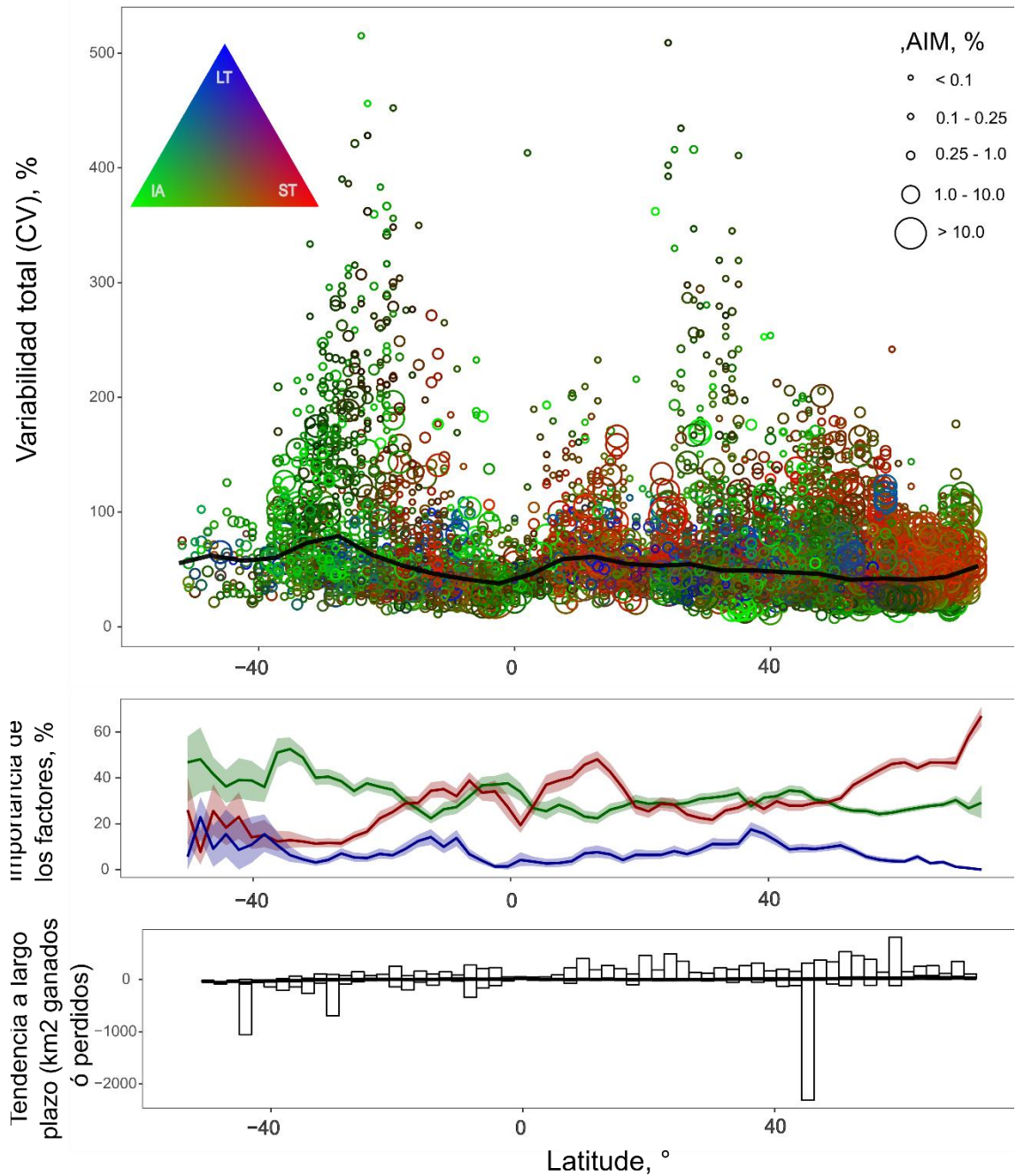


Figura AI.4. Distribución latitudinal de las variables cartografiadas en la Figura 2.3: (a) variabilidad total, donde el tamaño de la burbuja indica la extensión media inundada (AIM), el color muestra el componente temporal dominante de la varianza, y la línea negra corresponde a la mediana de la variabilidad dividida en dos grados latitudinales; (b) mediana del porcentaje explicado por cada componente agrupado cada dos grados latitudinales; (c) magnitud del cambio en la extensión de las inundaciones (intervalo de confianza del 95%) en paisajes dominados por el componente de tendencia a largo plazo, agrupado cada dos grados latitudinales. La línea negra corresponde a la mediana de la magnitud del cambio.

