

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA



**“EVALUACIÓN DE LOS INDICADORES ISOTÓPICOS EN LAS
PRECIPITACIONES DE LA CUENCA DEL ALTO MAYO PARA SU
APLICACIÓN EN LA HIDROLOGÍA”**

Presentado por:

ANGELA AMPUERO GRÁNDEZ

TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE:

INGENIERO AGRÍCOLA

Lima-Perú

2016

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA

FACULTAD DE INGENIERIA AGRICOLA

**“EVALUACIÓN DE LOS INDICADORES ISOTÓPICOS EN LAS
PRECIPITACIONES DE LA CUENCA DEL ALTO MAYO PARA SU
APLICACIÓN EN LA HIDROLOGÍA”**

TESIS PARA OPTAR EL TITULO DE:

INGENIERO AGRICOLA

Presentado por:

BACH. ANGELA AMPUERO GRÁNDEZ

Sustentado y aprobado por el siguiente jurado:

DR. EDUARDO A. CHÁVARRI VELARDE
PRESIDENTE

DR. JHAN CARLO ESPINOZA VILLAR
ASESOR

ING. FRANKLIN D. UNSIHUAY TOVAR
MIEMBRO

DR. JESÚS A. MEJÍA MARCACUZCO
MIEMBRO

DR. JAMES E. APAÉSTEGUI CAMPOS
CO-ASESOR

LIMA – PERU
2016



UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA
FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE
INGENIERO AGRÍCOLA**

Los que suscriben, miembros del Jurado para la Sustentación de la Tesis titulada: "EVALUACIÓN DE LOS INDICADORES ISOTÓPICOS EN LAS PRECIPITACIONES DE LA CUENCA DEL ALTO MAYO PARA SU APLICACIÓN EN HIDROLOGÍA" presentado por su autor:

ANGELA AMPUERO GRANDEZ

Bachiller en Ciencias-Ingeniería Agrícola, luego de estudiar su contenido, se han reunido en la fecha, y han procedido a escuchar a exposición del autor, a formular las observaciones, preguntas pertinentes y luego de una evaluación del conjunto, se declaran:

(*) APROBADA

con el calificativo de:

(**) SOBRESALIENTE

En consecuencia, el autor de la Tesis queda apto para recibir el TÍTULO DE INGENIERO AGRÍCOLA, de conformidad con lo estipulado en el artículo 69º del Estatuto de la Universidad Nacional Agraria La Molina, en concordancia con la Ley 30220.

La Molina, 5 de agosto del 2016.


DR. EDUARDO ABRAHAM CHAVARRI VELARDE
Presidente


DR. JESÚS ABEL MEJÍA MARCACUZCO
Miembro


ING. FRANKLIN DELIO UNSHUAY TOVAR
Miembro


PH.D. JUAN CARLOS ESPINOZA VILLAR
Asesor


PH.D. JAMES EMILIANO RPA ESTEGUI CAMPOS
Co-asesor

(*) Puede ser: APROBADA o DESAPROBADA

(**) Puede ser: REGULAR, BUENO, MUY BUENO o SOBRESALIENTE

OBSERVACIONES:

.....

Dedico esta tesis a mis padres, y a las
personas que me apoyaron en este
periodo importante de mi vida

AGRADECIMIENTO

Al Dr. James Apaéstegui y al Dr. Jhan Carlo Espinoza por sus consejos y observaciones durante el desarrollo de la tesis.

Al Ing. Hans Segura y a mis amigos del Instituto Geofísico del Perú por sus comentarios y apoyo en la realización de la tesis.

Al Dr. Abdelfettah Sifeddine y al LMI-PALEOTRACES por el apoyo en la generación de las informaciones y articulación con otros investigadores

Al Ing. William Santini y al observatorio (ORE-HYBAM) por los datos hidrológicos y apoyo en los trabajos de campo.

A mi madre y mi padre por su apoyo incondicional durante mis años universitarios y mi periodo de tesista.

ÍNDICE

I. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Objetivos.....	3
II. REVISIÓN DE LITERATURA.....	5
2.1. Clima sudamericano actual.....	5
2.1.1. Clima de la región Amazónica.....	7
2.1.1.1. Precipitación.....	7
2.1.1.2. Fuentes de humedad.....	9
2.2. Trazadores isotópicos estables en hidrología.....	11
2.3. Fraccionamiento isotópico.....	12
2.4. Fraccionamiento isotópico en el ciclo hidrológico.....	14
2.5. Efectos que modifican la señal isotópica del agua atmosférica.....	16
2.5.1. Efecto de la temperatura.....	16
2.5.2. Efecto de la altitud.....	16
2.5.3. Efecto de la continentalidad.....	17
2.5.4. Efecto de la cantidad de lluvia.....	17
2.5.5. Efecto de la fuente de humedad.....	18
2.6. Distribución espacial de la señal isotópica.....	18
2.7. Líneas de agua.....	19
2.8. Exceso de Deuterio.....	20
2.9. Reciclaje de humedad.....	21
2.10. Ejemplos de aplicación de isótopos en hidrología y clima.....	22
2.11. Descripción de la zona de estudio.....	24
III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	26
3.1. Datos.....	26
3.1.1. Datos isotópicos.....	26

3.1.2.	Datos de estaciones meteorológicas e hidrométricas	27
3.1.2.1.	Precipitación	28
3.1.2.2.	Temperatura	29
3.1.2.3.	Caudales	31
3.1.3.	Datos de torres de flujo.....	31
3.1.4.	Datos de reanálisis	32
3.1.4.1.	Datos de ERA Interim.....	32
3.1.5.	Datos satelitales	33
3.1.5.1.	Precipitación estimada por TRMM.....	33
3.1.5.2.	Contenido de agua en el suelo estimado por la misión GRACE	34
3.2.	Metodología	34
3.2.1.	Muestreo y análisis de laboratorio.....	34
3.2.2.	Tratamiento y preparación de los datos meteorológicos	37
3.2.2.1.	Precipitación promedio en la cuenca del Alto Mayo	37
3.2.2.2.	Trayectorias del viento.....	37
3.2.3.	Evaluación de la señal isotópica.....	38
3.2.4.	Evaluación exceso de Deuterio (Dxs) como trazador de reciclaje de humedad 40	
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	42
4.1.	Análisis exploratorio de la señal isotópica	42
4.2.	Evaluación de los efectos de las variables climáticas a nivel local en la señal isotópica.....	45
4.2.1.	Temperatura.....	45
4.2.2.	Cantidad de lluvia.....	47
4.3.	Evaluación de los efectos de los parámetros regionales en la señal isotópica.....	49
4.3.1.	Variabilidad de las fuentes de humedad	49
4.3.2.	Precipitación en el camino del flujo de humedad.....	50
4.4.	Evaluación del exceso de Deuterio como trazador de reciclaje de humedad	54
4.2.	Casos de estudio.....	58

V. CONCLUSIONES.....	63
VI. RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS	67
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
VIII. ANEXOS	79

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de las estaciones de GNIP en Sudamérica de 1961 a 2014, las cuales generan un dato por mes. El tamaño de los círculos indica la cantidad de datos que existen por estación. La estrella señala la ubicación de la estación Palestina, utilizada en este trabajo.....	3
Figura 2: Las sombras representan la climatología de las precipitaciones de enero (a, c) y julio (b, d), los vectores representan los vientos a 925hPa y las líneas de flujo los vientos a 300 hPa (Garreaud et al., 2008).....	6
Figura 3: Sección transversal esquemática de Sudamérica mostrando los elementos principales del monzón sudamericano (Vera et al., 2006).	7
Figura 4: Lluvia promedio anual (mm/día) para el periodo 1975-2003. Las regiones andinas por encima de los 500 m se encuentran delimitadas por una línea blanca y negra (Espinoza et al. 2009).	9
Figura 5: Climatología de flujo de humedad verticalmente integrado en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ (vectores) y su divergencia en mm día^{-1} (sombras). Datos de Era Interim. Fuente: Elaboración propia.....	10
Figura 6: Diagrama ilustrando los principales procesos relacionados con el fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ en el ciclo hidrológico. Fuente: http://www.hydroisotop.de/en/further-information-6	14
Figura 7: Esquema del proceso de destilación Rayleigh. Las líneas representan la evolución de la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ en una nube, a medida que esta va liberando humedad a través de procesos sucesivos de condensación y precipitación. El gráfico se construyó considerando $\delta^{18}\text{O}$ del océano igual a 0.0‰, evaporación en condiciones de humedad relativa de 85 por ciento, fracción inicial de 95 por ciento de vapor remanente en la nube y temperatura inicial de 25°C. Fuente: Lachniet (2009).....	15

Figura 8: Distribución global de $\delta^{18}\text{O}$ anual interpolado de estaciones de la GNIP (Bowen & Wilkinson, 2002). Fuente: Lachniet (2009).....	19
Figura 9: Línea meteórica global (línea sólida) y líneas meteóricas locales. Estas líneas relacionan datos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD reportados en estaciones en diferentes partes del mundo. Fuente: Clark & Fritz (1997).....	20
Figura 10: Esquema de reciclaje de humedad. Las flechas indican la dirección del flujo de humedad. E: evaporación. ET: evapotranspiración. P: precipitación. Fuente: Elaboración propia.....	21
Figura 11: Registro de δD desde septiembre de 1999 hasta agosto del 2004 para las estaciones Harca, Saimani, Botijlaca, Tiquimani y Zongo (líneas sólidas con marcadores), precipitación en mm/mes (barras) y temperatura en $^{\circ}\text{C}$ para Harca (línea). Fuente: Vimeux et al. (2005).....	22
Figura 12: Retro trayectorias desde enero (1) hasta diciembre (2). Estaciones de IAEA/GNIP utilizadas en este estudio. Las zonas convectivas (CZ1, 2, 3) están indicadas (rectángulos). Fuente: Vimeux et al. (2005).....	23
Figura 13: Distribución espacial de la covarianza (r^2) entre la composición isotópica mensual de la precipitación ($\delta^{18}\text{O}$) en Nuevo Rocafuerte y flujo de OLR (W/m^2) en la grilla donde se indica la correlación. Fuente: Villacís et al. (2008).....	24
Figura 14: Ubicación de la cuenca del Alto Mayo. Los círculos morados representan las estaciones meteorológicas de SENAMHI y la estrella, la estación Palestina.....	25
Figura 15: Climatología de las precipitaciones para el periodo entre 1965-2003 calculadas a partir de los datos históricos de las estaciones de SENAMHI. Fuente: Elaboración propia.....	25
Figura 16: Precipitación diaria por estación durante el periodo 15/05/2012-01/06/2014, considerando solo los días precipitantes. Desviación típica (línea discontinua roja). Media (línea sólida azul). Fuente: Elaboración propia.....	28
Figura 17: Precipitación mensual por estación correspondiente al periodo 05/2012-06/2014 (círculos amarillos) y datos históricos evaluados para el periodo entre 1965-2003 (Diagrama de cajas). Fuente: Elaboración.....	29
Figura 18: Temperatura mínima a nivel diario por estación durante el periodo 15/05/2012-01/06/2014, desviación típica (línea discontinua roja) y media (línea sólida azul). Fuente: Elaboración propia.....	30

Figura 19: Temperatura máxima por estación durante el periodo 15/05/2012-01/06/2014, desviación típica (línea discontinua roja) y media (línea sólida azul). Fuente: Elaboración propia.....	30
Figura 20: a) Caudales mensuales registrados en la estación San Regis desde 09/1998 – 07/2015. b) En el mapa se señala la estación San Regis, la estrella señala la cuenca del Alto Mayo y la línea morada indica el límite de la cuenca del Marañón.	31
Figura 21: a) Esquema de un colector de isótopos. Fuente: Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA). b) Colector de agua de lluvia para análisis de isótopos estables.	35
Figura 22: a) Analizador de isótopos Picarro L2130- i. b) Esquema del proceso de medición mediante el método Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS). Fuente: http://www.picarro.com/	36
Figura 23: Esquema de la metodología para el desarrollo de la tesis, desde la colección de información hasta el análisis de los resultados.	41
Figura 24: Datos isotópicos de lluvia de $\delta^{18}\text{O}$ (círculos morados) y δD (círculos magenta) observados en la estación Palestina, para el periodo 01/06/2012 – 01/06/2014. Las sombras celestes señalan el periodo de lluvia en el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia	43
Figura 25: Datos isotópicos de del río Jordán de $\delta^{18}\text{O}$ (cuadrados morados) y δD (cuadrados magenta), para el periodo 01/06/2012 – 01/06/2014. Las sombras celestes señalan el periodo de lluvia en el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia	44
Figura 26: Datos isotópicos de lluvia (círculos azules) y del río Jordán (círculos amarillos) en la estación Palestina. La línea azul representa la línea meteórica local y la línea roja, la línea meteórica global. Fuente: Elaboración propia	45
Figura 27: a) Gráfico de dispersión entre $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia y la T_{\min} promedio de la cuenca. b) Ubicación de las estaciones. c) Señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia (círculos morados) y temperatura mínima promedio (triángulos verdes) de la cuenca del Alto Mayo Las sombras celestes señalan la época de lluvia en al Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia.	46
Figura 28:a) Gráfico de dispersión entre $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia y la cantidad de lluvia promedio de la cuenca. b) Ubicación de las estaciones. c) Señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la	

lluvia (círculos morados) y precipitación a nivel de cuenca del Alto Mayo (barras). Las sombras celestes señalan la temporada de lluvia en el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia.	47
Figura 29: Valores isotópicos de la lluvia ponderados por mes (círculos morados) y precipitación mensual de la cuenca del Alto Mayo (barras).	48
Figura 30: Porcentaje de retrotrayectorias de los vientos por cada punto de grilla durante (a)DEF, (b)MAM, (c)JJA y (d)SON con datos de Era Interim. Las torres de flujo k34, k67 y k83 están indicadas. La línea verde delimita la cuenca Amazónica. Fuente: Elaboración propia.	49
Figura 31: Anomalías de precipitación por temporada con datos de TRMM 3B43. Fuente: Elaboración propia.	51
Figura 32: Anomalías mensuales de precipitación para octubre 2012 y 2013 con datos de TRMM 3B43. Fuente: Elaboración propia.	52
Figura 33: Las sombras indican la distribución espacial de la covarianza solamente significativa a $p < 0.01$ entre $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia en Palestina (estrella) y la precipitación en la grilla donde se indica la correlación en la temporada de lluvia (a) y en la temporada de estiaje (b). El cuadro señala la zona convectiva más relevante de fraccionamiento isotópico (ZC).	53
Figura 34: a) Exceso de Deuterio (Dxs) de la lluvia en Palestina para el periodo 01/06/2012 – 01/06/2014. Las sombras celestes indican la temporada de lluvia y las líneas señalan los umbrales σ_1 y σ_2 . b) Composición de la precipitación (sombras) y de las anomalías de viento a 850 hPa (vectores), cuando $\text{Dxs} > \sigma_1$ y (c) $\text{Dxs} < \sigma_2$. d) Diferencia entre las composiciones 1 y 2. Fuente: Elaboración propia.	55
Figura 35: a-c) Climatología mensual de Calor latente ($\text{ET} - \text{Wm}^{-2}$) medido durante el día en las torres K83, K67, K34. d) Ciclo anual estandarizado de Dxs en Palestina y ET observado en las torres de flujo. b) Ubicación de las torres de flujo y estación Palestina. Fuente: Elaboración propia.	57
Figura 36: a) Ciclo anual estandarizado de evapotranspiración total en la cuenca del Marañón para el periodo 2002-2014 (ET - línea negra) y exceso de Deuterio (línea verde) para el periodo 2012-2014. b) Ubicación de la cuenca del río Marañón (sombra rosada) y límite de la cuenca amazónica (línea verde).	58

