

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

ESCUELA DE POSGRADO

MAESTRÍA EN RECURSOS HÍDRICOS



**“VULNERABILIDAD DE LA DISPONIBILIDAD
DE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN EL PERÚ
FRENTE AL CAMBIO CLIMÁTICO: ANÁLISIS
PROBABILÍSTICO DE BUDYKO”**

Presentada por:

ADRIAN MARKO HUERTA JULCA

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAESTRO
MAGISTER SCIENTIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Lima - Perú

2020

**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
Cusco**

**ESCUELA DE POSGRADO
MAESTRÍA EN RECURSOS HÍDRICOS**

**“VULNERABILIDAD DE LA DISPONIBILIDAD
DE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN EL PERÚ
FRENTE AL CAMBIO CLIMÁTICO: ANÁLISIS
PROBABILÍSTICO DE BUDYKO”**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAESTRO
MAGISTER SCIENTIAE EN RECURSOS HÍDRICOS**

Presentada por:

Adrian Marko Huerta Julca

Sustentado y aprobado ante el siguiente Jurado:

**Mg.Sc. Cayo Ramos Taibe
PRESIDENTE**

**Dr. Waldo Lavado Casimiro
ASESOR**

**PhD. Eduardo Chavarri Velarde
MIEMBRO**

**Mg.Sc. Ricardo Apaella Nalvarte
MIEMBRO**

DEDICATORIA

A mi abuelo Adriano, a mis padres Jaime y *Luciana*; hermanos y hermanas por su enorme apoyo, esfuerzo y comprensión durante mi segunda etapa de aprendizaje que inició con mis estudios en la Maestría.

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se llevó a cabo gracias a la ejecución del Proyecto RAHU con Contrato N° 005-2019-FONDECYT “Water Security and Climate Change adaptation in Peruvian glacier-fed rivers basins”, financiado por el Fondo Newton-Paulet, a través de NERC y Fondecyt.

Un especial agradecimiento al Dr. Waldo Lavado, quien ha asesorado la investigación, y por las interesantes discusiones y sugerencias. De igual manera a los miembros del jurado (Mg.Sc. Cayo Ramos, PhD. Eduardo Chavarri y Mg.Sc. Ricardo Apaella) por sus útiles e importantes comentarios.

Adicionalmente, a todos los compañeros y amigos de la Maestría y de la Subdirección de Estudios e Investigaciones Hidrológicas (antes Hidrología Aplicada), con quienes compartí inquietudes, conocimientos y momentos muy gratos. Finalmente, pero no por ello menos importante, a mis amigos “meteoros” por los conocimientos compartidos, las aventuras y el apoyo emocional.

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN	1
II.	REVISIÓN DE LITERATURA	5
2.1.	DISPONIBILIDAD DE LOS RECURSOS HÍDRICOS	5
2.2.	CAMBIO CLIMÁTICO	10
2.3.	VULNERABILIDAD	11
2.4.	ENFOQUES DE EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD AL CAMBIO CLIMÁTICO	12
2.5.	EVAPOTRANSPIRACIÓN ACTUAL	16
2.5.1.	Observaciones de evapotranspiración actual	20
2.5.2.	Observaciones basados en percepción remota	20
2.6.	ENFOQUE DE BUDYKO	23
2.6.1.	Budyko probabilístico	28
III.	MATERIALES Y METODOLOGÍA	38
3.1.	MATERIALES	38
3.1.1.	Datos	38
3.1.2.	Equipos	38
3.1.3.	Programas de computo	38
3.2.	METODOLOGÍA	39
3.2.1.	Recopilación de datos y materiales	39
3.2.2.	Esquema metodológico	46
3.2.3.	Selección de producto de evapotranspiración actual	49
3.2.4.	Budyko probabilístico	51
3.2.5.	Disponibilidad de los recursos hídricos debido al cam- bio climático	54
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIONES	57
4.1.	SELECCIÓN DE PRODUCTO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN ACTUAL	57
4.2.	BUDYKO PROBABILÍSTICO	65
4.3.	DISPONIBILIDAD DE LOS RECURSOS HÍDRICOS DEBIDO AL CAMBIO CLIMÁTICO	70
V.	CONCLUSIONES	76

VI. RECOMENDACIONES	78
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79
VIII. ANEXOS	93

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Diagrama conceptual del marco de balance hídrico en una cuenca. Los flujos (principales) enumerados son: 1) precipitación; 2) evapotranspiración; 3) recarga de agua subterránea; 4) ascenso capilar; 5) escorrentía, aguas pluviales; 6) extracción de agua subterránea; 7) fuga, inyección de acuífero; 8) desvío de aguas superficiales; 9) flujos de retorno (contaminados); 10) riego; 11) interacción de aguas subterráneas/superficiales; 12) flujo de agua subterránea dentro/fuera de la cuenca; 13) flujo de agua superficial dentro/fuera de la cuenca; y, 14) aguas residuales, flujo entre cuencas.	8
Figura 2	Elementos de la evaluación de vulnerabilidad en una cuenca hidrográfica.	13
Figura 3	Cascada de incertidumbre es estudios de cambio climático.	15
Figura 4	Vista esquemática del flujo de aire que puede ser visto como un flujo horizontal de numerosos remolinos giratorios, es decir, vórtices turbulentos de varios tamaños (con componentes horizontales y verticales).	16
Figura 5	Vista esquemática del proceso de evapotranspiración que incluye transpiración de las hojas y la evaporación del agua.	17
Figura 6	Distribución geográfica de los factores climáticos primarios que regulan la evapotranspiración. Demanda = (temperatura del aire, humedad, velocidad del viento), Suministro = (precipitación) y Energía = (radiación y nubosidad)	19
Figura 7	Relación de AE/P en función del índice de aridez para diferentes valores de ω de acuerdo a la ecuación de Fu (1981).	27
Figura 8	Tradicional curva de Budyko (correspondiente a un $\omega = 2.6$ (Fu 1981; Zhang et al. 2004), línea gris) ubicando por $\omega = 2.6 \pm 1$ (líneas delgadas). La distancia Euclidiana (δ) entre las curvas es diferente para cada valor de PE/P	29

Figura 9	Enfoque de Budyko probabilístico con un ω siguiendo a) una distribución normal truncada, b) una distribución uniforme y (c y d) dos diferentes distribuciones gamma. Las distribuciones de a, b y c muestran una mediana comuna $\omega = 2.6$, que corresponde al Budyko original (línea negra sólida). Los respectivos cuantiles se muestran como sombras.	31
Figura 10	a) Valor de ω para las 411 cuencas del MOPEX. b) Histograma de ω (barra gris) en conjunto con la distribución gamma ajustada (línea negra) y una muestra (bootstrapped) de distribuciones (líneas marrones). c) El enfoque de Budyko probabilístico estimado para las 411 cuencas. La distribución gamma es ajustada y utilizada para calcular la distribución de Budyko y las distribuciones de probabilidad condicionales para $PE/P = 0.5, 1.5, 2.5, 3.5$ (abajo). Las cuencas se muestran como puntos en gris.	32
Figura 11	Predictibilidad de AE/P . a) El rango intercuantil de AE/P estimado de las distribuciones de Budyko que se muestra en la Figura 10 condicionado a PE/P . b) El rango intercuantil condicional a PE/P para cada una de las cuencas del MOPEX.	34
Figura 12	Aplicación del enfoque “bottom-up” (en base a espacios climáticos) para evaluar la disponibilidad de los RH en la India. Selección de los espacios climáticos (paso 1), aplicación del Budyko probabilístico (paso 2) y estimación de la disponibilidad de los RH (paso 3).	35
Figura 13	a) Vulnerabilidad de los RH a escala de la India estimada en función del cambio de precipitación (ΔP) y evapotranspiración potencial (ΔPE). Colores y líneas grises representan la mediana y el IQR del índice de vulnerabilidad. respectivamente. Adicionalmente se muestra (puntos y cuadrados) las proyecciones de P y PE de los modelos de cambio climático (CMIP-5). b) Variación espacial del cambio crítico de P que resulta en una reducción de 25% de la disponibilidad RH en la India.	37
Figura 14	Producto PISCO de P (mm) y de T_x y T_n ($^{\circ}C$). Valor total y promedio (respectivamente) para el año 2000.	40

Figura 15 Estaciones hidrológicas utilizadas para la evaluación/validación de los productos globales de AE basados en percepción remota.	45
Figura 16 Esquema metodológico de la investigación.	46
Figura 17 Vertientes y unidades hidrográficas (número) usadas en el estudio.	49
Figura 18 Climatología anual de AE basados en percepción remota (2003-2013).	58
Figura 19 Matriz de Similaridad (Td).	59
Figura 20 Ubicación de las cuencas de evaluación en la curva de Budyko en función del índice de evaporación (AE/P) y aridez (PE/P). Las curvas de Balance Hídrico y Budyko Determinístico hacen referencia al AE observado (inferido); el resto de curvas al valor de AE proveniente de los datos de percepción remota.	61
Figura 21 Índice de evaporación (AE/PE) y de aridez (PE/P) climático (2003-2013) para las UH del ANA omitiendo cuencas que violen las restricciones de Budyko (gris). Adicionalmente, el parámetro ω calibrado.	66
Figura 22 Arriba) Ubicación de las UH en la curva de Budyko en función del índice de evaporación (AE/P) y aridez (PE/P). Abajo) Histogramas de la distribución del parámetro ω calibrado para cada UH y vertiente. La línea punteada en cada histograma indica el valor teórico de $\omega = 2.6$.	68
Figura 23 Validación del parámetro ω calibrado a escala de Perú y vertiente hidrográfica. Los histogramas muestran la distribución AE/P predicho. El círculo representa el valor promedio observado de AE/P , y el aspa al promedio (de la distribución) de AE/P predicho.	69
Figura 24 Arriba) Estimación de la vulnerabilidad de los RH (%) a escala de Perú en función del cambio de precipitación (ΔP) y evapotranspiración potencial (ΔPE). Abajo) Incertidumbre (%) de Arriba) en forma de desviación estándar.	71
Figura 25 Similar a la Figura 24, pero para la vertiente del Amazonas.	72
Figura 26 Similar a la Figura 24, pero para la vertiente del Pacífico.	73
Figura 27 Similar a la Figura 24, pero para la vertiente del Titicaca.	73

Figura 28 a) Variación espacial de VI (%) e incertidumbre (%) asociada. b)	
Variación espacial del cambio crítico de P (%) e incertidumbre (%)	
asociada.	75

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	Recursos hídricos en régimen natural: Distribución por regiones hidrográficas.	6
Tabla 2	Resumen de observaciones y estimaciones de evapotranspiración. mh: media hora, M: mensual, y A: anual.	20
Tabla 3	Resumen de los principales métodos de estimación de evapotranspiración actual basado en percepción remota.	21
Tabla 4	Ecuaciones de Budyko no paramétricas (NP) y paramétricas (P). ϕ hace referencia al índice de aridez similar a la Ecuación 9.	26
Tabla 5	Características de los diferentes productos globales de AE basados en percepción remota utilizados.	44
Tabla 6	Resumen de validación. BH: Balance Hídrico y BK: Budyko	63
Tabla 7	Ranqueo de productos globales de AE. PROM es PROMEDIO . .	64
Tabla 8	Validación cruzada del parámetro ω a diferentes escalas.	70

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1	Implementación de la investigación en python.	93
Anexo 2	Información de productos de AE.	94
Anexo 3	Series de tiempo de caudal.	95
Anexo 4	Cuencas de evaluación.	96
Anexo 5	bias en función de cuenca de evaluación y producto global.	97
Anexo 6	Cálculo de la evapotranspiración potencial.	98
Anexo 7	Índice de evaporación y de aridez a escala de UH.	99
Anexo 8	Bias porcentual del Budyko calibrado por cada UH.	100

LISTA DE ABREVIATURAS

- IPCC:** Panel Intergubernamental en Cambio Climático
- RH:** Recursos Hídricos
- GCM:** Modelos de Circulación General
- GHG:** Gases de Efecto Invernadero
- P:** Precipitación
- AE:** Evapotranspiración Actual
- Q:** Caudal
- PA:** Evapotranspiración Potencial
- AE/P:** Ratio de Evaporación
- PE/P:** Índice de Aridez
- T:** Temperatura
- Tx:** Temperatura Máxima
- Tn:** Temperatura Mínima
- PNRH:** Plan Nacional de los Recursos Hídrico
- SENAMHI:** Servicio Nacional de Meteorología de Hidrología del Perú
- PISCO:** Datos Interpolados peruanos de las observaciones climatológicas e hidrológicas del SENAMHI
- PISCOp:** PISCO precipitación
- PISCOt:** PISCO Temperatura
- GLEAM:** Modelo Global de Evaporación Continental de Amsterdam (Martens et al. 2017)
- MODIS16:** Proyecto Global de Evapotranspiración MODIS (Mu et al. 2013)
- SSEBop:** Modelo Operativo de Balance de Energía de Superficie Simplificado
- TerraClimate:** Bases de datos climáticos y balance hídrico de Abatzoglou et al. (2018)
- P-LSH:** Base de Evapotranspiración actual de Zhang et al. (2015)
- PROMEDIO:** Promedio de GLEAM, MODIS16, SSEBop, TerraClimate y P-LSH
- SO-HYBAM:** Observatorio de Investigación Ambiental
- ANA:** Autoridad Nacional del Agua
- UH:** Unidad Hidrográfica
- Td:** Métrica de similitud

Rs: Correlación de Spearman

RMSE: Métrica error cuadrático medio

bias: Métrica error simple

WA: Disponibilidad de los RH

VI: Vulnerabilidad de WA

RESUMEN

Este estudio proporciona un análisis de la disponibilidad de recursos hídricos a escala de vertiente y cuenca en Perú. Utilizando nuevos datos grillados de precipitación y temperatura, junto con seis estimaciones de evapotranspiración real de productos de sensoramiento remoto, se determinó la vulnerabilidad de los recursos hídricos debido al cambio climático. Esto se aborda bajo un enfoque abajo-arriba y el marco probabilístico de Budyko que permite medir la incertidumbre asociada. Primero, para seleccionar una estimación adecuada de la evapotranspiración real a largo plazo, comparamos a escala de cuenca los productos con la evapotranspiración real inferida por balance hídrico y Budyko determinístico. Luego, el Budyko probabilístico se calibra utilizando la evapotranspiración real adecuada y se valida de forma cruzada a escala de país, vertiente y cuenca. Finalmente, la vulnerabilidad de disponibilidad de los recursos hídricos y la incertidumbre asociada se calcula junto con los espacios climáticos hipotéticos a partir de las variaciones de evapotranspiración potencial y precipitación. Los resultados principales muestran que TerraClimate, GLEAM y PROMEDIO son los productos mejor calificados en términos de bajo sesgo, RMSE y alto R. TerraClimate y PROMEDIO presentan sesgo y RMSE más bajos, y TerraClimate estima muy bien la distribución espacial de la evapotranspiración real (R mejor clasificada). Por el contrario, MODIS16, SSEBop y P-LSH son menos eficientes. Por lo tanto, como referencia para la evapotranspiración real, seleccionamos PROMEDIO que representa el promedio lineal de los productos. Al lograr las tres variables, calibramos y validamos de forma cruzada el Budyko probabilístico en términos del índice de evaporación. La evidencia sugiere que la distribución regional del parámetro Budyko alcanza errores de $\pm 2\%$ a escala de país y de vertiente, y $\pm 9\%$ como promedio a escala de cuenca. Por lo tanto, el marco propuesto proporciona un gran rendimiento. Con base en esta evaluación, descubrimos que las cuencas ubicadas en los Andes, especialmente en el centro y sur, mostraron un cambio crítico de precipitación más bajo (menos del 10%) para aumentar la vulnerabilidad de la disponibilidad de recursos hídricos en un 25%.

Palabras clave: Budyko probabilístico, evapotranspiración actual, abajo-arriba, cambio climático, recursos hídricos.

ABSTRACT

This study provides for the-first-time a water availability analysis at drainage and basin-scale in Peru. Using new gridded datasets of precipitation and temperature, along with six global actual evapotranspiration estimations from remote sensing products, the vulnerability of water resources due to climate change is assessed. This is addressed under a bottom-up approach and probabilistic Budyko framework that enables us to measure the associated uncertainty. First, to select an adequate estimation of long-term actual evapotranspiration, I compared at basin-scale the remote sensing products with long-term actual evapotranspiration inferred from a water-balance and deterministic Budyko. Later, the probabilistic Budyko is calibrated using the adequated remote-sensed actual evapotranspiration and is cross-validated at country, drainage, and basin-scale. Finally, the water availability vulnerability and associated uncertainty is computed along with climate spaces from variations of potential evapotranspiration (from temperature) and precipitation. The main results show that TerraClimate, GLEAM and PROMEDIO are the highest-ranked products in terms of estimation of long-term mean actual evapotranspiration across basins with low bias, RMSE, and high R. TerraClimate and PROMEDIO present lower bias and RMSE, and TerraClimate estimate very well the spatial distribution of actual evapotranspiration (highest-ranked R). On the contrary, MODIS16, SSEBop and P-LSH are less efficient based on most criteria evaluation. Therefore, as a reference for actual evapotranspiration, is selected PROMEDIO which represents the linear averaging of remotely sensed products. From this perspective, it is calibrated and cross-validated the probabilistic Budyko in terms of the evaporative index. The evidence suggests that the regional distribution of the Budyko parameter accomplishes errors of $\pm 2\%$ at the country and drainage-scale and $\pm 9\%$ as average at basin-scale. Thus, the proposed framework provides great performance. Based on this evaluation, we figure out that basins located in the Andes, especially in the southern, showed lower critical precipitation change (less than 10%) to increase the vulnerability of water availability by 25%.

Key words: probabilistic Budyko, actual evapotranspiration, bottom-up, climate change.

I. INTRODUCCIÓN

El Quinto Reporte del Panel Intergubernamental en Cambio Climático (IPCC) (Field et al. 2014) indica que el 93% de los impactos asociados al cambio climático será sobre los recursos hídricos (RH). A escala global ya existe evidencia de perturbaciones en los patrones de precipitación y descargas, impactando en la frecuencia y magnitud de inundaciones y sequías, contribuyendo en un mayor aumento de eventos extremos hidro-climáticos. La disponibilidad de recursos renovables de aguas superficiales y subterráneas probablemente disminuiría en la mayoría de regiones subtropicales áridas y semi-áridas, agravando la oferta de agua para la agricultura, ecosistemas, industria y población (Field et al. 2014). Este escenario es particularmente preocupante en los países en desarrollo del hemisferio sur (Satterthwaite 2012) debido a los altos niveles de exposición a los peligros asociados de los RH con el cambio climático, así también por factores no climáticos (sobre-explotación y falta de manejo) (MacAlister y Subramanyam 2018).

En Perú, las altas montañas toman un rol importante como fuente de agua para las ciudades y ecosistemas, esencialmente para las zonas bajas áridas adyacentes, porque almacenan y liberan agua de los glaciares y lagos (Coudrain et al. 2005; Barnett et al. 2005; Viviroli et al. 2011). Estudios concernientes al impacto del cambio climático en recursos hídricos en los Andes Peruanos tienden a estar enfocados en el retroceso glaciar (Vuille et al. 2018; Drenkhan et al. 2018) y su impacto en los caudales, o en determinadas cuencas con información disponible en la que se pueda desarrollar modelos hidrológicos y su proyección futura. Por ejemplo, Pouyaud et al. (2005), en la cuenca del río Llanganuco utilizaron un incremento de temperatura de 0.1 °C/década encontrando que los caudales en los próximos 20–50 años aumentan debido a la fusión del glaciar, conllevando a que el caudal sea dominado por la precipitación. Juen et al. (2007), en la misma área de estudio, obtuvieron similares resultados con el uso de un

modelo hidro-glaciar más sofisticado proyectado con los modelos de circulación general (GCM) de cambio climático. La proyección evidenció una reducción de la estación seca debido a la disminución del tamaño glaciar, así también el periodo húmedo resultó ser más húmedo a causa de esorrentía directa por más lluvia. En el gradiente Andino-Amazónico, Lavado Casimiro et al. (2011) utilizaron dos modelos hidrológicos, los datos climáticos de 3 GCM en 2 escenarios de emisión, y encontraron tendencias de descarga tanto decrecientes (4 cuencas) como crecientes (3 cuencas) en las cuencas de la Amazonia peruana. Para la cuenca del río Vilcanota, en los Andes Orientales del Sur del Perú, Andres et al. (2014) mediante la modelización hidrológica de datos satelitales y la aplicación de los GCM encontró que en los próximos cien años habrá más esorrentía total durante la temporada de lluvias (enero a marzo), y menos agua disponible en la estación seca (mayo a octubre). En la cuenca del río Santa, van Soesbergen y Mulligan (2016) descubrieron una tendencia hacia el aumento de la disponibilidad de agua debido a la incremento de precipitación, sin embargo, enfatizan la alta incertidumbre de sus resultados. Olsson et al. (2017), en la cuenca del río Chancay-Huaral, localizado en el Pacífico central, mencionan que a razón de los incrementos de precipitación, las descargas de los ríos también aumentarían, esto en mayor medida en el periodo húmedo que en el seco, donde puede haber decrecimiento de acuerdo a ciertos escenarios de emisión. Recientemente, Pílares et al. (2018) evaluaron la disponibilidad de agua futura en la cuenca del río Cabanillas, en la vertiente del Lago Titicaca, hallando que solo el 80% de la demanda es satisfecha, pero que el cambio climático ejerce un efecto sobre los aportes hídricos con un incremento del 15% al 20% de la disponibilidad hídrica.

En general, los anteriores estudios demuestran que la disponibilidad del RH aumenta o no puede cambiar mucho con respecto al presente, así como también cambios significativos en la estacionalidad. No obstante, existen diferencias significativas entre las distintas proyecciones, que conducen a grandes diferencias en los RH entre escenarios (Vuille et al. 2008) y son una incertidumbre clave asociada con la evaluación de los impactos del cambio climático en los RH, particularmente en el Perú (van Soesbergen y Mulligan 2016). Las incertidumbres son inherentes en los GCM debido a la representación simplificada de los mecanismos físicos de nubes, lluvia y topografía. Asimismo, se introduce más incertidumbre cuando se combinan con modelos hidrológicos, ya que las

salidas de los GCM deben ser escaladas “downscaling” a una mayor resolución espacial. La resolución generalmente gruesa de los GCM suaviza los gradientes naturales en la precipitación y la temperatura, generando mayores problemas en regiones montañosas, ya que su hidrología se caracteriza por fuertes gradientes de elevación (Buytaert et al. 2010). Entonces para superar la problemática de la información escasa y la incertidumbre inherente de los GCM este estudio propone la combinación de la versión probabilística de la curva de Budyko (Singh y Kumar 2015; Greve et al. 2015) con un enfoque abajo-arriba (“bottom-up”; en base a espacios climáticos hipotéticos) para determinar la disponibilidad del RH frente al cambio climático en el Perú. La ventaja del enfoque abajo-arriba es su independencia de las proyecciones futuras de cambio climático (Singh et al. 2014; Poff et al. 2016). Con el enfoque metodológico propuesto se determinará umbrales climáticos críticos de la disponibilidad del RH en todo el país y a diferencia de los anteriores estudios, este ofrece tres principales ventajas: i) una base de datos independiente para comparar estimaciones basadas en datos de caudales y modelos hidrológicos, ii) proporciona la cuantificación de la incertidumbre (no solo del clima, sino de fuentes secundarias) en las estimaciones sobre la disponibilidad de RH, iii) es simple y computacionalmente eficiente, conllevando un aumento potencial de la ayuda a los tomadores de decisiones al estimar los cambios de la disponibilidad de RH en el futuro así como su sensibilidad al cambio climático.

La gran variabilidad espacio-temporal de la oferta de recursos hídricos en el Perú y su rol trascendental en el desarrollo del país para los diferentes sectores así como para la ecología se encuentran vulnerables si se produce un cambio en la cantidad y/o estacionalidad, la cual tendría impactos para diversos sectores como el suministro de agua fresca, agricultura y la generación de energía (Barnett et al. 2005; Vergara et al. 2007; Salzmann et al. 2009). En la actualidad, la disponibilidad de los RH en el Perú exhibe patrones espaciales de estrés hídrico por vertientes hidrográficas. Las cuencas de la vertiente del Pacífico solo se benefician del 2% del total de agua fresca disponible a nivel nacional y concentran casi el 50% del total de la población (Rau et al. 2018). Por otro lado, el agua es esencial para la producción de alimentos en los Andes peruanos, donde el 80% de los habitantes dependen de la agricultura como su principal fuente de ingresos (Lasage et al. 2015). La dependencia de los RH

se demuestra también por la reducción de la producción agrícola en un 60% - 70% durante la sequía de 1982 (Zimmerer 1999). Asimismo, el impacto del fenómeno de El Niño genera sequías e inundaciones al sur y norte del país respectivamente (Lavado-Casimiro y Espinoza 2014; Huerta y Lavado-Casimiro 2020). Si en las condiciones del clima actual ya se tiene un gran desafío de los RH, entonces en un escenario de clima cambiante se necesita aún más investigación. Por lo tanto se justifica conocer la vulnerabilidad de la disponibilidad de los RH frente al cambio climático en todo el Perú. Además, es esencial cuantificar la incertidumbre de las proyecciones y localizar las áreas de mayor susceptibilidad para optimizar el manejo de los RH en el futuro.

La presente tesis tiene como objetivo general determinar la vulnerabilidad de la disponibilidad de los RH frente al cambio climático en Perú. Teniendo como objetivos específicos: i) Selección de productos globales de evapotranspiración actual basada en percepción remota; ii) Aplicación del marco de Budyko probabilístico; y iii) Estimación de la disponibilidad de RH e incertidumbre asociada frente al cambio climático a través del Budyko probabilístico.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. DISPONIBILIDAD DE LOS RECURSOS HÍDRICOS

El Plan Nacional de los Recursos Hídricos (PNRH) (ANA 2013) enfatiza que de acuerdo a La Constitución Política del Perú (1993), el recurso hídrico (RH) es un patrimonio de la Nación y que el Estado (Peruano) es soberano en su aprovechamiento (artículo 66.º). Asimismo, la Ley de Recursos Hídricos, Ley n° 29338, tiene por finalidad regular el uso y la gestión integrada de los recursos hídricos de acuerdo a específicos principios que ha supuesto un cambio en el modelo de gestión del agua en el Perú.

En este contexto, los RH (naturales, agua dulce o continental) se definen como aquéllos procedentes de las precipitaciones que no se han evapotranspirado y que pueden estar circulando por los cauces en forma de recursos superficiales, infiltrados en el terreno formando acuíferos, y que constituyen los recursos subterráneos o almacenados en lagos, lagunas o embalses artificiales. El mismo concepto implica que proceden del régimen natural, es decir, que su valor y distribución temporal no han sido alterados por ningún tipo de explotación humana.

De acuerdo a la delimitación de las cuencas hidrográficas y a una metodología de ámbito regional en el Perú (ANA 2013), es posible calcular los RH en régimen natural. En la Tabla 1, se muestra la cantidad de RH en régimen natural distribuido por las tres principales regiones hidrográficas: Pacífico, Amazonas, y Titicaca. La Tabla 1 permite observar grandes contrastes entre las tres vertientes hidrográficas, se aprecia la escasez en las cuencas del Pacífico, y de forma contraria, el gran volumen que se generan en las cuencas del Amazonas. Para mayor detalle a escala de las principales cuencas hidrográficas revisar el documento original del PNRH (ANA 2013).

Tabla 1: Recursos hídricos en régimen natural: Distribución por regiones hidrográficas.

Región Hidrográfica	Área (km ²)	Parámetros hidrológicos medios (MM)			Recursos hídricos naturales (HM ³ /año)			
		Efectiva	Precipitación	Evapotranspiración	Propios	Externos	Total	
Pacífico	233 329	128 967	568	219	348	28 276	5 859	34 163
Amazonas	963 880	963 880	2 459	1 830	628	1 764 475	130 751	1 895 226
Titicaca	37 355	37 355	691	168	524	6 259	-	6 259
Total	1 234 564	1 130 202	2 184	1 592	593	1 799 011	136 610	1 935 621

FUENTE: PNRH (ANA 2013).

Se debe mencionar otros RH naturales también, cómo los glaciares que constituyen reservas de agua para diversos usos, o lagunas disponibles de considerable cantidad (de origen glaciar principalmente) que pueden ser aprovechadas como embalses reguladores. Este recurso se encuentra en explotación, y suponen una reserva de agua regulada de forma natural. De igual manera, el agua subterránea es un RH natural, que corresponde a la parte de precipitación que se filtra a través del suelo hasta llegar al material rocoso que está saturado de agua. Las aguas subterráneas tienen una importancia considerable en el país, principalmente para las cuencas áridas de la vertiente del Pacífico, donde se destinan fundamentalmente para el riego y población (ANA 2013).

Dado que la distribución de la población, las condiciones climáticas e hidrológicas varían significativamente en el Perú, y por ende, en todo el mundo, a menudo existe un desajuste entre la demanda y el suministro de agua. En este sentido, Xu y Wu (2017) mencionan que para cuantificar en qué medida el suministro de agua puede estar por debajo de las necesidades humanas y/o ambientales, se ha desarrollado un conjunto diverso de indicadores de disponibilidad de RH en los recientes años. Las principales categorías de índices incluyen índices de hacinamiento de agua y diversas relaciones de demanda a oferta. Asimismo, mencionan que en estudios más recientes se reconoció la necesidad de preservar el agua para los servicios del ecosistema.

Conceptualmente, la disponibilidad de RH se puede definir como la utilización del agua para un fin específico. Por ejemplo, para el riego, la generación de energía, abastecimiento de agua, etc. Entonces, la disponibilidad de RH es una función de la oferta y demanda relativa (Averyt et al. 2013). Sin embargo, es sorprendentemente complejo y difícil identificar un indicador genérico comúnmente aceptado de escasez o disponibilidad de RH en la práctica. Las definiciones de “demanda” y “oferta” varían sustancialmente entre los estudios, lo que dificulta la comparación directa de los resultados entre estos. El desafío de la creación de un consenso se debe, en parte, a la falta de una o un conjunto de preguntas claramente definidas y comúnmente compartidas para la evaluación de la disponibilidad de RH (Xu y Wu 2017).