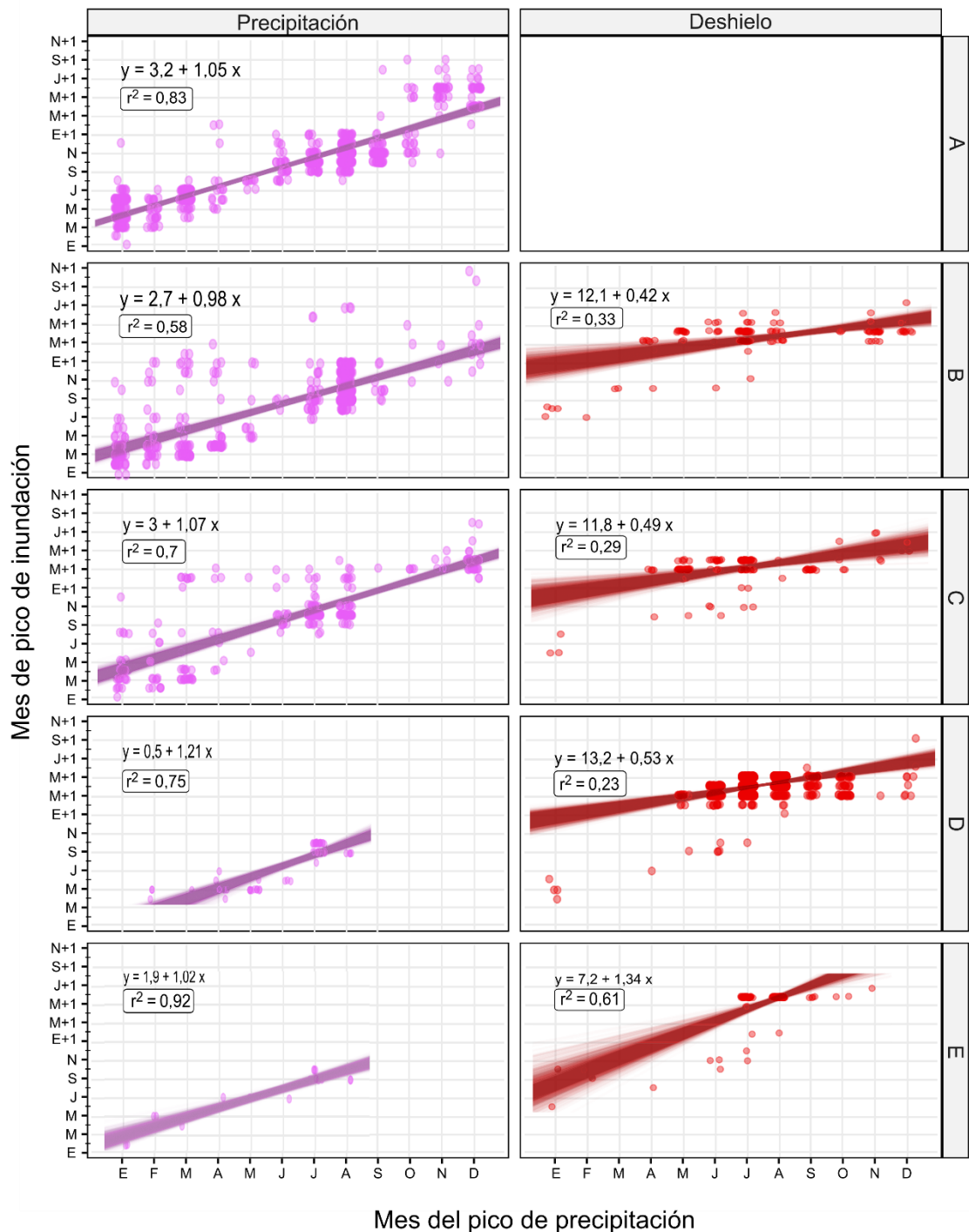


Figura AI.5. Regresiones lineales iteradas en base a 5000 muestras permutadas (bootstrapping), entre el momento del pico de inundación y el momento del pico de precipitación (en meses) a través de los principales climas de la clasificación Köppen-Geiger (A = Ecuatorial, B = Árido, C = Templado, D = Boreal, y E = Polar), diferenciando las inundaciones impulsadas por la precipitación (magenta) de las inundaciones impulsadas por el deshielo (rojo). Cuando las inundaciones alcanzan su punto máximo en el año calendario siguiente a las precipitaciones, se indica "+1". La fluctuación no sugiere fechas exactas, sino que se utiliza para una mejor visualización de los datos.