Figura 37: Precipitación (mm/día - sombras), viento a 850 hPa (flechas) y retrotrayectorias del viento (líneas rojas) referentes a cada dato isotópico. En cada panel se indica la fecha en que se tomó el dato isotópico en Palestina, el cual representa en promedio la señal isotópica de todos los eventos de lluvia ocurridos durante las dos semanas anteriores a la toma del dato. El valor del Dxs círculos verdes), $\delta^{18}\text{O}$ (círculos morados) y precipitación local en la cuenca del Alto Mayo (mm - círculos celestes) se indica en la parte superior de cada panel y está asociado a la dimensión de los círculos. Fuente: Elaboración propia..... 60

Figura 38: a) Precipitación (mm/día - sombras), viento a 850 hPa (flechas) y retrotrayectoria del viento (línea roja) correspondientes al dato isotópico 01/05/2013 en Palestina. El valor del Dxs (círculos verdes), $\delta^{18}\text{O}$ (círculos morados) y precipitación local en Palestina (mm - círculos celestes) se indica en la parte superior y está asociado a la dimensión de los círculos. b) Precipitación diaria para el periodo 16/04/2013 – 30/04/2013. c-f) Condiciones atmosféricas durante los días precipitantes sobre el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia..... 61

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Estaciones meteorológicas de SENAMHI, ubicación geográfica y periodo de registro.	27
Cuadro 2: Información sobre las torres de flujo analizadas.	32
Cuadro 3: Resumen de los datos isotópicos de lluvia en la estación Palestina y del río Jordán.	44
Cuadro 4: Coeficientes de correlación y determinación significativos ($p < 0.01$) entre $\delta^{18}\text{O}$ en Palestina y T_{\min} por estación y el promedio de la cuenca del Alto Mayo (AM).	46
Cuadro 5: Coeficientes de correlación significativos ($p < 0.1$) entre $\delta^{18}\text{O}$ en Palestina y la precipitación por estación y con el promedio de la cuenca del Alto Mayo (AM).	48
Cuadro 6: $\delta^{18}\text{O}$ promedio referido a cada temporada (JJA, SON, DEF, MAM) del 2012 a 2014.	51
Cuadro 7: Coeficientes de correlación (r) y coeficiente de significancia (p) entre ET observado en las torres de flujo de la Amazonía y la señal de Dxs de Palestina.	57

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: Las sombras indican la distribución espacial de la covarianza solamente significativa a $p < 0.01$ entre $\delta^{18}O$ de la lluvia en Palestina (estrella) y la precipitación en la grilla donde se indica la correlación en la temporada de lluvia (a) y en la temporada de estiaje (b).	79
--	----

RESUMEN

En este trabajo se presentan los primeros registros de isótopos estables de las lluvias obtenidos en la cuenca del Alto Mayo, ubicada al noreste de los Andes peruanos, en la región de transición andino-amazónica. El monitoreo de isótopos se llevó a cabo en la estación Palestina (77.3°W, 5.9°S, 870 msnm) donde se colectaron dos muestras por mes de junio del 2012 a junio del 2014. Como resultado se obtuvieron 45 muestras de agua, que fueron analizadas para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ varían de -13.72‰ a -0.61‰ y de -96.16‰ a 16.36‰ respectivamente a través ciclo anual, donde los menores valores se dan en verano austral y los mayores valores, en invierno austral.

Con estos datos, se evaluó la asociación entre la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y parámetros atmosféricos utilizando datos observados de estaciones meteorológicas de SENAMHI-Perú, información satelital y reanálisis atmosférico. A nivel local (Alto Mayo), se observó que los parámetros meteorológicos (temperatura, precipitación) explican pobremente las variaciones isotópicas ($r^2=24\%$). A nivel regional (Sudamérica), la variabilidad de las fuentes de humedad que alimenta las lluvias en la cuenca del Alto Mayo, asociada a los cambios estacionales de la circulación atmosférica, parece tener un mayor control sobre la señal isotópica en la estación Palestina. Asimismo, la intensidad de la precipitación en el camino de los flujos de humedad puede explicar gran parte de la variabilidad de la señal isotópica ($r^2= 52\%$).

El exceso de Deuterio (Dxs) es mayor que el promedio global (10‰) durante casi todo el registro con variaciones de 3.9‰ a 21.6‰. Los mínimos/máximos valores de Dxs ocurren cuando las masas de aire pasan sobre el norte/sur del continente en condiciones relativamente lluviosas/secas. Los mayores valores de Dxs ocurren al final de la temporada de estiaje en sincronía con los picos de evapotranspiración (ET) en la Amazonía. Este vapor puede alcanzar la cuenca del Alto Mayo a través de los intensos procesos de reciclaje de

humedad que caracterizan el bosque amazónico. Algo similar se observa al comparar el registro de Dxs con ET a nivel de la cuenca del Marañón, dentro de la cual se ubica la cuenca de Alto Mayo. Esto sugiere que el Dxs en Palestina podría ser un trazador de reciclaje de humedad a nivel local y regional amazónico.

Palabras clave: isótopos estables del agua, precipitación, cuenca del Alto Mayo, circulación atmosférica, Amazonía.

ABSTRACT

This thesis presents the first records of stable isotopes in rainfall obtained in the Alto Mayo basin, located in the northeastern peruvian Andes, in the Andean-Amazonian transition region. The isotopic composition in rain was monitored in the Palestina station (77.3°W, 5.9°S, 870 masl) where samples were collected twice a month from June 2012 to June 2014. As a result, 45 rain samples were analyzed for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ which range from -13.72‰ to -0.61‰ and from -96.16‰ to 16.36 ‰ respectively. These registers show seasonal variations, where the lowest values occur during austral summer and the highest values during austral winter.

The association between the isotopic signal of $\delta^{18}\text{O}$ and atmospheric parameters was evaluated using data from meteorological stations from the SENAMHI-Peru network, satellite data and atmospheric reanalysis. It was noted that locally (Alto Mayo), meteorological parameters (temperature, precipitation) poorly explain isotopic variations ($r^2 = 24\%$). At regional level (South America), moisture source variability associated with seasonal changes in atmospheric circulation seems to exert better control over the isotopic signal in the Palestina station. Likewise, the intensity of precipitation in the way of moisture fluxes can explain much of the isotopic signal variability ($r^2 = 52\%$).

Deuterium excess (Dxs) is higher than the global average (10 ‰) for almost the entire record and varies from 3.9‰ to 21.6‰. Minimum/maximum Dxs values are observed when air masses pass over the north/south of the continent in relatively wet/dry conditions. The highest Dxs values occur at the end of the dry season, in synchrony with evapotranspiration (ET) peaks. This vapor could reach the Alto Mayo basin through the intense moisture recycling processes that characterize the Amazonian forest. It was noted that Dxs and ET in the northeastern areas of the Amazon basin exhibit similar annual cycles. The same is observed when comparing the Dxs record with ET from the Marañon

basin within which the Alto Mayo is located. This suggests that the Dxs in Palestina could trace moisture recycling at local and regional scales.

Key words: water stable isotopes, precipitation, Alto Mayo basin, atmospheric circulation, Amazon

I. INTRODUCCIÓN

El clima sudamericano ha experimentado importantes variaciones en las últimas décadas. Desde inicios de los años 90s se observa un incremento en la frecuencia de los eventos hidrológicos extremos en la cuenca amazónica, los cuales afectan particularmente los ríos Andinos (Espinoza et al., 2009). La mayor sequía histórica en el río Amazonas se reportó durante el invierno y la primavera del 2010, mientras que la mayor inundación se reportó durante el verano y el otoño del 2012 (Espinoza et al., 2013). Las consecuencias sociales y económicas asociadas a estos eventos han sido bastante significativas. En este sentido, un mejor conocimiento del clima en la región amazónica podría servir para generar elementos de prevención que disminuyan los impactos negativos de tales eventos.

En la actualidad se cuenta con diferentes bases de datos que incluyen información de estaciones meteorológicas convencionales y reanálisis atmosféricos (Garreaud et al., 2009). La mayoría de estas bases de datos cuenta con registros limitados a la segunda mitad del siglo XX y algunos casos aislados al último siglo. Además, desde 1997 se cuenta con información satelital de precipitación, resultado de la Misión de medición de lluvias tropicales (*Tropical rainfall measuring mission* - TRMM). Si bien esta información ha permitido comprender mejor el clima actual, el conocimiento de los procesos que controlan el clima sudamericano aún está incompleto. En este sentido, el desarrollo de herramientas que brinden información adicional a los parámetros climáticos tradicionales (pe: precipitación, temperatura, viento, humedad relativa, etc.), podría facilitar nuevos análisis y avances en el entendimiento de los mecanismos del sistema climático e hidrológico.

En 1961, el descubrimiento de los isótopos¹ de Oxígeno y su variabilidad en los compuestos naturales, tales como materiales geológicos y el agua, impulsó iniciativas

¹ Isótopos: Especies del mismo elemento con diferente número de masa, por ejemplo en el caso de Oxígeno se han identificado los isótopos estables ¹⁸O, ¹⁷O y ¹⁶O.

orientadas a conocer mejor su comportamiento. Desde el mismo año hasta la actualidad, la Agencia internacional de energía atómica (*International atomic energy agency* - IAEA), en colaboración con la Organización meteorológica mundial (*World meteorological organization* - WMO,) viene desarrollando la Red global de isótopos en la precipitación (*Global Network of Isotopes in Precipitation* - GNIP). Esta red de monitoreo colecta datos isotópicos de Oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) e Hidrógeno ($\delta^2\text{H}$ ó δD) en la precipitación alrededor del mundo que, gracias al desarrollo y mejoramiento de la espectrometría de masa son suficientemente precisos para la descripción de la variabilidad de los isótopos en el ciclo hidrológico.

El análisis de los datos de GNIP reveló que la composición o señal isotópica de las lluvias varía espacial y temporalmente. La distribución espacial es función de la latitud y altitud mientras que las variaciones temporales están asociadas principalmente a los procesos de fraccionamiento isotópico que acompañan al ciclo hidrológico. El fraccionamiento isotópico es el fenómeno mediante el cual la abundancia de un isótopo en un compuesto varía durante un cambio de fase o estado físico (Lachniet, 2008).

Estudios realizados alrededor del mundo, en base a los datos de GNIP y otros programas de monitoreo independientes, mostraron asociaciones empíricas entre la señal isotópica y parámetros meteorológicos tales como precipitación y temperatura (Dansgaard, 1964) y procesos como el reciclaje de humedad (Salati, 1979). Dansgaard (1964) muestra un análisis de los datos isotópicos observados a través de la red de estaciones de IAEA-GNIP en la región tropical, donde describe una aparente relación entre la cantidad de lluvia y la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$. Esto es coherente con lo demostrado en Vuille et al. (2003a) donde se expone que varios lugares ubicados en la región tropical y subtropical de Sudamérica se caracterizan por un “efecto de la cantidad de lluvia” significativo a escala de tiempo interanual. En ese estudio, se encontró menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante los años húmedos y mayores valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante los años secos. Estas asociaciones son la base para la aplicación de los isótopos estables del agua en estudios climáticos e hidrológicos, especialmente como trazadores en el ciclo hidrológico. Sin embargo, las relaciones entre la señal isotópica y los parámetros atmosféricos demostraron ser distintas en cada lugar, lo

que señala la necesidad de explorar la señal isotópica en cada caso específico (Gat et al., 2000).

En la Amazonía, especialmente en el Perú, existen pocas observaciones de isótopos de la lluvia (Figura 1), lo que limita el conocimiento completo de ellos y su aplicación en estudios hidro-climáticos en la región. En tal sentido, este trabajo busca analizar el registro isotópico obtenido en la estación Palestina, ubicada en la cuenca del Alto Mayo, a fin de aprovechar esta herramienta en nuestra región, que aun es poco explorada.