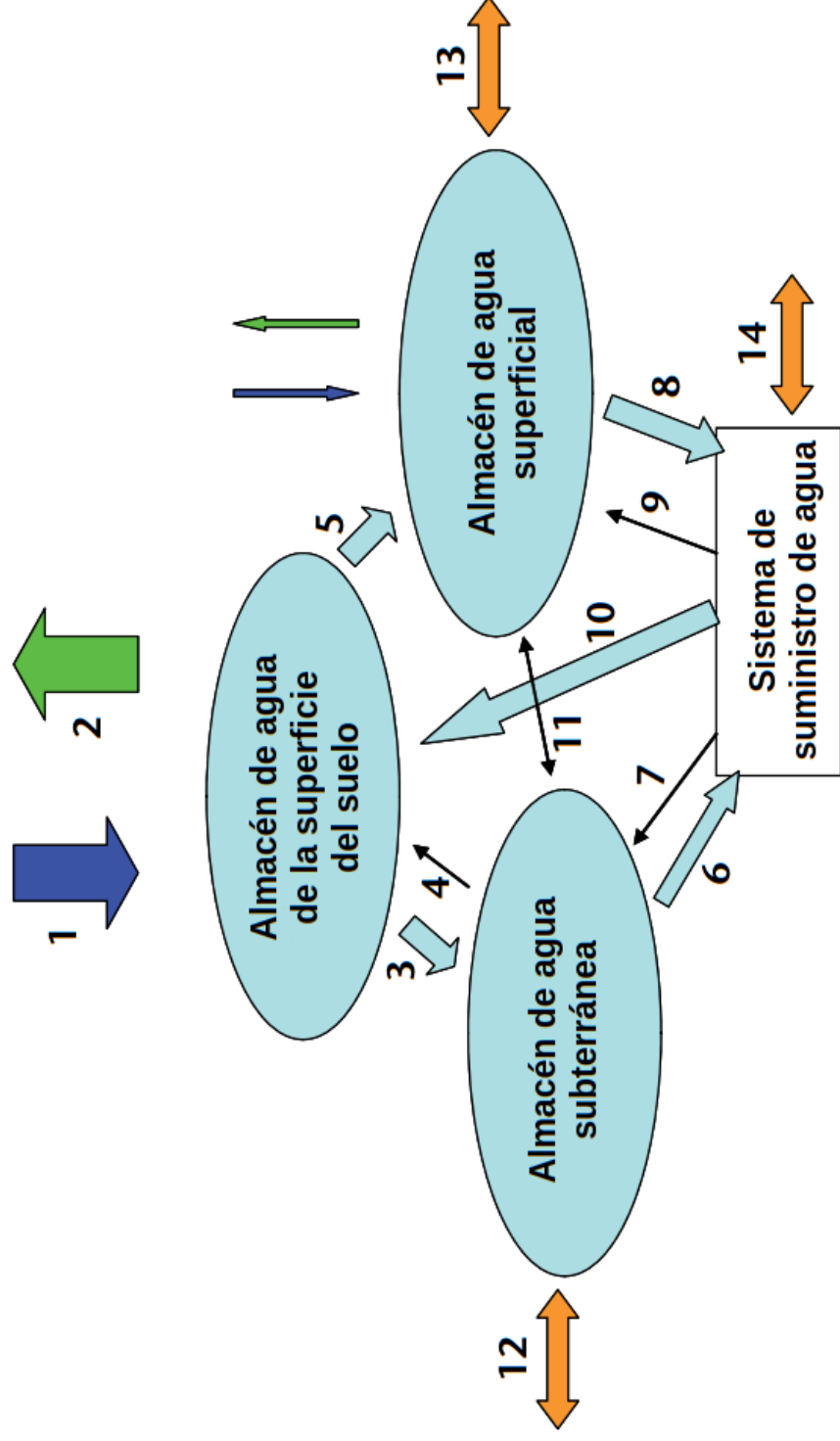


Figura 1: Diagrama conceptual del marco de balance hídrico en una cuenca. Los flujos (principales) enumerados son: 1) precipitación; 2) evapotranspiración; 3) recarga de agua subterránea; 4) ascenso capilar; 5) escorrentía, aguas pluviales; 6) extracción de agua subterránea; 7) fuga, inyección de acuífero; 8) desvío de aguas superficiales; 9) flujos de retorno (contaminados); 10) riego; 11) interacción de aguas subterráneas/superficiales; 12) flujo de agua subterránea dentro/fuera de la cuenca; 13) flujo de agua superficial dentro/fuera de la cuenca; y, 14) aguas residuales, flujo entre cuencas.

FUENTE: WMO (2012).

En forma práctica, la mayoría de investigadores calcula la disponibilidad de los RH usando el principio de balance hídrico (WMO 2012; ANA 2013; Juniati et al. 2018). Por ejemplo, a través de modelos hidrológicos los cuales siguen un marco conceptual de captación como se muestra en la Figura 1. Aunque dependiendo de la disponibilidad de datos, se puede asumir simplificaciones en las variables.

De la Figura 1, las cuatro reservas de agua se describen de la siguiente manera:

- Almacén de agua de la superficie del suelo: principalmente agua en capas superficiales del suelo, humedales, pantanos y depresiones superficiales poco profundas.
- Almacén de agua superficial: agua en ríos, lagos, canales, presas y depósitos de almacenamiento.
- Almacén de agua subterránea: agua en almacenamiento subterráneo.
- Sistema de suministro de agua: agua en depósitos de servicio, tanques, tuberías y obras de tratamiento.

El volumen en el sistema de suministro de agua generalmente se trata como constante y no necesita ser evaluado con gran precisión (a excepción de escalas temporales y espaciales finas). Entonces, para cada almacenamiento y para cualquier intervalo de tiempo inicial (t_0) a posterior (t_1), el balance hídrico depende del balance de masa:

$$\text{Almacenamiento}(t_1) = \text{Almacenamiento}(t_0) + \text{Entrada neta}(t_1 - t_0) \quad (1)$$

Se debe mencionar que la descripción anterior hace mayor énfasis a la disponibilidad física de los RH. Un mayor panorama, y otras definiciones se encuentran en Xu y Wu (2017) y Juniati et al. (2018). Una concepción de la disponibilidad de los RH centrados en la escasez socio-económica del agua se aprecia en Sullivan et al. (2003).

2.2. CAMBIO CLIMÁTICO

El clima de una región es simplemente definido como el promedio de las condiciones atmosféricas en un periodo de 30 años. Entonces, el cambio climático sería los cambios en el promedio de las condiciones atmosféricas en un largo periodo de tiempo también. De acuerdo a la IPCC (IPCC 2007), el cambio climático es determinado como “el cambio en el estado del clima que puede ser identificado por cambios en el promedio y/o la variabilidad de sus propiedades, y persistir por un extenso periodo de tiempo, normalmente décadas o más”.

El clima ha cambiado a lo largo de la historia de la tierra debido a cambios en sus forzantes naturales y/o antropogénicos. La concentración de gases de efecto invernadero (GHG), los aerosoles, la actividad volcánica y la radiación solar son los motores de cambio más dominantes en los últimos 2000 años (NRC 2006). Los principales gases de efecto invernadero relacionados con el cambio climático son el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4) y el óxido nitroso (N_2O). Estos GHG se originan tanto en fuentes naturales (por ejemplo, emisiones volcánicas e incendios forestales) como en fuentes con influencia humana (por ejemplo, la quema de combustibles fósiles y la deforestación). Según Solomon (2007), los GHG brindan una explicación sólida para la mayoría de las tendencias de calentamiento global y local en las últimas décadas. Se espera que el cambio climático afecte la precipitación y los patrones de evapotranspiración (Tsanis et al. 2011) y, en consecuencia, la disponibilidad de agua local, la descarga de ríos y la disponibilidad estacional de suministro de agua (Arnell et al. 2011).

A escala mundial, la demanda de los RH ha aumentado debido a varios factores como el crecimiento de la población, la contaminación del agua, el progreso económico, el uso de la tierra y el cambio climático, lo cual reduce la disponibilidad de RH en condiciones de un futuro incierto (Davies y Simonovic 2011). Desde el punto de vista socio-ambiental, que incluyen la agricultura, el turismo y la conservación de la biodiversidad, la calidad y cantidad de los RH es evaluable, por lo que las medidas de adaptación para el sector del agua están inevitablemente vinculadas con las políticas en diversos campos (Field

et al. 2014). También se espera que el cambio climático intensifique el ciclo hidrológico mundial, lo que tendrá como resultado impactos directos en la disponibilidad general de los recursos hídricos para usos domésticos y agrícolas (Huntington 2006). A escala local, las intensidades de lluvia se verán afectadas, lo que provocará inundaciones en las riberas de los ríos más continuamente (Wilby y Dessai 2010).

2.3. VULNERABILIDAD

De acuerdo a la IPCC, la vulnerabilidad puede ser definida como el grado en que un sistema es susceptible y no puede hacer frente a los efectos adversos del cambio climático, incluida la variabilidad climática y los extremos. La vulnerabilidad es una función del carácter, la magnitud y la tasa de cambio climático y la variación a la que está expuesto un sistema (social-ecológico), su sensibilidad y su capacidad de adaptación (Parry et al. 2007).

Nelitz et al. (2013) menciona que la vulnerabilidad depende de las dimensiones de exposición, sensibilidad y capacidad de adaptación que pueden medirse cuantitativamente o caracterizarse cualitativamente. Estas dimensiones o medidas son (Glick et al. 2011; Füssel y Klein 2006):

- Exposición: mide la magnitud y extensión (espacial y temporal) de la exposición de los impactos al clima (variabilidad y cambio).
- Sensibilidad: mide la probabilidad de un sistema como respuesta al estrés inducido por el clima (variabilidad y/o cambio).
- Capacidad de adaptación: mide la capacidad u oportunidad disponible para disminuir la exposición o sensibilidad de un sistema a un estrés inducido por clima (variabilidad y/o cambio).

A partir de la previa caracterización, es posible clasificar y de esta manera catalogar a más detalle la vulnerabilidad. Nelitz et al. (2013) define estos elementos tomando en consideración la evaluación de la vulnerabilidad en cuencas hidrográficas (Figura 2).

Evaluar la vulnerabilidad hace referencia a evaluar estos procesos, es decir medir y/o caracterizar la exposición, sensibilidad y la capacidad de adaptación de un sistema natural o humano a perturbar. Para este propósito existen diferentes tratamientos con finalidades específicas. Nelitz et al. (2013) describe dos órdenes de evaluación de la vulnerabilidad:

- Primer orden: evaluación de impacto con la adición de consideraciones socio-económicas y factores no climáticos.
- Segundo orden: evaluación de vulnerabilidad de primer orden y de la evaluación de la capacidad de adaptación. Este planteamiento asume que los sistemas humanos y ecológicos tienen la capacidad de apaciguar los efectos del clima (cambio y variabilidad).

El rango de técnicas y/o herramientas para evaluar la vulnerabilidad de los recursos hídricos se engloba en dos principales enfoques: arriba-abajo (“top-down”) y abajo-arriba (“bottom-up”). Estos son detallados en la siguiente sección.

2.4. ENFOQUES DE EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD AL CAMBIO CLIMÁTICO

De acuerdo a Wilby y Dessai (2010) existen dos perspectivas principales para la evaluación de la vulnerabilidad al cambio climático. Estos son denominados: de arriba hacia abajo (“top-down”, conocidos como “guiados por escenarios”) y de abajo hacia arriba (“bottom-up”).

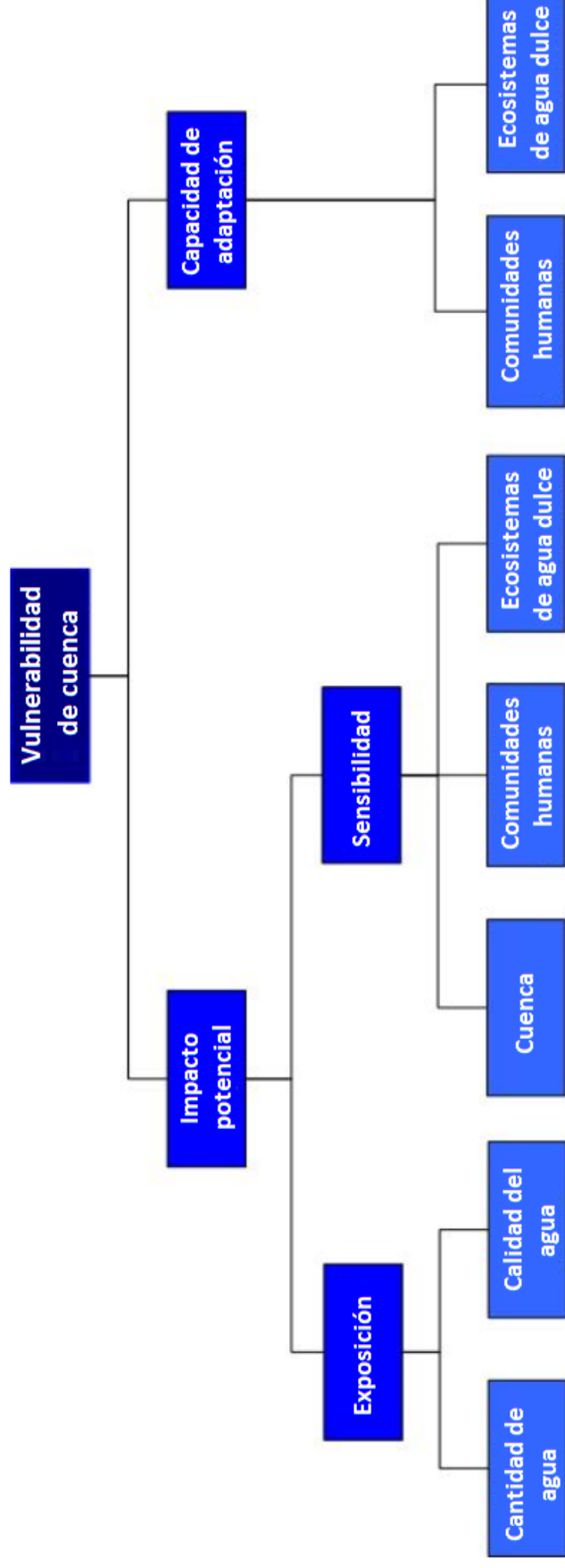


Figura 2: Elementos de la evaluación de vulnerabilidad en una cuenca hidrográfica.

FUENTE: Nelitz et al. (2013).

El enfoque arriba-abajo implica en primer lugar reducir las proyecciones climáticas de los GCM a un rango de escenarios. Los escenarios locales resultantes luego se incorporan a los modelos de impacto (para estimar, por ejemplo, caudales futuros mediante modelos hidrológicos), antes de proceder finalmente en medidas de adaptación para maximizar cualquier beneficio o contrarrestar los riesgos anticipados. El término de “arriba hacia abajo” se usa porque la información se coloca en cascada de un paso a otro, con el número de permutaciones del escenario de emisión, el modelo climático, el método de reducción de escala, etc., que prolifera en cada etapa (Figura 3).

El arriba-abajo es el enfoque más utilizado dentro de la evidencia científica del IPCC, y hay muy pocos ejemplos tangibles de decisiones de adaptación anticipada o planificada que surjan de este. La gran mayoría de los estudios de investigación se detienen en la etapa de evaluación de impacto. Esto posiblemente debido al rango de incertidumbres que se expande en cada paso del proceso en la medida en que los impactos potenciales y sus respuestas de adaptación implícitas abarcan un rango tan amplio que resulta prácticamente de poca utilidad. También existe el peligro de que las proyecciones se perciban como probabilidades reales de cambio cuando, de hecho, las distribuciones resultantes de los cambios de temperatura y precipitación dependen en gran medida del diseño experimental (Dessai y Hulme 2004).

La perspectiva abajo-arriba se centran en reducir la vulnerabilidad a la variabilidad climática pasada y presente, generalmente después de un evento extremo o desastre. El término de “abajo hacia arriba” se usa porque el análisis comienza con los factores y condiciones que permiten enfrentar con éxito las amenazas relacionadas con el clima a nivel de individuos, hogares y comunidades. Si bien estas respuestas no dependen de los escenarios de cambio climático, se necesitan observaciones lo suficientemente largas para evaluar las magnitudes y frecuencias de los eventos extremos, así como sus consecuencias sociales y/o ambientales asociadas. Sin embargo, existe el peligro de que los medios locales no informen demasiado sobre los eventos extremos.

En la práctica, la vulnerabilidad climática está determinada por una serie de factores que incluyen variaciones en la riqueza, la igualdad social, la disponibilidad de alimen-



Figura 3: Cascada de incertidumbre es estudios de cambio climático.

FUENTE: Wilby y Dessai (2010).

tos, el estado de salud y educación, la infraestructura física e institucional, el acceso a los recursos naturales y la tecnología (Brooks et al. 2005). Los indicadores de vulnerabilidad pueden ser útiles para rastrear los cambios en la exposición al riesgo climático y la efectividad de las estrategias de adaptación a lo largo del tiempo; así como también a orientar los recursos económicos en los puntos de mayor susceptibilidad. La adaptación se produce al mejorar las estrategias de afrontamiento o al reducir la exposición a amenazas conocidas.

El propósito de estos enfoques radica en generar información de la vulnerabilidad al cambio climático en el contexto de recursos hídricos (cuencas hidrográficas). El conocimiento generado por una evaluación de vulnerabilidad se utiliza para informar la asignación de recursos para la planificación y adaptación al cambio climático (Nelitz et al. 2013; Dessai y Hulme 2004).

2.5. EVAPOTRANSPIRACIÓN ACTUAL

De acuerdo a Wang y Dickinson (2012), la evapotranspiración terrestre (evapotranspiración actual, AE), es el agua transferida desde la superficie terrestre a la atmósfera. Este intercambio de agua generalmente implica un cambio de fase (del agua) de líquido (o hielo) a gas, que absorbe energía y enfría la superficie de la tierra. El calor latente que acompaña a AE es λE , donde λ es el calor latente de vaporización. Estos términos son necesarios para los modelos numéricos de predicción meteorológica a corto plazo y para las simulaciones climáticas a más largo plazo y/o para el diagnóstico del cambio climático. En tales modelos, AE generalmente se parametriza como la suma de la evaporación del suelo, la evaporación de la vegetación y la transpiración de la vegetación; este último es un proceso que se combina con la absorción de carbono a través de la fotosíntesis.

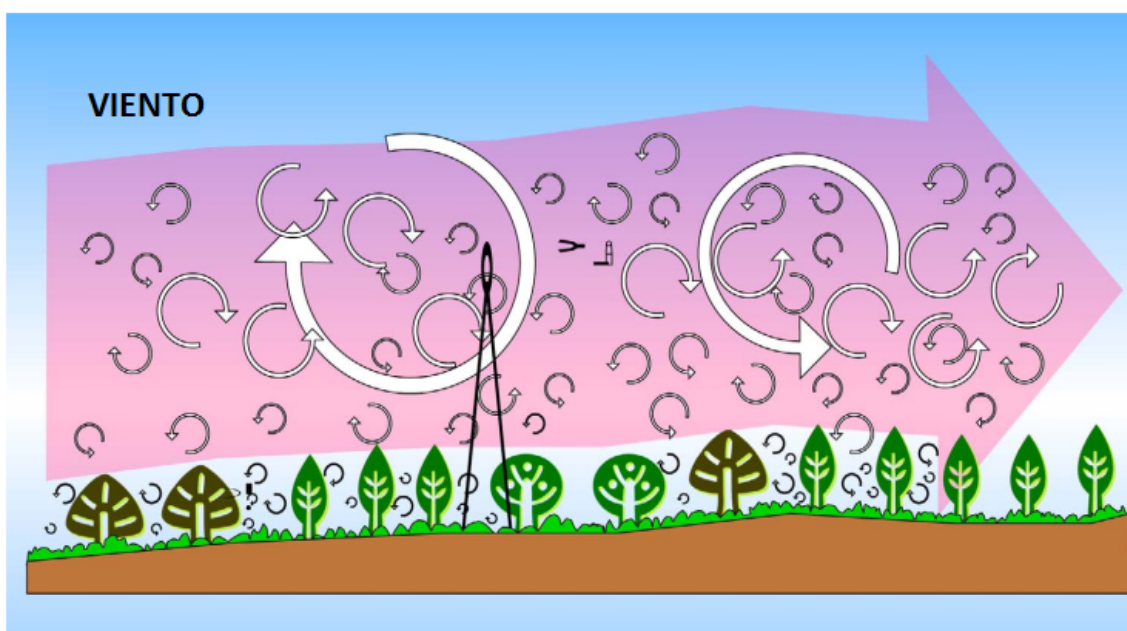


Figura 4: Vista esquemática del flujo de aire que puede ser visto como un flujo horizontal de numerosos remolinos giratorios, es decir, vórtices turbulentos de varios tamaños (con componentes horizontales y verticales).

FUENTE: Wang y Dickinson (2012).

El agua es transferida de la superficie terrestre a la atmósfera a través de turbulencias, que puede ser definido como remolinos irregulares de aire de diferentes tamaños superpuestos entre sí (Figura 4), y que tienen la capacidad de transportar tales cantidades en comparación a la difusión molecular. En días de mayor radiación, estos remolinos tienden a tener mayor magnitud (aire ascendente) debido al calentamiento del suelo. Su tamaño diverge tanto en la horizontal como vertical.

El agua no solo se transfiere aerodinámicamente, si no también mediante procesos biológicos (Figura 5). La transpiración, es la evaporación del agua en el sistema vascular de las plantas con pérdidas por medio de los estomas de las hojas. Según Dirmeyer et al. (2006) y Lawrence et al. (2007), este proceso contribuye en mayor medida al *AE* total, y está relacionado con la absorción del carbono en la hoja a través de la conductancia de la misma.

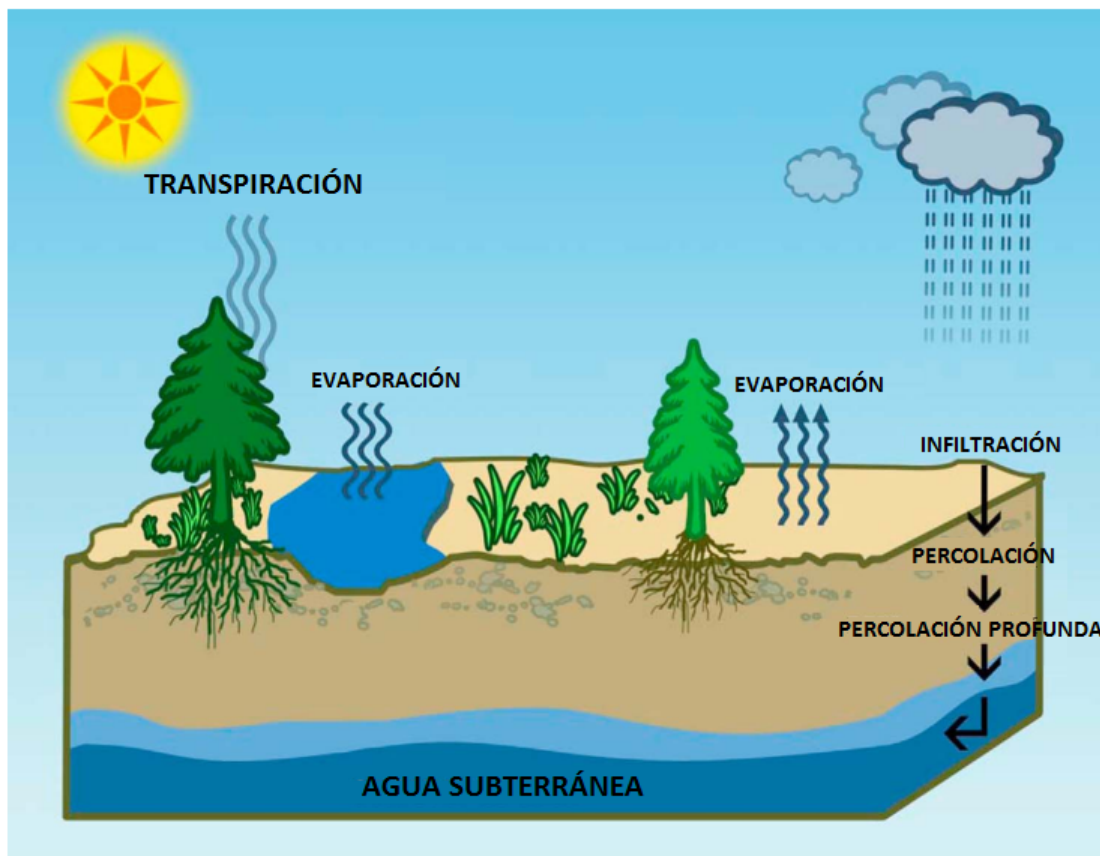


Figura 5: Vista esquemática del proceso de evapotranspiración que incluye transpiración de las hojas y la evaporación del agua.

FUENTE: Wang y Dickinson (2012).

Wang y Dickinson (2012) menciona que una de las primeras teorías en abordar AE fue aquella desarrollado por Monin y Obukhov (1954) en los años 50's, denominado Teoría de la similitud de Monin-Obukhov (MOST). Ellos fueron uno de los primeros en relacionar AE y los flujos de calor sensible a partir de mediciones de vientos, temperatura y humedad cercanos a la superficie al enlazar los flujos de turbulencia con los gradientes de viento, temperatura y humedad. Adicionalmente, la ecuación de Penman-Monteith (Penman 1948; Monteith 1965) que usa la radiación de superficie, temperatura y humedad para estimar AE . La ecuación de Penman describe la evaporación de una superficie de agua abierta o de vegetación corta. Según Wang y Dickinson (2012), la ecuación de Penman puede ser vista como una combinación de MOST y el balance de energía de superficie (SEB). Para un mayor detalle de estas definiciones, revisar Wang y Dickinson (2012). Otra emergente teoría, mencionada por Zhang et al. (2016a), es la teoría del Principio Máximo de Entropía (MEP) que explica la termodinámica del no equilibrio y proporciona nuevos enfoques para estimar los flujos de superficie. MEP es derivada del principio de máxima entropía formulado primero como un método general para asignar distribuciones de probabilidad en mecánica estadística. Para un mayor entendimiento del enfoque, Zhang et al. (2016a) publicaron una revisión sobre este tema.

Considerando lo mencionado, se evidencia que AE es un proceso controlado por la combinación de factores físicos y biológicos. Por lo tanto, los relativos impactos de los diferentes procesos en AE varían en el tiempo y espacio. A escala global, Zhang et al. (2015) separa AE en tres factores independientes: demanda (en función de la temperatura del aire, humedad y velocidad del viento), suministro (en función de la precipitación) y energía (en función de la radiación y nubosidad). Los resultados de Zhang et al. (2015) (Figura 6) resaltaron que el suministro de agua influye más en AE en 49% del área de la tierra, principalmente en regiones áridas y semi-áridas. La energía disponible domina en un 32%, específicamente en regiones de clima húmedo tropical y en latitudes altas del norte. La demanda de agua atmosférica es el factor de control dominante en más del 19% del mundo, principalmente en áreas de alta montaña y latitudes altas.

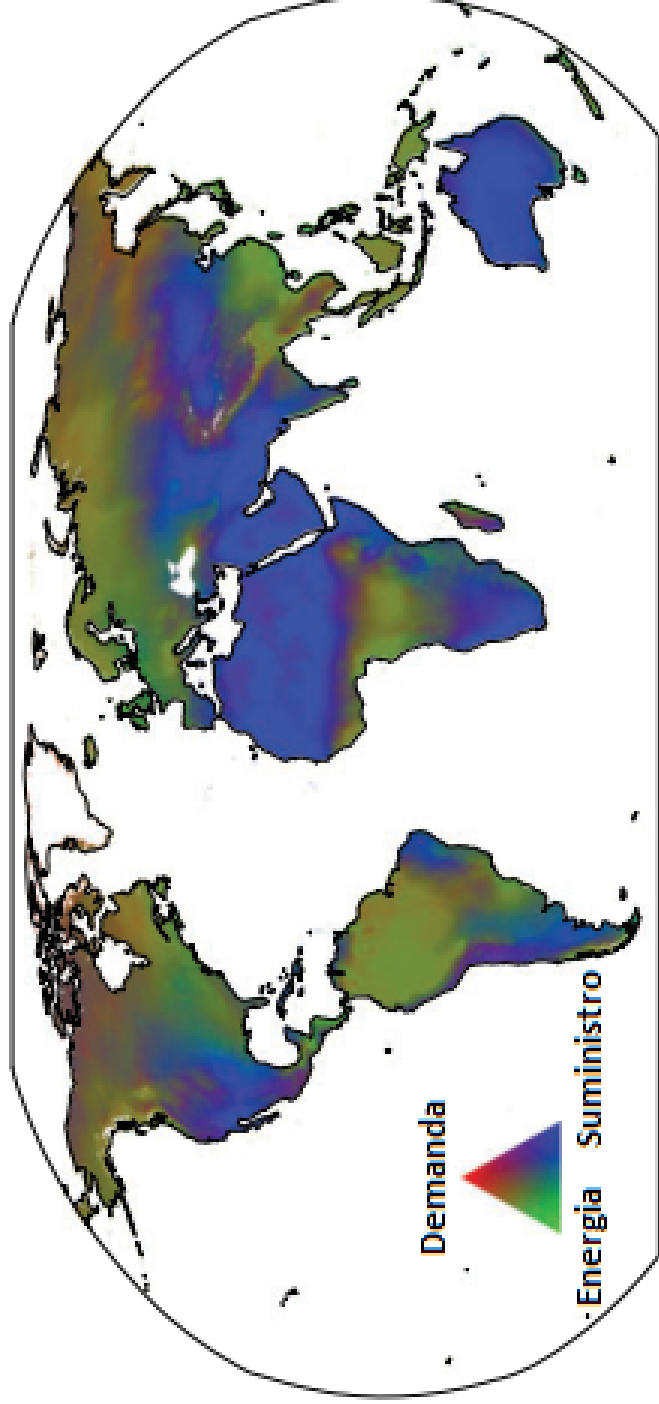


Figura 6: Distribución geográfica de los factores climáticos primarios que regulan la evapotranspiración. Demanda = (temperatura del aire, humedad, velocidad del viento), Suministro = (precipitación) y Energía = (radiación y nubosidad)

FUENTE: Zhang et al. (2015).

2.5.1. Observaciones de evapotranspiración actual

Wang y Dickinson (2012) caracteriza los principales métodos de observación y estimación de AE que puede usarse para proporcionar observaciones a largo plazo. Estas se encuentran resumidas en la Tabla 2. La versión completa de la Tabla 2 puede ser revisada en Wang y Dickinson (2012).

Tabla 2: Resumen de observaciones y estimaciones de evapotranspiración.
mh: media hora, M: mensual, y A: anual.

Método	Escala temporal	Escala espacial	Ventajas
Eddy covariance	mh - A	cientos de metros en función de la altura de medición por encima de la capa del dosel y la velocidad del viento	medición directa de los flujos de turbulencia observación de energía independiente es equilibrada
Relación de Bowen	mh - A	punto de medición	observación directa
Lisímetro	mh - A	decenas de metros a decenas de kilómetros	estimación a grandes escalas
Cintilómetro	mh - A		
Balance hídrico superficial	M - A	cientos a miles de kilómetros	estimación directa estimación regional y global
Balance atmosférico	M - A		estimación regional y global

FUENTE: Wang y Dickinson (2012).

2.5.2. Observaciones basados en percepción remota

Debido a la rentabilidad, amplia cobertura, reproducibilidad y moderada a alta precisión, la estimación de AE por percepción remota ha sido utilizada como principal

fuente de información y área de estudio en las últimas décadas. De acuerdo a Zhang et al. (2016a), la estimación de AE basada en percepción remota comenzó aproximadamente en la década de los 80's y ha evolucionado a una gran variedad de orientaciones y modelos. Es evidente que no existe un consenso de cuál enfoque/método es mejor ya que cada uno presenta ventajas y desventajas.