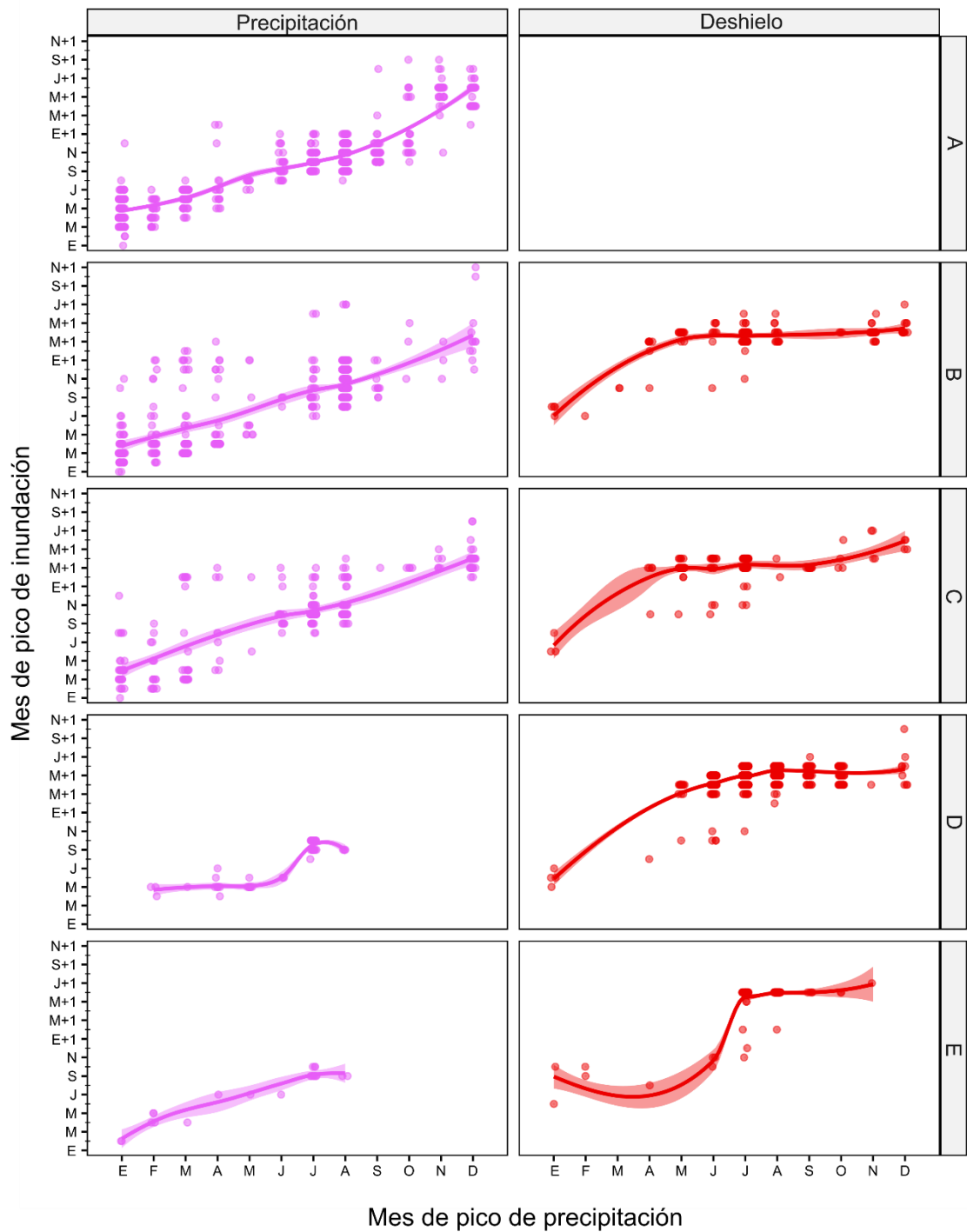


Figura A1.6. Funciones de suavizado local (LOESS) del momento de pico de las inundaciones en respuesta al momento de pico de las precipitaciones (en meses) en los principales climas de la clasificación Köppen-Geiger (A = Ecuatorial, B = Árido, C = Templado, D = Boreal y E = Polar), diferenciando las inundaciones provocadas por las precipitaciones (magenta) de las provocadas por el deshielo (rojo). Cuando las crecidas alcanzan su punto máximo en el año calendario siguiente a las precipitaciones, se indica "+1". La fluctuación no sugiere fechas exactas, sino que se utiliza para una mejor visualización de los datos.

Cuadro AI.1. Resumen de la extensión del área inundada (en MKm²) a través de las combinaciones de clases climáticas (A = Ecuatorial, B = Árido, C = Templado, D = Boreal y E = Polar) e hidrotopográficas (1 = aguas abiertas y humedales, 2 = bajos, 3 = ondulado, 4 = serrano, 5 = montañoso bajo, 6 = montañoso, 7 = montañoso alto), y fracción del área total inundada y del área total terrestre agregada por clase climática o hidrotopografía.

	A	B	C	D	E	Área inundada	Área terrestre
1	0,000	0,012	0,001	0,006	0,000	4,31%	0,99%
2	0,004	0,004	0,005	0,022	0,000	7,69%	3,50%
3	0,032	0,041	0,024	0,077	0,003	39,45%	27,40%
4	0,045	0,033	0,025	0,062	0,009	38,72%	48,48%
5	0,002	0,002	0,004	0,005	0,002	3,14%	5,79%
6	0,004	0,003	0,011	0,008	0,004	6,51%	12,53%
7	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,17%	0,60%
Área inundada	19,31%	21,07%	15,68%	40,00%	3,93%		
Área terrestre	20,39%	35,49%	14,42%	24,77%	4,94%		

Apéndice II

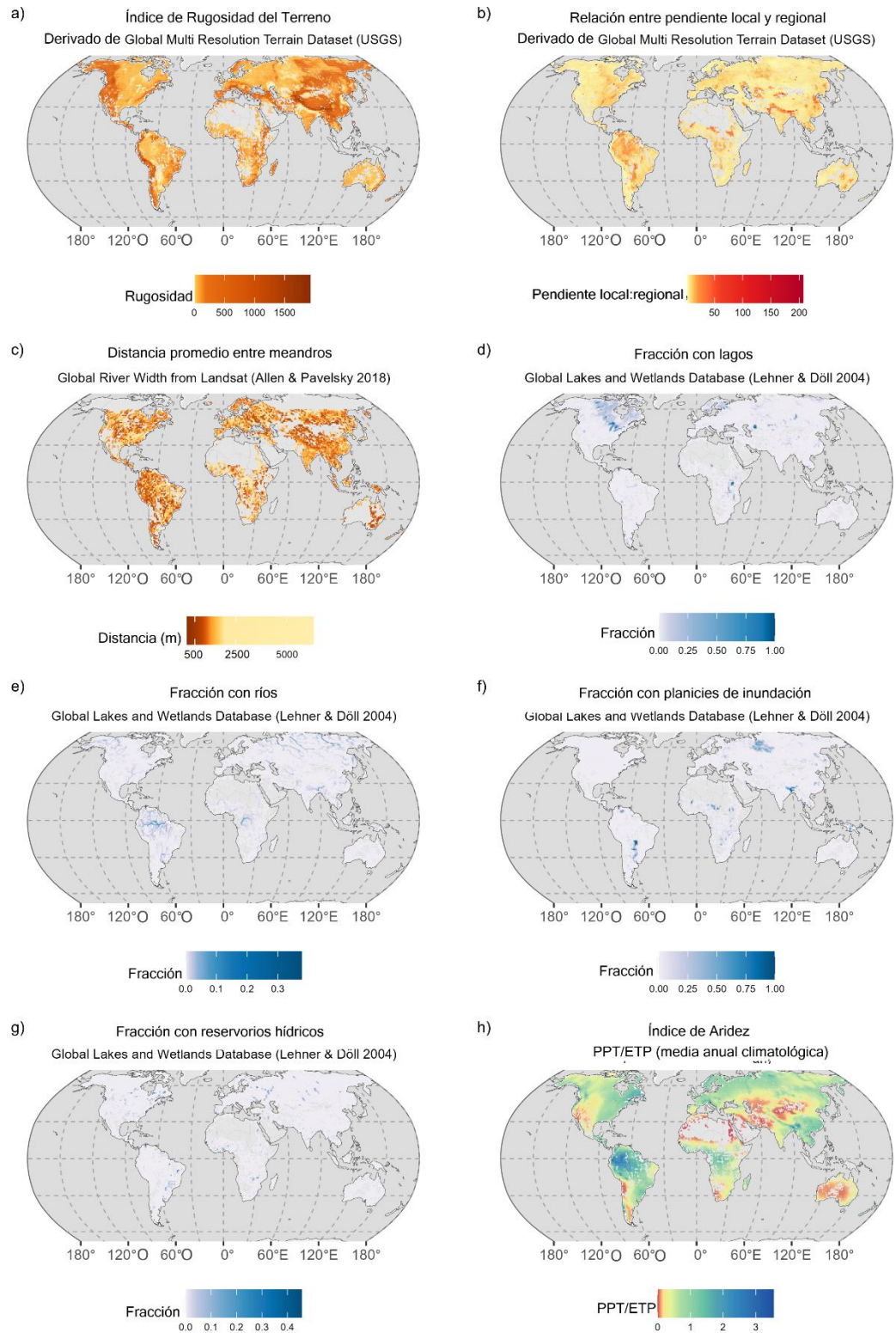


Figura AII.1. Distribución geográfica de las trece variables para las que exploramos su influencia sobre el desplazamiento de las inundaciones: (a) Índice de Rugosidad del Terreno (TRI); (b) Relación entre la pendiente local y regional; (c) Distancia promedio entre meandros; (d-g) Fracción del paisaje cubierto por (d) lagos, (e) ríos, (f) planicies de inundación, (g) reservorios hídricos; (h) Índice de aridez.