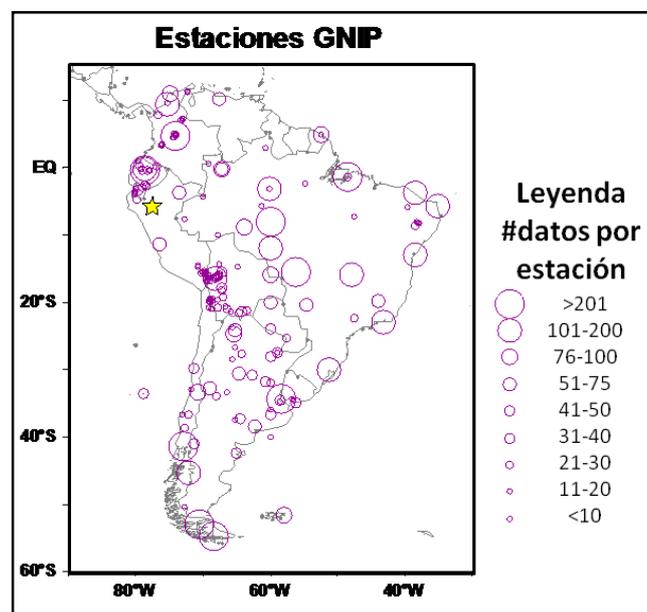


Figura 1: Ubicación de las estaciones de GNP en Sudamérica de 1961 a 2014, las cuales generan un dato por mes. El tamaño de los círculos indica la cantidad de datos que existen por estación. La estrella señala la ubicación de la estación Palestina, utilizada en este trabajo.

1.1. Objetivos

El presente trabajo se desarrolló en colaboración con el Instituto Geofísico del Perú (IGP) el laboratorio mixto internacional Paleotracas y observatorio ORE-HYBAM. El objetivo principal es analizar la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia observada en la cuenca del Alto Mayo y su relación con indicadores climáticos (temperatura del aire, cantidad de lluvia, viento) a nivel local (Alto Mayo) y regional (Sudamérica). Para ello se desarrollan los siguientes objetivos específicos:

- Analizar a escala sinóptica el comportamiento de la señal isotópica de las lluvias en la cuenca del Alto Mayo.
- Evaluar las variables climáticas a nivel local (temperatura y precipitación) que pueden influir en el fraccionamiento isotópico de las lluvias.
- Evaluar los parámetros regionales (fuente de humedad, precipitación y circulación atmosférica) que puedan influir en el fraccionamiento isotópico de las lluvias.
- Analizar el exceso de Deuterio como trazador de reciclaje de humedad.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Clima sudamericano actual

Los Andes son la cadena montañosa más importante del hemisferio Sur. Esta cordillera se extiende desde los 10°N hasta los 35°S y representa una formidable barrera para la circulación atmosférica, dando como resultado el desarrollo de diferentes fenómenos atmosféricos y condiciones climáticas contrastantes a lo largo de sus flancos este y oeste (Garreaud, 2009).

Sobre el continente, el clima presenta un marcado ciclo estacional asociado a la oscilación meridional de la zona de convergencia intertropical (ITCZ)². Este ciclo es más contrastante en invierno y verano. En bajos niveles (850 hPa), durante el invierno austral dominan los regímenes de vientos del sur y los núcleos de precipitación se ubican al norte del Ecuador (Figura 2b). En contraste, en verano austral el principal mecanismo es el monzón sudamericano (*South american summer monsoon* - SASM), que transporta humedad desde el océano Atlántico tropical norte hacia el continente, alimentando las precipitaciones sobre la Amazonía. (Figura 2a).

En realidad, SASM es principal sistema climático de escala regional que transporta humedad desde el océano hacia el continente. Este sistema es estacional y su desarrollo inicia con la fase de activación entre septiembre y octubre, la fase de maurez entre diciembre y febrero y la fase de decaimiento en abril. Estas fases se describen detalladamente en Vera et al. (2006).

²La ITCZ es la banda de mínimas presiones sobre los océanos ecuatoriales, donde convergen los vientos alisios. Sobre el océano Pacífico, la ITCZ permanece alrededor de los 5°N, mientras que sobre el océano Atlántico, esta alcanza su posición más norte en invierno austral y puede llegar hasta el ecuador en verano austral (Garreaud et al., 2008).

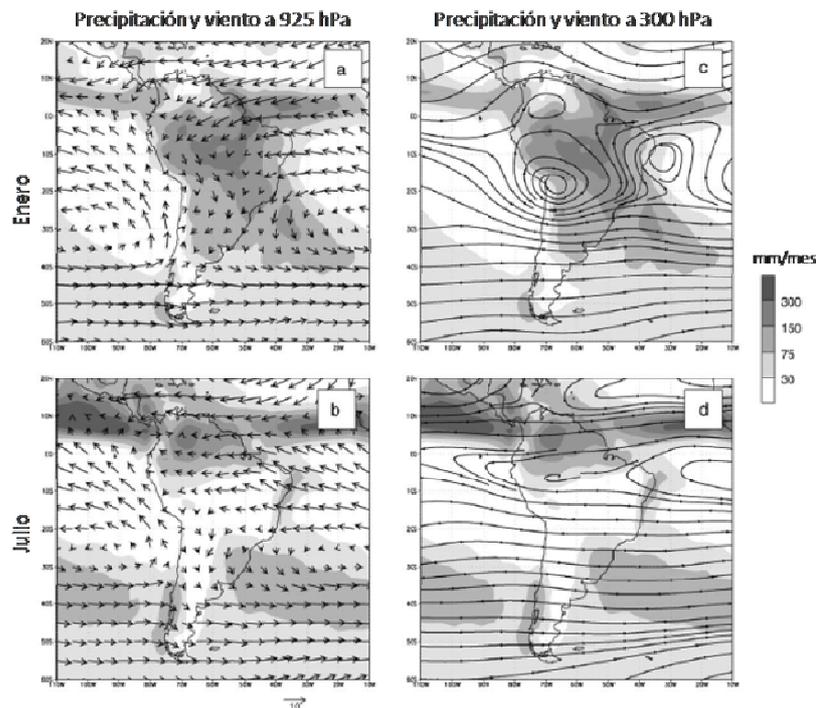


Figura 2: Las sombras representan la climatología de las precipitaciones de enero (a, c) y julio (b, d), los vectores representan los vientos a 925hPa y las líneas de flujo los vientos a 300 hPa (Garreaud et al., 2008)

Durante la fase de activación de SASM, las precipitaciones se propagan hacia el sur, precedidas por un incremento en la frecuencia de los vientos del Norte. Durante la fase de madurez, el núcleo convectivo se ubica al centro de Brasil. En bajos niveles (850 hPa) se observa un sistema continental de baja presión al noroeste de Argentina conocido como la Baja del Chaco. Al este de la Cordillera, el flujo de viento del norte se intensifica y a menudo configura una corriente de chorro en bajos niveles (*Low level jet* - LLJ) que transporta grandes cantidades de humedad hasta las llanuras subtropicales pasando entre la cordillera de los Andes y el escudo Brasileño (Figura 3). Se establece una banda diagonal de nubosidad y precipitación conocida como la zona de convergencia del atlántico sur (ZCAS). La ZCAS es evidente todo el año, pero es más frecuente en verano, cuando se conecta con el núcleo convectivo al centro de la Amazonía, produciendo episodios de lluvias intensas en el sureste de Sudamérica (Vera et al., 2006). El calor latente liberado en la Amazonía, promueve la formación de un sistema de alta presión en niveles altos (200 a 300 hPa) conocido como la Alta de Bolivia, acompañado por una baja cerca a la costa del noreste de Brasil (Figura 2c). Un incremento en la frecuencia de los vientos del sur precede

la fase de decaimiento. En esta época la precipitación disminuye gradualmente y se desplaza hacia el Ecuador (Figura 2).

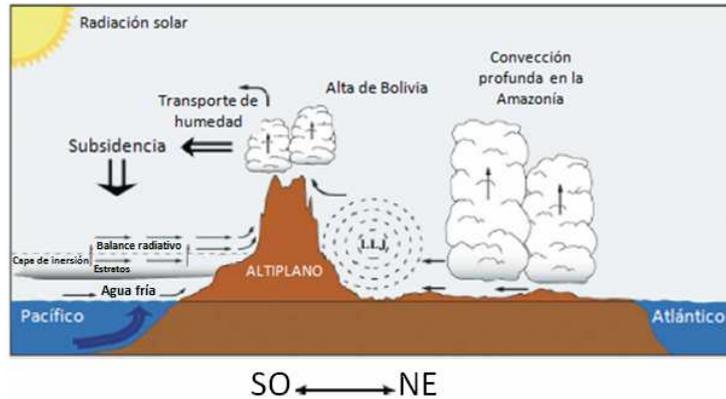


Figura 3: Sección transversal esquemática de Sudamérica mostrando los elementos principales del monzón sudamericano (Vera et al., 2006).

Existen también importantes regiones áridas en el continente que se describen en Garreaud et al. (2008): el desierto costero entre Perú y Chile, el nordeste de Brasil y las llanuras extratropicales al este de los Andes. La primera región se encuentra en la vertiente occidental de los Andes, al sur del Ecuador. Las frías aguas oceánicas de la corriente de Humboldt, el afloramiento costero y la subsidencia asociada a la célula de Walker mantienen condiciones frías y secas en esta región. La combinación de estos mecanismos y la abrupta topografía evita efectivamente que la humedad penetre tierra adentro y ascienda hacia los Andes (Vuille, 2013; Rutllant et al., 2003). La segunda región es una zona de subsidencia, la cual se produce en compensación con la intensa ascendencia sobre la región amazónica durante los meses lluviosos (Sulca et al., 2016). Las altas presiones sobre el nordeste de Brasil favorecen condiciones atmosféricas estables y ausencia de lluvias. En la tercera región, las masas de aire del oeste que cruzan los Andes transportan poca humedad, manteniendo un clima seco en la Patagonia Argentina.

2.1.1. Clima de la región Amazónica

2.1.1.1. Precipitación

En esta sección se presenta un breve resumen de Espinoza et al. (2009), donde se describe detalladamente la distribución espacio-temporal de las lluvias sobre la Amazonía. Las regiones particularmente lluviosas (más de 3000 mm/año) se ubican al noreste, en el delta

del Amazonas; al noroeste (Colombia, norte de la Amazonía ecuatoriana, noreste de Perú y noroeste de Brasil) y al sureste, cerca de la posición promedio de la ZCAS. Hacia los trópicos la lluvia disminuye.

En la región andino-amazónica, pocas estaciones por encima de los 2000 msnm registran lluvia mayor que 1500 mm/año, mientras que por encima de los 3000 msnm, se registra generalmente menos de 1000 mm/año. En bajas elevaciones, las abundantes lluvias están relacionadas con los altos niveles de humedad del aire, la temperatura cálida y a la liberación de grandes cantidades de vapor sobre el flanco este de los Andes. En efecto, los vientos alisios transportan humedad hacia la ladera este de los Andes, produciendo más lluvia en las zonas directamente expuestas al viento (barlovento) donde las condiciones son más favorables para que se produzca levantamiento orográfico. Por ejemplo, la estación San Gabán (820 msnm), ubicada al sureste la Amazonía peruana registra en promedio 6000 mm/año y puede llegar hasta valores máximos del orden de 9000 mm/año (en 1967).

En cuanto al ciclo estacional de las lluvias (Figura 4), hay una clara oposición entre las regiones norte y sur de la cuenca amazónica en verano [diciembre-enero-febrero (DEF)] e invierno [junio-julio-agosto (JJA)]. En el hemisferio norte (régimen tropical norte), particularmente en la zona de Roraima (Brasil), el pico de lluvia en JJA está asociado al calentamiento del continente y al incremento de la temperatura superficial del mar en el Atlántico tropical y el Pacífico tropical este (Pulwarty et al., 1998). Al sur (régimen tropical sur), el pico de lluvia durante el verano está relacionado con el calentamiento del continente, a una baja de altura geopotencial en la región del Chaco, al SASM y el LLJ asociado a lo largo del flanco este de los Andes.

Al sur, los regímenes tropicales difieren de acuerdo a la duración de la temporada de estiaje. En los Andes tropicales, esta temporada es entre mayo y septiembre, mientras que en la llanura esta es más corta y se da entre junio y agosto. Al noreste de la cuenca Amazónica, otoño [marzo-abril-mayo (MAM)] y primavera [septiembre-octubre-noviembre (SON)] son las estaciones más contrastantes; más del 50 por ciento de la lluvia anual se registra durante MAM mientras que menos del 10 por ciento ocurre en SON. En esta región, el régimen de lluvia tropical marítimo es controlado por océano Atlántico.

Al noroeste de la cuenca Amazónica, en regiones próximas a la línea ecuatorial, la distribución de lluvia es más uniforme a lo largo del año. En Ecuador, la baja estacionalidad de las lluvias está asociada a la convección profunda sobre la superficie permanentemente cálida. Se puede distinguir dos regímenes desde la cuenca alta del río Negro hasta las tierras bajas de Ecuador; en las pendientes de los andes expuestas a barlovento el régimen de lluvia es unimodal, con un ligero pico al final del otoño austral asociado a la convección profunda luego del equinoccio y al intenso transporte de humedad. En las cuencas interandinas de Perú y Ecuador y en la llanura amazónica, en la frontera de Perú, Brasil y Colombia, el régimen de lluvia es bimodal, con picos cerca a los equinoccios (Abril y Octubre) y una ligera disminución durante el invierno austral. El ciclo semiannual resulta de la oscilación de la ITCZ continental, asociado al ciclo semianual de radiación y temperatura.

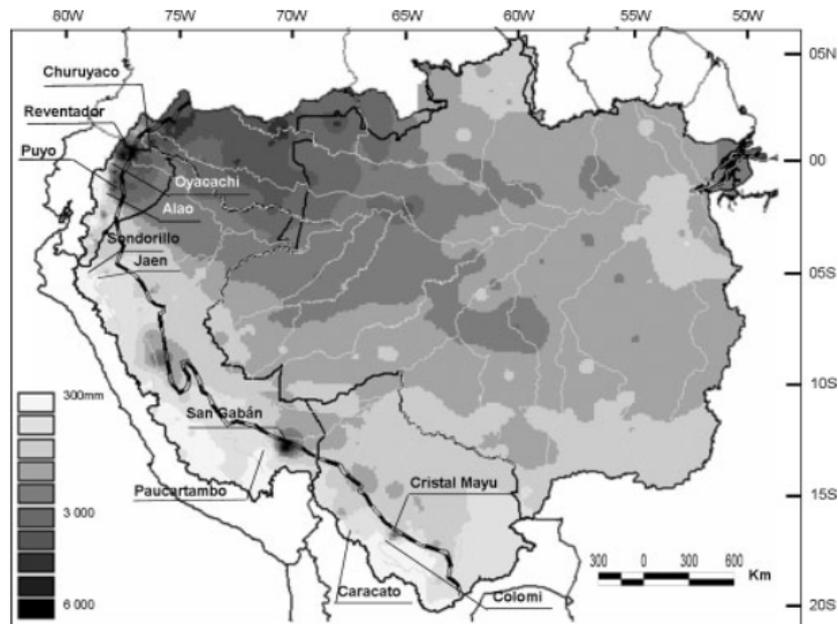


Figura 4: Lluvia promedio anual (mm/día) para el periodo 1975-2003. Las regiones andinas por encima de los 500 m se encuentran delimitadas por una línea blanca y negra (Espinoza et al. 2009).