Un resumen de las diferentes técnicas fueron provistas en Zhang et al. (2016a), y una versión simplificada se encuentra en la Tabla 3. Para un mayor entendimiento de la Tabla 3, los acrónimos usados en la misma hacen referencia al índice de temperatura superficial-vegetación (LST-VI), Penman-Monteith (PM) (Penman 1948; Monteith 1965) y Priestley-Taylor (PT) (Priestley y Taylor 1972).

Tabla 3: Resumen de los principales métodos de estimación de evapotranspiración actual basado en percepción remota.

Método	Ventajas	Asunciones y/o limitaciones
SEB Una fuente	Simple, y poco requerimiento de información meteorológica	Solo para cielo despejado; requiere excesiva parametrización de resistencia y calibración local; probable a errores de LST y T ;
SEB Una fuente con variabilidad espacial		requiere valores instantáneos a diarios
SEB Dos fuentes	Poco requerimiento de información meteorológica	Solo para cielo despejado; muy sensible a los errores de LST ;
SEB Dos fuentes (tiempo diferenciado)		requiere valores instantáneos a diarios
LST-VI	Poco requerimiento de información bajo impacto en	Solo para cielo despejado; Relación LST-VI muy simplificado; requiere valores

<<continuación>>

	errores de <i>LST</i>	instantáneos a diario
PM	Cobertura continua basada en procesos físicos. Paso de tiempo flexible, sin requisitos o con requisitos bajos de <i>LST</i>	Alto requerimiento de datos; Estimación simplificada o semi-empírica de la conductancia del dosel
PT	Simple; requerimiento moderado de información	Muchas simplificaciones físicas; requiere flujo de calor del suelo como entrada o supone que es despreciable; aplicado a escala mensual
MEP	Poca información meteorológica	Requiere <i>LST</i> continuo para producir un registro <i>AE</i> continuo.
Balance Hídrico	Simple y fácil de aplicar	No puede derivar directamente <i>AE</i> ; pobre resolución espacio-temporal sensible a los errores de <i>P</i>
Agua - Carbono	Considerando relación entre el carbono y flujos de agua	Posible requerimiento de mucha información, afectado por vacíos y/o errores.
Modelos Empíricos	simple y fácil de aplicar	Requiere calibración y capacidad baja fuera del área de calibración; proceso físico simplificado; sujeto a condiciones climáticas si se requiere <i>LST</i>

FUENTE: Zhang et al. (2016a)

2.6. ENFOQUE DE BUDYKO

El enfoque de Budyko establece una relación entre el régimen hidrológico y los factores energéticos del clima. Los orígenes de este marco se remontan a principios del siglo XX, mediante los trabajos de Schreiber (1904) y Ol'Dekop (1911). Sin embargo, Budyko (1958) fue el primero en introducirlo a través de una simple relación entre la evaporación (evapotranspiración) actual anual promedio, precipitación anual promedio y el índice de aridez, a escala de cuenca hidrográfica. Esta relación fue conocida como la curva de Budyko (Budyko 1958).

Budyko supuso que la evaporación anual promedio está controlada por la disponibilidad de agua (aproximada por la precipitación) y la demanda atmosférica (representada por la radiación neta). En regiones muy secas del mundo con suficiente energía disponible para evaporar, la evaporación anual sería próxima a la precipitación anual (límite del agua). De forma contraria, en regiones muy húmedas, la evaporación anual se aproximaría a la demanda atmosférica o evaporación potencial (límite de energía). Por lo tanto, dependiendo de la aridez de la región, el agua disponible o la energía disponible limita la evaporación de acuerdo a las siguientes ecuaciones (Budyko 1958):

$$\frac{AE}{P} \rightarrow 1 \text{ o } \frac{Q}{P} \rightarrow 0 \text{ para } \frac{R}{L.P} \rightarrow \infty \quad (\text{condiciones muy secas}) \quad (2)$$

$$L.AE \rightarrow R \text{ para } \frac{R}{L.P} \rightarrow 0 \quad (\text{condiciones muy húmedas}) \quad (3)$$

Donde, AE , P , Q , R , L son la evaporación (evapotranspiración) anual promedio, precipitación anual promedio, caudal anual promedio, radiación neta promedio y el calor latente de evaporación, respectivamente.

Budyko une las Ecuaciones 2 y 3 y determina que están relacionadas por una función (y limitado de acuerdo a las condiciones dadas):

$$\frac{AE}{P} = f\left(\frac{R}{L.P}\right) \quad (4)$$

La Ecuación 4 representa la hipótesis original de Budyko (Budyko 1958). Sin embargo, esta es también obtenida en base al balance de agua y energía, según lo descrito por Arora (2002):

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - AE - Q \quad (5)$$

$$R = \rho.L.AE + H + G \quad (6)$$

Donde, ∂S es el cambio del almacenamiento de agua a través del tiempo ∂t , ρ la densidad del agua, H el flujo de calor sensible, G el flujo de calor del suelo, y el resto de variables ya mencionadas.

A escala anual promedio (o periodo de tiempo suficientemente largo), el cambio del almacenamiento de agua ($\frac{\partial S}{\partial t}$) y el flujo de calor del suelo (G) se supone insignificante. Adicionalmente, se supone que el flujo de calor sensible (H) es positivo. Entonces, dividiendo la Ecuación 6 por P y omitiendo las variables insignificantes, se obtiene lo siguiente:

$$\frac{R}{P} = \frac{\rho.L.AE}{P} + \frac{H}{P} \quad (7)$$

Al considerar $R = \rho.L.PE$ y $B_r = \frac{H}{\rho.L.AE}$ (B_r : relación de Bowen), la Ecuación 7 puede

ser reescrita como:

$$\frac{PE}{P} = \frac{AE}{P} + \frac{B_r \cdot AE}{P} = \phi = \frac{AE}{P}(1 + B_r) \quad (8)$$

La relación de Bowen está en función del índice de aridez ($\phi = \frac{PE}{P}$). Por lo tanto, al reorganizar la Ecuación 8 se obtiene la ecuación general de Budyko:

$$\frac{AE}{P} = \frac{\phi}{1 + f(\phi)} = F(\phi) = F\left(\frac{PE}{P}\right) \quad (9)$$

La Ecuación 9 y 4 son prácticamente similares. En este sentido, ambos representan la hipótesis de Budyko, donde esta última (Ecuación 9) fue formulada por Arora (2002). Esta hipótesis indica que el balance hídrico está principalmente controlado por el macro-clima de la cuenca. Sin embargo, investigaciones han demostrado que el balance hídrico es también controlado por interacciones dinámicas entre el clima, suelo y vegetación (Gentine et al. 2012; Berghuijs et al. 2014; Greve et al. 2015) y por lo tanto, se han desarrollado diferentes curvas a lo largo de los años. Se debe mencionar que el enfoque de Budyko fue establecido originalmente para condiciones de estado estable. En estas circunstancias la cuenca debe ser natural, cerrada y la única fuente de agua disponible para la evaporación es la precipitación local (Du et al. 2016). Asimismo, el cambio del almacenamiento de agua debe ser asumida como insignificante a grandes escalas espaciales y temporales.

En la literatura se han desarrollado diversas ecuaciones de Budyko para condiciones de estado estable (Schreiber 1904; Ol'Dekop 1911; Turc 1954; Budyko 1958, 1961; Pike 1964b; Fu 1981; Koster y Suarez 1999; Zhang et al. 2001; Zhou et al. 2015; Wang y Tang 2014; Zhang et al. 2004, 2008; Fathi et al. 2019). Estas se dividen principalmente en ecuaciones paramétricas y no paramétricas. Entre todas, las que más destacan por su utilización, son la de Budyko (Budyko 1958) y Fu (Fu 1981). A modo de ejemplo, se muestran diferentes ecuaciones de Budyko en la Tabla 4.

Tabla 4: Ecuaciones de Budyko no paramétricas (NP) y paramétricas (P).
 ϕ hace referencia al índice de aridez similar a la Ecuación 9.

Ecuación	Tipo	Referencia
$AE/P = 1 - \exp(-\phi)$	NP	Schreiber (1904)
$AE/P = \phi \tanh\left(\frac{1}{\phi}\right)$	NP	Ol'Dekop (1911)
$AE/P = \phi [1 + (\phi)^\lambda]^{-\frac{1}{\lambda}}$	NP (solo Turc)	Turc (1954, $\lambda=2$) Yang et al. (2008)
$AE/P = 1/\sqrt{1 + \left(\frac{1}{\phi}\right)^2}$	NP	Pike (1964a)
$AE/P = 1 + \phi - [1 + (\phi)^\omega]^{\frac{1}{\omega}}$	P	Fu (1981); Zhang et al. (2004)
$AE/P = \frac{1+\omega\phi}{1+\omega\phi+\phi^{-1}}$	P	Zhang et al. (2001)
$AE/P = \phi \left(\frac{k}{1+k\phi^n}\right)$	P	Zhou et al. (2015)

La ecuación no paramétrica de Budyko fue creada a partir de información de más de 1000 cuencas que abarcan una variedad de biomas (evidencia empírica), y en base a los trabajos de Schreiber (1904) y Ol'Dekop (1911):

$$\frac{AE}{P} = \left[\left(\frac{PE}{P} \right) \tanh \left(\frac{P}{PE} \right) \left(1 - \exp \left(-\frac{PE}{P} \right) \right) \right]^{0.5} \quad (10)$$

Posteriormente, a partir de darle un mayor sentido teórico y físico, se empezaron a desarrollar nuevos modelos analíticos basado en consideraciones fenomenológicas con análisis dimensional y razonamiento matemático. Uno de estos fue Fu (Fu 1981) que expreso una nueva forma de la curva de Budyko e introdujo un parámetro ω (Zhang et al. 2004):

$$\frac{AE}{P} = 1 + \frac{PE}{P} - \left(1 + \left(\frac{PE}{P} \right)^\omega \right)^{1/\omega} \quad (11)$$

Donde ω tiene el rango de $[1, \infty)$. La ecuación de Fu (1981) hace posible definir diferentes relaciones entre AE/PE y PE/P para distintas regiones solo variando ω ($\omega = 2.63$, como valor teórico), que es el parámetro que representa las características

de la cuenca (Figura 7). Fu (1981) usa PE/P como el índice de aridez en vez de $R/L.P$ (originalmente por Budyko (1958) en la Ecuación 4), pero los dos son esencialmente similares de acuerdo a las relaciones mencionadas.

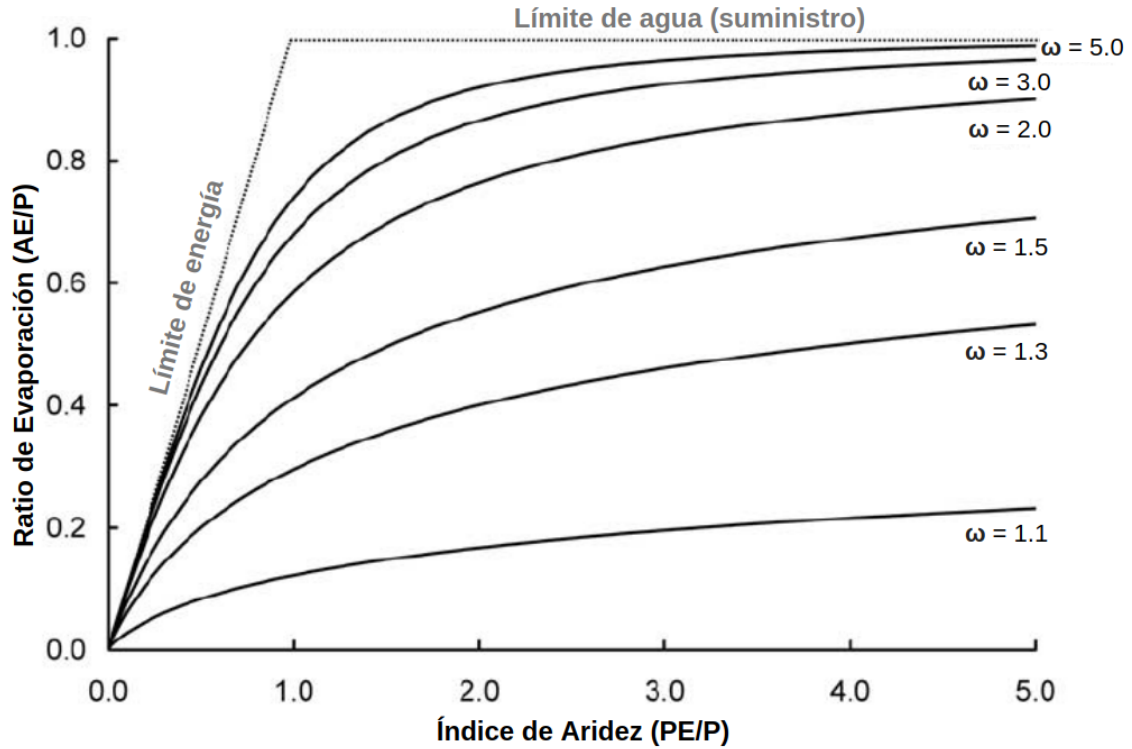


Figura 7: Relación de AE/P en función del índice de aridez para diferentes valores de ω de acuerdo a la ecuación de Fu (1981).

FUENTE: Zhang et al. (2004).

En general, el marco de Budyko puede considerarse como un modelo tipo “lumped” y es una estimación rápida de primer orden de la precipitación en forma de (que se particiona en) evaporación y escorrentía. Es simple y tiene pocos requisitos de entrada en comparación con los modelos hidrológicos complejos, como del tipo semi-distribuido (Mianabadi et al. 2020). De igual manera, se puede mencionar que el enfoque de Budyko es “darwiniano”, en oposición a “newtoniano” (Wang et al. 2016), porque renuncia a las explicaciones reduccionistas basadas en ecuaciones constitutivas (de forma aislada) a favor de establecer relaciones universales (como un todo) basadas únicamente en las leyes de equilibrio de masa y energía a las que cualquier sistema físico debe cumplir (Sposito 2017).

Finalmente, es importante resaltar que el estado estable de una cuenca no es un hecho del todo, ya que se ha evidenciado que los procesos hidrológicos están bajo la influencia del cambio natural y antropogénico (Greve et al. 2016; Moussa y Lhomme 2016; Fathi et al. 2019). La intervención humana, como la urbanización, la extracción de agua subterránea, la deforestación y la alteración de la cubierta terrestre, causan cambios significativos en el ciclo hidrológico natural y el equilibrio hídrico de la mayoría de las cuencas hidrográficas en todo el mundo. Del mismo modo, a escalas temporales más finas, el contenido del almacenamiento de agua se convierte en un tema importante (ya no puede ser simplificado) en el marco de Budyko. Por lo tanto, para este tipo de aplicaciones, el enfoque original de Budyko es complicado de asumir. Sin embargo, muchos trabajos se han desarrollado para extender su aplicabilidad a condiciones de estado no estable (o no estacionario). Para una mayor revisión de estos nuevos enfoques revisar el reciente trabajo de Mianabadi et al. (2020).

2.6.1. Budyko probabilístico

En el marco original de Budyko, las condiciones climáticas están expresadas en términos de PE/P y AE/P . Esta relación no es lineal y presenta límites físicos, denominados: la demanda de agua atmosférica ($AE < P$) y suministro de agua atmosférica (energía, $AE < PE$) (Figuras 7 y 8). Como se ha presentado en la sección anterior, la curva original de Budyko es enteramente determinista y no paramétrica, y ha presentado diversas modificaciones y variaciones a lo largo de los años (Budyko 1961; Fu 1981; Koster y Suarez 1999; Wang y Tang 2014; Zhang et al. 2004, 2008; Fathi et al. 2019).

El parámetro ω (Fu 1981, Ecuación 11) no tiene significado físico a priori, sin embargo, es usualmente interpretado como una propiedad integradora de todas las características de captación y del clima (por ejemplo, ciclo estacional) que no sean las condiciones climáticas medias prevalecientes (expresadas en términos de PE/P y AE/P), incluidas las propiedades de vegetación, geográficas, topográficas y del suelo (Gentine et al. 2012; Berghuijs et al. 2014; Greve et al. 2015). A pesar de los esfuerzos en la búsqueda de una interpretación de ω , aún no se ha llegado a ideas definitivas sobre su influencia.

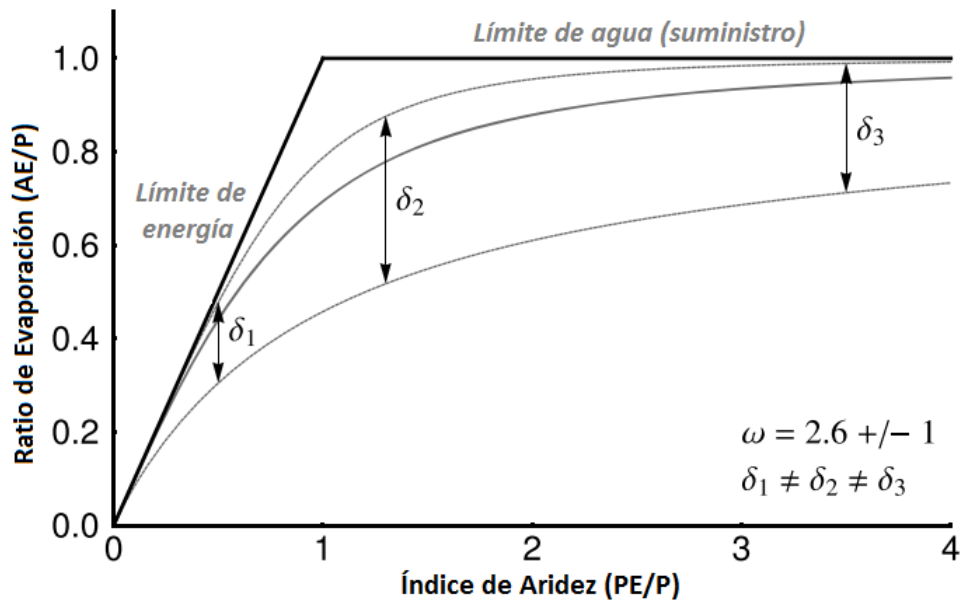


Figura 8: Tradicional curva de Budyko (correspondiente a un $\omega = 2.6$ (Fu 1981; Zhang et al. 2004), línea gris) ubicando por $\omega = 2.6 \pm 1$ (líneas delgadas). La distancia Euclidiana (δ) entre las curvas es diferente para cada valor de PE/P .

FUENTE: Greve et al. (2015).

En este sentido, Greve et al. (2015) motivado por la falta de explicación sobre la no linealidad del espacio de fases y el consecuente uso problemático de las medidas de distancia euclidiana de la curva (Figura 8), establece el marco probabilístico de Budyko. Este nuevo enfoque permite la estimación en forma de distribución del valor de AE/P para un PE/P dado, en comparación a uno solo, así como también cuantificar la curva media en un sentido probabilístico.

Teoria

Greve et al. (2015) estableció la representación probabilística del enfoque de Budyko basado en la Ecuación 11 (Fu 1981). El parámetro ω es un parámetro matemático necesario para la solución dentro del espacio de Budyko, y no tiene significado físico a priori. Entonces, por definición $\omega \in [1, \infty)$ y cada punto dentro de los límites (del espacio) puede ser asignado a un ω específico. Bajo condiciones reales, el valor mínimo de ω no es necesariamente 1, puede ser mayor (Zhang et al. 2004).

El valor de ω es diverso en los diferentes estudios aplicados y difiere entre cuencas. En la actualidad, aún no se ha identificado su principal influencia. Por lo tanto, Greve et al. (2015) hipotetizó que la combinación integradora de todas las influencias de la cuenca y el clima (excepto de PE/P) en ω puede ser caracterizado como un proceso estocástico, asumiendo que ω sigue una determinada distribución: $\omega \sim D(\mathbf{p})$, con D siendo una distribución arbitraria con cola inferior limitado a 1 (por $\omega \in [1, \infty)$, siendo cualquiera) y \mathbf{p} los parámetros de la distribución. Dado esto, es entonces posible obtener una distribución de AE/P para un PE/P dado que depende de los parámetros de la distribución específica $D(\mathbf{p})$ para ω .

Ya que no existe una solución analítica factible para la función de densidad de probabilidad de AE/P , Greve et al. (2015) propuso una solución mediante simulación estocástica (siguiendo el enfoque de Monte Carlo). Entonces, para un número grande de simulaciones, n variables aleatorias $y_n = AE/P$ fueron generadas de la Ecuación 11 para un $x = PE/P$ asumiendo $\omega \sim D(\mathbf{p})$. Las propiedades de la distribución (mediana, momentos, cuantiles, etc) de Budyko fueron estimados directamente de la simulación de distribución o del estimado mediante la técnica de kernel (si el n de simulaciones fue pequeña).

Debido a que existe una variedad de distribuciones teóricas que se adapta a la condición $\omega \in [1, \infty)$, Greve et al. (2015) ejemplifico el Budyko probabilístico en tres familias. Los cuales fueron (Figura 9): i) distribución normal truncada (límite de cola inferior a 1), ii) distribución uniforme; y iii) dos distribuciones gamma (con la forma $1 + \Gamma(k, \theta)$, con k y θ siendo el parámetro forma y escala respectivamente). De estas, solo tres (Figura 9a,b,c) comparten una mediana en común $\omega = 2.6$ que representa a la curva de Budyko original, mientras que la de la Figura 9d tiene una valor menor, revelando que este nuevo enfoque no está limitado a su versión original afectando inherentemente a los momentos centrales de orden superior de la distribución de Budyko. La complejidad de la distribución estimada de Budyko resalta la no linealidad del espacio de Budyko y la necesidad de establecer un marco probabilístico en lugar del enfoque determinista original. Así, se ilustra nuevas posibilidades para determinar medidas estadísticas de distancia a la curva media, así como también identificar cuencas extremas

y comparar desviaciones de la curva (media) bajo diferentes condiciones climáticas en una perspectiva probabilística. Siendo de utilidad para : i) evaluar la influencia de las características del suelo en los recursos hídricos y la retroalimentación asociada a la atmósfera, ii) pruebas de significancia robusta, iii) evaluar el cambio climático, y iv) validación de datos y modelos.

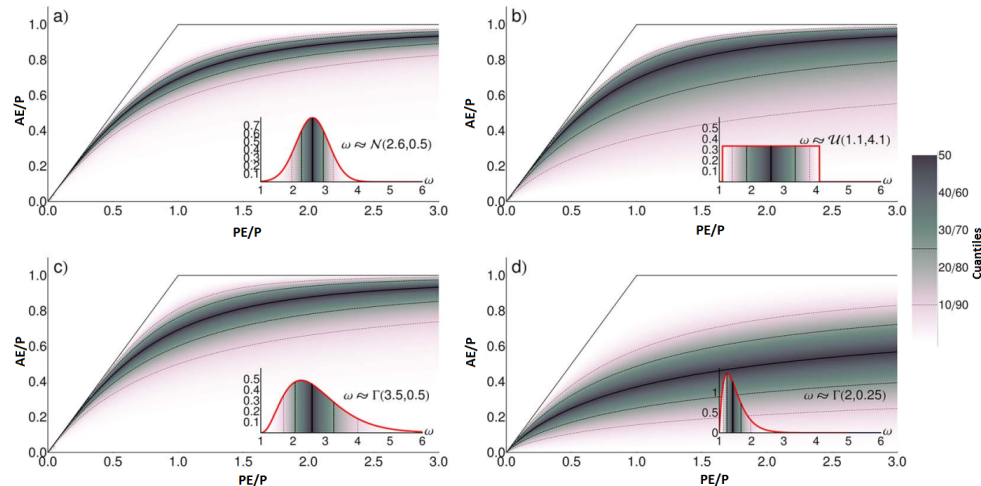


Figura 9: Enfoque de Budyko probabilístico con un ω siguiendo a) una distribución normal truncada, b) una distribución uniforme y (c y d) dos diferentes distribuciones gamma. Las distribuciones de a, b y c muestran una mediana común $\omega = 2.6$, que corresponde al Budyko original (línea negra sólida). Los respectivos cuantiles se muestran como sombras.

FUENTE: Greve et al. (2015).

Casos de estudio

A la fecha, existen sólo unas cuantas publicaciones científicas que abordan la aplicación del Budyko probabilístico. El primero fue realizado en el mismo trabajo donde fue presentado, es decir en Greve et al. (2015). Otros, en un contexto de sensibilidad al cambio climático por Singh y Kumar (2015) en la India; y por Gudmundsson et al. (2016) a escala global. Con fines de ilustración y claridad, se presenta a modo de resumen las aplicaciones de Greve et al. (2015) y Singh y Kumar (2015).

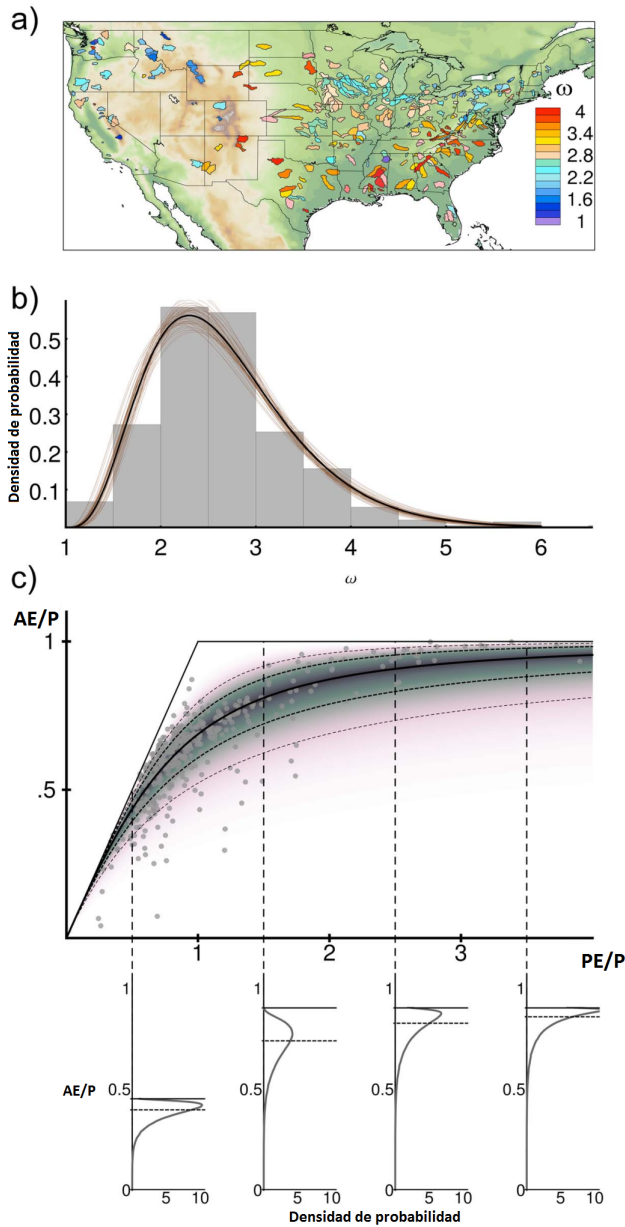


Figura 10: a) Valor de ω para las 411 cuencas del MOPEX. b) Histograma de ω (barra gris) en conjunto con la distribución gamma ajustada (línea negra) y una muestra (bootstrapped) de distribuciones (líneas marrones). c) El enfoque de Budyko probabilístico estimado para las 411 cuencas. La distribución gamma es ajustada y utilizada para calcular la distribución de Budyko y las distribuciones de probabilidad condicionales para $PE/P = 0.5, 1.5, 2.5, 3.5$ (abajo). Las cuencas se muestran como puntos en gris.

FUENTE: Greve et al. (2015).

Greve et al. (2015) usaron una muestra de 411 cuencas hidrográficas (Figura 10a, del Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX)) con continuidad temporal entre 1974-2003 y calculo las climatologías (30 años) para P , PA y $AE/P - Q$. Para cada una de estas cuencas estimo numéricamente el ω siguiendo el enfoque de Zhang et al. (2004). La distribución empírica de ω de la base MOPEX tuvo las siguientes características: 1) límite inferior limitada a 1, y 2) es sesgada a la derecha (Figura 10b). Por lo tanto, basado en esta inspección visual, Greve et al. (2015) asumieron que el ω de cada cuenca sigue aproximadamente una distribución gamma sesgado a la derecha con cola inferior limitado a 1 ($\omega \sim 1 + \Gamma(k, \theta)$) con un parámetro de forma $k \approx 4.45 \pm 0.45$ y escala $\theta \approx 0.37 \pm 0.038$ (Figura 10b) estimados mediante el método de máxima verosimilitud. Se debe mencionar que la selección de la distribución gamma fue arbitraria ya que solo fue basado en la forma de la distribución empírica de ω . Otras distribuciones también pueden ser ajustadas. Sin embargo, Greve et al. (2015) justificaron su selección por medio de una validación cruzada.

La predictibilidad (inferencia) de AE/P estimada por el Budyko probabilístico está controlada por la distribución de ω (es decir, todas las variables que compacta este parámetro) y PE/P . Para determinar la incertidumbre asociada a AE/P , se hizo uso del rango intercuartil (IQR), una medida de dispersión, la cual es mostrada en la Figura 11 en función de PE/P . Lo cual reveló que existe menores valores de IQR para condiciones muy húmedas (valores bajos de PE/P), llegando a su máximo valor en $PE/P = 1.4$. Entonces, bajo condiciones secas IQR permanece relativamente alto, pero disminuye lentamente al aumentar más las condiciones secas.

De igual manera, se cuantificó la incertidumbre de la predictibilidad de AE/P en las cuencas del MOPEX, y su incertidumbre asociada por IQR. Se encontró mayor incertidumbre y, por ende, una baja predictibilidad para muchas cuencas en el oeste medio y montañas Rocky. La predictibilidad es ligeramente mejor para las cuencas del sud-este y noreste, incluidas algunas cuencas de los Apalaches. Las cuencas húmedas en el extremo noroeste revelaron mayor predictibilidad. En efecto, se evidenció que las cuencas pertenecientes a regiones de clima tipo transicional tuvieron una baja estimación comparados a los de clima de tipo húmedo y seco.