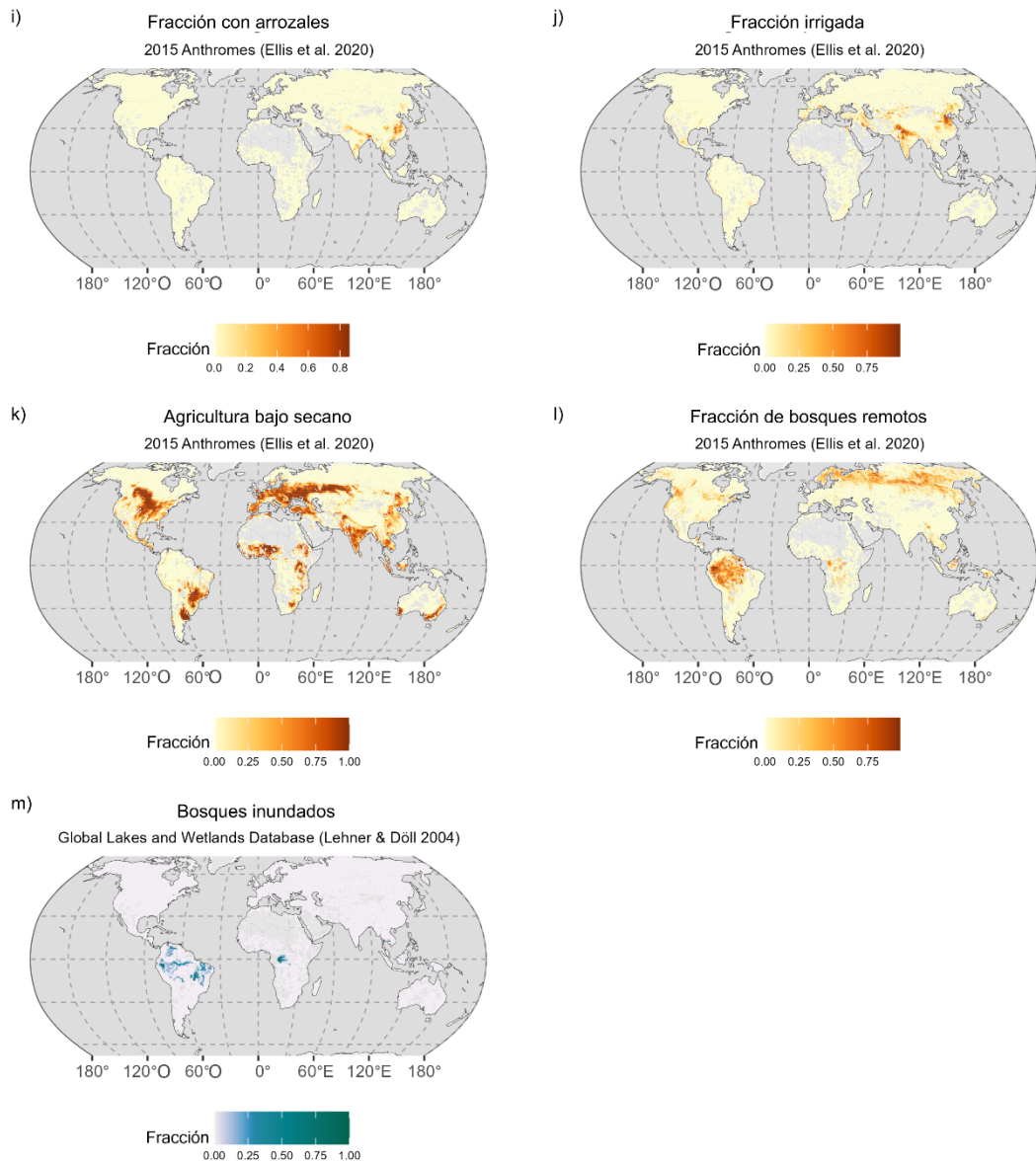


Figura AII.1. (cont.) Distribución geográfica de las trece variables para las que exploramos su influencia sobre el desplazamiento de las inundaciones: (i-m) Fracción del paisaje cubierta por (i) cultivos de arroz, (j) cultivos bajo riego, (k) agricultura bajo secano, (l) bosques remotos, y (m) bosques inundados.