2.1.1.2. Fuentes de humedad

Las fuentes de humedad son las áreas que aportan humedad al flujo atmosférico a través de la evaporación. Estas fuentes de humedad se pueden inferir a través del análisis del flujo de humedad verticalmente integrado (Fw) y su divergencia (pe: Drumond et al. 2014).

La Figura 5 muestra la climatología mensual del flujo de humedad (vectores) que alcanza a la cuenca amazónica y su divergencia (sombras). Las áreas amarillas y rojas indican divergencia, señalando regiones que podrían aportar vapor al flujo atmosférico mientras que las áreas verdes y azules representan convergencia, la cual se asocia a la precipitación. La distribución espacial de estas áreas de divergencia (fuentes de humedad) y convergencia (sumideros de humedad) varía temporalmente a través de un marcado ciclo anual.

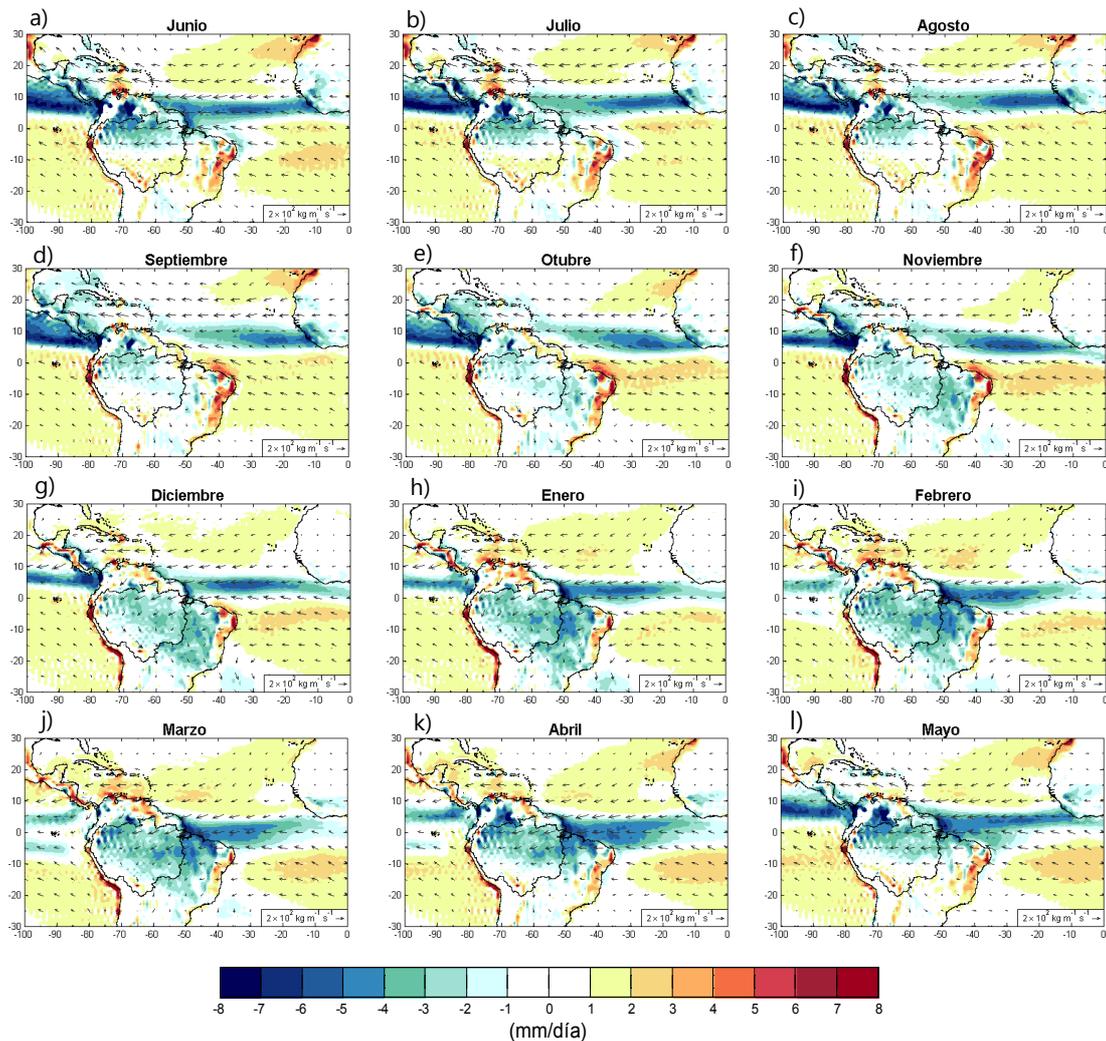


Figura 5: Climatología de flujo de humedad verticalmente integrado en $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ (vectores) y su divergencia en mm día^{-1} (sombras). Datos de Era Interim. Fuente: Elaboración propia.

Entre junio y agosto (Figura 5a-c), la divergencia en el sur de la Amazonía y en el Atlántico tropical sur sugiere fuentes de humedad continentales y oceánicas. En contraste la banda de convergencia se ubica al norte del ecuador, en línea con la ITCZ. De septiembre a

noviembre (Figura 5d-f) la principal fuente de humedad es el Atlántico tropical sur, mientras que sobre el continente, la banda de convección se propaga hacia el sureste de la cuenca amazónica y el este de Brasil. Entre diciembre y febrero (Figura 5g-i), la principal fuente de humedad es el Atlántico tropical norte, donde parte de la humedad puede precipitar al pasar sobre la ITCZ. En el extremo norte del continente predomina la divergencia en la trayectoria del flujo de humedad, mientras que la convección se intensifica sobre la Amazonía y el este de Brasil. Entre marzo y mayo (Figura 5j-l), las fuentes de humedad son el Atlántico tropical norte y sur, de forma que parte del flujo de humedad precipita sobre la ITCZ. Las áreas de convección sobre el continente se propagan progresivamente hacia el norte, cerrando el ciclo.

2.2. Trazadores isotópicos estables en hidrología

Los isótopos son especies del mismo elemento que se diferencian entre ellas por el número de neutrones en el núcleo. Muchos elementos tienen dos o más isótopos que ocurren de manera natural y pueden ser estables o radiactivos. Los isótopos estables son aquellas especies que no sufren decaimiento radiactivo (proceso en el que un núcleo inestable se transforma en uno más estable). Algunos isótopos estables son el ^{13}C y el ^{15}N . Los isótopos radiactivos o inestables sufren cambios en el núcleo a través del tiempo, y solo existen como tales durante periodos determinados referidos como “tiempo de vida medio”. El ^3H , conocido como Tritio, y el ^{14}C , son isótopos radiactivos caracterizados por tiempo de vida medio de aproximadamente 12.32 años y 5370 años respectivamente.

En climatología e hidrología isotópica, el enfoque es en las variaciones de las concentraciones de isótopos estables y pesados de Hidrógeno y Oxígeno; es decir ^2H o Deuterio (D) y ^{18}O . Las concentraciones de los isótopos en una sustancia se expresan como una razón (R) en la que el numerador es el isótopo menos abundante y el denominador es el isótopo más abundante:

$$R_{\text{O}} = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \quad R_{\text{H}} = \frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \quad \dots (1)$$

A fin de estandarizar las mediciones de isótopos a través de diferentes laboratorios, lo que se mide es la desviación de la concentración de isótopos en una muestra respecto a un estándar internacional. Esta medición se expresa con notación δ en partes por mil (‰) (Sharp, 2007).

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) \times 1000 \quad \dots (2)$$

Para el agua, el estándar aceptado es *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW) (Gonfiantini, 1978) y para carbonatos es *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) (Coplen, 1995a, 1996). El valor de ambos estándares es aproximadamente 0.0‰ (Coplen, 1996). Las relaciones entre ambas escalas se expresan como (Coplen et al, 1983; Clark y Fritz, 1997; Sharp, 2007):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 30.91 \quad \dots (3)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97002 (\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}) - 29.98 \quad \dots (4)$$

Cuando una muestra presenta mayores valores de δ respecto a otras, se dice que es más pesada o está enriquecida en especies isotópicas pesadas y viceversa.

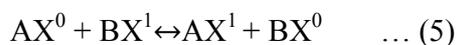
2.3. Fraccionamiento isotópico

El fraccionamiento isotópico es el fenómeno mediante el cual la composición isotópica o *señal isotópica* de una sustancia varía. Se puede distinguir entre fraccionamiento *dependiente e independiente* de la masa.

Cuando el fraccionamiento es dependiente de la masa, el grado de fraccionamiento depende directamente de las diferencias de masa entre los átomos y las moléculas involucradas. La base fisicoquímica es la diferencia de energía de enlace químico entre isótopos ligeros y pesados. La energía requerida para romper un enlace químico (necesaria para que exista la condición de intercambio isotópico) difiere entre moléculas con diferente masa (Clark y Fritz, 1997). En este sentido, se necesita más energía para romper los enlaces químicos de los isótopos pesados, en comparación con los isótopos ligeros. En consecuencia, los isótopos más pesados se evaporan con más dificultad y se condensan primero (Strum, 2005).

Esto significa que los isótopos pesados se incorporan con más frecuencia en la fase líquida durante el proceso de condensación mientras que los isótopos ligeros serán preferentemente incorporados en la fase gaseosa durante el proceso de evaporación. La dependencia de la masa también explica el hecho de que algunos de los efectos del fraccionamiento sobre los isótopos de Hidrógeno son mayores en comparación con los isótopos de Oxígeno (Gat et al, 2001).

El fraccionamiento isotópico dependiente de la masa puede darse en condiciones de *equilibrio* (termodinámicas) o *cinéticas*. El fraccionamiento isotópico termodinámico acompañando los cambios de fase (A y B) en condiciones saturadas de humedad. Como resultado de este tipo de fraccionamiento, las variaciones del Deuterio son ocho veces mayores que las variaciones del ^{18}O . Esta relación se debe a las diferencias de la presión de vapor de saturación (e_s) entre los isotopólogos pesados DH^{16}O y H_2^{18}O . Las moléculas más ligeras tienen mayor e_s y escapan preferentemente a la atmósfera en comparación con las moléculas más pesadas. El fraccionamiento termodinámico puede describirse como una reacción de intercambio en la que X^0 y X^1 son especies isotópicas del elemento X.



En Sharp (2007) se define el factor de fraccionamiento isotópico como el cociente entre la abundancia isotópica de la fase nueva entre la abundancia isotópica de la fase original:

$$\alpha_{\text{A-B}} = R_{\text{A}} / R_{\text{B}} \quad \dots (6)$$

El fraccionamiento isotópico cinético corresponde a reacciones químicas irreversibles. Se produce cuando la evaporación ocurre en condiciones de humedad relativa menor que 100 por ciento y presencia de viento. El factor de fraccionamiento cinético (α_{kin}) se define como una razón entre el compuesto o fase nueva y el compuesto o fase original.

$$\alpha_{\text{kin}} = R_{\text{compuesto o fase nueva}} / R_{\text{compuesto o fase original}} \quad \dots (7)$$

La mayor difusividad de las moléculas más ligeras resulta en mayores efectos del sobre la molécula HDO en comparación con H_2^{18}O cuando el fraccionamiento se da en condiciones cinéticas, mientras que el fraccionamiento termodinámico mantiene una relación constante entre ambas. Esto conduce a la definición de una señal isotópica de segundo orden

conocida como exceso de Deuterio (Sturm, 2005), parámetro que se describirá en la sección 2.8.

Existen dos situaciones en que el fraccionamiento es *independiente de la masa*. La primera situación es cuando ocurre interacción nuclear con alguno de los isótopos. El otro caso es cuando ocurre una reacción foto-química asociada a una longitud de onda que solo afecta los enlaces de una determinada especie isotópica.

Por otro lado, pueden observarse cambios en la señal isotópica promedio en diferentes flujos del ciclo hidrológico sin que ocurra fraccionamiento isotópico. Estos cambios se dan cuando un flujo no se mezcla completamente o de manera similar en el tiempo y espacio y luego se utiliza parcialmente y se conoce como *proceso de selección*. Las variaciones estacionales de la composición isotópica de las aguas atmosféricas, superficiales o del suelo son ejemplos de este proceso (Gat et al., 2001).

2.4. Fraccionamiento isotópico en el ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico describe el movimiento continuo del agua a través de la atmósfera, la superficie de los continentes y el subsuelo, cambiando continuamente de estado. Durante los cambios de fase que acompañan este ciclo ocurren variaciones en el contenido de isótopos debido procesos de fraccionamiento en equilibrio y cinético (Dansgaard, 1964; Craig y Grodon, 1965; Rozanski et al, 1993; Gat, 1996; Clark y Fritz, 1997). Esta relación entre la señal isotópica del agua y el ciclo hidrológico se esquematiza en la Figura 6.