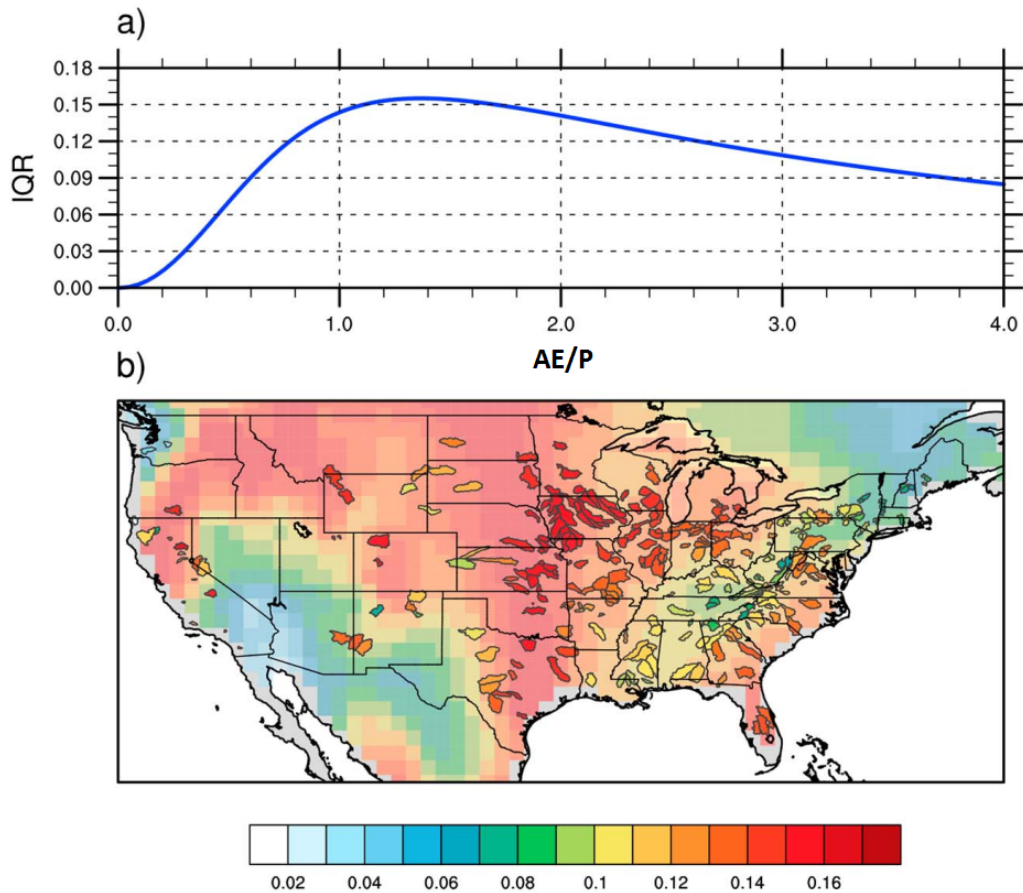


Figura 11: Predictibilidad de AE/P . a) El rango intercuantil de AE/P estimado de las distribuciones de Budyko que se muestra en la Figura 10 condicionado a PE/P . b) El rango intercuantil condicional a PE/P para cada una de las cuencas del MOPEX.

FUENTE: Greve et al. (2015).

El otro caso de estudio de Singh y Kumar (2015) fue realizado con el objetivo de determinar la vulnerabilidad de la disponibilidad del agua en la India debido al cambio climático. Esto utilizando el enfoque abajo-arriba (en base a espacios climáticos hipotéticos) en conjunto con el Budyko probabilístico (también con la Ecuación 11 de Fu (1981)). Singh y Kumar (2015) hizo uso de datos grillados de T , P y AE , donde este último fue proveniente de datos de percepción remota (Zhang et al. 2016a), y su análisis fue a escala de distritos. La metodología empleada puede dividirse en tres principales pasos (Figura 12): i) identificación de espacios climáticos vulnerables, ii) valores de AE en función del paso i), y iii) vulnerabilidad y umbrales de cambio.

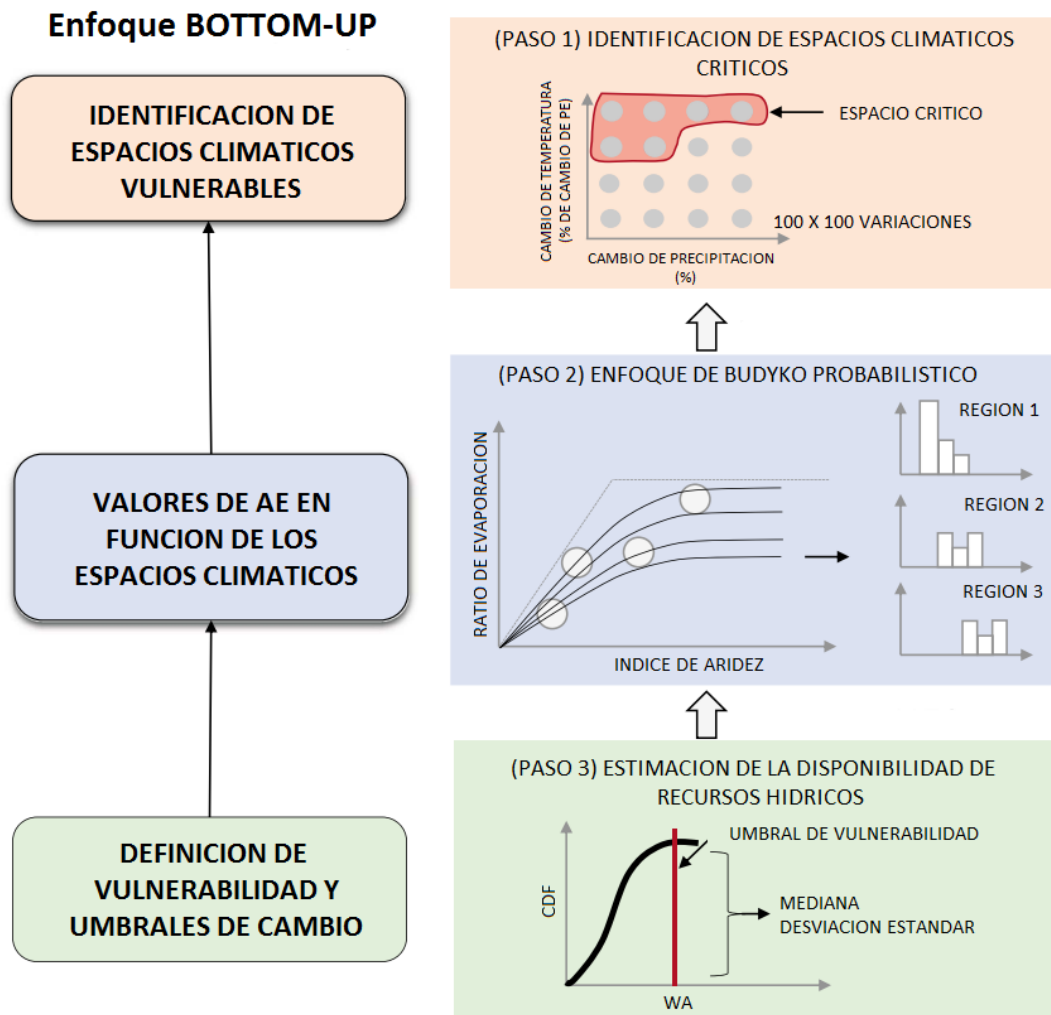


Figura 12: Aplicación del enfoque “bottom-up” (en base a espacios climáticos) para evaluar la disponibilidad de los RH en la India. Selección de los espacios climáticos (paso 1), aplicación del Budyko probabilístico (paso 2) y estimación de la disponibilidad de los RH (paso 3).

FUENTE: Singh y Kumar (2015).

En primer lugar, se determinó los espacios climáticos (100×100 , 1000 en total) de posibles variaciones futuras de las variables P y PE (en función de T). Para cada uno de estos escenarios se aplicó el Budyko probabilístico para obtener proyecciones de AE/P . Lo que permitió no solo estimar la disponibilidad del agua, sino también la incertidumbre asociada (definición del método). Finalmente, se identificó umbrales de cambio crítico donde se presentó un decrecimiento de la disponibilidad de agua (aumento de la vulnerabilidad).

Una diferencia principal al de la versión original de Greve et al. (2015), fue que Singh y Kumar (2015) no ajustó una distribución teórica (no asunción de alguna forma particular), sino, solo utilizó la distribución empírica de ω , la cual fue obtenida (calibrada) a escala de distrito y agrupada en seis regiones homogéneas. Singh y Kumar (2015) mencionan que de esta manera no se pierde ninguna información de los datos y que a la vez se mantienen los supuestos sobre límites de incertidumbre de las estimaciones a un mínimo. Por lo tanto, se obtuvieron seis distribuciones empíricas de ω en toda la India, las cuales fueron validadas a escala regional (en las seis) y nacional.

Los resultados demostraron que la utilización del Budyko probabilístico de Singh y Kumar (2015) fue aceptable ya que se alcanzaron errores de hasta 18% en la validación cruzada. Adicionalmente, mediante una variación de -50% a 80%, y de 0% a 20% en P y PET (en función de T), respectivamente; se logró estimar la vulnerabilidad e incertidumbre asociada (visto como IQR) a escala de la India. Estos fueron comparados con las salidas de GCMs, demostrando no solo la capacidad del Budyko probabilístico, sino también del enfoque abajo-arriba. De esto, se encontró que el cambio en P tiene un control mucho más fuerte sobre el valor medio del índice de vulnerabilidad que el cambio de T (Figura 13). Los resultados también revelaron que las regiones que experimentan tendencias hacia condiciones secas tienen menores rangos de incertidumbre y viceversa en la escala de toda India, lo que se refleja en los valores más bajos de IQR en comparación con lo observado en las regiones que experimentan tendencias a ser más húmedos.

Este mismo análisis se efectuó a escala de distrito, pero con la finalidad de identificar umbrales de cambio para un nivel de vulnerabilidad. La Figura 13 muestra los cambios de P que llevarían a una reducción del 25% en la disponibilidad de los recursos hídricos para un nivel de cambio PET (10%). Esto fue posible al hacer uso de las distribuciones regionales de ω . Resalta que el sur de la India es más vulnerable a un decrecimiento de P , ya que una reducción de 10 en P conllevaría a un aumento de la vulnerabilidad de los recursos hídricos en 25%. Similar a lo anterior, otros escenarios también pueden ser factibles.

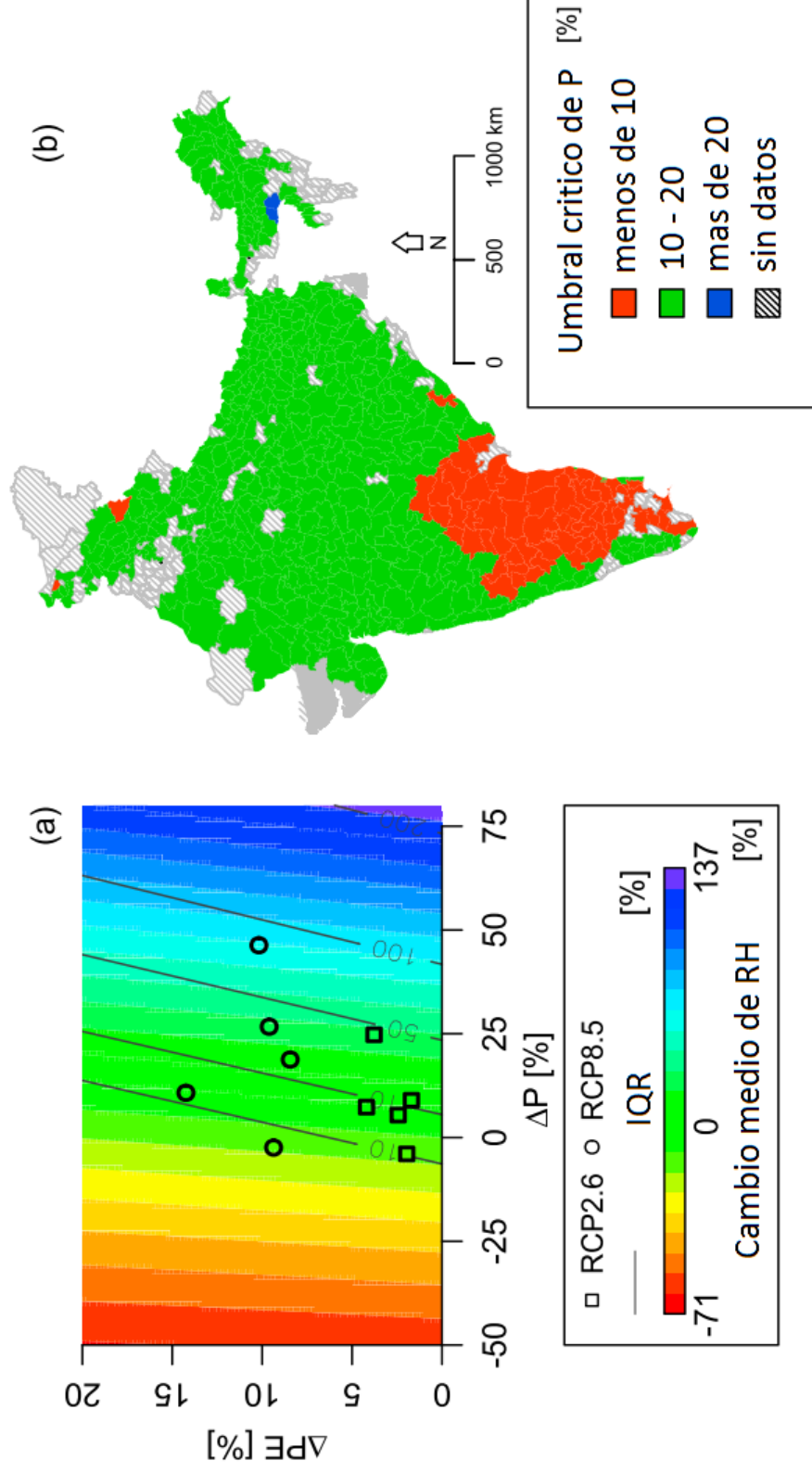


Figura 13: a) Vulnerabilidad de los RH a escala de la India estimada en función del cambio de precipitación (ΔP) y evapotranspiración potencial (ΔPE). Colores y líneas grises representan la mediana y el IQR del índice de vulnerabilidad, respectivamente. Adicionalmente se muestra (puntos y cuadrados) las proyecciones de P y PE de los modelos de cambio climático (CMIP-5). b) Variación espacial del cambio crítico de P que resulta en una reducción de 25% de la disponibilidad RH en la India.

FUENTE: Singh y Kumar (2015).

III. MATERIALES Y METODOLOGÍA

3.1. MATERIALES

3.1.1. Datos

- Datos de precipitación (P) y temperatura (T ; máxima y mínima, T_x y T_n respectivamente).
- Datos de evapotranspiración actual (AE) basada en percepción remota.
- Datos de caudales (Q) disponibles a nivel nacional.

3.1.2. Equipos

- 01 Ordenador personal - Lenovo ThinkPad T580.
- 01 Impresora.

3.1.3. Programas de computo

- \LaTeX 2018 - <https://www.overleaf.com>.
- Python 3.6.x - (Anexo 1).

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. Recopilación de datos y materiales

Precipitación y temperatura

Debido al ámbito de estudio, se requiere información a escala de todo el territorio nacional. Por lo tanto, se hizo uso de información grillada de P y T diaria del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), el producto de Datos Interpolados peruanos de las observaciones climatológicas e hidrológicas del SENAMHI (PISCO). De entre todas los datos grillados disponibles a escala nacional y global, PISCO representa la mayor asimilación de estaciones convencionales, y hace uso de otras fuentes de información para estimar los valores de precipitación y temperatura, adicionalmente, presenta un rango temporal adecuado para la investigación. El producto PISCO se divide en:

- PISCO precipitación (PISCO_p 2.1): PISCO_p 2.1 es un producto combinado de tres fuentes principales (Aybar et al. 2020): observaciones de P con control de calidad y completadas; satélite TRMM 2A25 (Iguchi et al. 2000) y datos grillados del CHIRP (Funk et al. 2015). El marco metodológico comienza con una corrección climatológica mensual de CHIRP que se realiza mediante el uso de TRMM y valores observados. Usando el CHIRP corregido, se fusionó la P a escala diaria y mensual usando regresión kriging (RK) y regresión de la distancia inversa ponderada (RIDW) respectivamente. Finalmente, se agregó un factor de corrección mensual con dos propósitos: proporcionar una mayor consistencia espacial a las predicciones diarias y garantizar que la agregación mensual del producto diario coincida con el producto mensual en cada punto de la cuadrícula. La validación independiente y la evaluación del balance hídrico demuestran que las estimaciones de P son aceptables y muestran el rendimiento más alto para la costa del Pacífico y la zona occidental de los Andes.

- PISCO temperatura (PISCOt 1.1): PISCOt 1.1 es una base que incluye T_n y T_x (Huerta et al. 2019). Se basa en observaciones de T_n y T_x con control de calidad, completadas y homogeneizadas; temperatura superficial del suelo del satélite MODIS (Jin y Dickinson 2010); y predictores topográficos como latitud, longitud, elevación y el índice de disección topográfica. La generación implica la estimación de climatologías mensuales usando RK ponderado y la estimación de anomalías mensuales y diarias usando regresión splines (RP). Los dos productos se suman y se obtiene el producto final. La validación cruzada de PISCOt 1.1 en el sur de los Andes muestra errores absolutos medios bajos (MAE) (0-0.5°C) y pequeños sesgos que están cerca de cero para T_x , pero un MAE más alto (hasta 3°C) y altos sesgos positivos y negativos (-3 a + 3°C) para T_n .

Ambos productos se encuentran a una resolución espacial de 0.1° y temporalmente desde 1981-2016 (Figura 14). La información fue obtenida a través del repositorio IRI/LDO Climate Data Library - <https://bit.ly/2kIVjPx>.

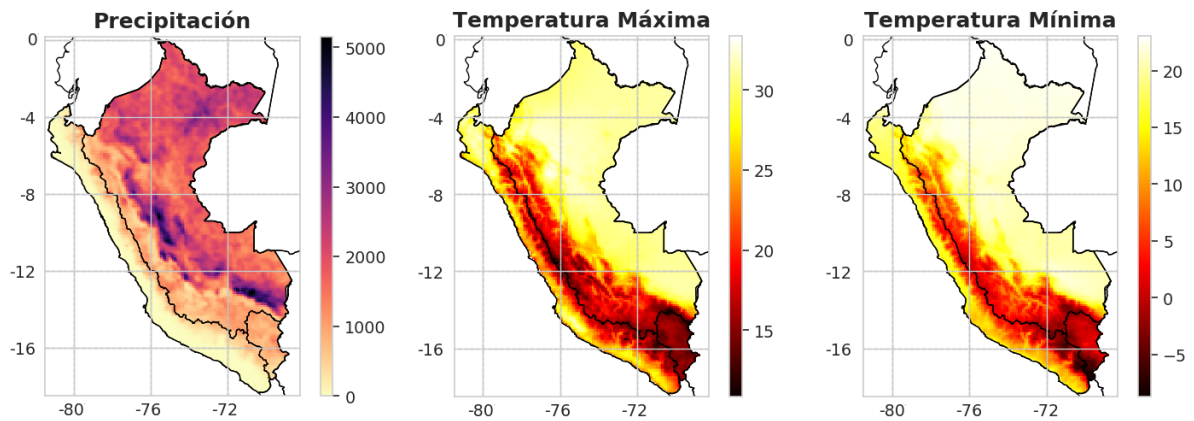


Figura 14: Producto PISCO de P (mm) y de T_x y T_n (°C). Valor total y promedio (respectivamente) para el año 2000.

Evapotranspiración actual

Para la metodología propuesta se hace indispensable contar con datos de AE , sin embargo, no se cuenta con información observada en Perú. Por lo que se hace necesario usar productos grillados globales de AE , los cuales provienen de datos de percepción remota, satélite y reanálisis. Debido a que no existe un producto considerado el mejor a nivel del territorio nacional, se hace una selección y/o validación de los productos disponibles en este estudio, para posteriormente usar el de mejor rendimiento y/o que presente menor error. Los datos de AE evaluados en esta tesis fueron: GLEAM, MODIS16, SSEBop, TerraClimate y P-LSH. La Tabla 5 y Anexo 2 resume las características de los productos.

- GLEAM: El Modelo Global de Evaporación Continental de Amsterdam (GLEAM) es un modelo basado en procesos, que describe empíricamente los procesos necesarios para estimar AE a partir de información satelital (Martens et al. 2017). El marco metodológico consiste en tres pasos: 1) interceptación de lluvia impulsada por observaciones de lluvia y vegetación; 2) evaporación potencial calculada usando la ecuación de PT e impulsada por observaciones satelitales; y 3) un factor de estrés que atenúa la evaporación potencial de acuerdo a una relación semiempírica entre la vegetación de microondas y las observaciones de profundidad óptica (VOD) y las estimaciones de humedad del suelo de la raíz.
- MODIS16: El Proyecto Global de Evapotranspiración MODIS (MODIS16) estima la evapotranspiración terrestre utilizando datos de teledetección satelital. La AE terrestre incluye la evaporación del agua y suelo húmedo, el agua de lluvia interceptada por el dosel y la transpiración a través de las estomas de las hojas y tallos de las plantas. Los datos de AE se calculan de acuerdo a Mu et al. (2013), un algoritmo mejorado del propuesto por Mu et al. (2007), y que se basa en la ecuación de PM. Las mejoras incluyen: evaporación del suelo húmedo, AE nocturno, cálculo simplificado de la cobertura de la fracción vegetativa, flujo de calor del suelo, mejora de la estimación de conductancia estomática, resistencia aerodinámica y resistencia de la capa límite, separando las superficies de la cubierta seca y húmeda (Mu et al. 2013).

- SSEBop: El Modelo Operativo de Balance de Energía de Superficie Simplificado (SSEBop) estima AE en función de datos de temperatura del suelo (LST) y la evapotranspiración potencial (PE) de reanálisis, utilizando el método de balance de energía de superficie simplificado (SSEB) desarrollado por Senay et al. (2007, 2011). El SEB resuelve por cada píxel y para cada condición de cultivo de referencia la ecuación PM estándar y se ajusta de acuerdo a LST a través de un enfoque de fracción AE , que explica la variabilidad espacial de la disponibilidad de agua y la salud de la vegetación en el paisaje (Savoca et al. 2013). SSEBop utiliza condiciones de frontera estacionalmente dinámicas predefinidas que son exclusivas de cada píxel para los puntos de referencia “caliente/seco” y “frío/húmedo” según Bastiaanssen et al. (2014) y Allen et al. (2007).
- TerraClimate: TerraClimate es un conjunto de datos climáticos y balance hídrico climático para las superficies terrestres globales (Abatzoglou et al. 2018). TerraClimate utiliza interpolación asistida por el clima, combinando normales climatológicas de alta resolución espacial del conjunto de datos WorldClim (Fick y Hijmans 2017), con una de resolución espacial más gruesa, pero con datos que varían en el tiempo del CRU TS4.0 (Harris et al. 2014) y el reanálisis japonés JRA55 (Kobayashi et al. 2015). TerraClimate también produce conjuntos de datos mensuales de balance de agua superficial utilizando un modelo de balance de agua que incorpora PE , P , T y capacidad de agua extraíble de la planta interpolada. Para estimar AE se utilizó el modelo de Thornthwaite-Mather (Willmott et al. 1985) modificado y datos extraíbles de capacidad de almacenamiento de agua del suelo en una cuadrícula de 0.5° de Wang-Erlandsson et al. (2016).
- P-LSH: Es un producto de AE que usa un algoritmo impulsado por datos de sensoramiento remoto y reanálisis (Zhang et al. 2010). El algoritmo cuantifica la transpiración del dosel y la evaporación del suelo utilizando un enfoque PM modificado con una conductancia del dosel específica del bioma determinado a partir de la diferencia del índice de vegetación normalizada (NDVI), y cuantifica la evaporación de aguas abiertas utilizando PT. Estos algoritmos se aplican globalmente utilizando datos de radiómetro de muy alta resolución AVHRR (Tucker et al. 2005), datos meteorológicos diarios de superficie del NCEP/NCAR (NNR) (Kistler et al. 2001) y entradas de radiación solar de la NASA/GEWEX (Pinker

y Laszlo 1992). En Zhang et al. (2015), se realizó una serie de mejoras en el algoritmo para tener en cuenta la influencia de la velocidad del viento y las concentraciones de CO₂ atmosférico en los respectivos términos de conductancia aerodinámica y conductancia estomática del dosel, y en los cálculos de *AE* resultantes.

- PROMEDIO: Es el producto de *AE* que se obtiene al promediar los anteriores bases de datos. PROMEDIO se calcula a escala anual y se realizó con el motivo de reducir la incertidumbre de los diferentes productos de *AE*.

Caudales

Para la investigación se obtuvo información de caudales que se encuentran en la salida de flujo principal de la cuenca. Se utilizaron alrededor de 13 estaciones hidrológicas del trabajo de Aybar et al. (2020), las cuales fueron provistas por SENAMHI y del Observatorio de Investigación HYdro-geoquímica de la Cuenca AMazónica (SO-HYBAM). La información se encuentra a escala temporal mensual en el periodo de 1980 al 2016. Se debe mencionar que la información presenta un control de calidad riguroso y periodos de datos vacíos. Las estaciones a utilizar fueron (Figura 15): Ardilla (ARD), Borja (BRJ), Bella Unión (BUN), Conta (CNT), Chazuta (CZT), Huatiapa (HTP), La Tranca (LTC), Letrayoc (LTY), Puchaca (PCH), Pucallpa (PCP), Puente Ramis (RMS), Requena (RQN) y Yanapampa (YNP). La cuenca de evaluación que abarca mayor (menor) área corresponde a Pucallpa (Puchaca) con un valor de 265821.78 km² (730.79 km²). Una mayor descripción de las cuencas de evaluación en función del área, caudal y precipitación se aprecia en el Anexo 3 y 4.

Se debe mencionar que no se evaluó si el caudal en estas estaciones hidrológicas siguen un régimen natural o no natural (o reguladas). Tal información está fuera de los objetivos del estudio, sin embargo, esto puede ser discernido empíricamente si es que estas se encuentran fuera de los límites (de agua y energía) de la curva de Budyko (mayor explicación en la sección de Marco Teórico).

Tabla 5: Características de los diferentes productos globales de AE basados en percepción remota utilizados.

Producto	Cobertura temporal	Cobertura espacial	Resolución temporal	Resolución espacial	Enfoque de estimación	Datos de entrada	Referencia
GLEAM v.3.3a	1980-2016	Global	Diario	0.25 x 0.25	Ecuación P-T Factor de estrés de suelo	AMSR-E LPRM TRMM	Martens et al. (2017)
MODIS16 v.105	2000-2014	Global	Mensual	0.0083 x 0.0083	Ecuación PM Modelo de conductancia de superficie	MODIS	Mu et al. (2013)
SSEBop v4.0	2003-2017	Global	Mensual	0.0096 x 0.0096	Ecuación PM Fracciones ET de LST	MODIS	Senay et al. (2011)
TerraClimate	1958-2015	Global	Mensual	0.04 x 0.04	Balance hídrico del suelo unidimensional	WorldClim CRU JRA55	Abatzoglou et al. (2018)
P-LSH	1981-2013	Global	Mensual	0.083 x 0.083	Ecuación PM Balance hídrico del suelo	AVHRR NCEP/NCAR NASA/GEWEX	Zhang et al. (2015)
PROMEDIO	2003-2013	Global	Anual	0.01 x 0.01	- -	- -	Tesis actual

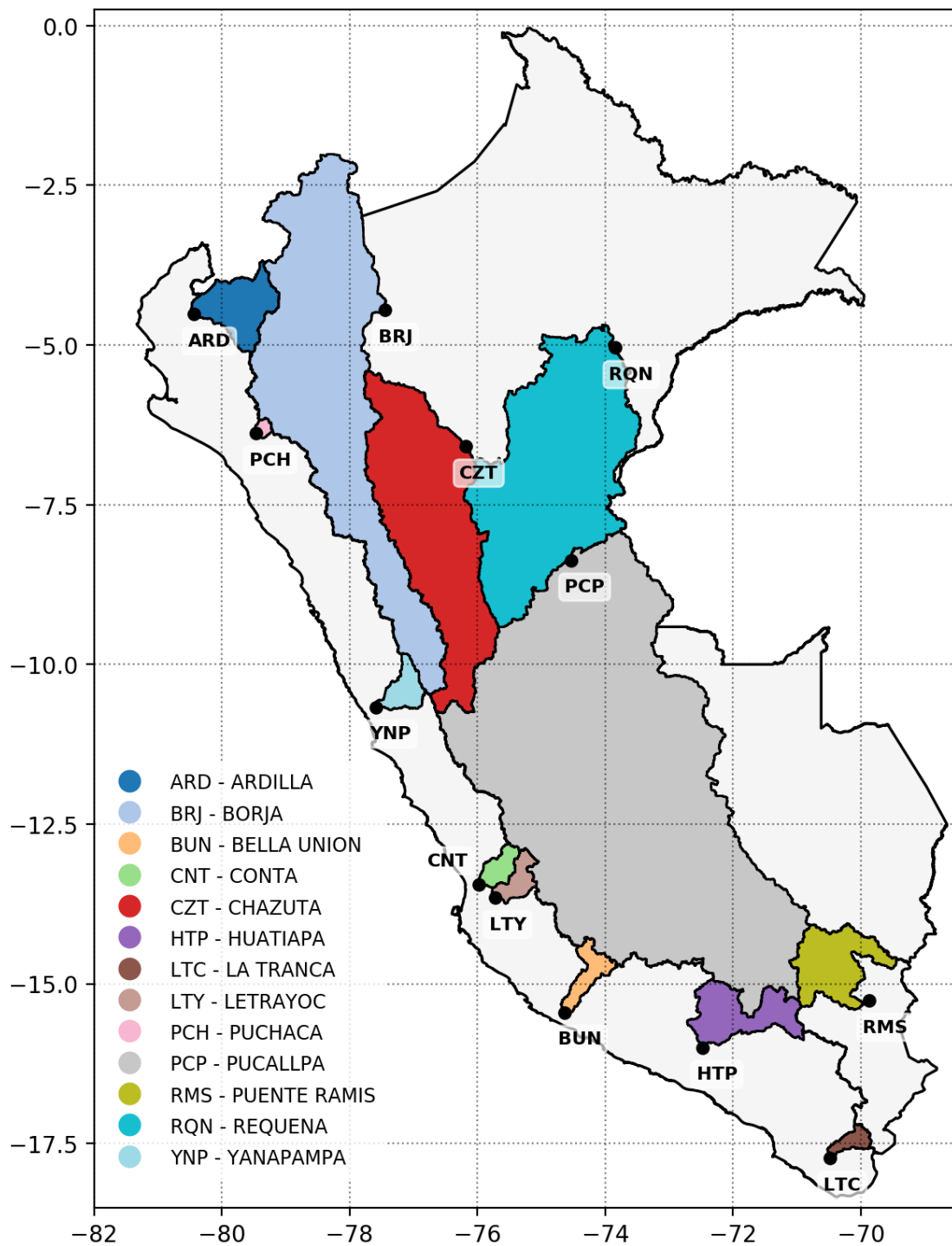


Figura 15: Estaciones hidrológicas utilizadas para la evaluación/validación de los productos globales de *AE* basados en percepción remota.