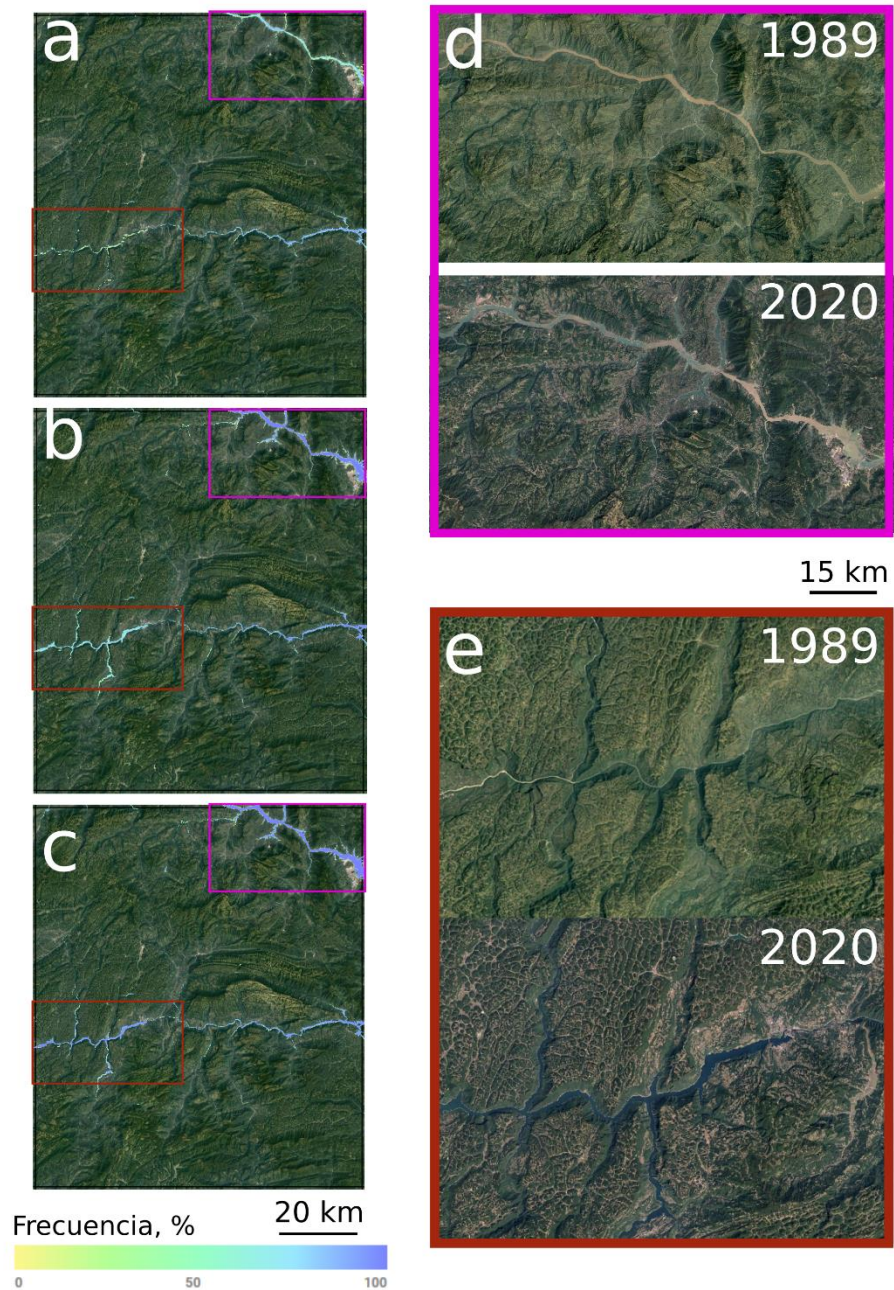


Figura AII.2. Ejemplo de reducción de desplazamientos como resultado del emplazamiento de embalses de agua en un paisaje de $1^\circ \times 1^\circ$ centrado en $30,5^\circ\text{N}$, $110,5^\circ\text{E}$ que abarca la represa de las Tres Gargantas (recuadro magenta) y la represa de Shuibuya (recuadro rojo), construidas y puestas en funcionamiento entre 1994 y 2008. (a-c) Distribución geográfica de la frecuencia de las inundaciones en los periodos 1985-2002 (antes del funcionamiento de ambas presas); 2003-2021 (periodo de funcionamiento de la presa de las Tres Gargantas, pero no de la de Shuibuya); y 2009-2021 (periodo de funcionamiento de ambas presas). (d-e) Imágenes comparativas de Google Earth sobre el río Yangtsé y el río Qingjiang, respectivamente, antes y después del emplazamiento de las represas.

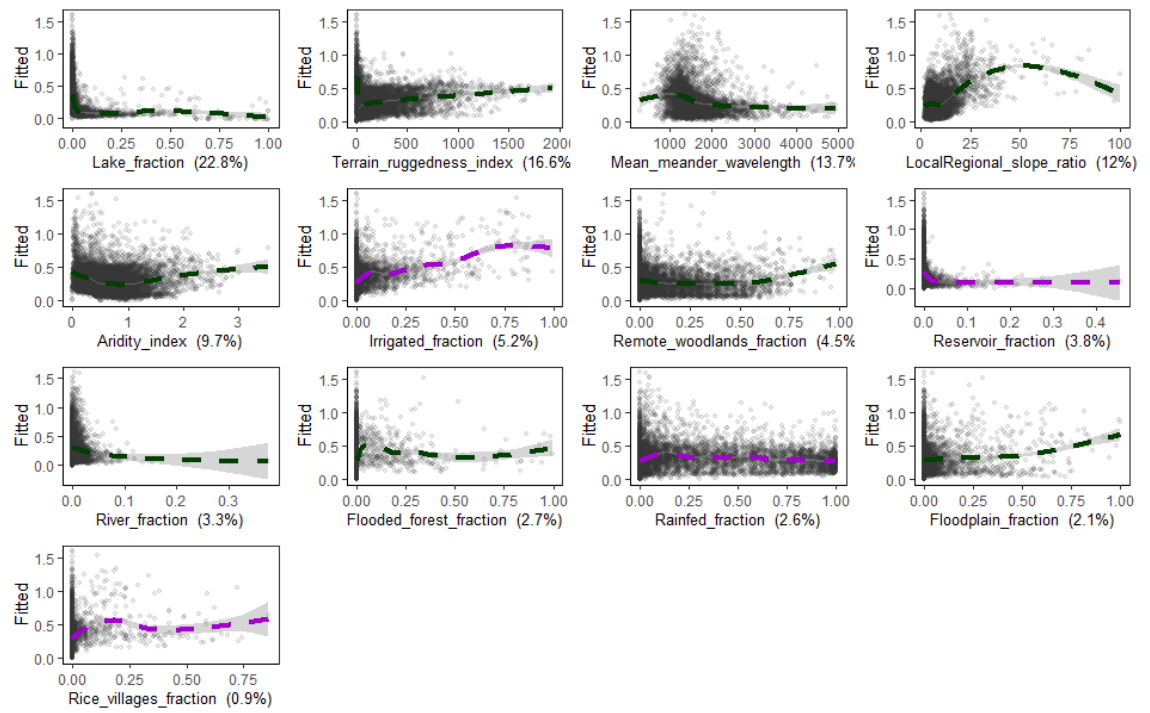


Figura AII.3. Efecto marginal de los factores naturales y humanos sobre el desplazamiento extremo (dext) de acuerdo con modelos generales aditivos. En paréntesis se indican los valores de influencia, que resulta del promedio de importancia de las variables en mil iteraciones de árboles de regresión con remuestreo (BRT).