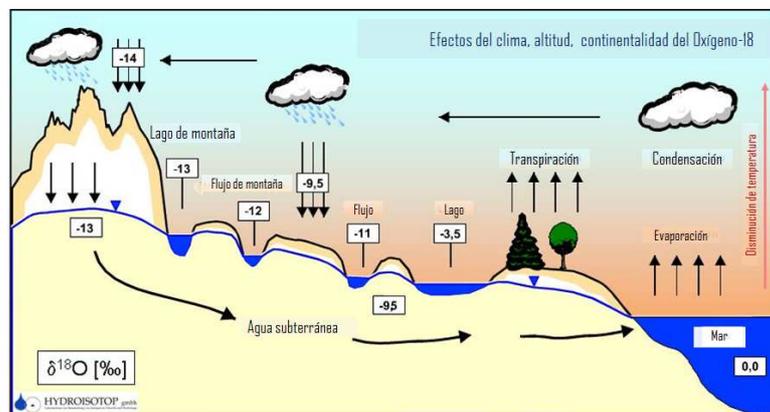


Figura 6: Diagrama ilustrando los principales procesos relacionados con el fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ en el ciclo hidrológico. Fuente: <http://www.hydroisotop.de/en/further-information-6>.

Durante la evaporación desde la superficie del océano, el fraccionamiento isotópico resulta en menor concentración de isótopos pesados en el vapor en comparación con la que originalmente estaba presente en el mar. El fraccionamiento en equilibrio entre líquido y vapor puede calcularse de la siguiente manera (Clark y Fritz, 1997):

$$1000 \ln \alpha_{\text{liquido-vapor}} = 1.137 (10^6/T_K^2) - 0.4156 (10^3/T_K) - 2.0667 \quad \dots (8)$$

Donde T es la temperatura de cambio de fase. Adicionalmente, si la evaporación se da bajo condiciones de humedad relativa (HR) menor que 100 por ciento, se produce fraccionamiento cinético, el cual puede estimarse de la siguiente manera (Gonfiantini, 1986; Clark y Fritz, 1997):

$$\Delta_{\epsilon}^{18}\text{O}_{\text{liquido-vapor}} = 14.2 (1-\text{HR})\text{‰} \quad \dots (9)$$

Este vapor isotópicamente más ligero se condensa formando nubes. Durante la condensación, los isótopos más pesados son preferentemente removidos de la fase gaseosa e incorporados en las gotas de agua. Como resultado, la fase líquida tendrá mayor concentración de isótopos pesados en comparación con el vapor de agua circundante. En la nube, las especies isotópicas pesadas son liberadas a través de la precipitación a medida que la nube se desplaza, lo que se conoce como destilación Rayleigh. Este es probablemente el mecanismo físico más importante que determina las variaciones isotópicas en las precipitaciones sobre la tierra (Figura 7).

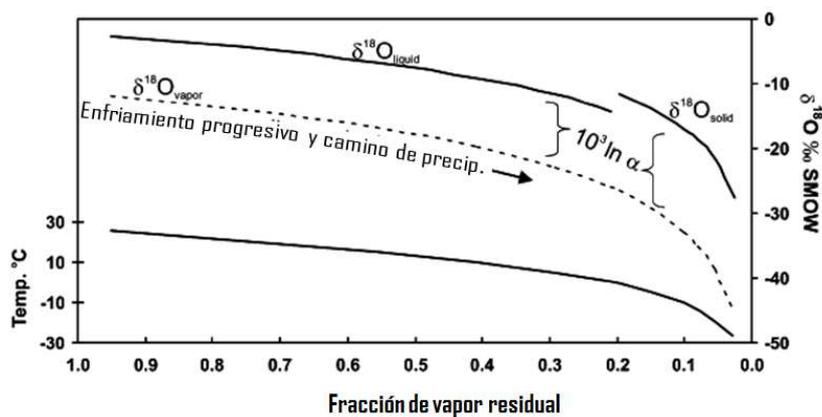


Figura 7: Esquema del proceso de destilación Rayleigh. Las líneas representan la evolución de la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ en una nube, a medida que esta va liberando humedad a través de procesos sucesivos de condensación y precipitación. El gráfico se construyó considerando $\delta^{18}\text{O}$ del océano igual a 0.0‰ , evaporación en condiciones de humedad relativa de 85 por ciento, fracción inicial de 95 por ciento de vapor remanente en la nube y temperatura inicial de 25°C . Fuente: Lachniet (2009).

2.5. Efectos que modifican la señal isotópica del agua atmosférica

Los efectos que modifican la señal isotópica son relaciones empíricas entre las concentraciones isotópicas y ciertos parámetros ambientales (pe: cantidad de lluvia, temperatura del aire, distancia de la costa, altitud, latitud, etc.). Tales relaciones se reportaron por primera vez en Dansgaard (1964) y fueron confirmadas por varios estudios posteriores.

2.5.1. Efecto de la temperatura

El efecto de la temperatura se refiere a la relación observada entre la temperatura anual en un lugar y la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964; Fricke and O'Neill, 1999). Este efecto es el principal control de la señal isotópica en altas latitudes, donde a menores temperaturas se esperan menores concentraciones de isótopos pesados en las precipitaciones. Esto se debe a que en estas regiones, la temperatura en superficie refleja la temperatura de condensación asociada a la formación de nubes.

En la región tropical, la relación entre la temperatura y la señal isotópica no es tan clara debido a que la precipitación es principalmente de naturaleza convectiva. Esto significa que la lluvia responde a factores como levantamiento orográfico, advección en regiones de menor temperatura o convección. Por esta razón, la temperatura del aire en superficie no está necesariamente asociada a la condensación. No obstante, es común hallar correlaciones negativas entre la señal isotópica y la temperatura, aunque estas se atribuyen a que en esta región, las temperaturas altas y la temporada de lluvia suelen coincidir (pe: Rozanski & Argus-Argus, 1995).

2.5.2. Efecto de la altitud

El efecto de la altitud se refiere a la disminución observada de $\delta^{18}\text{O}$ con el incremento de altitud (Clark y Fritz, 1997). Este efecto está relacionado tanto con la disminución de la temperatura de condensación a mayor altitud como a procesos progresivos de destilación Rayleigh a medida que las masas de humedad son elevadas sobre una barrera orográfica (Lachniet, 2009).

2.5.3. Efecto de la continentalidad

El efecto de continentalidad o distancia de la costa describe el fraccionamiento progresivo de $\delta^{18}\text{O}$ a mayor distancia de la fuente de humedad oceánica (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993; Clark y Fritz, 1997). Esta es una manifestación de los procesos sucesivos de destilación Rayleigh a medida que las nubes se desplazan sobre el continente (Lachniet, 2009). En regiones de selva tropical, este efecto puede ser neutralizado por los flujos de humedad continental que retorna a la atmósfera a través del proceso de *reciclaje de humedad*, el cual se describirá con mayor detalle en el subcapítulo 2.9. Este se compone por dos procesos que tienen diferentes impactos sobre la composición isotópica de las aguas: la evaporación y la transpiración. El primero se refiere a la evaporación que se produce desde la superficie de cuerpos de agua abiertos (pe: lagos, ríos), el suelo o desde la cobertura del bosque. Este proceso provoca fraccionamiento isotópico que resulta en incorporación de isótopos pesados en el flujo de vapor atmosférico. El segundo es la evaporación a través de las plantas mediante el proceso de respiración. Dado que no existe fraccionamiento isotópico durante la absorción de agua por las raíces (Ehleringer & Dawson, 1992; Kendall & McDonnell, 1998; Tang & Feng, 2001; Yopez et al., 2003), el valor de $\delta^{18}\text{O}$ que originalmente estaba presente en la lluvia se reincorpora a la atmósfera. El resultado neto es una disminución del gradiente isotópico entre la fuente oceánica y las regiones continentales más alejadas; es decir, una atenuación del efecto de la continentalidad. Un claro ejemplo es la cuenca amazónica, la cual se caracteriza por un pequeño gradiente zonal de $\delta^{18}\text{O}$ entre la costa Atlántica y el pie de la cordillera Andina, asociado a una alta tasa de evapotranspiración que contrarresta el efecto de continentalidad.

2.5.4. Efecto de la cantidad de lluvia

El efecto de la cantidad de lluvia es la disminución observada de $\delta^{18}\text{O}$ con el incremento de la lluvia local (Dansgaard, 1964; Rozanski et al, 1993; Bony et al, 2008; Risi et al, 2008). Las tormentas convectivas intensas pueden elevar la tasa de precipitación, resultando en mayor fraccionamiento isotópico (Sturm, 2005).

En Gat (2001) se hace referencia a registros isotópicos extremadamente fraccionados con valores de $\delta^{18}\text{O}$ de hasta -15‰, al analizar eventos de fuertes lluvias tropicales asociados a

sistemas convectivos. Por otro lado, también se han documentado casos en los que este efecto no domina las variaciones de la señal isotópica. Por ejemplo, Villacís et al. (2008) expone que la cantidad de lluvia explica solo el 24 por ciento de la variabilidad de la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ a escala mensual en Nuevo Rocafuerte, Ecuador. Las evidencias sugieren que no se puede hacer generalizaciones sobre el impacto de este efecto en la señal isotópica y que es necesario evaluarlo a nivel local para cada caso individual.

2.5.5. Efecto de la fuente de humedad

El efecto de la fuente de humedad es la observación de que masas de aire de diferente origen están caracterizadas por distintas señales isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ (Rozanski et al, 1993; Clark & Fritz, 1997; Cole et al, 1999; Friedman et al, 2002).

2.6. Distribución espacial de la señal isotópica

La distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia está relacionada principalmente con la latitud, altitud y la fuente de humedad. En general los valores más bajos se encuentran en latitudes altas, mientras que los más altos se encuentran en las regiones tropicales y subtropicales (Figura 8). Sin embargo, los valores anuales y estacionales de $\delta^{18}\text{O}$ en una región específica generalmente resultan de varios efectos isotópicos combinados que caracterizan esa región (Lawrence et al, 1982; Grootes, 1993; Vimeux et al, 2005; Vuille y Werner, 2005). En Sudamérica tropical, los principales “efectos de trayectoria” que modifican la composición isotópica de las precipitaciones pueden ser los siguientes: cambio estacional de las regiones oceánicas que actúan como fuente de humedad, reciclaje de humedad sobre el bosque, re-evaporación parcial de las gotas de lluvia durante su descenso desde la base de las nubes y equilibrio con el vapor circundante, obstáculos orográficos incluido el enfriamiento adiabático y precipitación (Vimeux et al, 2005).

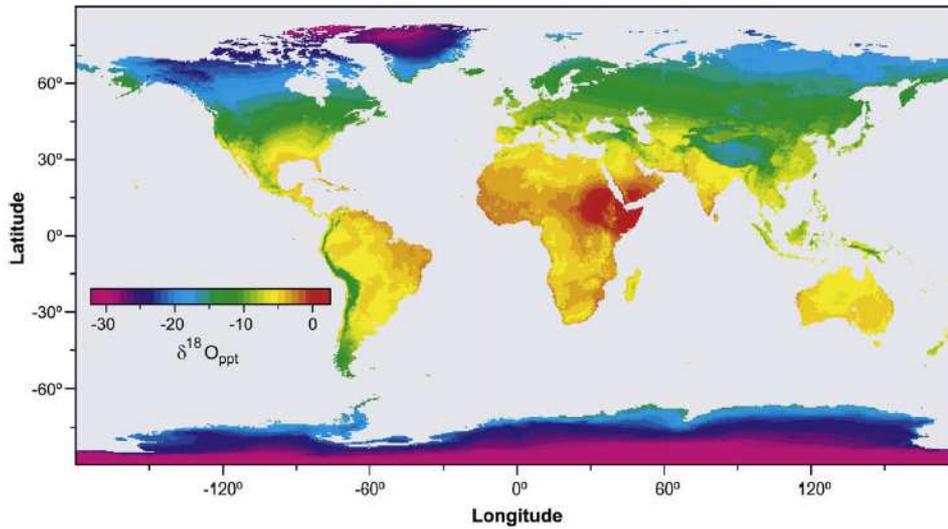


Figura 8: Distribución global de $\delta^{18}\text{O}$ anual interpolado de estaciones de la GNIP (Bowen & Wilkinson, 2002).
Fuente: Lachniet (2009).

2.7. Líneas de agua

Debido a que el Oxígeno y el Hidrógeno responden a los mismos procesos isotópicos, están correlacionados con pendiente ~ 8 , la cual está determinada por la relación entre los factores de fraccionamiento en equilibrio entre $\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O}$ (Sharp, 2007). En Dansgaard (1964) se define la *Línea meteórica de agua global* (LMG) como $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$. Un análisis más completo indica $\delta\text{D} = (8.20 \pm 0.07) \times \delta^{18}\text{O} + (11.27 \pm 0.65)$ para la señal isotópica ponderada por la precipitación anual (Rozanski et al, 1993).

Para estudios de escala regional y local, se debe establecer una *Línea meteórica de agua local* (LML) en base a mediciones de las concentraciones isotópicas de las aguas de la región. La LML puede diferir de la LMG a través de cambios en el intercepto del Deuterio (Lachniet, 2009). En la Figura 9 se muestra la LMG, junto con LMLs referentes a estaciones ubicadas en diferentes partes del mundo.

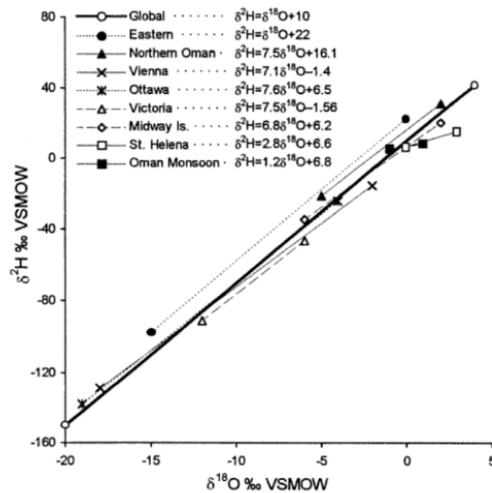


Figura 9: Línea meteórica global (línea sólida) y líneas meteóricas locales. Estas líneas relacionan datos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD reportados en estaciones en diferentes partes del mundo. Fuente: Clark & Fritz (1997).