3.2.2. Esquema metodológico

La investigación se inspira en los trabajos de Weerasinghe et al. (2020) y Singh y Kumar (2015), y se divide en tres principales pasos: 1) Selección del mejor producto de evapotranspiración actual basado en percepción remota; 2) Budyko probabilístico; y 3) Estimación de la vulnerabilidad de la disponibilidad del RH en el futuro. Una visualización esquemática de lo anterior se encuentra en la Figura 16, donde se muestra el proceso completo para la realización de la investigación. En las secciones posteriores se detalla los pasos de la Figura 16.

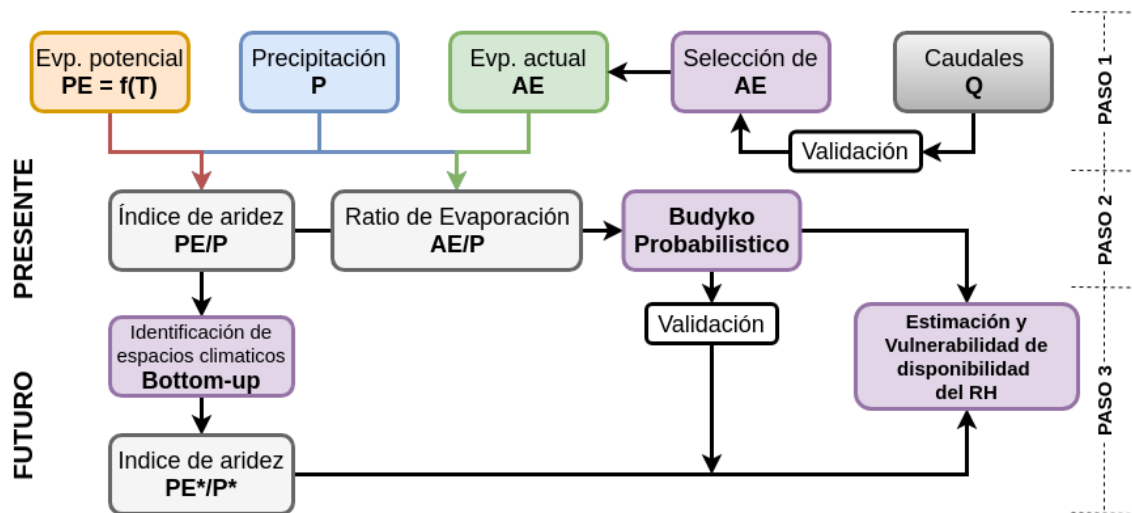


Figura 16: Esquema metodológico de la investigación.

Toda la información (P , T , PE , AE y Q) fue analizada y validada a escala climática, es decir a nivel de promedio anual y a escala espacial de cuenca hidrográfica. Solo la información de PE (en función de T) se calculó a nivel diario y acumulado para obtener valores anuales, y posteriormente, sus climatologías. Los datos grillados se interpolaron (por el vecino más cercano) a una escala de 0.01° con la finalidad de facilitar su inter-comparación. El periodo climático en este estudio se establece entre los años 2003 y 2013, esto por las diferentes razones:

- Existe mayor acople (datos) para toda la información a usar (P , T , PE , AE y Q). Esto principalmente para los productos de AE .

- La P y T provenientes del producto PISCO en el periodo designado presentan la menor cantidad de información completada, haciendo que exista menor incertidumbre en el grillado de esas variables (Huerta et al. 2019; Aybar et al. 2020).
- Los datos de Q históricos presentan posiblemente grandes incertidumbres en su consistencia, ya que existe poca o nula metadata que refleje su cálculo (curvas de duración, aforo, etc.). Por lo que es más fiable usar datos de los últimos años.
- Es posible encontrar tendencias naturales y/o artificiales en datos pasados, haciendo que la validación y/o análisis climático que se realiza en esta investigación tenga un enfoque no-estacionario (quitar tendencias). Sin embargo, esto es prácticamente imposible de realizar debido a la escasa información de Q , y la baja disponibilidad de productos de AE antes del 2000.

En primer lugar (Paso 1, Figura 16), se hace una selección del mejor producto de AE considerando la información de Q . Una vez seleccionado AE , se procede a estimar PE , el cual es calculado mediante T_x , T_n y la radiación extraterrestre (R_a) usando la ecuación de Hargreaves y Samani (1985):

$$PE = 0.0023R_a \left(\frac{T_x + T_n}{2} + 17.8 \right) (T_x - T_n)^{0.5} \quad (12)$$

Calculado P , PE (datos observados provenientes del producto PISCO) y AE (dato estimado por el producto de sensoramiento remoto) a escala climática, se procede a la extracción del valor areal correspondiente a las diferentes cuencas de las Unidades Hidrográficas (UH) de la Autoridad Nacional del Agua (ANA, Figura 17) para cada variable. Por cada UH se obtiene el valor promedio que corresponde a toda la cantidad de píxeles o grillas que se encuentren dentro del polígono (contorno). Una vez lo anterior, se procede al análisis de Budyko probabilístico (Paso 2, Figura 16). En aquellas UH que no cumplan la restricción física de las leyes de suministro de humedad atmosférica ($AE < PE$, es decir, valores que se encuentran fuera de los límites de energía y agua en la curva de Budyko) serán removidas del análisis. Posteriormente, se calibra/valida el Budyko probabilístico con los datos de P , PE y AE ; y finalmente

(Paso 3, Figura 16), los valores futuros de P , PE por diferentes combinaciones de P y T (espacios climáticos hipotéticos) son utilizados para estimar AE futuro aplicándose el Budyko probabilístico (ya calibrado y validado) para obtener proyecciones del ratio de evaporación (AE/P). De esta manera, se estima la disponibilidad de agua futura (para cada espacio climático hipotético) con respecto a su valor actual (periodo climático 2003-2013) y su incertidumbre asociada.

Desde la perspectiva de Singh y Kumar (2015), partiendo ya con un producto de AE seleccionado, se tiene como primer paso la identificación de los espacios climáticos, seguido por la aplicación del enfoque probabilístico y finalmente la estimación de la disponibilidad de los RH. Estos pasos se encuentran descritos en las secciones de marco teórico. La Figura 12 presenta el orden según Singh y Kumar (2015), así como también diagramas representativos del mismo.

Las UH utilizadas en este estudio fueron obtenidas del Geoportal del ANA (<https://geo.ana.gob.pe/geohidro/>). Estas UH (Figura 17) suman un total de 229 delimitaciones de cuenca hidrográfica, las cuales se dividen 84 para la vertiente hidrográfica del Amazonas, 127 para el Pacífico y 18 para el Titicaca. La UH que abarca mayor área es la cuenca Urubamba con un total de 59071.2 km² ubicada en la vertiente del Amazonas; y de forma contraria, la más pequeña con 6.16 km² la Intercuenca 13933 en la vertiente del Pacífico. A modo general, se puede mencionar que el 70% de las UH tienen menos de 5862 km², lo que permite inferir que existe una mayor cantidad de UH con menores áreas relativas (comparando las UH del Amazonas con las de Titicaca y Pacífico).

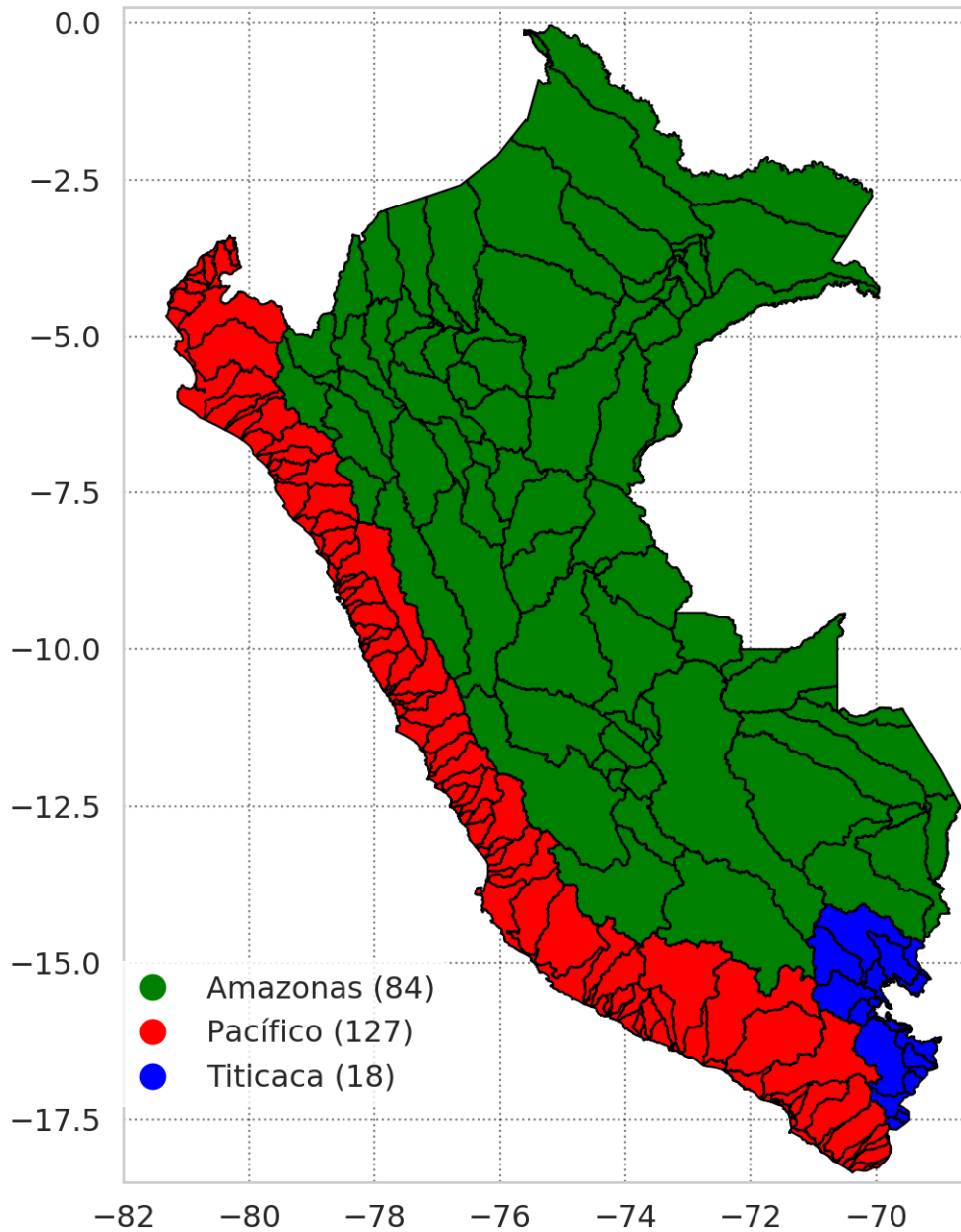


Figura 17: Vertientes y unidades hidrográficas (número) usadas en el estudio.

3.2.3. Selección de producto de evapotranspiración actual

Debido a la limitada o nula disponibilidad de observaciones directas de AE en Perú, se hace uso de datos globales de AE provenientes de fuentes de percepción remota, satélite y/o reanálisis. El uso de AE independiente también debe satisfacer el balance de agua y energía para un volumen control (Singh y Kumar 2015).

Para establecer correctamente que producto de AE global a usar se hace un ranqueo y posterior selección. Esto a través de una validación con datos de AE observado. El AE observado se infiere de estimaciones de:

- Balance Hídrico: El balance hídrico a largo plazo supone un cambio insignificante en el almacenamiento (discutido el ítem 2.3), por lo tanto, cambiando el orden de la Ecuación 5:

$$AE = P - Q \quad (13)$$

- Budyko: La ecuación de Budyko divide P en AE y Q al describir la relación climática entre AE y el balance de agua y energía (discutido en el ítem 2.3). Multiplicando por P la Ecuación 11:

$$AE = P + PE - P \left(1 + \left(\frac{PE}{P} \right)^{2.6} \right)^{1/2.6} \quad (14)$$

Validación

Las métricas para caracterizar los productos de AE y determinar el ranqueo fueron las siguientes:

- Similaridad (Td): La métrica Td explica las diferencias tanto en el patrón espacial como en la amplitud entre un par de productos (Tian et al. 2017). Td va desde 0 (sin similaridad) a 1 (similaridad perfecta) y se calcula como:

$$Td = [(1 + R)/2] * [1 - MSE/bias] \quad (15)$$

donde, R es la correlación de Pearson, MSE el error medio, y $bias$ el error simple.

- Correlación de Spearman (Rs): Similar en interpretación pero más robusta que R , Rs refleja la relación lineal (y no lineal) entre dos observaciones. Mientras Rs este próximo a 1, existe una sólida relación entre ambas variables.

- Error cuadrático medio (RMSE): Es la raíz cuadrada de MSE y se calcula de la siguiente manera:

$$RMSE = \sqrt{MSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (AE_{producto} - AE_{inferido})^2} \quad (16)$$

donde, N es el número de pares de datos.

- Error simple (Bias): Es la diferencia entre el valor observado y del modelo. Para este estudio sería:

$$bias = AE_{producto} - AE_{inferido} \quad (17)$$

Solo Td se utilizó para hacer hincapié en la similaridad de los diferentes productos de AE basado en percepción remota. Asimismo, se exploró visualmente el comportamiento de las cuencas dentro de la curva de Budyko (Figura 7). El resto de métricas se calcularon usando todas las cuencas de evaluación de Q . Solo el bias se calculó para cada cuenca de evaluación y producto de AE . Finalmente, se rankea y selecciona el mejor AE , para ser utilizado en los siguientes pasos.

3.2.4. Budyko probabilístico

Originalmente la curva de Budyko fue propuesta mediante una relación invariante en el espacio-tiempo (Schreiber 1904; Ol'Dekop 1911; Budyko 1958). Sin embargo, evidencia ha demostrado que las características de la cuenca y del clima afectan su posición en la curva. Por lo tanto, las diversas versiones paramétricas de la curva de Budyko tienen base determinista en su formulación (Fu 1981; Koster y Suarez 1999; Zhang et al. 2001; Zhou et al. 2015; Wang y Tang 2014; Zhang et al. 2004, 2008; Fathi et al. 2019). En este estudio se usa la ecuación de Fu (Ecuación 11 y Figura 8; Fu 1981), y esta estipula que las condiciones promedio climáticas a largo plazo mediante PE/P es el factor primario que controla AE/P . El parámetro ω integra los efectos secundarios de la variabilidad

climática y características biofísicas como el terreno, suelo, vegetación, etc. (Gentine et al. 2012; Berghuijs et al. 2014; Greve et al. 2015).

Recientemente, una extensión de la base determinista de Budyko ha sido desarrollado, re-formulándolo a un enfoque probabilístico (Greve et al. 2015). Basado en Greve et al. (2015), es posible calibrar la ecuación de Fu (1981) usando la información histórica disponible para obtener estimaciones óptimas de ω para un volumen de control (cuenca). Debido a la propia naturaleza de ω que cuenta con un error inherente (de los datos), los ω calibrados a nivel de UH son agrupados a macro-unidades de UH (vertientes hidrográficas) para obtener distintas distribuciones regionales de ω a nivel nacional. La Figura 9b muestra un ejemplo del Budyko probabilístico para diferentes tipos de distribución de ω , mayor detalle en Greve et al. (2015). En este estudio no se asumirá alguna distribución teórica inicial del parámetro de la curva de Budyko, sino se usa directamente la distribución empírica de los datos, similar a Singh y Kumar (2015). De esta manera no se pierde información valiosa de los datos y manteniendo los supuestos en los límites de incertidumbre de las proyecciones a un mínimo (Figura 12).

Se debe mencionar que el Budyko probabilístico será aplicado en aquellas UH que no sobrepasen los límites físicos de agua y energía (Figura 7 y 8). Si esto sucede dos posibilidades pueden surgir:

- Error en alguno de los datos de AE , PE y/o P .
- La UH se encuentra en condiciones de estado no estable (la cuenca hidrográfica no es natural, puede haber otra fuente de entrada de agua, el cambio en el almacenamiento no puede ser simplificado, otras variables toman importancia, etc.).

Asimismo, se debe mencionar que la formulación de Budyko fue originalmente basado a escalas temporales (anual a climatológico) y espaciales grandes. En este trabajo se utilizó valores promedios climáticos (2003-2013) por lo que la asunción temporal es

aceptable, sin embargo, a escala espacial no se definió un valor mínimo de área de cuenca ya que en la literatura no se tiene un valor mínimo como tal (por ejemplo, en Zhang et al. (2004) se utilizaron cuencas cuyas áreas varían entre 50 y 2000 km²; y en Budyko (1958) cuencas mayores a 10000 km²). Por lo tanto, la restricción de alguna UH en el Budyko probabilístico fue basado si solo se sobrepasaba los límites del espacio de Budyko.

Calibración

La calibración del parámetro ω se obtuvo mediante la minimización del RMSE entre la relación de los datos observados de AE/P y PE/P . El procedimiento fue de la siguiente forma:

- El valor de ω varió por cada UH entre 1 a 20 (límite experimental) por cada unidad decimal (0.1).
- Para cada valor dentro de ese rango se estimó AE/P mediante la Ecuación 11.
- Se calculó el RMSE entre el AP/P observado y estimado por el rango de ω
- Finalmente se seleccionó aquel valor de ω con el RMSE más bajo.

Esta técnica utilizada en la presente investigación ha sido implementada en otros trabajos, tales como Zhang et al. (2004), Xiong y Guo (2012), y Singh y Kumar (2015).

Validación cruzada

Para este proceso, el valor del parámetro ω en cada UH fue agrupada a cada nivel macro de cuenca (vertiente hidrográfica), y sucesivamente a nivel nacional. Por lo tanto, las UH dentro de un determinado nivel macro compartirán el juego de parámetros ω lo que conlleva a la distribución empírica de ω . Este proceso es repetido a nivel nacional

compartiendo el juego de parámetros por cada UH. Entonces la validación cruzada es realizada de la siguiente manera:

- Validación de AE/P : Se estima AE/P usando el juego de parámetros ω a nivel de UH, macro (vertiente hidrográfica) y nacional, posteriormente se compara con los AE/P observados. La métrica a utilizar para la comparación es el bias porcentual:

$$\% \text{ bias} = \frac{\text{Observado} - \text{Modelo}}{\text{Observado}} * 100 \quad (18)$$

3.2.5. Disponibilidad de los recursos hídricos debido al cambio climático

Para evaluar la vulnerabilidad de la disponibilidad de los RH debido al cambio climático se utilizó el enfoque abajo-arriba, así como también se definió la vulnerabilidad de los RH.

Espacios climáticos hipotéticos

Debido a la inherente incertidumbre de las proyecciones climáticas a tal punto que la dirección de cambio se vuelve incierta, principalmente para la disponibilidad de agua, se hace necesario usar nuevos enfoques de análisis tales como abajo-arriba. Contrario al método arriba-abajo, en que usualmente un modelo hidrológico utiliza las proyecciones de cambio climático disponible para obtener cambios futuros de una variable determinada. Los planteamientos abajo-arriba enfatizan la identificación de rangos de variabilidad (vulnerabilidad) de la variable a estudiar y luego encuentra regiones en el espacio climático hipotético que probablemente causen la variabilidad.

En este estudio, se utilizó la perspectiva abajo-arriba para estimar un gran número de posibles escenarios climáticos para Perú que abarcan las proyecciones futuras de

América del Sur. Se creará una matriz de 100*100 posibles escenarios, resultando en 10000 posibles combinaciones climáticas de P y PE (a través de T), representando así el índice de aridez PE/P el cual será insertado en el Budyko probabilístico calibrado, obteniendo así, valores de AE/P futuros (de cada espacio climático) necesarios para estimar la disponibilidad proyectada (Figura 12).

Vulnerabilidad de la disponibilidad del RH

El balance hídrico en una determinada cuenca puede ser expresada de acuerdo (Singh y Kumar 2015):

$$\frac{\partial S_t}{\partial t} = P_t + GW_{in,t} + Q_{in,t} - GW_{out,t} - Q_{out,t} - AE_t \quad (19)$$

Donde, S es el almacenamiento hidrológicamente activo, GW_{in} (out) es la entrada (salida) de agua subterránea de la cuenca, Q_{in} (out) es la entrada (salida) de agua en la superficie de la cuenca en el tiempo t , y el resto de variables ya definidas anteriormente. Entonces la disponibilidad de agua es dado por:

$$WA_t = GW_{in,t} + Q_{in,t} - GW_{out,t} - Q_{out,t} \quad (20)$$

Donde, WA representa la disponibilidad de RH en el periodo t representando la salida neta de agua de superficie y subterránea para una cuenca. Para escalas de tiempo anuales a decadales se puede asumir que el cambio neto en el almacenamiento en una cuenca es cero. Por lo tanto, la disponibilidad de RH puede ser simplificada como:

$$WA_t = P_t - AE_t \quad (21)$$

En este estudio para estimar la proyección futura de WA es requerido estimar la proyección de AE y P futura.

Los valores de P y PE futuros son obtenidos a partir de la identificación de los espacios climáticos hipotéticos (enfoque abajo-arriba), los cuales serán utilizados para estimar AE futuro a partir de la estimación del ratio de evaporación futura (AE/P), esto a través del Budyko probabilístico previamente calibrado/validado en el periodo climático (2003-2013). En este sentido, se podrá estimar WA futuro en forma de distribución de probabilidad (considerando la distribución empírica de ω). Entonces la vulnerabilidad de la disponibilidad de agua debido al cambio climático es calculado como el cambio relativo de sus valores históricos con respecto al futuro:

$$VI = \frac{\Delta WA}{WA} 100 \quad (22)$$

Donde VI es el índice de vulnerabilidad, WA es la disponibilidad de agua a largo plazo histórico (2003-2013) definida anteriormente y ΔWA es el cambio histórico con respecto al futuro de la disponibilidad de agua. Debido a la formulación de VI para un rango de climas hipotéticos, es posible identificar umbrales de clima críticos para un nivel de vulnerabilidad elegido. Adicionalmente, es posible estimar la incertidumbre asociada a cada espacio climático hipotético ya que será calculado a partir de la distribución empírica de ω (Figura 12).

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Los resultados y discusiones se presentan teniendo en cuenta los objetivos específicos: i) Selección de productos globales de AE ; ii) Aplicación del marco de Budyko probabilístico; y iii) Estimación de la disponibilidad de RH e incertidumbre asociada frente al cambio climático.

4.1. SELECCIÓN DE PRODUCTO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN ACTUAL

En la Figura 18 se aprecia la climatología anual de AE para los diferentes productos globales de la Tabla 5. Como primera aproximación, se evidenció una clara diferencia entre las mismas, principalmente en la vertiente de Pacífico, donde AE tiende a cambiar abruptamente (P-LSH y SSEBop). De igual manera en la vertiente del Amazonas se presenta altos contrastes, particularmente en la transición Andes-Amazonas (MODIS16, TerraClimate y SSEBop).

Para un mejor entendimiento de la similaridad entre los diferentes productos de AE , se hace uso de la matriz Td (Figura 19). La matriz Td muestra el cálculo entre pares de productos de la métrica Td. Considerando esta matriz, todos los productos tienen una alta similaridad ($Td > 0.75$), sin embargo hay algunos con mucho más similitud entre sí (próximos a 1). Entre los productos que difieren más con el resto fueron MODIS16 y P-LSH, y particularmente entre estas mismas se tiene el valor más bajo de similitud lo cual se evidencia al visualizar sus valores de AE en la Figura 18 (principalmente en la vertiente del Titicaca y en los Andes). Caso opuesto (Td próximo a 1) se tiene a GLEAM y PROMEDIO, que se consideran como los de mayor similitud entre el resto, solo existe disparidad en la magnitud de AE al norte de la vertiente

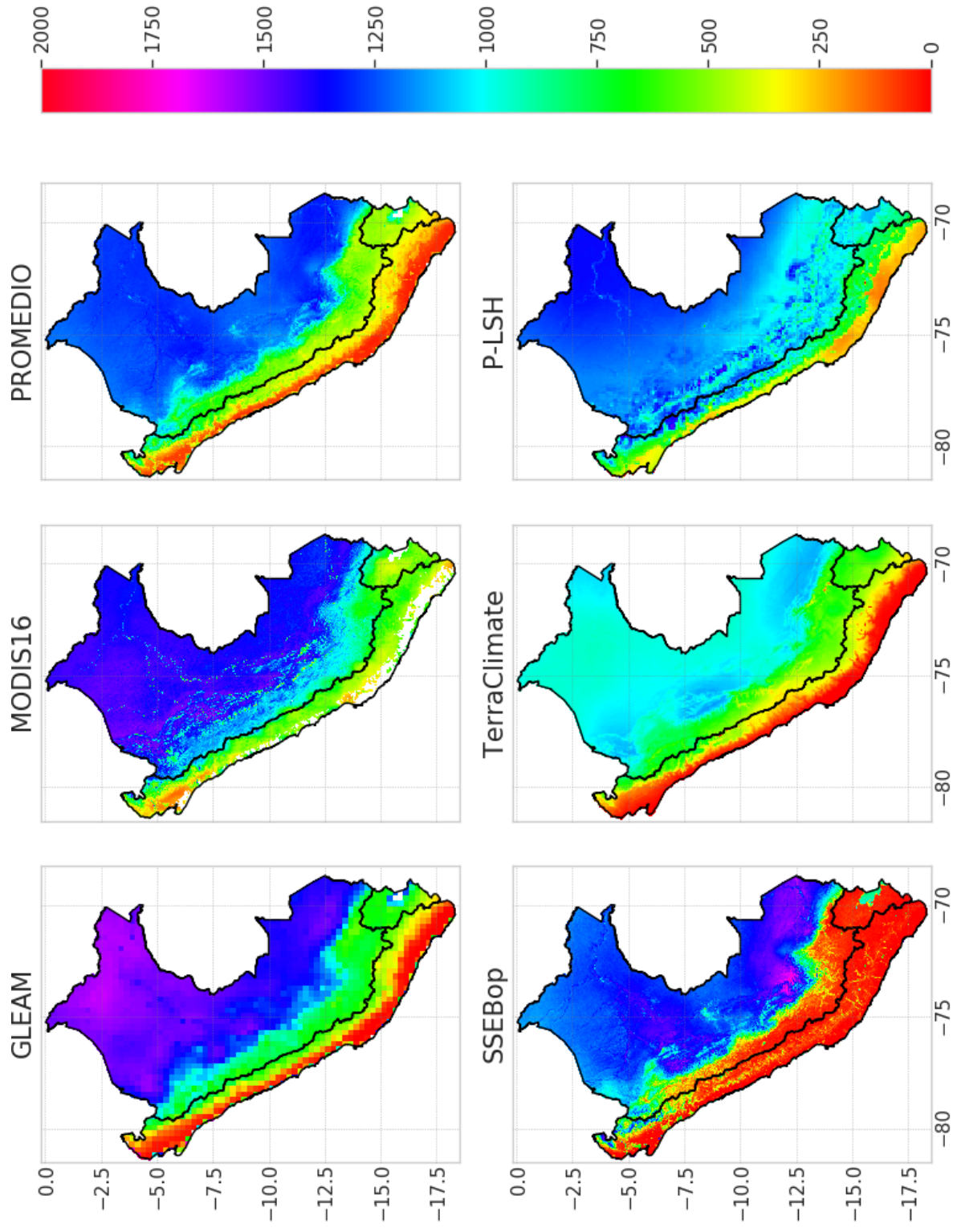


Figura 18: Climatología anual de *AE* basados en percepción remota (2003-2013).

Amazónica (Figura 18). TerraClimate es también próximo a GLEAM y PROMEDIO con una medida levemente menor de similaridad, a razón de mayor discrepancia en la transición Andes-Amazonia con los anteriores productos.

Por lo tanto se puede afirmar que GLEAM, TerraClimate y PROMEDIO son los productos que tiene mayor similaridad, a diferencia de MODIS16 y P-LSH las cuales divergen más. A pesar de la alta similitud, cada producto presenta ciertas particularidades. Por ejemplo MODIS16 no estima *AE* en la parte costera de la vertiente del Pacífico, el algoritmo de MODIS16 no incluye áreas urbanas y áridas debido a que no hay la relación de fracción de radiación fotosintéticamente activa e índice de área foliar (FPAR/LAI) para ese tipo de cobertura (Mu et al. 2013). Por otro lado, GLEAM tiende a sobrestimar *AE* cerca a la línea costera debido, a que por el tamaño de píxel (baja resolución con respecto al resto de productos), la fracción de tipo de suelo (en esas áreas) considera mayor cantidad de agua (que tierra) conllevando a una evaporación sin estrés resultando en valores muy altos (Martens et al. 2017). Lo anterior se evidencia en PROMEDIO ya que al promediar tales valores, difieren mucho del resto de productos. Por otro lado, SSEBop es el que tiene los valores más bajos de *AE*, tanto así, que en los Andes llega a tener menos de 500mm, contrario al resto de productos alcanzando aproximadamente 1000mm.

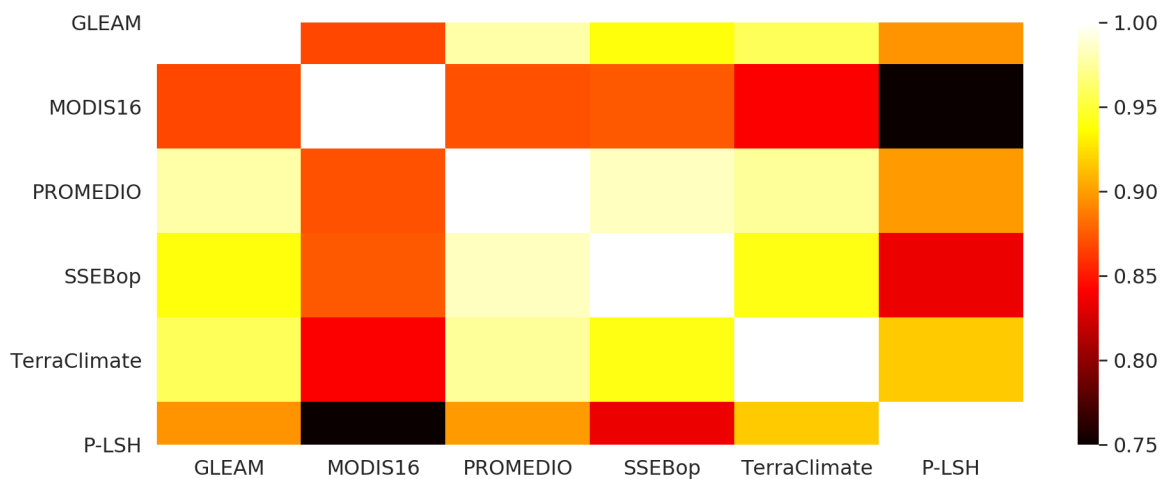


Figura 19: Matriz de Similaridad (Td).