Apéndice III

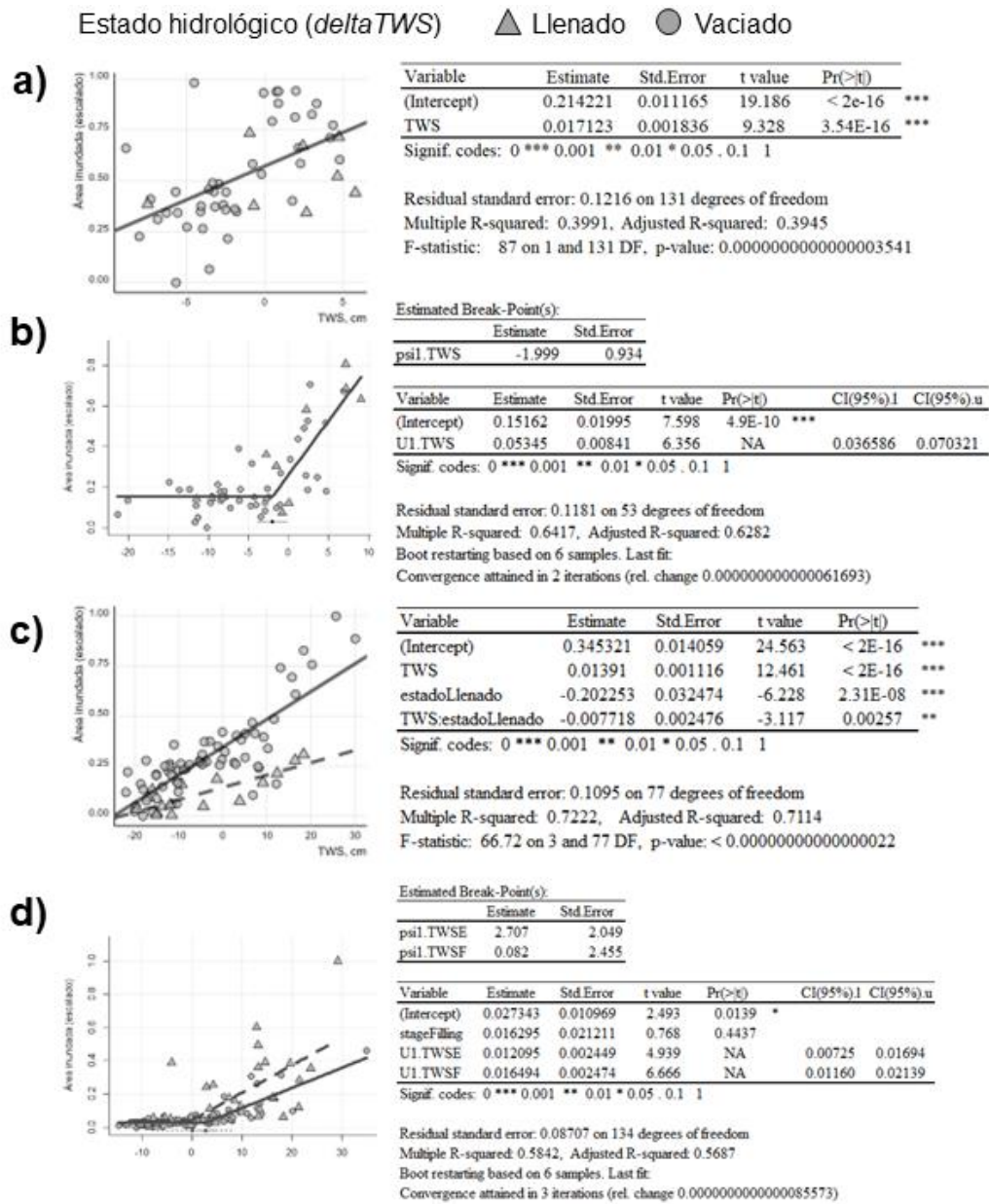


Figura AIII.1. Ejemplos de cuatro tipos de respuesta observados en la relación entre las variaciones del almacenamiento de agua Terrestre (TWS, en cm) y del área inundada (escalado de 0 a 1) diferenciando la respuesta de acuerdo con el estado hidrológico del sistema (llenado y vaciado del TWS) en (a) Argentina, (b) Ucrania, (c) Bolivia, y (d) Australia. Izquierda: gráficos de dispersión entre el área inundada mensual y las variaciones de almacenamiento de agua terrestre durante los estados de llenado (triángulo) y vaciado (círculo) de este último. Derecha: resultados del modelo con el valor BIC más bajo en cada caso.