2.8. Exceso de Deuterio

El exceso de Deuterio (Dxs) es un parámetro de segundo orden, específicamente sensible a las condiciones durante la evaporación desde la fuente de humedad (Merlivat & Jouzel, 1979; Johnsen et al., 1989; Pfahl and Wernli, 2008). Este parámetro está determinado en gran medida por los efectos cinéticos durante la evaporación desde la superficie del mar (Dansgaard, 1964; Merlivat y Jouzel, 1979). Se define como $\text{Dxs} = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964; Merlivat y Jouzel, 1979) y tiene un valor promedio global de 10‰ (Craig, 1961; Dansgaard, 1964).

Físicamente, el Dxs refleja el movimiento más lento de la molécula de H_2^{18}O durante la difusión, llevando a un enriquecimiento relativo de las moléculas de HDO en la fase con enlaces más débiles (pe: en la fase gaseosa durante la evaporación del agua). Este movimiento más lento puede conducir a diferencias medibles cuando no hay suficiente tiempo para que las fases alcancen el equilibrio isotópico. Durante la evaporación, estas condiciones de no-equilibrio son resultado de un fuerte gradiente de humedad relativa sobre la superficie del agua y por vientos que transportan el evaporado lejos de la superficie antes de alcanzar condiciones de equilibrio entre las dos fases (Pfahl & Sodemann, 2014).

El Dxs puede utilizarse para identificar regiones fuente de humedad. Por ejemplo, en su estudio sobre la composición isotópica de las lluvias en el sureste asiático, Arguás-Arguás (1998) sugiere que los flujos de humedad que forman los monzones del Pacífico y del Índico difieren notablemente en sus respectivos valores de Dxs, en alrededor de 5 %. Por lo tanto, la composición isotópica de las lluvias y el vapor de agua en esta región puede utilizarse, en principio, para identificar flujos de humedad provenientes de estos dos sistemas. Sobre el continente, se sugiere que el Dxs responde principalmente al *reciclaje de humedad* (Salati et al., 1979).

2.9. Reciclaje de humedad

El reciclaje de humedad es la contribución de la evaporación en una región a la precipitación sobre la misma. Sobre la Amazonía, las masas de aire que cruzan el bosque capturan la humedad reciclada y la transportan hacia diferentes partes del continente (Figura 10).

Cálculos preliminares del balance hídrico en la región central de la cuenca Amazónica (pe: Molion, 1975; Villa Nova et al., 1976), indicaron que más de la mitad de las aguas que precipitan retorna a la atmósfera a través de la evapotranspiración, resaltando el rol de la vegetación en el ciclo hidrológico. Asimismo, Spracklen et al. (2012) sugiere que el aire que pasa sobre extensiva vegetación, posteriormente libera por lo menos el doble de lluvia unos días después, en comparación con aire que pasa sobre áreas menos vegetadas.

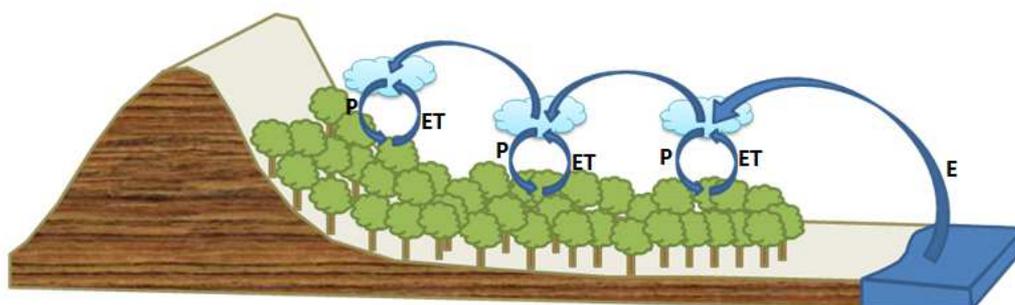


Figura 10: Esquema de reciclaje de humedad. Las flechas indican la dirección del flujo de humedad. E: evaporación. ET: evapotranspiración. P: precipitación. Fuente: Elaboración propia.

2.10. Ejemplos de aplicación de isótopos en hidrología y clima

Vimeux et al. (2005) presenta la evaluación los factores que controlan la concentración de Deuterio en las precipitaciones del Valle Zongo (16°20'S, 67°47'O) en Bolivia, a fin de interpretar objetivamente la señal isotópica almacenada en testigos de hielo colectados en el nevado Ilimani. Para esta investigación, se colectaron muestras mensuales de las precipitaciones en el valle en cinco estaciones ubicadas a diferentes altitudes, durante el periodo desde septiembre 1999 hasta agosto 2004. La información meteorológica empleada consistió en observaciones directas de precipitación y temperatura del aire en superficie y datos satelitales (precipitación de TRMM y radiación de onda larga saliente – OLR de NOAA).

En este trabajo se evalúan los controles a nivel local y regional sobre la señal de δD del valle. En este sentido, se analizó la distribución espacial y temporal de la lluvia y la señal isotópica dentro del valle (Figura 11). Los análisis de correlación demostraron que la temperatura y lluvia local explican insuficientemente la variabilidad de δD .

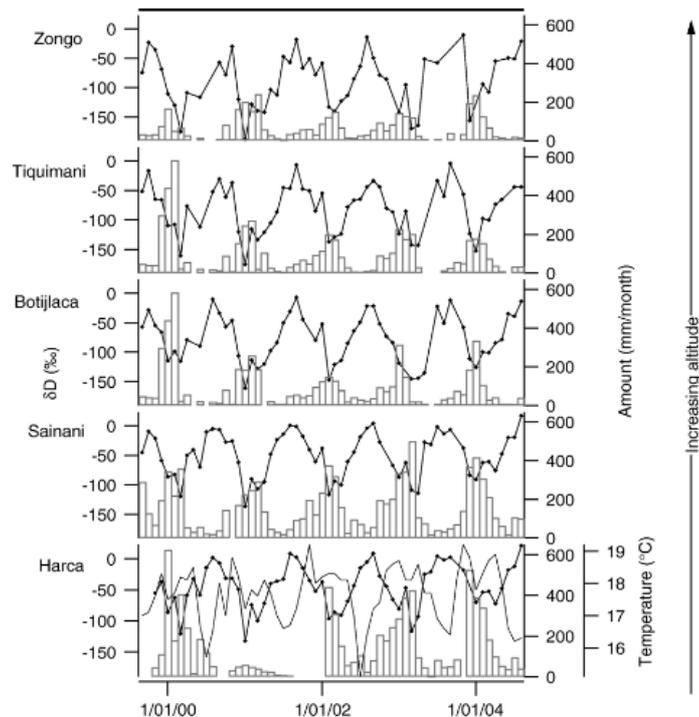


Figura 11: Registro de δD desde septiembre de 1999 hasta agosto del 2004 para las estaciones Harca, Sainani, Botijlaca, Tiquimani y Zongo (líneas sólidas con marcadores), precipitación en mm/mes (barras) y temperatura en °C para Harca (línea). Fuente: Vimeux et al. (2005).

De manera complementaria se comprobó que los eventos de lluvia individuales son muy variables entre las estaciones mientras que la señal isotópica es más bien uniforme. La discrepancia entre la distribución de estos parámetros confirma el poco control de la cantidad de lluvia sobre la señal isotópica. Por otro lado, se observaron similitudes entre el ciclo estacional de la señal isotópica y el ciclo estacional de las precipitaciones en regiones convectivas (CZ) remotas en el camino de los flujos de humedad que alcanzan el valle (Figura 12). Los análisis de correlación entre la señal isotópica del valle y las precipitaciones sobre la Amazonía confirmaron la importancia de los controles regionales sobre las variaciones de δD .

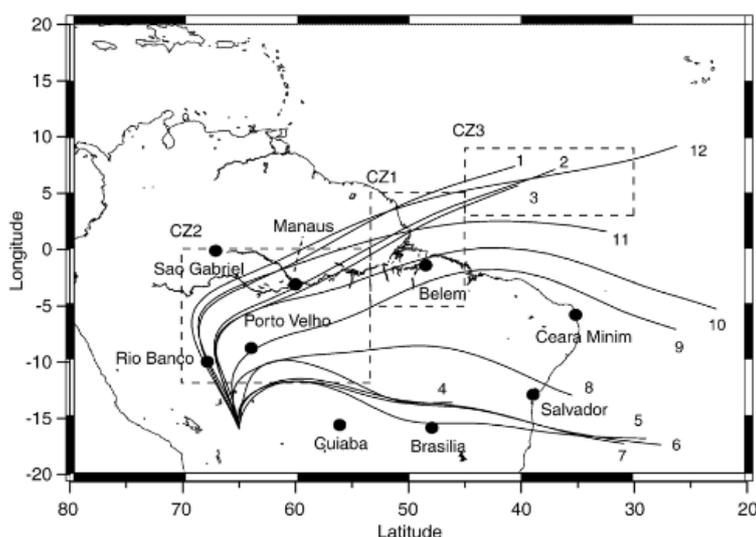


Figura 12: Retro trayectorias desde enero (1) hasta diciembre (2). Estaciones de IAEA/GNIP utilizadas en este estudio. Las zonas convectivas (CZ1, 2, 3) están indicadas (rectángulos). Fuente: Vimeux et al. (2005).

En conclusión, este trabajo demostró que las variaciones estacionales de δD en el valle del Zongo pueden entenderse no simplemente como registradores de la lluvia local, sino como indicadores del nivel de lluvia aguas arriba del valle, especialmente en las regiones relevantes de actividad convectiva.

De manera similar, Villacís et al. (2008) presenta el análisis de la composición isotópica de las precipitaciones al este de Ecuador, en la estación Rocafuerte (74.58O, 0.98S, 250 msnm). La finalidad de su trabajo fue interpretar la señal isotópica de testigos de hielo colectados en el glaciar Chimborazo (78.48O, 1.38S, 6268 m).

Este trabajo demostró que los parámetros meteorológicos (precipitación, temperatura y humedad relativa) a nivel local no explican la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ de las precipitaciones en la estación Rocafuerte en escala diaria o mensual. Utilizando información satelital (OLR) y observada, demostró que el transporte de humedad y la intensidad de las lluvias aguas arriba en las zonas amazónicas de mayor actividad convectiva son los factores más importantes para explicar la variabilidad estacional de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 13).

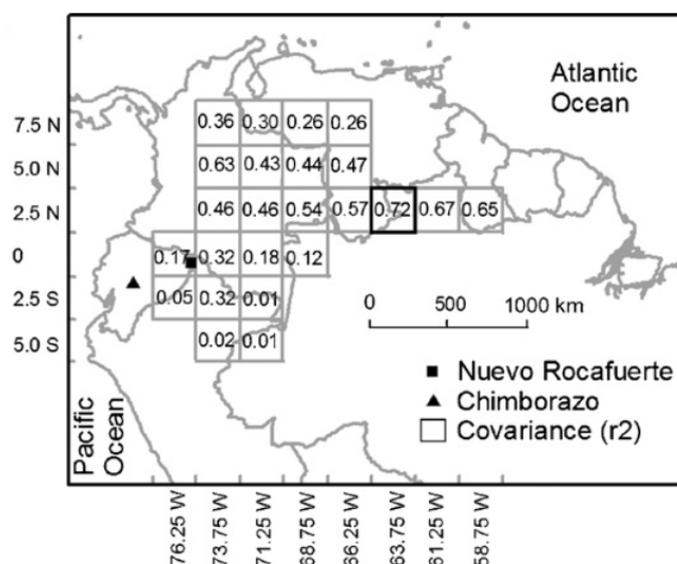


Figura 13: Distribución espacial de la covarianza (r^2) entre la composición isotópica mensual de la precipitación ($\delta^{18}\text{O}$) en Nuevo Rocafuerte y flujo de OLR (W/m^2) en la grilla donde se indica la correlación. Fuente: Villacís et al. (2008).

2.11. Descripción de la zona de estudio

La cuenca del Alto Mayo se ubica al noreste de los andes peruanos, en el pie de monte amazónico. Políticamente se localiza dentro de las regiones San Martín y Amazonas. Comprende las provincias de Rioja, Moyobamba, y Rodríguez de Mendoza, entre las coordenadas $77^{\circ}46' - 76^{\circ}44'\text{O}$ y $5^{\circ}24' - 6^{\circ}24'\text{S}$ (Figura 14). El río principal es el Mayo, el cual confluye aguas abajo con el río Huallaga. El clima actual es húmedo tropical, con temperatura promedio anual de 22.8°C y precipitación promedio anual de 1460 mm.

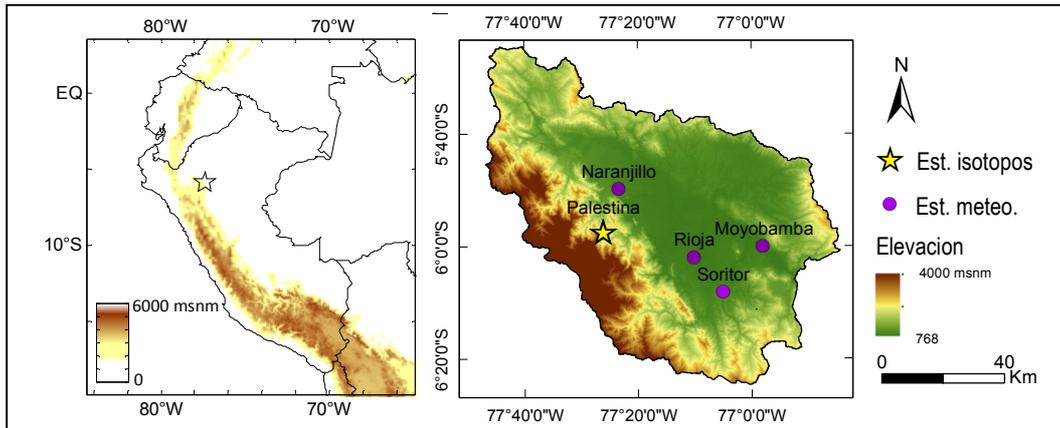


Figura 14: Ubicación de la cuenca del Alto Mayo. Los círculos morados representan las estaciones meteorológicas de SENAMHI y la estrella, la estación Palestina.