Para establecer correctamente que producto (GLEAM, MODIS16, PROMEDIO, SSEBop, TerraClimate, P-LSH) usar se hizo un ranqueo y posterior selección a través de

una validación con datos de AE observado inferido por balance hídrico y Budyko. Dos asunciones han sido establecidas para poder validar los productos globales de AE . El primero es que si no hay tendencia en el AE inferido por balance hídrico en las cuencas de evaluación, entonces los promedios de AE inferido puede compararse con el promedio de diferentes tiempos. La segunda asunción es que el balance hídrico puede ser simplificado a la Ecuación 13, donde para escalas anuales a decadales, el cambio en el almacenamiento es insignificante.

La primera asunción sería factible siempre y cuando no haya tendencia en AE . Teniendo en cuenta el contexto del cambio climático (incremento de T), es entonces esperado que AE aumente también, sin embargo, debido a la falta de información no se tiene consenso acerca de las causas e inclusive la dirección de la tendencias en AE (Hobbins et al. 2004; Cong et al. 2009; Wang et al. 2011; Miralles et al. 2016; Douville et al. 2013; Zhang et al. 2016b). Adicionalmente, se tiene evidencia a escala global que existe una tendencia decreciente en la evaporación, lo cual es contrario a lo esperado, este fenómeno se llama la “paradoja de la evaporación”. Lo anterior hace que sea aún más debatible entender la variabilidad espacio-temporal de AE . A la fecha, en Perú no existen trabajos en tendencias de AE , esto probable a la escasa o nula información de AE observado. Debido a que la primera asunción es discutible, la validación solo se realizó en un periodo común de información (2003-2013) por lo que efectos de tendencia fueron aplacados y porque no se comparó en otros periodos temporales.

Con respecto a la segunda asunción, muchos estudios establecen el cambio en el almacenamiento como nulo a escala de cuencas para periodos temporales anuales, decadales y climatológicos (Budyko 1961; Fu 1981; Zhang et al. 2008; Wang y Tang 2014; Singh y Kumar 2015). El cambio en el almacenamiento de agua ha sido recientemente evaluado por Rodell et al. (2018) mediante el uso del Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) para el periodo 2002-2016. La tendencia encontrada para el caso del Perú es menos de 1cm/año (no significativo), entonces asumiendo que existe una contribución (por almacenamiento) en las cuencas de evaluación (y en las UH) esta representaría menos del 1% al promedio anual de AE . Por lo tanto, puede ser simplificado a la escala del estudio (2003-2013), y la segunda asunción es aceptable.

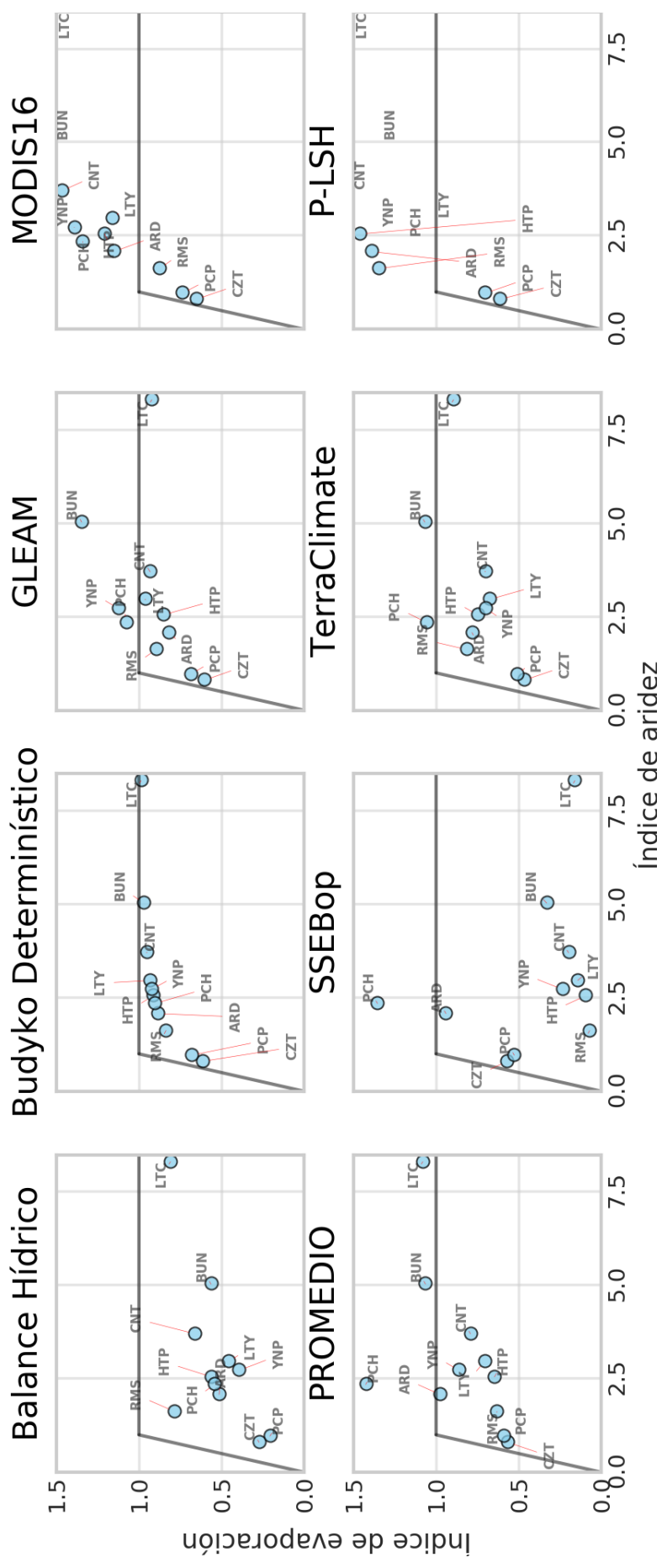


Figura 20: Ubicación de las cuencas de evaluación en la curva de Budyko en función del índice de evaporación (AE/P) y aridez (PE/P). Las curvas de Balance Hídrico y Budyko Determinístico hacen referencia al AE observado (inferido); el resto de curvas al valor de AE proveniente de los datos de percepción remota.

Las cuencas de evaluación donde se realizó la validación fueron 13 (Anexo 3 y 4). En base a la información del Anexo 4 se realizó los cálculos para inferir AE observado, y en conjunto con sus valores a escala de cuenca de los productos globales de AE se hizo la validación.

Una primera aproximación del comportamiento de AE observado y de los productos globales dentro de la curva de Budyko se aprecia en la Figura 20. Se confirma que las cuencas de evaluación se encuentran dentro de diferentes regiones climáticas ya que el índice de aridez (PE/P) se encuentra dentro del rango de 0 a 10 (Balance Hídrico y Budyko Determinístico en la Figura 20). El valor de AE observado varía ligera a moderadamente entre el inferido por balance hídrico y Budyko determinístico, sin embargo, ambos se encuentran posicionados dentro de los límites de Budyko (a excepción de las cuencas Borja - BRJ y Requena - RQN, donde la asunción de estado estable no se cumplió). Con respecto a los productos globales, resaltan GLEAM, PROMEDIO y TerraClimate, donde el valor estimado de AE tiende a ser cercano al observado (especialmente en cuencas con un índice de aridez menor a 3). Caso contrario se evidenció en MODIS16, SSEBop y P-LSH donde se aprecia mayor disparidad con respecto al observado. Por lo tanto, se debe mencionar que no existe alguna estimación de AE (producto globales) que sea lo suficiente próximo al observado (inferido) ya que en todas las cuencas se presentó un sesgo (Figura 20 y Anexo 5). Existe una tendencia de sobre-estimación (sub-estimación) de AE en cuencas más (menos) áridas. Asimismo, en el producto MODIS16 y P-LSH se presenta mayor sobre-estimación (superando el límite de agua), caso contrario en SSEBop, donde se tiene la mayor sub-estimación de AE .

A modo de resumen, la Tabla 6 muestra la eficiencia de los productos AE en función de las métricas: correlación de Spearman (R_s), error cuadrático medio (RMSE) y el error simple (bias). Se aprecia que los productos de AE global tiene alta relación con el AE observado inferido ($R_s > 0.7$), destacando principalmente GLEAM, PROMEDIO, TerraClimate y MODIS16. Por otro lado, RMSE es muy variado para cada uno de los productos, se encontró mayor error por parte de SSEBop seguido por P-LSH. Los errores de SSEBop son debidos a la sub-estimación (bias negativo), en el resto de

productos tiende a presentarse bias positivo. TerraClimate, PROMEDIO y GLEAM destacaron por tener menores errores tanto bias como en RSME. Una inspección al bias considerando cada cuenca y producto global (Anexo 5) aclara lo anterior mencionado. MODIS16 y P-LSH (SEEBop) sobrestiman (subestiman) en prácticamente todas las cuencas de evaluación. GLEAM, PROMEDIO y TerraClimate tienden a subestimar ligeramente (GLEAM y TerraClimate tienden a tener errores próximos a 0 de bias en ciertas cuencas de evaluación). Esto en concordancia con lo caracterizado en la curva de Budyko de la Figura 20.

Tabla 6: Resumen de validación. BH: Balance Hídrico y BK: Budyko

Productos	Rs		RMSE		bias	
	BH	BK	BH	BK	BH	BK
GLEAM	0.85	0.97	344.33	83.96	232.06	13.93
PROMEDIO	0.79	0.96	313.93	116.32	140.12	-60.50
MODIS16	0.85	0.96	459.06	186.18	354.12	193.45
SSEBop	0.45	0.77	337.75	287.13	-72.96	-233.73
TerraClimate	0.89	0.98	218.23	141.36	139.77	-94.51
P-LSH	0.77	0.85	616.15	365.50	551.9	354.15

Para el ranqueo de los productos globales de AE se ordenó de mayor a menor (eficiencia) cada uno de las métricas de la Tabla 6 y se sumó los valores del orden. Por lo tanto, aquellos que tengan una puntuación más baja reflejaría una mayor eficiencia de estimación de AE . La Tabla 7 muestra los resultados del ranqueo considerando el método de inferencia de AE observado y métrica utilizada.

Es evidente de la Tabla 7 que los mejores productos fueron TerraClimate, GLEAM y PROMEDIO y los menos eficientes SSEBop y P-LSH. Esto en concordancia con los resultados anteriormente discutidos. Sin embargo, este ranqueo solo está basado en las métricas que caracteriza la magnitud de AE , más no su resolución espacial y su capacidad de estimar AE en tipos de cobertura de suelo específicos tales como: cuerpos agua, bosques y/o áreas irrigadas. El reciente trabajo de Weerasinghe et al. (2020) considera que este tipo de validación es pertinente, sin embargo no hay forma objetiva de hacer una clasificación por tipo de suelo, considerando que existe una diversidad

Tabla 7: Ranqueo de productos globales de AE. PROM es PROMEDIO

Métrica y		Productos					
Método		GLEAM	PROM	MODIS16	SSEBop	TerraClimate	P-LSH
Rs	BH	2	3	2	5	1	4
	BK	2	3	3	5	1	4
RMSE	BH	4	2	5	3	1	6
	BK	1	2	4	5	3	6
bias	BH	4	3	5	1	2	6
	BK	1	2	4	5	3	6
Puntuación		14	15	23	24	11	32
Orden		2	3	4	5	1	6

de formas. Si tomamos en cuenta la resolución espacial de cada producto es evidente que GLEAM sería el más afectado ya que es el producto con menor resolución (0.25°). Esto no modificaría el orden que se le dio a GLEAM inicialmente, pero acercaría más el resto de productos a una puntuación más baja (mayor eficiencia), principalmente a PROMEDIO (0.01°). Considerando el tamaño de cuenca hidrográfica (UH) a usar para el análisis de la vulnerabilidad de los RH (ANA), PROMEDIO sería más aceptable que TerraClimate (0.04°). En consecuencia, el producto a destacar es PROMEDIO ya que es el promedio del resto de productos de *AE* los cuales son estimaciones independientes (cada producto tiene diferentes parametrizaciones y datos de entrada), y es la representación promedio de los "ensembles" de *AE*. A diferencia de usar un solo producto, es más representativo usar el promedio ya que ningún producto será completamente eficiente en todo el territorio (13 cuencas de validación). Una similar idea es dada por Zhang et al. (2016a), y ejemplificado por da Motta Paca et al. (2019) donde se produce un producto de *AE* para la cuenca Amazónica como el promedio de diversos productos globales de *AE*.

Por ende, TerraClimate, GLEAM y PROMEDIO son los mejores productos de *AE* ya que representan con menor error *AE* inferido. Cada uno de estos tiene una característica específica. Su selección debe estar basada en el tipo de pregunta científica a responder. Para este estudio se establece a PROMEDIO como el referente de *AE*.

4.2. BUDYKO PROBABILÍSTICO

Seleccionado AE y P (de PISCOp 2.1), solo es requerido PE para la aplicación del Budyko probabilístico. PE se obtuvo a partir de Tx y Tn (de PISCOt 1.1) usando la ecuación de Hargreaves y Samani (1985). Los PE anuales se muestran en el Anexo 6. Una vez las tres variables (AE , PE y P) establecidos se procedió a la extracción de sus valores climáticos a escala de UH. Los valores del índice de evaporación (AE/P) y aridez (PE/P) por cada UH se observan en el Anexo 7.

El índice de evaporación presenta una variabilidad espacial menos coherente que el índice de aridez. En general AE/P tiende a tener valores mayores a 1 en las UH cercanas a la franja costera y en algunas ubicadas en la vertiente del Amazonas. PE/P varía de mayor a menor de oeste a este, respectivamente. Similar a AE/P , los valores mayores a 10 se encuentran prácticamente en la costa para ir disminuyendo mientras se desplaza a la vertiente del Amazonas, donde prácticamente tiene como valor de ≈ 2 en todo su contorno. Debido a que la ecuación de Budyko es solo aceptable bajo las leyes de suministro de agua atmosférica ($AE < P$) y de demanda (energía, $AE < PE$), aquellas UH que no cumplieron fueron removidas del análisis (Figura 21). Por esta remoción quedaron en total 18, 76 y 16 para la vertiente del Pacífico, Amazonas y Titicaca, respectivamente.

Una posible explicación de la mayor remoción de UH en la vertiente del Pacífico, es a causa del bajo valor (sub-estimación) de P o excesivo valor (sobre-estimación) de AE ya que sobrepasan el límite de agua (si P tiende a 0, o AE tiende a ser muy alto, AE/P sería excesivamente alto). Esto puede ser debido a errores introducidos por el producto PISCOp 2.1 o por la estimación de AE por satélite. Teniendo en cuenta lo anterior, es más adecuado asumir que el error proviene de AE que de P , ya que este último fue construido a partir de información observada de estaciones climatológicas (Aybar et al. 2020). Asimismo, es aceptable inferir que tal situación de $AE > P$ puede ser real, condiciones en que AE es impulsado por otras fuentes de agua que P puede darse porque el cambio en el almacenamiento no puede ser simplificado, agua adicional debido a intervenciones humanas (irrigación), entre otras (ver Marco Teórico).

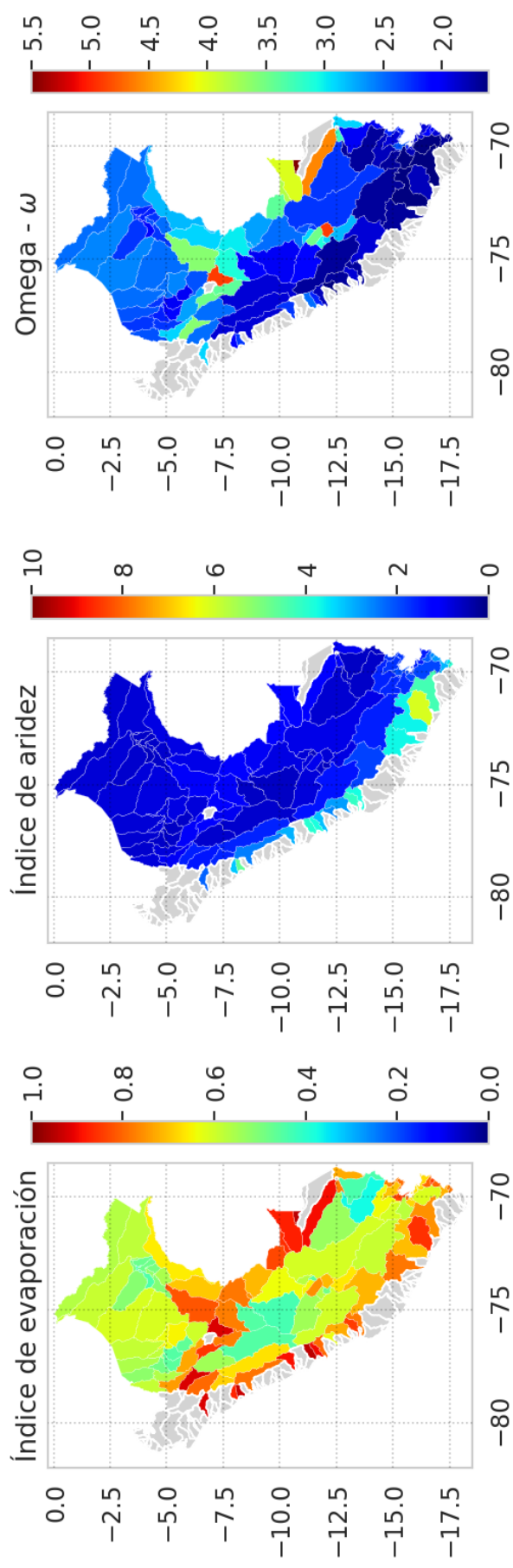


Figura 21: Índice de evaporación (AE/PE) y de aridez (PE/P) climático (2003-2013) para las UH del ANA omitiendo cuencas que violen las restricciones de Budyko (gris). Adicionalmente, el parámetro ω calibrado.

Aunque se mencionó que el cambio en el almacenamiento a escala climática (2003-2013) es despreciable, una reciente investigación demostró que cuencas áridas/semi-áridas requieren un periodo temporal más largo para llegar a ser de condiciones estable que cuencas húmedas/sub-húmedas (Han et al. 2020). El desequilibrio en los cálculos del balance hídrico de la cuenca (resultante del supuesto de estado estable) aumenta a medida que disminuye la escala de tiempo utilizada para el cálculo del balance hídrico. Han et al. (2020) concluye que para estimar AE , un período típico de 5 a 10 años limitaría el error dentro de 10% para la mayoría de las cuencas. Sin embargo, para estimar Q , un período de 10 años (aun) sería suficiente para cuencas de regiones húmedas y sub-húmedas (con un error inferior al 10%), pero es demasiado corto para las cuencas en regiones más áridas. Lo anterior explicaría porque la mayoría de UH del Pacífico son removidas del análisis. Requiriéndose posiblemente una mayor cantidad de datos (periodo más largo de datos) o utilizar otros enfoques de Budyko.

Posibles soluciones a esta limitación de Budyko (es decir para condiciones de estado no estable) se han presentado en la literatura (Greve et al. 2016; Moussa y Lhomme 2016; Fathi et al. 2019; Mianabadi et al. 2020). Una viable y adecuada opción para las UH removidas sería aplicar el procedimiento de Greve et al. (2016), quienes a partir de la Ecuación 11 (Fu 1981; Zhang et al. 2004) derivaron una nueva formulación de Budyko con dos parámetros para condiciones de estado no estable. Greve et al. (2016) modificaron analíticamente la ecuación de Fu utilizando suposiciones fenomenológicas básicas (similar a Zhang et al. 2004), y proporcionaron la siguiente ecuación:

$$\frac{AE}{P} = 1 + \frac{PE}{P} + \left(1 + (1 - y_0)^{k-1} \left(\frac{PE}{P} \right)^k \right)^{\frac{1}{k}} \quad (23)$$

Donde, k , similar a ω , es el parámetro que engloba las características de la cuenca. El nuevo parámetro (y_0) representa la nueva condición límite y tiene una interpretación física relacionada con el suministro de agua adicional para la evapotranspiración actual. Si $k = 2.6$ y $y_0 = 0$, la Ecuación 23 correspondería a la formulación original de Budyko (Ecuación 11). Este planteamiento fue aplicado a escala mensual y evidenció buenas estimaciones de AE/P (Greve et al. 2016). La utilización de este enfoque es

prometedora para la región de estudio (principalmente en la vertiente del Pacífico), sin embargo, su aplicación está fuera de los alcances de la presente investigación.

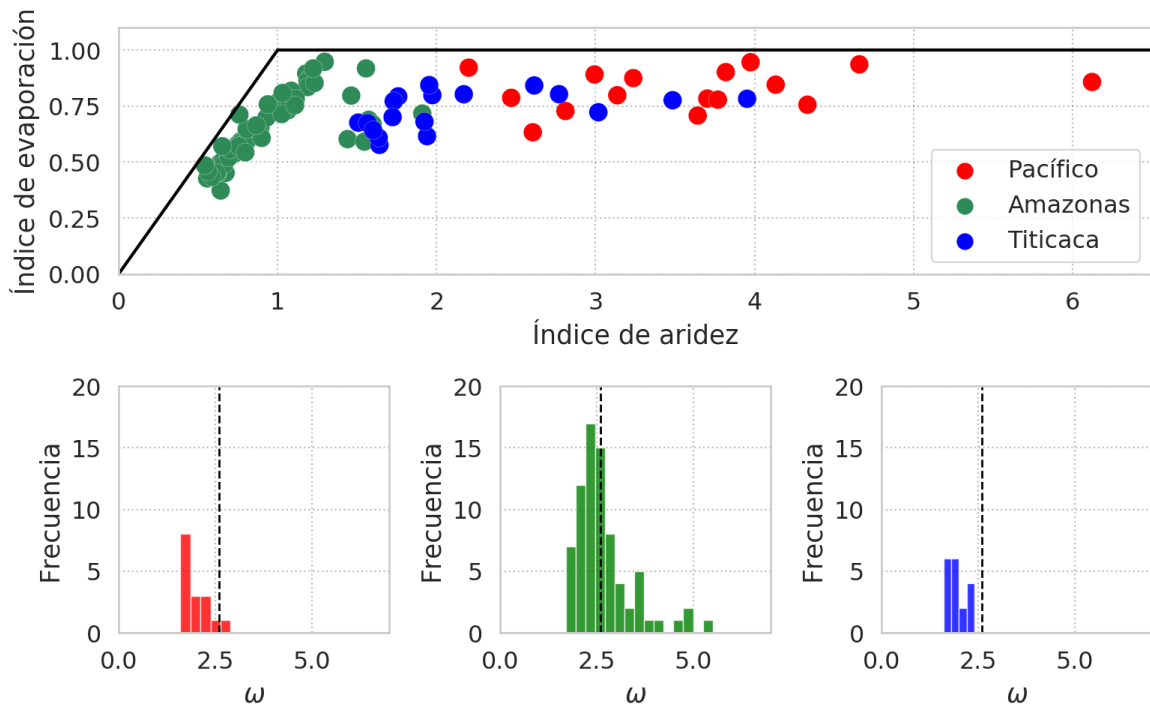


Figura 22: Arriba) Ubicación de las UH en la curva de Budyko en función del índice de evaporación (AE/P) y aridez (PE/P). Abajo) Histogramas de la distribución del parámetro ω calibrado para cada UH y vertiente. La línea punteada en cada histograma indica el valor teórico de $\omega = 2.6$.

La ubicación de las UH no removidas en la curva de Budyko se muestra en la Figura 22. Es muy fácil determinar la distinción de las UH por vertiente hidrográfica en la curva de Budyko. El parámetro ω calibrado de Budyko oscila en el rango de 1.5 a 5.5 (Figura 21 y 22), presentándose los valores más altos en la vertiente del Amazonas que en el Pacifico y Titicaca. Tomando en cuenta el valor teórico de $\omega = 2.6$ (Fu 1981), solo en las UH de la vertiente del Amazonas, el ω calibrado se encuentra próximo (Figura 22). La agrupación de ω por vertiente hidrográfica es la representación de la distribución empírica de la misma. Entonces la distribución regional de ω es usada para poder estimar AE/P en cada UH y obtener la incertidumbre asociada.

Después de obtener la distribución regional de ω (Figura 22), se realizó la validación cruzada de la eficiencia de la distribución empírica a escala nacional, de vertiente y UH. Como la distribución espacial de ω es en general uniforme ya que no presenta variaciones abruptas, los límites de incertidumbre resultantes de las agrupaciones basadas en la vecindad (es decir más cercanos) serán relativamente pequeños (Figura 21), similar al estudio de Singh y Kumar (2015). A diferencia de Greve et al. (2015), quienes usaron la distribución de todas las cuencas para estimar AE/P para cada cuenca. Es más factible agrupar por regiones consideradas homogéneas.

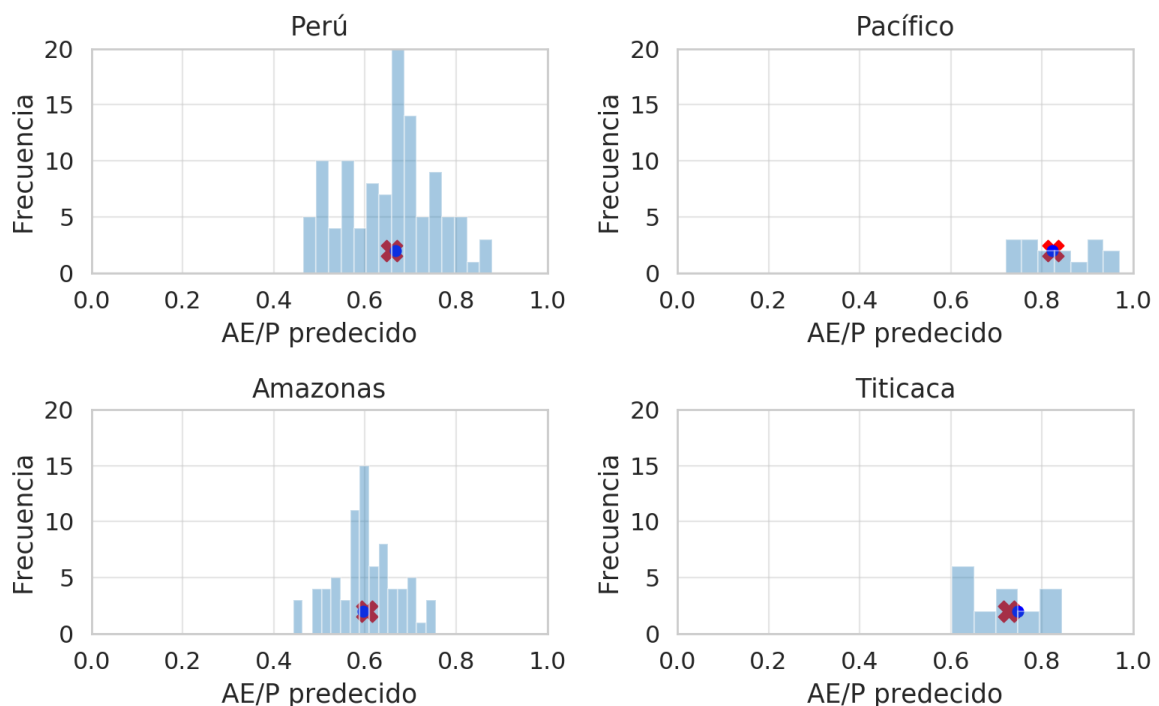


Figura 23: Validación del parámetro ω calibrado a escala de Perú y vertiente hidrográfica. Los histogramas muestran la distribución AE/P predecido. El círculo representa el valor promedio observado de AE/P , y el aspa al promedio (de la distribución) de AE/P predecido.

El bias porcentual de la mediana estimada en la validación cruzada oscila entre -1.2% a 2.8% del valor observado (Tabla 8). Asimismo, los valores regionales de PE/P se encuentran dentro del rango 5% y 95% de estimación (Figura 23). Una inspección más a detalle del bias porcentual a escala de UH (Anexo 8) demuestra también el bajo error que oscila entre $\pm 8.72\%$ (en promedio absoluto). Solo las UH ubicadas al sur del Perú

muestran un error mínimo de -39% (como valor máximo llega hasta 19%). Se debe tener en cuenta que los valores son razones (AE/P), por lo que un error de ese rango es relativamente mínimo. Adicionalmente, esto es tomado en cuenta al tener la medida de incertidumbre en cada escala de análisis.

Tabla 8: Validación cruzada del parámetro ω a diferentes escalas.

Escala	PE/P	Observado (AE/P)	Estimado (AE/P)			Error (%)
			5%	50%	95%	
Perú	1.030	0.667	0.482	0.658	0.805	1.383
Pacífico	3.662	0.825	0.720	0.823	0.950	0.177
Amazonas	0.803	0.596	0.498	0.603	0.713	-1.236
Titicaca	1.937	0.748	0.603	0.727	0.812	2.830

4.3. DISPONIBILIDAD DE LOS RECURSOS HÍDRICOS DEBIDO AL CAMBIO CLIMÁTICO

Se estimó la vulnerabilidad de los RH al cambio climático para un rango de posibles escenarios (100 de PE por 100 de P) a escala de Perú, vertiente hidrográfica y de UH. De acuerdo al reporte de la IPCC, en América del Sur existe alta probabilidad de cambio de 1.5°C a 8°C y de -40% a 40%, para temperatura y precipitación respectivamente (Stocker et al. 2013). Esto en concordancia con las diferentes investigaciones en Perú, donde el aumento de temperatura es prácticamente un hecho (Vuille et al. 2015; Rosas et al. 2016; López-Moreno et al. 2016; Vicente-Serrano et al. 2018; Hunziker et al. 2018) y el cambio en precipitación presenta mayor incertidumbre en su dirección y variabilidad espacial (Zubieta et al. 2017; de Barros Soares et al. 2017; Aybar et al. 2020; Huerta y Lavado-Casimiro 2020). Por lo tanto, para esta investigación los espacios climáticos hipotéticos se definen de la siguiente manera:

- ΔP en -50% a 50%
- ΔPE en 0% a 50% (en función de T)

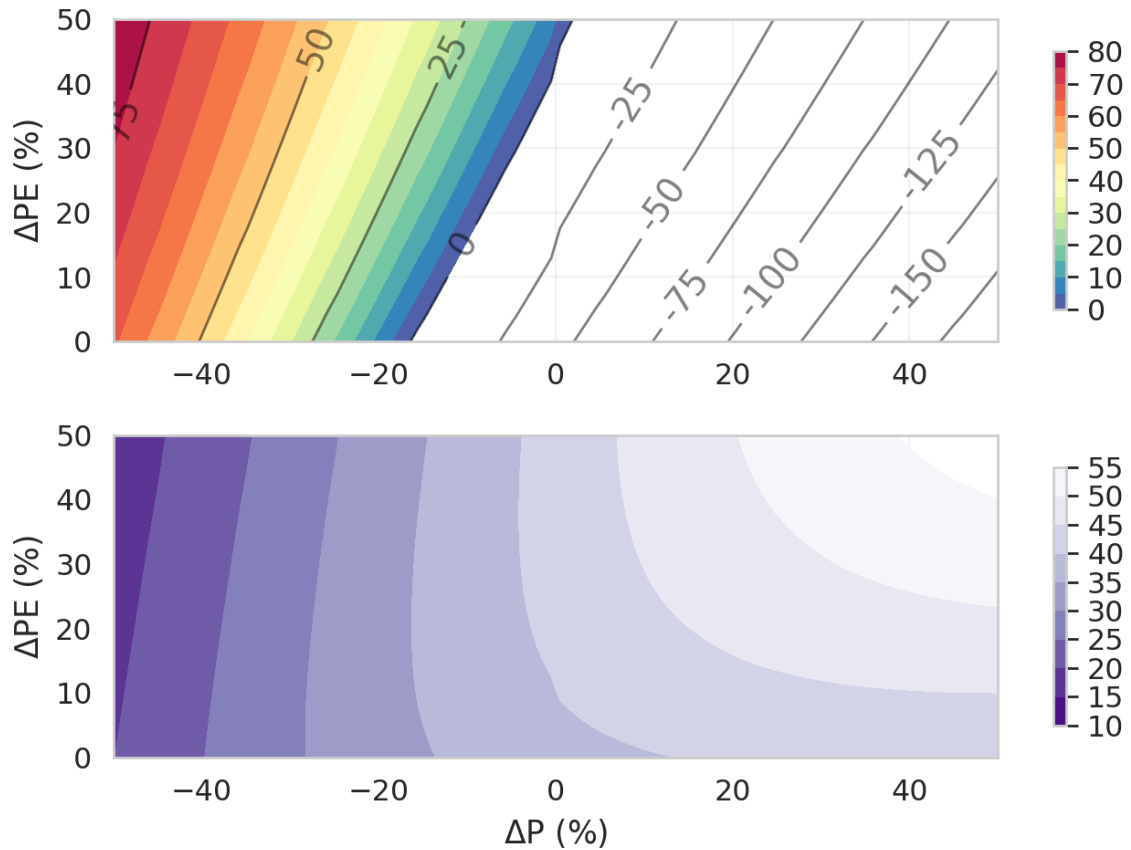


Figura 24: Arriba) Estimación de la vulnerabilidad de los RH (%) a escala de Perú en función del cambio de precipitación (ΔP) y evapotranspiración potencial (ΔPE). Abajo) Incertidumbre (%) de Arriba) en forma de desviación estándar.