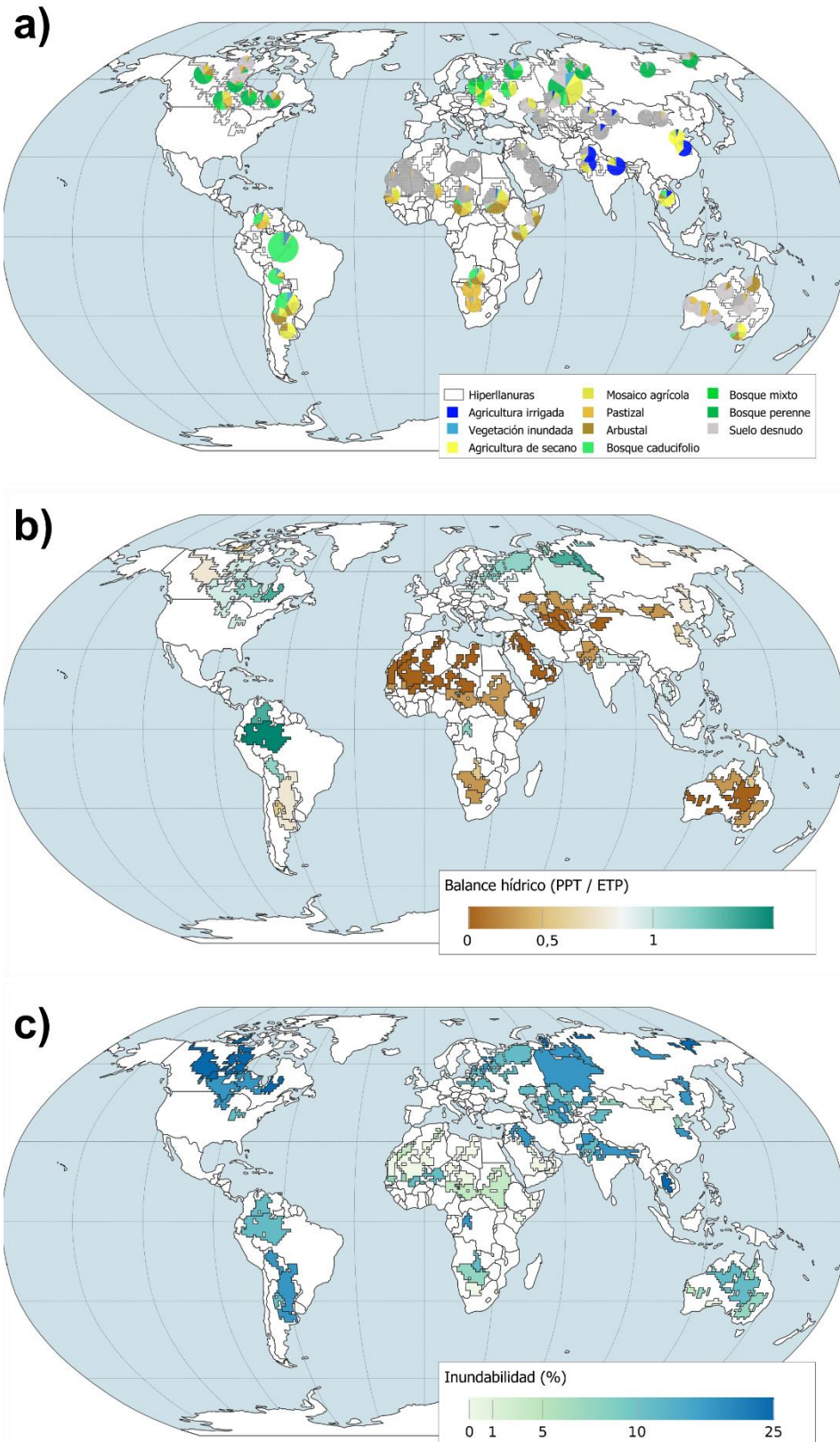


Figura AIII.2. Caracterización de las hiperllanuras definidas según (a) la distribución de los principales usos y coberturas del suelo de acuerdo con el producto GlobCover de la Agencia Espacial Europea, (b) el régimen de aridez, calculado como la relación entre la precipitación anual media y la evapotranspiración anual media a lo largo de los últimos 50 años, y (c) la inundabilidad, entendida como la proporción del área que estuvo cubierta por agua en al menos un mes entre 2002 y 2017.