Esta zona presenta condiciones climáticas favorables para la ocurrencia de lluvia: alta humedad del aire, temperaturas cálidas y liberación de grandes cantidades de vapor sobre la ladera este de los Andes (Espinoza et al, 2009). Asimismo, las características orográficas, favorecen la convergencia de los flujos de aire, produciendo abundante precipitación (Ratisbona, 1976; Salati et al, 1978; Nobre, 1983; Salati and Vose, 1984; Figueroa & Nobre, 1990). El régimen de precipitación es ecuatorial (bimodal) con picos de lluvia en noviembre y marzo, cerca de los equinoccios, y una ligera disminución de las lluvias durante el invierno austral (Figura 15). El ciclo semi-anual de lluvia resulta de la oscilación zonal de la ITCZ continental, asociada con el ciclo semi-anual de radiación y temperatura (Espinoza et al., 2009).

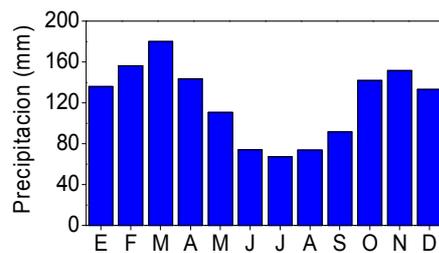


Figura 15: Climatología de las precipitaciones para el periodo entre 1965-2003 calculadas a partir de los datos históricos de las estaciones de SENAMHI. Fuente: Elaboración propia.

Para esta región específica se define la temporada de lluvia como los meses en que la precipitación es mayor que 100 mm. Esta ocurre entre los meses de octubre y mayo, cuando se observa el 80 por ciento de las precipitaciones anuales.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Datos

En el presente trabajo se utilizaron datos observados de isotopía e información meteorológica de estaciones convencionales, datos satelitales y de reanálisis atmosférico. Los datos de estaciones se utilizaron para los análisis a nivel local (cuenca del Alto Mayo) mientras que los datos satelitales y de reanálisis se utilizaron para los análisis a nivel regional. Este tipo de datos presenta la ventaja de tener espacialización global, lo que nos permite tener datos en lugares donde las estaciones *in-situ* son escasas o no existen. Sin embargo, estos productos no miden directamente las variables meteorológicas, por lo que se debe tener mucho cuidado para interpretar esta información.

3.1.1. Datos isotópicos

Los datos isotópicos se generaron gracias al apoyo de el Laboratorio mixto internacional de paleoclimatología tropical: trazadores y variabilidad (*Laboratoire Mixte International Paléoclimatologie tropicale: traceurs et variabilité* - LMI PALEOTRACES). Este programa es una iniciativa de investigación del Instituto de investigación para el desarrollo (*Institut de recherche pour le développement* - IRD) iniciada en el 2009, cuyos intereses son la reconstrucción de la variabilidad del Atlántico tropical y del monzón sudamericano.

En este contexto, se pudo llevar a cabo un programa de monitoreo de los isótopos estables del agua de lluvia durante el periodo desde el 16 de mayo del 2012 hasta el 01 de junio del 2014. Las muestras se colectaron en una estación ubicada próxima a la entrada de la caverna Palestina (5.911°S, 77.346°W, 870 msnm - Figura 14). Las muestras fueron tomadas los días 1 y 16 de cada mes, cada una de las cuales representa la composición isotópica promedio de todos los eventos de lluvia ocurridos aproximadamente

15 días antes de la colecta de la muestra. Como resultado se cuenta con 45 datos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{D}$.

Además, se cuenta con 25 datos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{D}$ de las aguas del río Jordán desde el 15 de febrero del 2013 hasta el 01 de mayo del 2014. Las muestras se colectaron en un punto próximo a la estación Palestina. El muestreo se realizó empleando el mismo protocolo que para el caso de la lluvia.

Los análisis isotópicos se realizaron en el *Laboratorio de estudios geocronológicos e ambientales* de la Universidad de Brasilia (Unb). Para este propósito se utilizó un analizador de isótopos de espectrometría a láser con CVR Picarro L2120-i, el cual permite mediciones de alta precisión analítica ($\pm 0.06\%$) y reporta los resultados relativos al estándar VSMOW (Apaéstegui et al., 2014).

3.1.2. Datos de estaciones meteorológicas e hidrométricas

Se utilizó información de precipitación y temperatura en escala diaria, procedente de la base de datos del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI - Perú). Su ubicación se observa en la Figura 14. Solo cuatro estaciones en la zona de estudio cuentan con registros continuos para el periodo de interés (15/05/2012 – 01/06/2014.). La información de las estaciones seleccionadas se presenta en el Cuadro 1.

Además se cuenta con información mensual de caudales medidos en la estación San Regis la cual forma parte de la red de observación de SENAMHI-Perú.

Cuadro 1: Estaciones meteorológicas de SENAMHI, ubicación geográfica y periodo de registro.

#	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Periodo
1	Naranjillo	-5.83361	-77.3836	900	1965-2015
2	Moyobamba	-6.00028	-76.9669	842	1965-2015
3	Rioja	-6.04667	-77.1669	817	1965-2015
4	Soritor	-6.13528	-77.0844	890	1965-2015

3.1.2.1. Precipitación

Se observó que en todas las estaciones, la media está alrededor de 10 mm/día mientras que la desviación típica es de 30 a 40 mm/día (Figura 16). Los registros mostraron también valores que superan la desviación típica. En el caso de las estaciones Moyobamba y Rioja, se encontraron valores extremos cercanos a 100 mm/día, mientras que en las estaciones Soritor y Naranjillo, se observaron algunos valores cercanos a 80 mm/día. Las condiciones ambientales (vegetación, orografía) y climáticas (temperaturas cálidas, humedad) en esta región específica son favorables para la producción de lluvia. En este sentido, pueden esperarse eventos de fuertes lluvias, tal como muestran los registros en las estaciones analizadas.

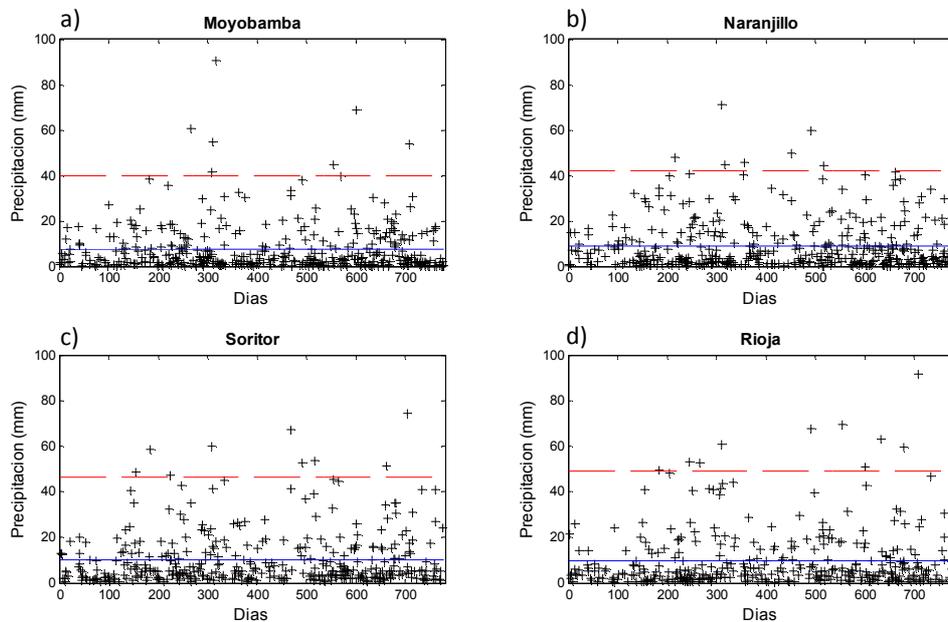


Figura 16: Precipitación diaria por estación durante el periodo 15/05/2012-01/06/2014, considerando solo los días precipitantes. Desviación típica (línea discontinua roja). Media (línea sólida azul). Fuente: Elaboración propia

Adicionalmente, se comparó estos registros reciente con los registros históricos mensuales de las mismas estaciones, correspondientes al periodo 1965-2003 (Figura 17). Estos registros históricos han sido previamente analizados en un estudio anterior (Espinoza et al., 2009) mediante el método del Vector Regional (MVR) para evaluar su calidad.

Para hacer la comparación entre las dos bases de datos, los datos diarios correspondientes al periodo de interés se acumularon a nivel mensual. Se observó que en general, los valores de

precipitación están dentro de los rangos de variación de los datos históricos. Por lo tanto, se consideró que todos los datos son factibles para el área de estudio.

Se observó también que todas las estaciones presentan ciclos anuales similares con picos de lluvia en marzo y entre octubre y noviembre, con algunas diferencias en magnitud, que puede ser resultado de factores locales.

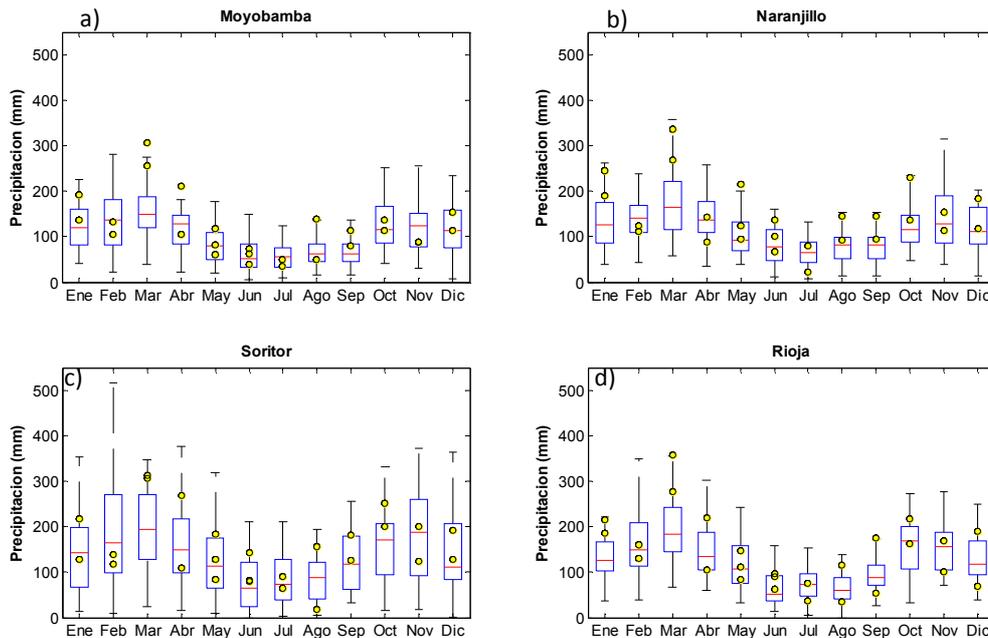


Figura 17: Precipitación mensual por estación correspondiente al periodo 05/2012-06/2014 (círculos amarillos) y datos históricos evaluados para el periodo entre 1965-2003 (Diagrama de cajas). Fuente: Elaboración.

3.1.2.2. Temperatura

Los datos de temperatura se refieren a las temperaturas mínimas (Figura 16) y máximas (Figura 18) diarias. Las temperaturas mínimas en todas las estaciones presentan valores promedio alrededor de 18°C y desviación típica de 4°C. El ciclo anual es marcado en todas las estaciones y se caracteriza por condiciones más cálidas durante el verano y más frías durante el invierno. En general todos los valores se encuentran dentro del rango de desviación típica excepto por algunos valores extremos durante la temporada de invierno.

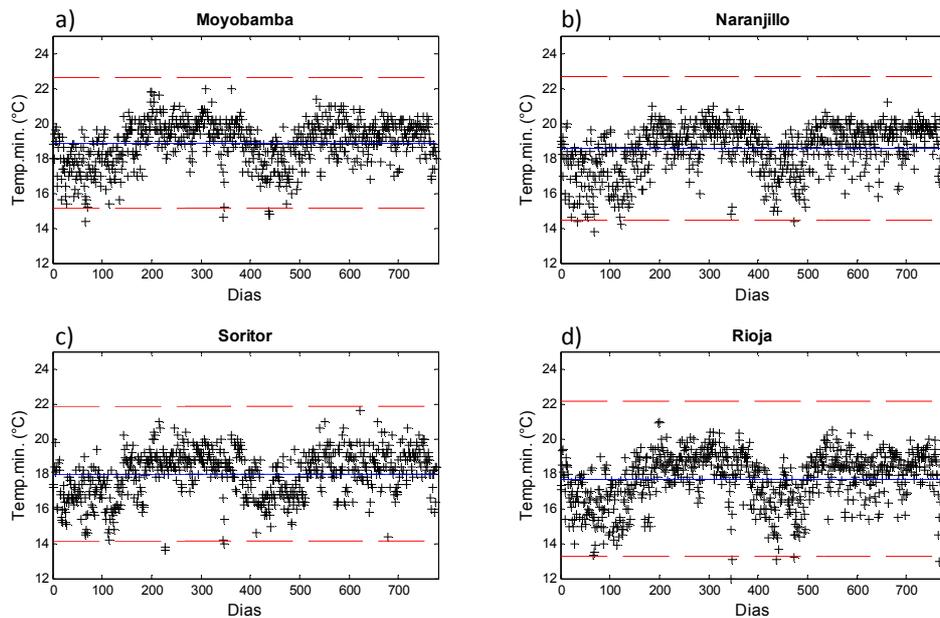


Figura 18: Temperatura mínima a nivel diario por estación durante el periodo 15/05/2012-01/06/2014, desviación típica (línea discontinua roja) y media (línea sólida azul). Fuente: Elaboración propia.

Las temperaturas máximas se analizaron solo en las estaciones Moyobamba, Naranjillo y Soritor (Figura 19) ya que la estación Rioja no presenta registros de este parámetro durante el periodo de interés. En todas las estaciones el promedio está alrededor de 28°C y desviación típica de es 6°C. Los datos se distribuyen de manera relativamente uniforme a lo largo del año.