A escala de Perú, el índice de vulnerabilidad estimado (VI) y su incertidumbre asociada se presenta en la Figura 24. Como era de esperarse, cambios negativos (positivos) de P (PE) generó un aumento (disminución) de la vulnerabilidad. Así como también, cambios en P tuvieron un rol mayor que los cambios de PE (en función de T), esto en línea con otros trabajos (Singh y Kumar 2015; Zhang et al. 2018). La incertidumbre (debido al parámetro ω) es mucho menor en los escenarios de aumento de vulnerabilidad que en los de disminución, como resultado de un escenario más realista, y de acuerdo con otros estudios (Singh et al. 2011; Singh y Kumar 2015; Zhang et al. 2018).

Una comparación con trabajos locales y regionales relacionados a la temática de cambio climático y recursos hídricos (pero con un enfoque arriba-abajo) muestran altas similitudes. Por ejemplo, las investigaciones descritas en la sección de Introducción

(Pouyaud et al. 2005; Juen et al. 2007; Lavado Casimiro et al. 2011; Andres et al. 2014; van Soesbergen y Mulligan 2016; Olsson et al. 2017; Pilares et al. 2018) concluyen de manera general que se proyecta un aumento de la disponibilidad hídrica (mayor caudal) con respecto al periodo histórico. Este resultado es también obtenido en la Figura 24, donde VI tiende a ser negativo para un escenario de aumento de PE y no cambio de P , lo que significaría que existe mayor disponibilidad de agua. Los espacios climáticos obtenidos a partir de las salidas de modelos de circulación general (GCMs) muestran similares escenarios en la región de estudio (Stocker et al. 2013).

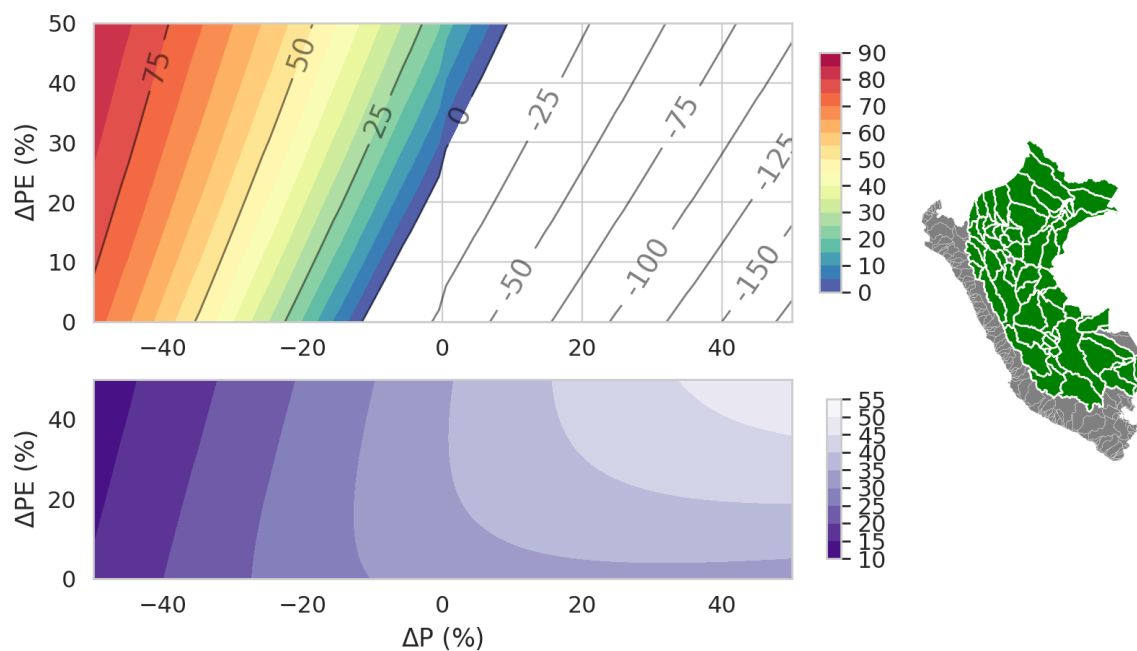


Figura 25: Similar a la Figura 24, pero para la vertiente del Amazonas.

A escala de vertiente hidrográfica, resultados similares a la Figura 24 se muestra en las Figuras 25, 26 y 27 para la vertiente del Amazonas, Pacífico y Titicaca, respectivamente. Se demuestra una vez más la mayor influencia de P para determinar la vulnerabilidad. Adicionalmente se evidencio que para un aumento de VI en la vertiente del Amazonas se requiere un menor cambio de P y PE , en comparación con el Pacífico y Titicaca (Figura 25). Esto hace entender que la vertiente Amazónica es más susceptible al cambio climático (derivado a partir de los espacios climáticos hipotéticos). Aunque la vertiente del Pacífico y Titicaca tuvieron un similar comportamiento de VI en los espacios climáticos, la incertidumbre (vista como desviación estándar) es completamente diferente. Existe mayor incertidumbre (valores más altos)

en la vertiente del Pacífico, probablemente debido a la falta de muestra para construir la distribución de probabilidad empírica en esta región, es decir, menos cantidad de UH (Figuras 21, 22 y 26).

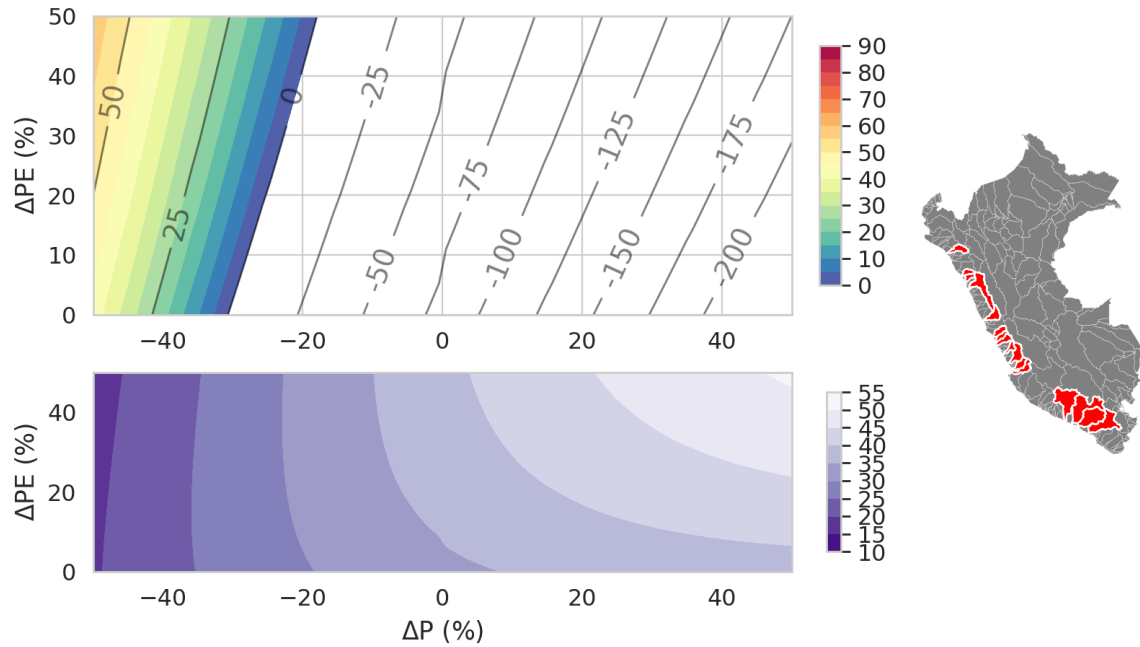


Figura 26: Similar a la Figura 24, pero para la vertiente del Pacífico.

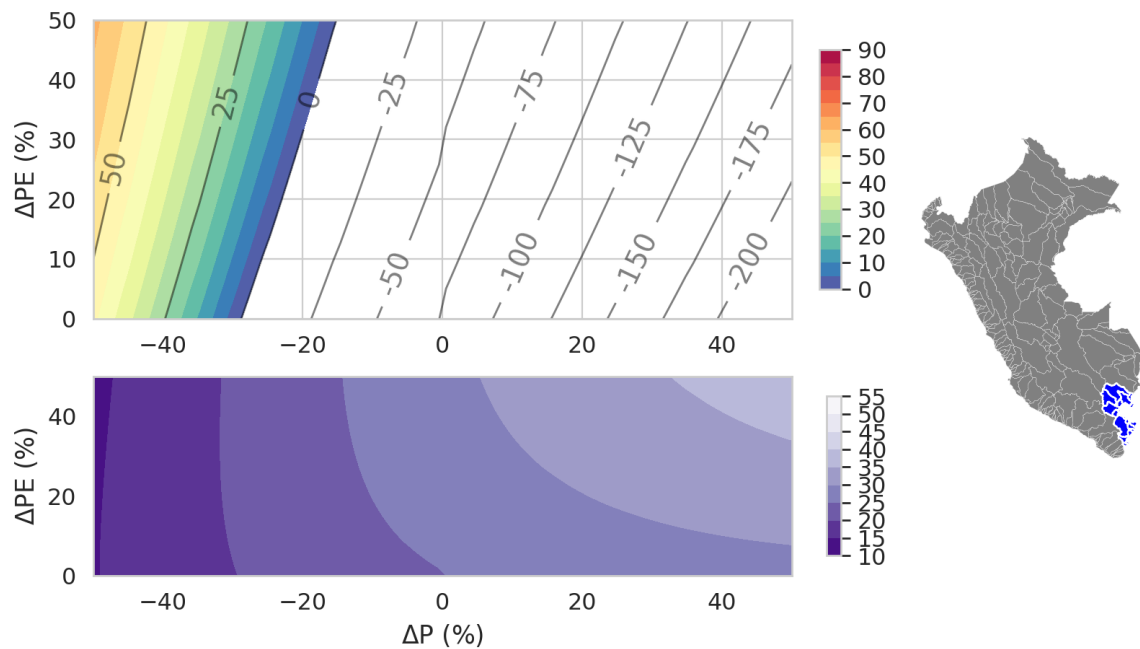


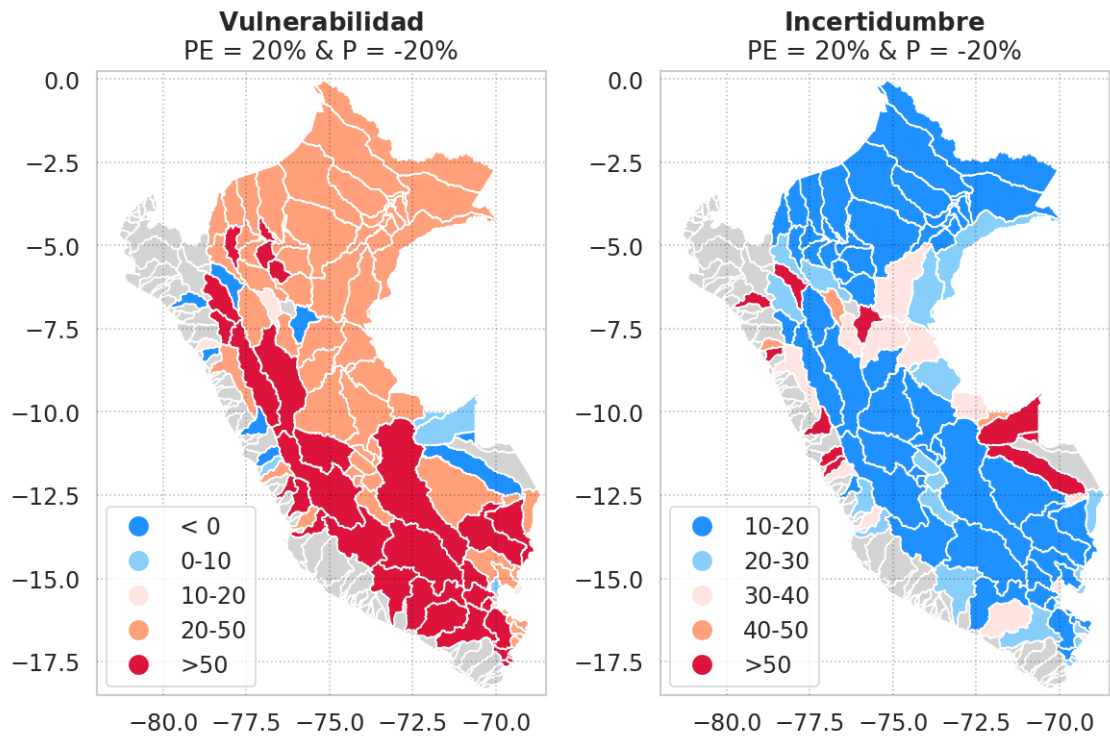
Figura 27: Similar a la Figura 24, pero para la vertiente del Titicaca.

Para mayor detalle del análisis, se realizó el mismo procedimiento pero a escala de UH. El proceso puede ser entendido de la siguiente manera. En cada UH se tiene una matriz

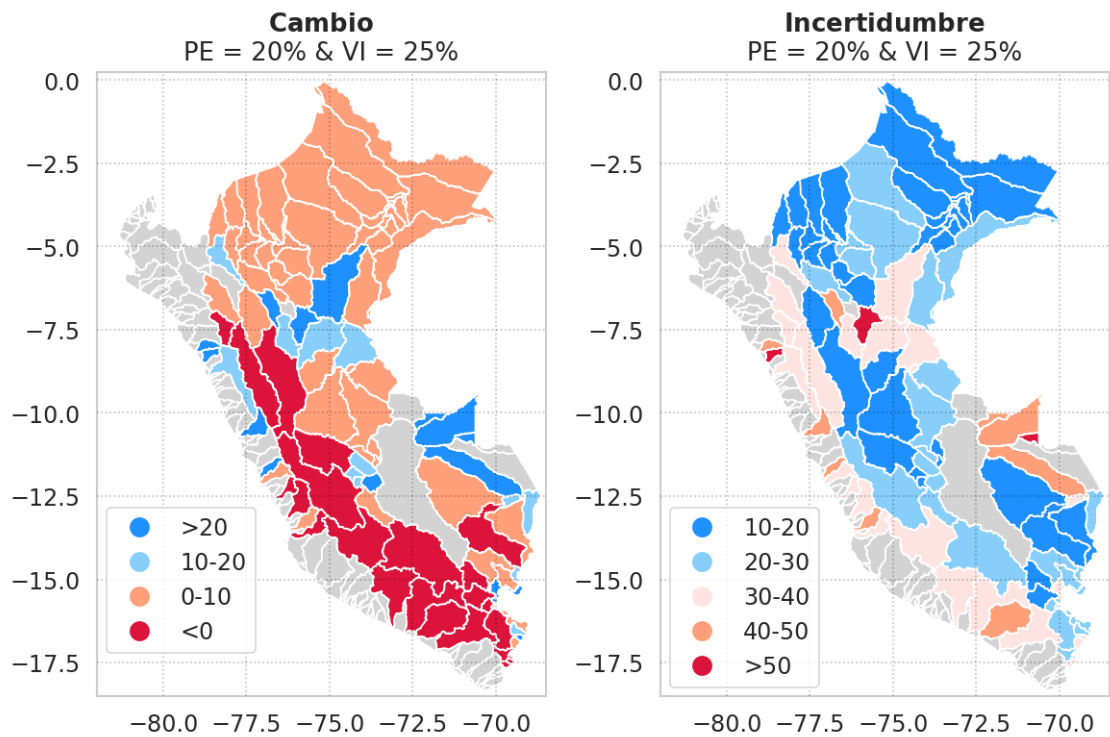
similar al de la Figura 24, la cual se construyó en base a la distribución regional de ω , perteneciente a una determinada vertiente. Entonces, es posible identificar umbrales críticos para un específico valor de vulnerabilidad (y también para cambios en PE y P) para cada UH y así poder visualizarlo en el espacio.

A manera de ejemplo, la Figura 28 representa el VI para cada UH cuando se tiene cambios de P y PE en un -20% y 20% respectivamente. Se evidencia un aumento crítico de vulnerabilidad de hasta 50% en UH ubicadas principalmente en toda la longitud de los Andes (cabeceras de cuenca), pero principalmente al sur-oeste (vertiente del Pacífico y Titicaca) y sur-este (vertiente del Amazonas) del Perú. La incertidumbre asociada para estas UH se encuentra dentro de una variación de $10-20\%$. Otros escenarios pueden ser fácilmente acoplados, por ejemplo, para un cambio de PE en 20% y un VI de 25% , el cambio crítico de P es prácticamente bajo en las UH de los Andes, principalmente las ubicadas al sur. Sin embargo, estos valores tienen una incertidumbre ligeramente mayor que el escenario anterior. Por lo tanto, un descubrimiento de esta investigación es que las UH ubicadas en las partes altas de los Andes (principalmente al sur de Perú) son las más vulnerables lo que conduciría a un aumento de su vulnerabilidad en el futuro. Las UH más vulnerables para el caso de la Figura 28a ($VI > 50\%$ e incertidumbre entre $10 - 20\%$) y 28b ($\Delta P < 0\%$ e incertidumbre entre $10 - 30\%$): **Apurímac**, Camana, Carhuapán, **Coata**, Crisnejas, (Alto) **Huallaga**, **Ilave**, **Ilpa**, **Inambari**, Mala, **Mantaro**, **Mauri**, Marañón, Pampas, Parananpura, **Perené**, **Pucara**, Tampobata y Urubamba (en negrita donde hubo coincidencia de ambos casos).

Aunque una disminución de -20% en P pueda ser exagerado, Lausier y Jain (2018) encuentra que existen tendencias decrecientes en la cola inferior y superior (de la distribución) que no necesariamente son consistentes con las de la media y mediana. Por lo tanto, previos trabajos pueden tener cierto grado de incertidumbre ya que solo se basan en la tendencia promedio de P . Para el caso de Perú, Lausier y Jain (2018) demuestra que existe concordancia en las tendencias de cola en un rango de -30mm a -50mm para el periodo 1950-2011, particularmente para el sur del Perú. Por consiguiente, escenarios como los planteados en esta tesis ya sean probablemente reales.



(a)



(b)

Figura 28: a) Variación espacial de VI (%) e incertidumbre (%) asociada. b) Variación espacial del cambio crítico de P (%) e incertidumbre (%) asociada.

V. CONCLUSIONES

Las conclusiones serán abordadas según los objetivos específicos planteados:

- **De la selección de productos globales de evapotranspiración actual basada en percepción remota:** Se evaluó seis (más el promedio de todos) productos de evapotranspiración actual en conjunto con datos observados inferidos por balance hídrico y Budyko. Los resultados demostraron que la eficiencia de los productos, de acuerdo a las métricas utilizadas (R, RMSE y bias), en orden de mayor a menor fueron: TerraClimate, GLEAM, PROMEDIO, MODIS16, SSEBop y P-LSH. Por lo tanto, se destaca la utilización de los mejores productos (TerraClimate, GLEAM y PROMEDIO) de acuerdo al tipo de pregunta científica a responder debido a que cada uno de estos presenta una resolución espacial y temporal específica. Para este estudio se utilizó PROMEDIO (promedio los productos) debido a su resolución espacial (menos gruesa que TerraClimate y GLEAM) y para minimizar los errores (valores máximos y mínimos).
- **De la aplicación del Budyko probabilístico:** Se demostró la eficiencia del Budyko probabilístico, no solo para estimar el índice de evaporación con un error mínimo aceptable, si no también para caracterizar la hidro-climatología a escala de cuenca, vertiente hidrográfica ($\pm 2\%$) y nacional ($\pm 9\%$). Esto principalmente para las vertientes del Amazonas y Titicaca. Se evidenció que enfoques deterministas de Budyko no necesariamente se ajustan a la realidad ($\omega = 2.6$).
- **De la estimación de la disponibilidad de los recursos hídricos e incertidumbre asociada frente al cambio climático:** El enfoque abajo-arriba demostró ser de gran utilidad para poder estimar la vulnerabilidad de los recursos hídricos e incertidumbre asociada, sin necesidad de hacer uso de salidas de modelos globales de cambio climático. Asimismo, permitió establecer difer-

entes umbrales de cambio en base a precipitación, evapotranspiración potencial (en función de la temperatura) y vulnerabilidad. La utilización de un umbral específico será de acuerdo al punto de vista del que toma la decisión. De acuerdo a la escala espacial de análisis:

- A escala nacional: Se evidenció un aumento de la vulnerabilidad a cambios (negativos) en precipitación y (positivos) evapotranspiración potencial. La incertidumbre es mucho menor en los escenarios de aumento de vulnerabilidad que en los de disminución, como resultado de un escenario más realista. Asimismo, los cambios en precipitación toman un rol más importante que los cambios en evapotranspiración potencial.
- A escala de vertiente hidrográfica: Similares conclusiones como en escala nacional. Adicionalmente, se evidencia que la vertiente del Amazonas es más susceptible al cambio climático (espacios climáticos hipotéticos) ya que requiere menos cambio en precipitación y evapotranspiración potencial para pasar de una vulnerabilidad negativa (aumento de disponibilidad hídrica) a positiva (disminución de disponibilidad hídrica), comparado con las vertientes del Pacífico y Titicaca.
- A escala de unidad hidrográfica: Considerándose un cambio mínimo de precipitación (menor a 10%), se espera una mayor vulnerabilidad (25%) para las cuencas ubicadas en la parte central y sur de los Andes que pertenecen a la vertiente del Amazonas en **Inambari, Huallaga (Alto), Perené, Mantaro y Apurímac (Alto)**; y para el Titicaca en **Mauri, Ilave, Ilpa, Coata y Pucará**.

VI. RECOMENDACIONES

Los resultados obtenidos en la presente tesis proponen nuevas perspectivas de investigación y recomendaciones que se detallan a continuación:

- Es necesario priorizar las áreas consideradas vulnerables para eventuales estudios de desarrollo sostenible ante el cambio climático.
- Implementar enfoques probabilísticos de Budyko en estudios de hidro-climatología.
- Hacer uso de una mayor cantidad de productos de evapotranspiración actual, no solo provenientes de información satelital y/o reanálisis, si no de modelos. De igual manera, adicionar otras bases de datos de precipitación y temperatura, así como también otros métodos de estimación de evapotranspiración potencial.
- Implementar en la validación de productos globales de evapotranspiración actual, los diferentes tipos de cobertura de suelo, ya que esto daría mayor certeza de la veracidad del producto para diferentes propósitos, especialmente para su utilización a escala mensual y/o diaria.
- Aplicar el Budyko probabilístico no solo con el enfoque abajo-arriba, si no también desde arriba-abajo usando las salidas de modelos de cambio climático. Así también la mezcla de ambos enfoques.
- Implementar o agregar un parámetro que relacione la vegetación (u otros) en el Budyko probabilístico. Así como también aplicar enfoques de condiciones de estado estable (para escala mensual principalmente). De esta manera poder tener más variables de cambio y así caracterizar otras influencias que no sean solo del clima.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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*, 5:170191.
- Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J. L., Bastiaanssen, W., Kramber, W., Lorite, I., y Robison, C. W. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (metric)—applications. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 133(4):395–406.
- ANA 2013. Plan nacional de recursos hídricos. Technical report, Autoridad Nacional del Agua del Perú - ANA.
- Andres, N., Vegas Galdos, F., Lavado Casimiro, W. S., y Zappa, M. 2014. Modélisation de ressources en eau et impact du changement climatique sur une échelle de temps journalier dans les Andes péruviennes. *Hydrological Sciences Journal*, 59(11):2043–2059.
- Arnell, N. W., van Vuuren, D. P., y Isaac, M. 2011. The implications of climate policy for the impacts of climate change on global water resources. *Global Environmental Change*, 21(2):592–603.
- Arora, V. K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of hydrology*, 265(1-4):164–177.
- Averyt, K., Meldrum, J., Caldwell, P., Sun, G., McNulty, S., Huber-Lee, A., y Madden, N. 2013. Sectoral contributions to surface water stress in the coterminous united states. *Environmental Research Letters*, 8(3):035046.
- Aybar, C., Fernández, C., Huerta, A., Lavado, W., Vega, F., y Felipe-Obando, O. 2020. Construction of a high-resolution gridded rainfall dataset for peru from 1981 to the present day. *Hydrological Sciences Journal*, 65(5):770–785.

- Barnett, T. P., Adam, J. C., y Lettenmaier, D. P. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066):303.
- Bastiaanssen, W., Karimi, P., Rebelo, L.-M., Duan, Z., Senay, G., Muthuwatte, L., y Smakhtin, V. 2014. Earth observation based assessment of the water production and water consumption of Nile basin agro-ecosystems. *Remote Sensing*, 6(11):10306–10334.
- Berghuijs, W., Woods, R., y Hrachowitz, M. 2014. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature Climate Change*, 4(7):583.
- Brooks, N., Adger, W. N., y Kelly, P. M. 2005. The determinants of vulnerability and adaptive capacity at the national level and the implications for adaptation. *Global Environmental Change*, 15(2):151–163.
- Budyko, M. 1958. The heat balance of the earth's surface, us dept. of commerce. *Weather Bureau, Washington, DC, USA*.
- Budyko, M. 1961. The heat balance of the earth's surface. *Soviet Geography*, 2(4):3–13.
- Buytaert, W., Vuille, M., Dewulf, A., Urrutia, R., Karmalkar, A., y Céleri, R. 2010. Uncertainties in climate change projections and regional downscaling in the tropical Andes: Implications for water resources management. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7):1247.
- Cong, Z., Yang, D., y Ni, G. 2009. Does evaporation paradox exist in China? *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(3):357–366.
- Coudrain, A., Francou, B., y Kundzewicz, Z. W. 2005. Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6):925–932.
- da Motta Páca, V. H., Espinoza-Dávalos, G. E., Hessels, T. M., Moreira, D. M., Comair, G. F., y Bastiaanssen, W. G. 2019. The spatial variability of actual evapotranspiration across the Amazon river basin based on remote sensing products validated with flux towers. *Ecological Processes*, 8(1):6.
- Davies, E. G. y Simonovic, S. P. 2011. Global water resources modeling with an integrated model of the social-economic-environmental system. *Advances in Water Resources*, 34(6):684–700.

- de Barros Soares, D., Lee, H., Loikith, P. C., Barkhordarian, A., y Mechoso, C. R. 2017. Can significant trends be detected in surface air temperature and precipitation over south america in recent decades? *International Journal of Climatology*, 37(3):1483–1493.
- Dessai, S. y Hulme, M. 2004. Does climate adaptation policy need probabilities? *Climate policy*, 4(2):107–128.
- Dirmeyer, P. A., Gao, X., Zhao, M., Guo, Z., Oki, T., y Hanasaki, N. 2006. Gswp-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(10):1381–1398.
- Douville, H., Ribes, A., Decharme, B., Alkama, R., y Sheffield, J. 2013. Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nature Climate Change*, 3(1):59.
- Drenkhan, F., Guardamino, L., Huggel, C., y Frey, H. 2018. Current and future glacier and lake assessment in the deglaciating vilcanota-urubamba basin, peruvian andes. *Global and planetary change*, 169:105–118.
- Du, C., Sun, F., Yu, J., Liu, X., y Chen, Y. 2016. New interpretation of the role of water balance in an extended budyko hypothesis in arid regions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1):393–409.
- Fathi, M. M., Awadallah, A. G., Abdelbaki, A. M., y Haggag, M. 2019. A new budyko framework extension using time series sarimax model. *Journal of hydrology*, 570:827–838.
- Fick, S. E. y Hijmans, R. J. 2017. Worldclim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International journal of climatology*, 37(12):4302–4315.
- Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D. J., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Girma, B., Kissel, E. S., Levy, A. N., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R., y White, L. L. 2014. *Climate change 2014 impacts, adaptation and vulnerability: Part A: Global and sectoral aspects: Working group II contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.

- Fu, B.-P. 1981. On the calculation of the evaporation from land surface [j]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 1.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., et al. 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data*, 2:150066.
- Füssel, H.-M. y Klein, R. J. 2006. Climate change vulnerability assessments: an evolution of conceptual thinking. *Climatic change*, 75(3):301–329.
- Gentine, P., D’Odorico, P., Lintner, B. R., Sivandran, G., y Salvucci, G. 2012. Interdependence of climate, soil, and vegetation as constrained by the budyko curve. *Geophysical Research Letters*, 39(19).
- Glick, P., Stein, B. A., y Edelson, N. A. 2011. Scanning the conservation horizon: a guide to climate change vulnerability assessment. *National Wildlife Federation, Washington, DC*.
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orlowsky, B., y Seneviratne, S. I. 2015. Introducing a probabilistic Budyko framework. *Geophysical Research Letters*, 42(7):2261–2269.
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orlowsky, B., y Seneviratne, S. I. 2016. A two-parameter budyko function to represent conditions under which evapotranspiration exceeds precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(6):2195–2205.
- Gudmundsson, L., Greve, P., y Seneviratne, S. I. 2016. The sensitivity of water availability to changes in the aridity index and other factors—a probabilistic analysis in the budyko space. *Geophysical Research Letters*, 43(13):6985–6994.
- Han, J., Yang, Y., Roderick, M. L., McVicar, T. R., Yang, D., Zhang, S., y Beck, H. E. 2020. Assessing the steady-state assumption in water balance calculation across global catchments. *Water Resources Research*, 56(7):e2020WR027392.
- Hargreaves, G. H. y Samani, Z. A. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied engineering in agriculture*, 1(2):96–99.

- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., y Lister, D. H. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the cru ts3. 10 dataset. *International journal of climatology*, 34(3):623–642.
- Hobbins, M. T., Ramírez, J. A., y Brown, T. C. 2004. Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous us: Paradoxical or complementary? *Geophysical Research Letters*, 31(13).
- Huerta, A., Aybar, C., y Lavado, W. 2019. Piscot: A daily and monthly gridded air temperature dataset for peru. Technical report, SENAMHI.
- Huerta, A. y Lavado-Casimiro, W. 2020. Trends and variability of precipitation extremes in the peruvian altiplano (1971–2013). *International Journal of Climatology*.
- Huntington, T. G. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319(1-4):83–95.
- Hunziker, S., Brönnimann, S., Calle, J., Moreno, I., Andrade, M., Ticona, L., Huerta, A., y Lavado-Casimiro, W. 2018. Effects of undetected data quality issues on climatological analyses. *Climate of the Past*, 14(1):1–20.
- Iguchi, T., Kozu, T., Meneghini, R., Awaka, J., y Okamoto, K. 2000. Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12):2038–2052.
- IPCC 2007. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. Climate Change 2007: Working Group II: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Technical report, World Resources Institute.
- Jin, M. y Dickinson, R. E. 2010. Land surface skin temperature climatology: Benefitting from the strengths of satellite observations. *Environmental Research Letters*, 5(4):044004.
- Juen, I., Kaser, G., y Georges, C. 2007. Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Perú). *Global and Planetary Change*, 59(1-4):37–48.

- Juniati, A., Sutjningsih, D., Soeryantono, H., y Kusratmoko, E. 2018. Proposing water balance method for water availability estimation in Indonesian regional spatial planning. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, volume 106, page 012073. IOP Publishing.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., et al. 2001. The ncep–ncar 50-year reanalysis: monthly means cd-rom and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2):247–268.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., et al. 2015. The jra-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 93(1):5–48.
- Koster, R. D. y Suarez, M. J. 1999. A simple framework for examining the interannual variability of land surface moisture fluxes. *Journal of Climate*, 12(7):1911–1917.
- Lasage, R., Muis, S., Sardella, C., van Drunen, M., Verburg, P., y Aerts, J. 2015. A stepwise, participatory approach to design and implement community based adaptation to drought in the Peruvian Andes. *Sustainability*, 7(2):1742–1773.
- Lausier, A. M. y Jain, S. 2018. Overlooked trends in observed global annual precipitation reveal underestimated risks. *Scientific reports*, 8(1):16746.
- Lavado-Casimiro, W. y Espinoza, J. C. 2014. Impactos de el niño y la niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2):171–182.
- Lavado Casimiro, W. S., Labat, D., Guyot, J. L., y Ardoin-Bardin, S. 2011. Assessment of climate change impacts on the hydrology of the Peruvian Amazon-Andes basin. *Hydrological Processes*, 25(24):3721–3734.
- Lawrence, D. M., Thornton, P. E., Oleson, K. W., y Bonan, G. B. 2007. The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a gcm: Impacts on land–atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4):862–880.

- López-Moreno, J. I., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S. M., Bazo, J., Azorin-Molina, C., Revuelto, J., Sánchez-Lorenzo, A., Navarro-Serrano, F., Aguilar, E., y Chura, O. 2016. Recent temperature variability and change in the altiplano of bolivia and peru. *International Journal of Climatology*, 36(4):1773–1796.
- MacAlister, C. y Subramanyam, N. 2018. Climate change and adaptive water management: innovative solutions from the global South. *Water International*, 43(2):133–144.
- Martens, B., Gonzalez Miralles, D., Lievens, H., Van Der Schalie, R., De Jeu, R. A., Fernández-Prieto, D., Beck, H. E., Dorigo, W., y Verhoest, N. 2017. Gleaf v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, 10(5):1903–1925.
- Mianabadi, A., Davary, K., Pourreza-Bilondi, M., y Coenders-Gerrits, A. 2020. Budyko framework; towards non-steady state conditions. *Journal of Hydrology*, page 125089.
- Miralles, D. G., Jiménez, C., Jung, M., Michel, D., Ershadi, A., McCabe, M., Hirschi, M., Martens, B., Dolman, A. J., Fisher, J. B., et al. 2016. The wacmos-et project-part 2: Evaluation of global terrestrial evaporation data sets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(2):823–842.
- Monin, A. S. y Obukhov, A. M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151(163):e187.
- Monteith, J. L. 1965. Evaporation and environment. In *Symposia of the society for experimental biology*, volume 19, pages 205–234. Cambridge University Press (CUP) Cambridge.
- Moussa, R. y Lhomme, J.-P. 2016. The budyko functions under non-steady-state conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(12):4867–4879.
- Mu, Q., Heinsch, F. A., Zhao, M., y Running, S. W. 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on modis and global meteorology data. *Remote sensing of Environment*, 111(4):519–536.

- Mu, Q., Zhao, M., y Running, S. W. 2013. Modis global terrestrial evapotranspiration (et) product (nasa mod16a2/a3). *Algorithm Theoretical Basis Document*, Collection 5.
- Nelitz, M., Boardley, S., y Smith, R. 2013. Tools for climate change vulnerability assessments for watersheds. *Prepared by ESSA Technologies Ltd. for the Canadian Council of Ministers of the Environment*.
- NRC 2006. *Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years*. The National Academies Press, Washington, DC.
- Olsson, T., Kämäräinen, M., Santos, D., Seitola, T., Tuomenvirta, H., Haavisto, R., y Lavado-Casimiro, W. 2017. Downscaling climate projections for the Peruvian coastal Chancay-Huaral Basin to support river discharge modeling with WEAP. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 13(September 2016):26–42.
- Ol'Dekop, E. 1911. On evaporation from the surface of river basins. *Transactions on meteorological observations*, 4:200.
- Parry, M., Parry, M. L., Canziani, O., Palutikof, J., Van der Linden, P., y Hanson, C. 2007. *Climate change 2007-impacts, adaptation and vulnerability: Working group II contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, volume 4. Cambridge University Press.
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032):120–145.
- Pike, J. 1964a. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology*, 2(2):116–123.
- Pike, J. G. 1964b. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology*.
- Pilares, I., Montalvo, N., Mejía, A., Guevara-Pérez, E., Fano, G., y Alfaro, R. 2018. Evaluation of water availability in the Cabanillas river basin of the Peruvian Altiplano under regionalized climatic scenario. *Ingenieria UC*, 25(2):307–319.

- Pinker, R. y Laszlo, I. 1992. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *Journal of Applied Meteorology*, 31(2):194–211.
- Poff, N. L., Brown, C. M., Grantham, T. E., Matthews, J. H., Palmer, M. A., Spence, C. M., Wilby, R. L., Haasnoot, M., Mendoza, G. F., Dominique, K. C., et al. 2016. Sustainable water management under future uncertainty with eco-engineering decision scaling. *Nature Climate Change*, 6(1):25–34.
- Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W., y Ribstein, P. 2005. Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche / On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6):999–1022.
- Priestley, C. H. B. y Taylor, R. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review*, 100(2):81–92.
- Rau, P., Bourrel, L., Labat, D., Frappart, F., Ruelland, D., Lavado, W., Dewitte, B., y Felipe, O. 2018. Hydroclimatic change disparity of peruvian pacific drainage catchments. *Theoretical and applied climatology*, 134(1-2):139–153.
- Rodell, M., Famiglietti, J., Wiese, D., Reager, J., Beaulieu, H., Landerer, F. W., y Lo, M.-H. 2018. Emerging trends in global freshwater availability. *Nature*, 557(7707):651.
- Rosas, G., Gubler, S., Oria, C., Acuña, D., Ávalos, G., Begert, M., Castillo, E., Croci-Maspoli, M., Cubas, F., Dapozzo, M., et al. 2016. Towards implementing climate services in peru—the project climandes. *Climate Services*, 4:30–41.
- Salzmann, N., Huggel, C., Calanca, P., Díaz, A., Jonas, T., Jurt, C., Konzelmann, T., Lagos, P., Rohrer, M., Silverio, W., et al. 2009. Integrated assessment and adaptation to climate change impacts in the peruvian andes. *Advances in Geosciences*, 22:35–39.
- Satterthwaite, D. 2012. *Urban poverty in the global south: Scale and nature*. Routledge.
- Savoca, M. E., Senay, G. B., Maupin, M. A., Kenny, J. F., y Perry, C. A. 2013. Actual evapotranspiration modeling using the operational simplified surface energy balance (ssebop) approach. Technical report, US Geological Survey.

- Schreiber, P. 1904. On the relationship between precipitation and the runoff of rivers in central Europe. *Z. Meteorol*, 21:441–452.
- Senay, G., Budde, M., Verdin, J., y Melesse, A. 2007. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. *Sensors*, 7(6):979–1000.
- Senay, G. B., Budde, M. E., y Verdin, J. P. 2011. Enhancing the simplified surface energy balance (sseb) approach for estimating landscape et: Validation with the metric model. *Agricultural Water Management*, 98(4):606–618.
- Singh, R. y Kumar, R. 2015. Vulnerability of water availability in India due to climate change: A bottom-up probabilistic Budyko analysis. *Geophysical Research Letters*, 42(22):9799–9807.
- Singh, R., Wagener, T., Crane, R., Mann, M. E., y Ning, L. 2014. A vulnerability driven approach to identify adverse climate and land use change combinations for critical hydrologic indicator thresholds: Application to a watershed in Pennsylvania, USA. *Water Resources Research*, 50(4):3409–3427.
- Singh, R., Wagener, T., Werkhoven, K. v., Mann, M., y Crane, R. 2011. A trading-space-for-time approach to probabilistic continuous streamflow predictions in a changing climate—accounting for changing watershed behavior. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(11):3591–3603.
- Solomon, S. 2007. *Climate change 2007—the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, volume 4. Cambridge university press.
- Sposito, G. 2017. Understanding the Budyko equation. *Water*, 9(4):236.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. M., et al. 2013. Climate change 2013: The physical science basis.
- Sullivan, C. A., Meigh, J. R., y Giacomello, A. M. 2003. The water poverty index: development and application at the community scale. In *Natural resources forum*, volume 27, pages 189–199. Wiley Online Library.

- Tian, B., Lee, H., Waliser, D. E., Ferraro, R., Kim, J., Case, J., Iguchi, T., Kemp, E., Wu, D., Putman, W., y Wang, W. 2017. Development of a model performance metric and its application to assess summer precipitation over the u.s. great plains in downscaled climate simulations. *Journal of Hydrometeorology*, 18(10):2781–2799.
- Tsanis, I. K., Koutroulis, A. G., Daliakopoulos, I. N., y Jacob, D. 2011. Severe climate-induced water shortage and extremes in Crete.
- Tucker, C. J., Pinzon, J. E., Brown, M. E., Slayback, D. A., Pak, E. W., Mahoney, R., Vermote, E. F., y El Saleous, N. 2005. An extucker2005extendedended avhrr 8-km ndvi dataset compatible with modis and spot vegetation ndvi data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(20):4485–4498.
- Turc, L. 1954. The water balance of soils. relation between precipitation, evaporation and flow. *Ann. Agron*, 5:491–569.
- van Soesbergen, A. y Mulligan, M. 2016. Potential outcomes of multi-variable climate change on water resources in the Santa Basin, Peru. *International Journal of Water Resources Development*, 34(2):150–165.
- Vergara, W., Deeb, A., Valencia, A., Bradley, R., Francou, B., Zarzar, A., Grünwaldt, A., y Haeussling, S. 2007. Economic impacts of rapid glacier retreat in the andes. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 88(25):261–264.
- Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I., Correa, K., Avalos, G., Bazo, J., Azorin-Molina, C., Domínguez-Castro, F., Kenawy, A. E., Gimeno, L., y Nieto, R. 2018. Recent changes in monthly surface air temperature over peru, 1964–2014. *International Journal of Climatology*, 38(1):283–306.
- Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G. B., Hamlet, a. F., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M. I., López-Moreno, J. I., Lorentz, S., Schädler, B., Schreier, H., Schwaiger, K., Vuille, M., y Woods, R. 2011. Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2):471–504.
- Vuille, M., Carey, M., Huggel, C., Buytaert, W., Rabatel, A., Jacobsen, D., Soruco, A., Villacis, M., Yarleque, C., Timm, O. E., Condom, T., Salzmann, N., y Sicart, J.-E.

2018. Rapid decline of snow and ice in the tropical andes – impacts, uncertainties and challenges ahead. *Earth-Science Reviews*, 176:195 – 213.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., y Bradley, R. S. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89(3-4):79–96.
- Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado Casimiro, W. S., y Cáceres, B. 2015. Impact of the global warming hiatus on andean temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9):3745–3757.
- Wang, C., Wang, S., Fu, B., y Zhang, L. 2016. Advances in hydrological modelling with the budyko framework: A review. *Progress in Physical Geography*, 40(3):409–430.
- Wang, D. y Tang, Y. 2014. A one-parameter budyko model for water balance captures emergent behavior in darwinian hydrologic models. *Geophysical Research Letters*, 41(13):4569–4577.
- Wang, K. y Dickinson, R. E. 2012. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Reviews of Geophysics*, 50(2).
- Wang, Y., Liu, B., Su, B., Zhai, J., y Gemmer, M. 2011. Trends of calculated and simulated actual evaporation in the yangtze river basin. *Journal of Climate*, 24(16):4494–4507.
- Wang-Erlandsson, L., Bastiaanssen, W., Gao, H., Jägermeyr, J., Senay, G. B., Van Dijk, A. I., Guerschman, J. P., Keys, P. W., Gordon, L. J., y Savenije, H. 2016. Global root zone storage capacity from satellite-based evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(4).
- Weerasinghe, I., Bastiaanssen, W., Mul, M., Jia, L., y van Griensven, A. 2020. Can we trust remote sensing evapotranspiration products over africa? *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(3):1565–1586.
- Wilby, R. L. y Dessai, S. 2010. Robust adaptation to climate change. *Weather*, 65(7):180–185.

- Willmott, C. J., Rowe, C. M., y Mintz, Y. 1985. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. *Journal of Climatology*, 5(6):589–606.
- WMO 2012. Technical material for water resources assessment. Technical report, World Meteorological Organization.
- Xiong, L. y Guo, S. 2012. Appraisal of budyko formula in calculating long-term water balance in humid watersheds of southern china. *Hydrological processes*, 26(9):1370–1378.
- Xu, H. y Wu, M. M. 2017. Water availability indices—a literature review. Technical report, Argonne National Lab.(ANL), Argonne, IL (United States).
- Yang, H., Yang, D., Lei, Z., y Sun, F. 2008. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. *Water resources research*, 44(3).
- Zhang, E., Xu, Z., y Yang, Z. 2018. Bottom-up quantification of inter-basin water transfer vulnerability to climate change. *Ecological Indicators*, 92:195–206.
- Zhang, K., Kimball, J. S., Nemani, R. R., y Running, S. W. 2010. A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resources Research*, 46(9).
- Zhang, K., Kimball, J. S., Nemani, R. R., Running, S. W., Hong, Y., Gourley, J. J., y Yu, Z. 2015. Vegetation greening and climate change promote multidecadal rises of global land evapotranspiration. *Scientific reports*, 5:15956.
- Zhang, K., Kimball, J. S., y Running, S. W. 2016a. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3(6):834–853.
- Zhang, L., Dawes, W., y Walker, G. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research*, 37(3):701–708.
- Zhang, L., Hickel, K., Dawes, W., Chiew, F. H., Western, A., y Briggs, P. 2004. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water resources research*, 40(2).

- Zhang, L., Potter, N., Hickel, K., Zhang, Y., y Shao, Q. 2008. Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework - Model development and testing. *Journal of Hydrology*, 360(1-4):117–131.
- Zhang, Y., Peña-Arancibia, J. L., McVicar, T. R., Chiew, F. H., Vaze, J., Liu, C., Lu, X., Zheng, H., Wang, Y., Liu, Y. Y., et al. 2016b. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. *Scientific reports*, 6:19124.
- Zhou, S., Yu, B., Huang, Y., y Wang, G. 2015. The complementary relationship and generation of the budyko functions. *Geophysical Research Letters*, 42(6):1781–1790.
- Zimmerer, K. S. 1999. Overlapping patchworks of mountain agriculture in peru and bolivia: Toward a regional-global landscape model. *Human Ecology*, 27(1):135–165.
- Zubieta, R., Saavedra, M., Silva, Y., y Giráldez, L. 2017. Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the mantaro river basin: central andes of peru. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31(6):1305–1318.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Implementación de la investigación en python.

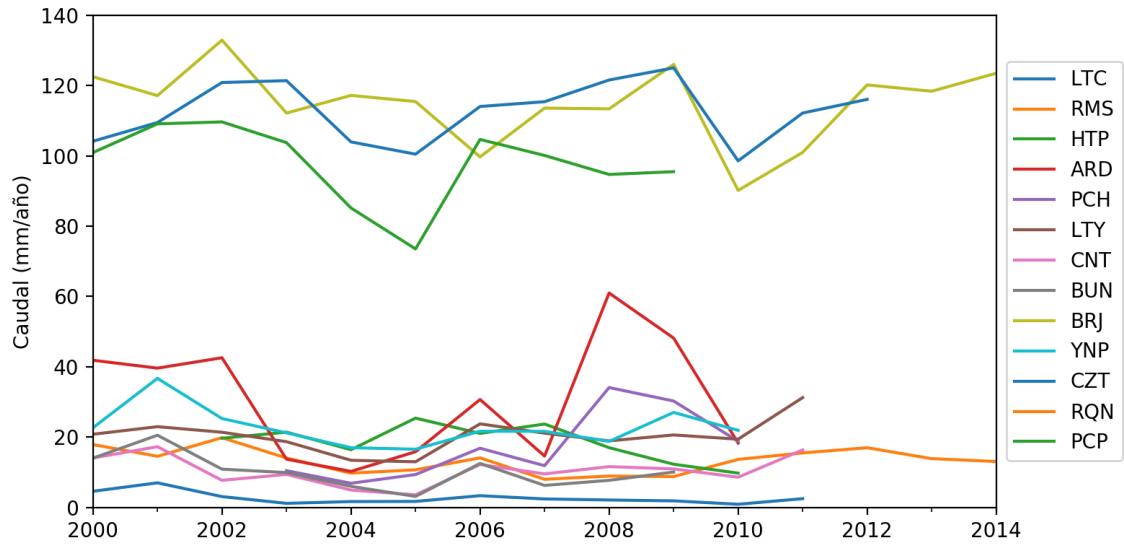
Los códigos realizados (scripts) en python para esta tesis se pueden acceder en:

https://github.com/adrHuerta/prob_Budyko

Anexo 2: Información de productos de AE.

Producto	Fuente
GLEAM	https://www.gleam.eu/#downloads
MODIS16	https://bit.ly/2H1HEG9
SSEBop	https://earlywarning.usgs.gov/fews/product/458
TerraClimate	http://www.climatologylab.org/terraclimate.html
P-LSH	http://files.ntsg.umd.edu/data/ET_global_monthly/

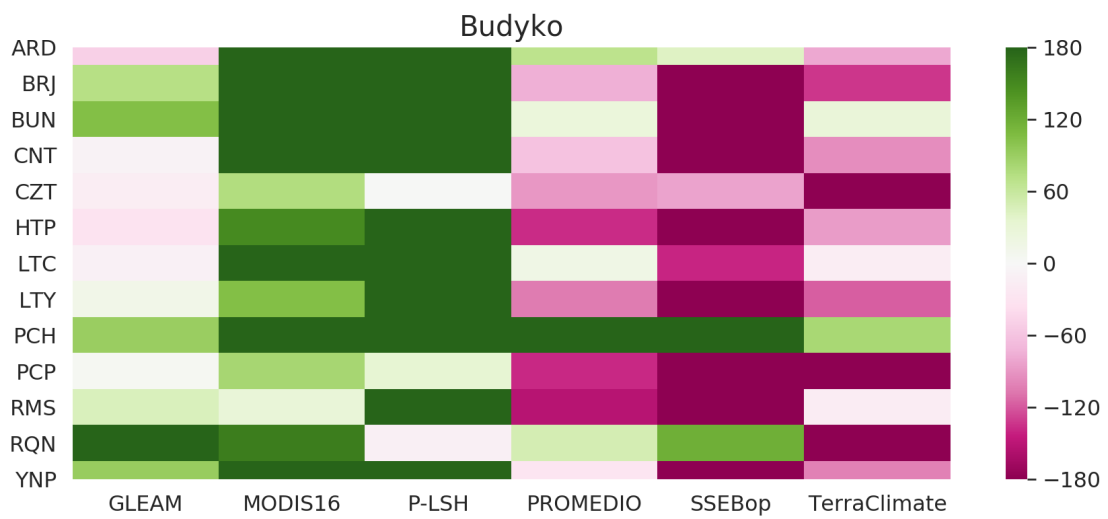
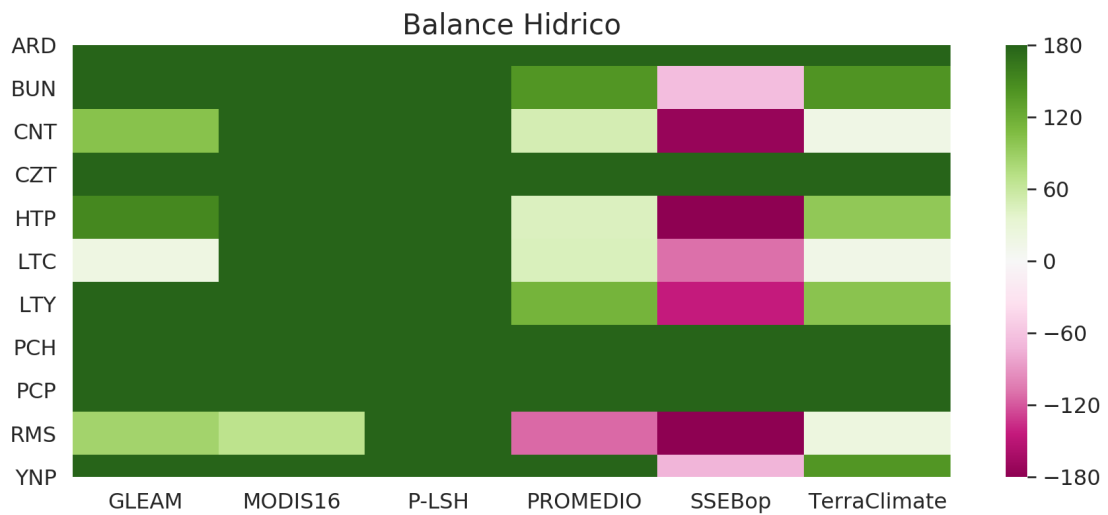
Anexo 3: Series de tiempo de cuencas de evaluación.



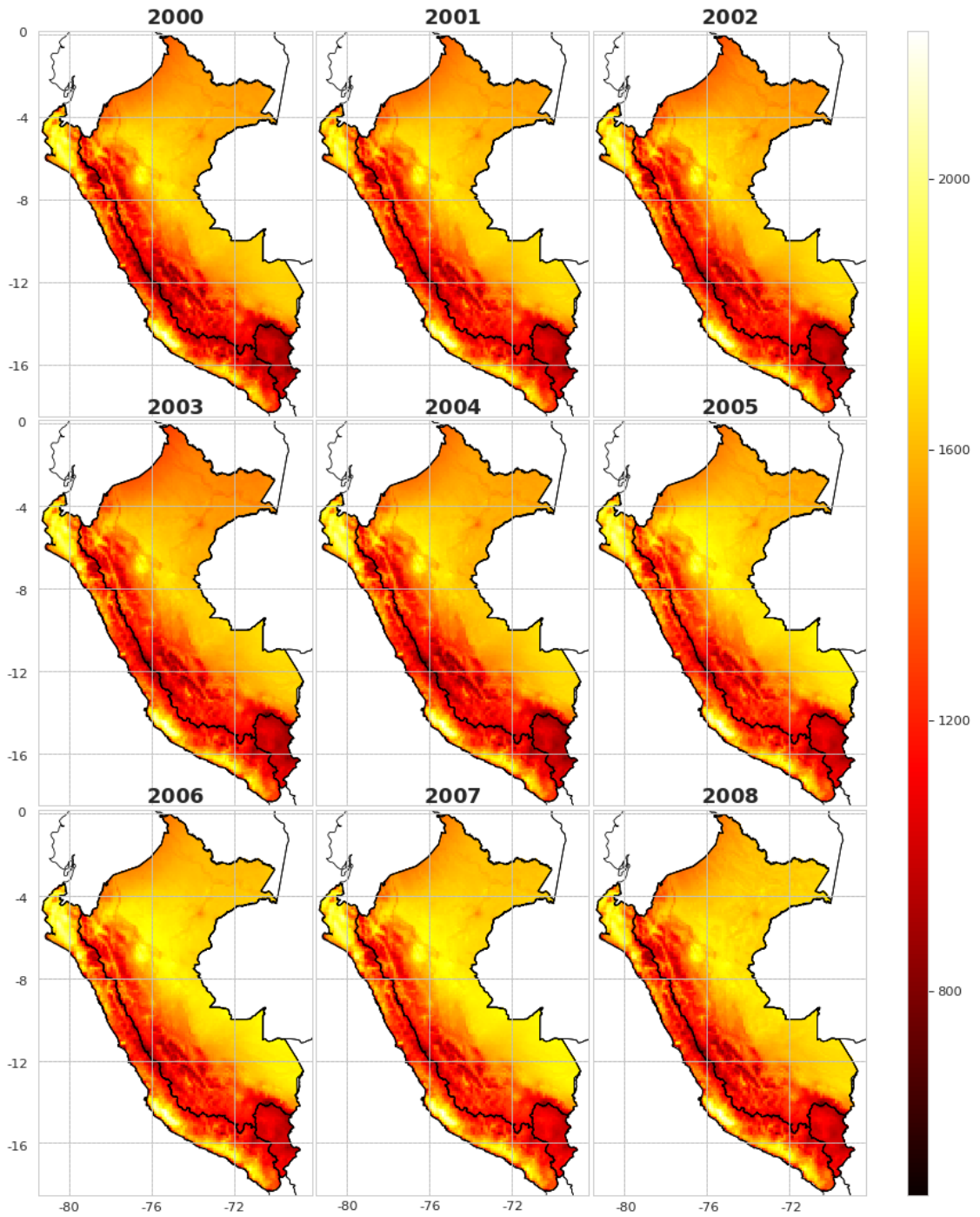
Anexo 4: Características de cuencas de evaluación.

No	Nombres	Código	Área (km ²)	Caudal (mm/año)	Precipitación (mm/año)
1	La Tranca	LTC	2021.13	32.42	169.69
2	Puente Ramis	RMS	15250.55	161.62	746.14
3	Huatiapa	HTP	13007.90	225.06	511.15
4	Ardilla	ARD	11996.54	372.07	766.24
5	Puchaca	PCH	730.79	243.43	533.04
6	Letrayoc	LTY	3465.36	248.46	457.49
7	Conta	CNT	3049.04	127.63	375.61
8	Bella Union	BUN	4287.02	122.01	280.01
9	Borja	BRJ	114470.99	1397.81	1263.52
10	Yanapampa	YNP	4193.84	276.72	455.83
11	Chazuta	CZT	69004.69	1375.89	1891.09
12	Requena	RQN	91122.63	3904.40	1813.54
13	Pucallpa	PCP	265821.78	1193.29	1503.72

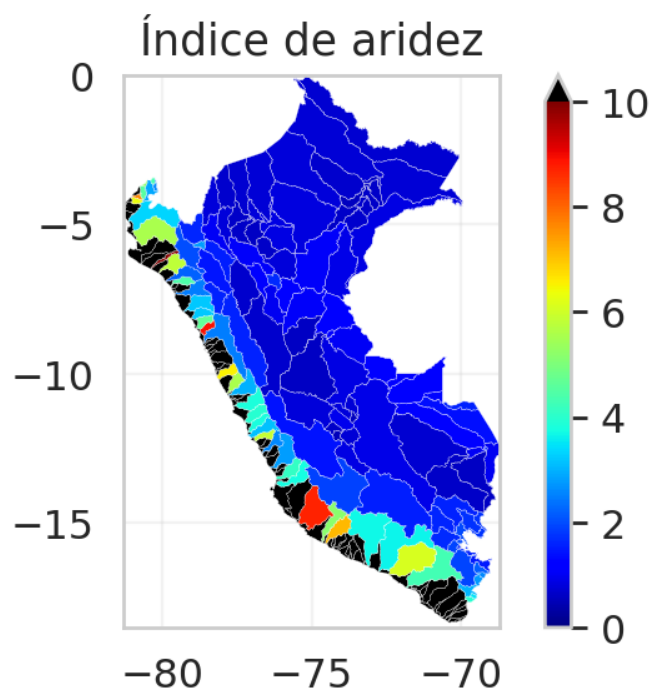
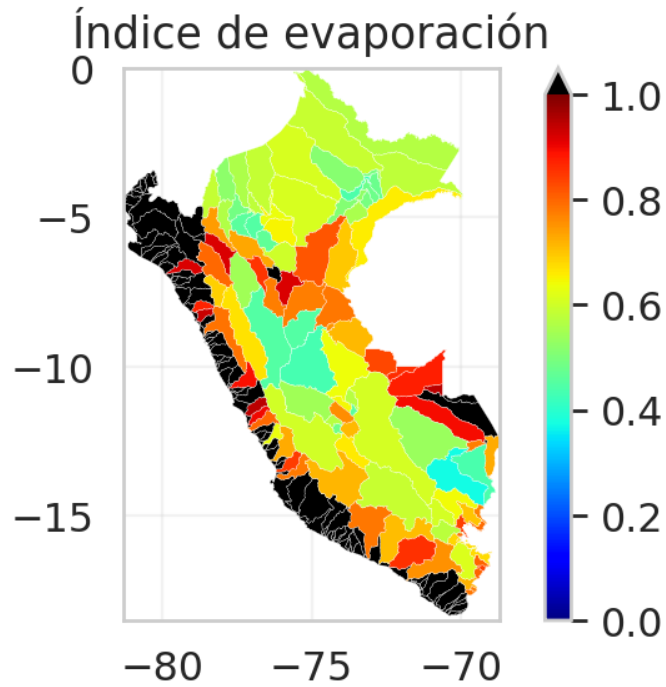
Anexo 5: bias en función de cuenca de evaluación y producto global.



Anexo 6: Cálculo de la evapotranspiración potencial.



Anexo 7: Índice de evaporación y de aridez a escala de UH.



Anexo 8: Bias porcentual del Budyko calibrado por cada UH.