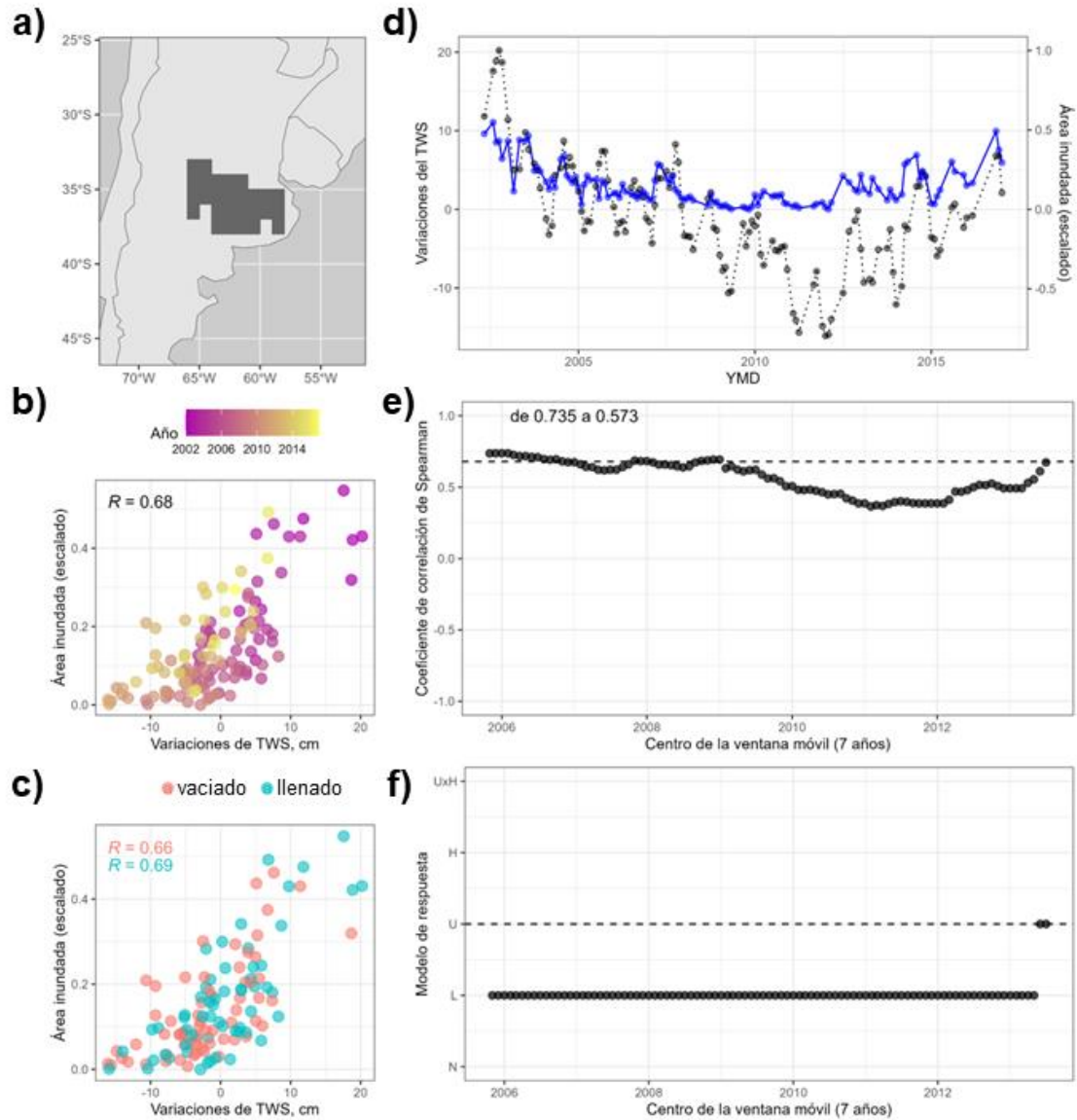


Figura AIII.3. Análisis no estacionario de la dinámica de inundaciones en la subregión pampeana de la llanura chaco-pampeana. (a) localización de la región; (b-c) dispersión de las variaciones del área inundada y del almacenamiento de agua terrestre (TWS) mensual entre 2002 y 2017 coloreados de acuerdo con el año (b, de magenta a amarillo) o fase del TWS (c, rojo = vaciado, celeste = llenado) en que fueron registrados; (d) serie temporal del área inundada (azul) y de las variaciones de TWS (negro) entre 2002 y 2017; (e) cambio de la correlación monótonica (cuantificada mediante el coeficiente rho de Spearman) a lo largo de 71 ventanas móviles de 7 años de duración cada una, indicando mediante una línea punteada el coeficiente global para los 15 años; (f) cambio en el tipo de función de respuesta (obtenido mediante un análisis multimodelo) a lo largo de 71 ventanas móviles de 7 años de duración cada una, indicando mediante una línea punteada el modelo global (función de respuesta para los 15 años).

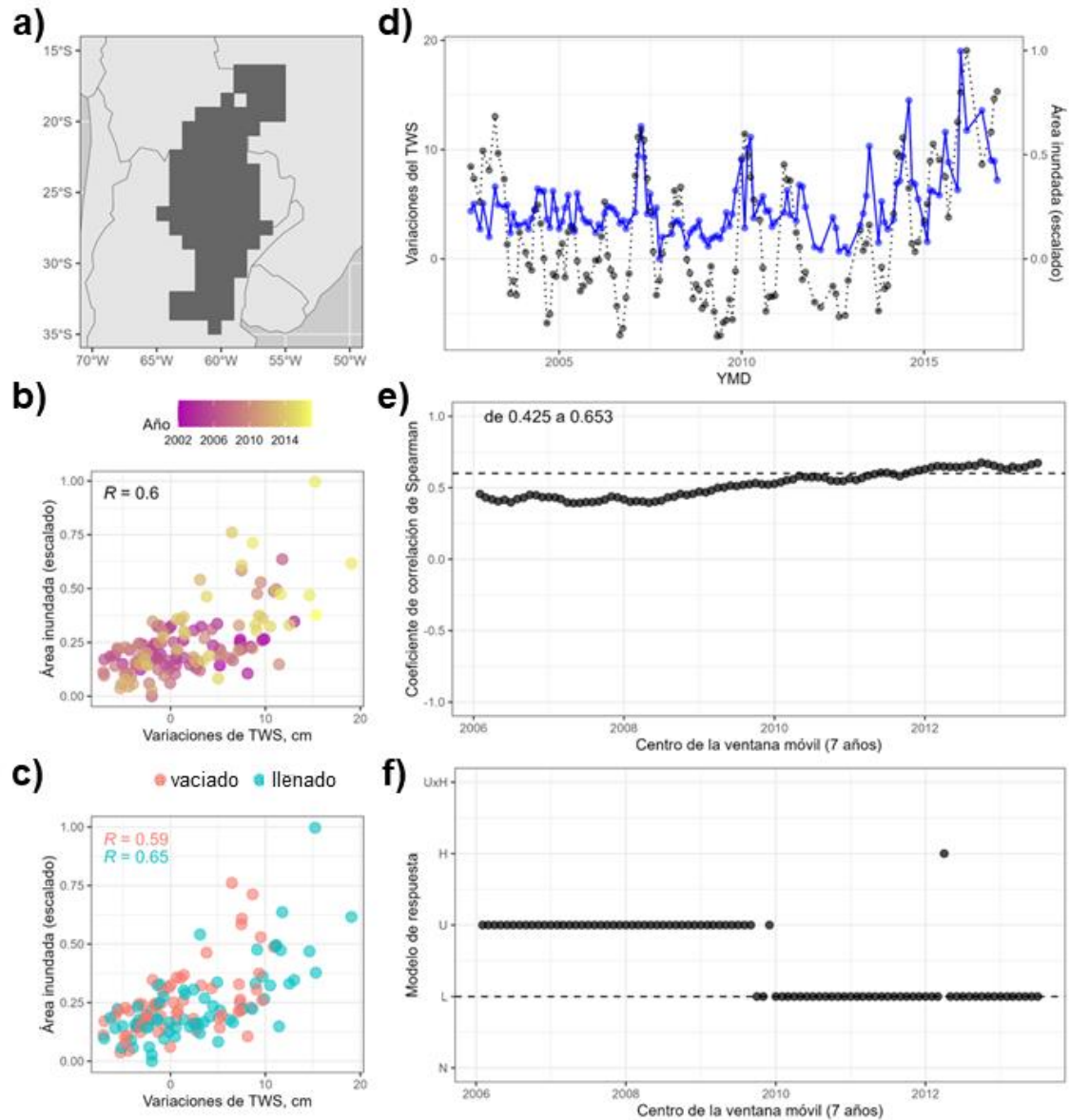


Figura AIII.4. Análisis no estacionario de la dinámica de inundaciones en la subregión chaqueña de la llanura chaco-pampeana. (a) localización de la región; (b-c) dispersión de las variaciones del área inundada y del almacenamiento de agua terrestre (TWS) mensual entre 2002 y 2017 coloreados de acuerdo con el año (b, de magenta a amarillo) o fase del TWS (c, rojo = vaciado, celeste = llenado) en que fueron registrados; (d) serie temporal del área inundada (azul) y de las variaciones de TWS (negro) entre 2002 y 2017; (e) cambio de la correlación monótonica (cuantificada mediante el coeficiente rho de Spearman) a lo largo de 71 ventanas móviles de 7 años de duración cada una, indicando mediante una línea punteada el coeficiente global para los 15 años; (f) cambio en el tipo de función de respuesta (obtenido mediante un análisis multimodelo) a lo largo de 71 ventanas móviles de 7 años de duración cada una, indicando mediante una línea punteada el modelo global (función de respuesta para los 15 años).