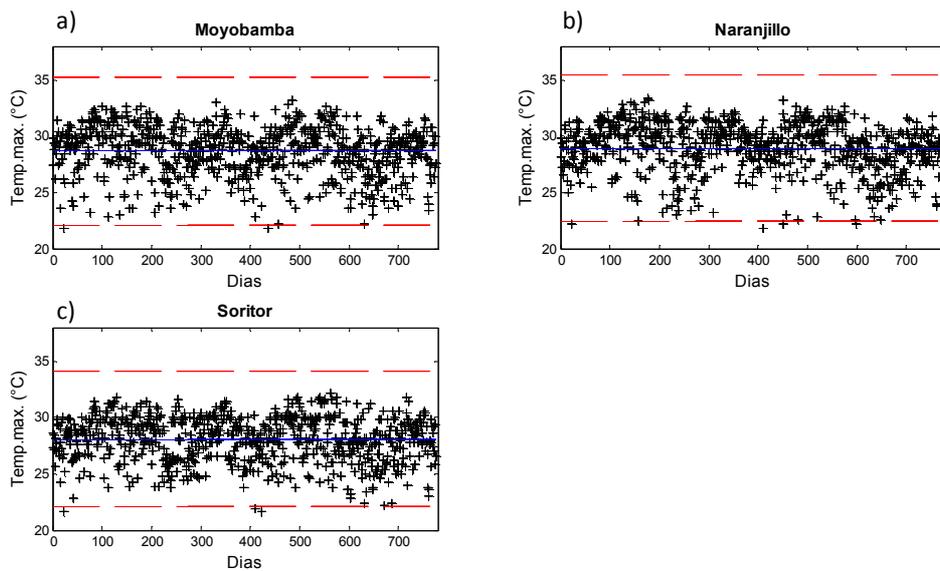


Figura 19: Temperatura máxima por estación durante el periodo 15/05/2012-01/06/2014, desviación típica (línea discontinua roja) y media (línea sólida azul). Fuente: Elaboración propia

3.1.2.3. Caudales

La información de caudales proviene de la estación hidrométrica San Regis (4.52°S, 73.91°O). Esta estación se ubica en el río Marañón (Figura 20), el cual drena las aguas la cuenca Marañón, dentro de la cual se ubica la cuenca del Alto Mayo. Los registros de caudales van desde septiembre de 1998 hasta agosto del 2015.

En esta estación, los caudales muestran un marcado ciclo anual con los mayores valores en mayo y los menores valores en septiembre.

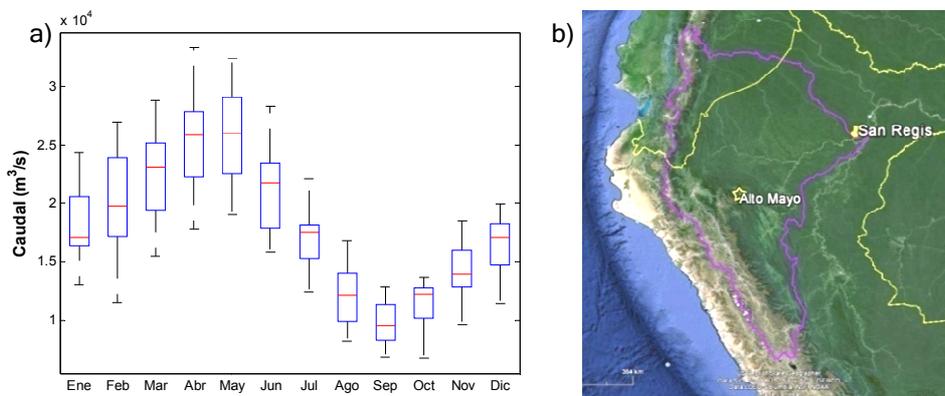


Figura 20: a) Caudales mensuales registrados en la estación San Regis desde 09/1998 – 07/2015. b) En el mapa se señala la estación San Regis, la estrella señala la cuenca del Alto Mayo y la línea morada indica el límite de la cuenca del Marañón.

3.1.3. Datos de torres de flujo

Una torre de flujo es un conjunto de instrumentos que miden flujos de energía (calor latente, calor sensible, radiación solar) y gases (dióxido de carbono, metano entre otros). La iniciativa de investigación internacional llamada *Large Scale-Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA), liderada por Brasil, permitió la instalación de estas torres en la Amazonía, con las cuales se obtuvo información de 1999 a 2006, a nivel horario. Considerando que los mayores flujos de calor latente o evapotranspiración (ET) ocurren durante el día, para el presente trabajo se utilizó información de ET observado durante el día en las torres K34, K67 y K83. Esta información es de libre acceso y se puede descargar desde la dirección web <https://daac.ornl.gov/LBA>. La información acerca estas torres se presenta en el Cuadro 2.

Cuadro 2: Información sobre las torres de flujo analizadas.

ID	Ref.	Ubicación(Lat°S, Lon°O)	Ecosistema	Periodo de registro
K34	1	Manaus (2.60°,60.20°)	Bosque húmedo tropical	1999-2006
K67	2	Santarem(2.85°,54.95°)	Bosque húmedo tropical	2002-2005
K83	3	Santarem(3.01°,54.97°)	Bosque húmedo tropical	2000-2003

Referencias: ¹Araújo et al (2012), ²Saleska et al. (2003), ³Goulden et al. (2004).

3.1.4. Datos de reanálisis

El reanálisis es un método para obtener una visión completa del estado del sistema terrestre. El método consiste en la combinación de observaciones con modelos meteorológicos de pronóstico para producir bases de datos grilladas de diversas variables. Mediante este método, las observaciones pasadas de la Atmósfera, las cuales idealmente han sido sometidas a controles de calidad y re-procesamiento, se reanalizan utilizando análisis numéricos de predicción climática (PCN) y sistemas de pronóstico.

Como resultado, el reanálisis produce una base de datos multivariada, espacialmente completa y coherente que describe la circulación atmosférica global (Dee et al. 2011). Dado que los sistemas de análisis y pronóstico están en constante cambio, los procedimientos de reanálisis deben repetirse cada cierto tiempo para sacar provecho de las últimas mejoras del sistema (Berrisford et al., 2009). Los datos de reanálisis se utilizan para monitorear el clima, para investigación, educación y para aplicaciones comerciales.

3.1.4.1. Datos de ERA Interim

ERA-Interim es el reanálisis atmosférico global más reciente producido por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Brinda información desde 1976 y se actualiza continuamente. Incluye datos grillados de diferentes parámetros de superficie cada tres horas y parámetros atmosféricos en cuatro dimensiones que cubren la tropósfera y la estratósfera cada seis horas. La resolución espacial original de los datos es 0.75°×0.75° (~80km) en 60 niveles verticales desde la superficie hasta los 0.1 hPa (~ 64 km). La información es de libre acceso y puede descargarse desde la dirección web: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/>.

Para este trabajo se utilizó información a diferentes niveles de presión de vientos horizontales, velocidad vertical del viento, humedad relativa, temperatura y geopotencial; información en superficie de vientos horizontales a 10m y temperatura a 2m e información de topografía. Los datos se obtuvieron con frecuencia de 6 horas, a las 00, 06 12 y 18 horas, referidos al periodo de 08/05/2012 a 01/06/2014, con resolución espacial de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$.

3.1.5. Datos satelitales

3.1.5.1. Precipitación estimada por TRMM

TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) es una misión de exploración espacial conjunta entre NASA (*National aeronautics and space administration*) de Estados Unidos y NASDA (*National space development agency*) de Japón, iniciada en 1997. Fue diseñada para monitorear y estudiar precipitaciones tropicales y subtropicales entre 35° N y 35° S. Sus productos están disponibles desde 01/1998 hasta la actualidad.

Para este estudio se emplearon los productos 3B42y 3B43 en la versión 7, los cuales brindan datos a nivel diario y mensual respectivamente. Estos ofrecen información grillada de precipitación a resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (~ 27 km) sobre un área que va desde 50° S hasta 50° N. La precipitación en estos productos se estima a partir de una combinación de observaciones obtenidas por sensoramiento remoto (generador de imágenes de microondas, radar de precipitación, escáner visible e infrarrojo) y observaciones mensuales insitu (Huffman et al., 2007; Huffman & Bolvin, 2012). Esta información es de libre acceso y puede descargarse desde la dirección web: <http://mirador.gsfc.nasa.gov/>.

Existen algunos inconvenientes respecto a estos productos. Por ejemplo Zubieta et al. (2015) muestra que en la Amazonía oeste (Perú y Ecuador), TRMM sobreestima las observaciones en 1.4%, con las mayores diferencias en las regiones al norte, caracterizadas por una débil variabilidad estacional. Otro problema relevante es su pobre tiempo de muestreo, el cual se reduce a una o dos pasadas sobre la misma zona, dependiendo del área considerada, lo que se traduce en una pérdida significativa de información referida a tormentas de corta duración (Condom et al., 2010). Sin embargo, los errores asociados al tiempo de muestreo disminuyen al agregar los datos en el tiempo (Scheel et al., 2011; Mantas et al., 2014).

No obstante, se considera que estos datos representan bastante bien la distribución espacial de las lluvias y han sido ampliamente utilizados en estudios climáticos. Lavado et al. (2009) utilizó la información del producto 3B43 como datos de entrada para el modelo mensual de balance hídrico GR2M, a fin simular las descargas de los ríos Urubamba y Tambo. Espinoza et al. (2013) utilizó TRMM 3B42 v7 para analizar la inundación del 2012 en la selva norte del Perú (Río Marañón).

3.1.5.2. Contenido de agua en el suelo estimado por la misión GRACE

GRACE (*Gravity Recovery and climate experiment*) es una misión espacial que brinda información de almacenamiento de agua terrestre (*storage*). Esta base de datos tiene una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ y cobertura global sobre el periodo de abril del 2002 a septiembre del 2015. La información puede descargarse desde la dirección web <http://grace.jpl.nasa.gov>. Para mayores detalles sobre la base de datos de GRACE, revisar Swenson (2012), Landerer & Swenson (2012) y Swenson & Wahr (2006). Esta base de datos ha sido utilizada en diversos estudios hidrológicos en la Amazonia (Espinoza et al., 2013; Frappart et al. 2013; Segura 2014).

3.2. Metodología

Los métodos utilizados se dividen en cuatro secciones. En la primera sección se describirán los métodos para la obtención de muestras en campo y los análisis en el laboratorio. En la segunda sección se describirán los métodos para la preparación de la información meteorológica con el objetivo de utilizarla en la evaluación de la señal isotópica. En la tercera sección se describirán los métodos para el análisis de la señal isotópica en relación con las condiciones atmosféricas locales y regionales. Finalmente, en la cuarta sección se describirán los métodos para el análisis del exceso de Deuterio (Dxs) y el cálculo de la evapotranspiración (ET).

3.2.1. Muestreo y análisis de laboratorio

El agua de lluvia para los análisis isotópicos se captó en un colector de isótopos, construido en base las recomendaciones de la IAEA en su publicación de año 2002 sobre la red global de monitoreo de isótopos de la precipitación (GNIP). El dispositivo utilizado fue de tipo

totalizador, diseñado para coleccionar y almacenar la lluvia durante 2 semanas aproximadamente, evitando la evaporación (Figura 21).

Una vez instalado el equipo, el agua ingresa al recipiente a través de un embudo y pasa por un tubo que llega casi hasta el fondo del contenedor. De esta manera, solo la superficie del agua dentro del diámetro del tubo interactúa con el exterior. A fin de equilibrar presiones, en la parte superior del colector se conecta una manguera que debe ser lo suficientemente larga (como mínimo seis metros) para evitar intercambios de aire con la atmósfera. Este sistema nos permite conservar el agua de lluvia, sin variaciones significativas de la señal isotópica original. Las muestras se coleccionaron en frascos de polipropileno de alta densidad (HDPE) de 8 ml marca Nalgene, cerrados al vacío para evitar la alteración química de las mismas.

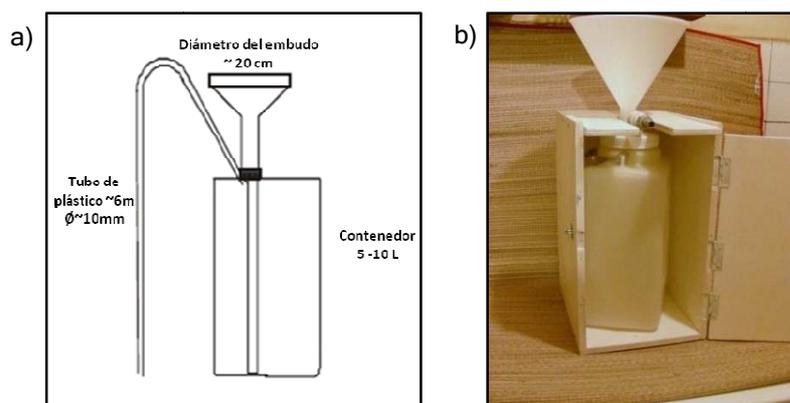


Figura 21: a) Esquema de un colector de isótopos. Fuente: Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA). b) Colector de agua de lluvia para análisis de isótopos estables.

En el laboratorio, estas muestras se colocan en viales, desde donde inyectan automáticamente en una unidad vaporizadora que se mantiene a alta temperatura. El vapor resultante es enviado al analizador, el cual realiza las mediciones de δD y $\delta^{18}O$ (Figura 22a). La técnica de medición es *Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS)*. Esta técnica está basada en el reconocimiento del espectro de absorción de las moléculas presentes en un gas, lo que permite conocer la concentración de cualquier especie. Un diodo emite un rayo láser de frecuencia única dentro de una cavidad de tres espejos, los cuales permiten el viaje continuo de la onda de luz (Figura 22b). Un fotodetector detecta las pequeñas fugas de luz a través de uno de los espejos para producir una señal que es directamente proporcional a la intensidad en la cavidad. Cuando el fotodetector alcanza un nivel umbral determinado,

automáticamente se apaga el láser. La luz dentro de la cavidad continúa circulando hasta que su intensidad llega a cero. El fotodetector mide este decaimiento en tiempo real. El láser puede regularse para emitir luz con diferentes longitudes de onda. Este se sintoniza a diferentes regiones del espectro de absorción y se calcula la concentración de los gases mediante un ajuste matemático a esa línea de absorción.

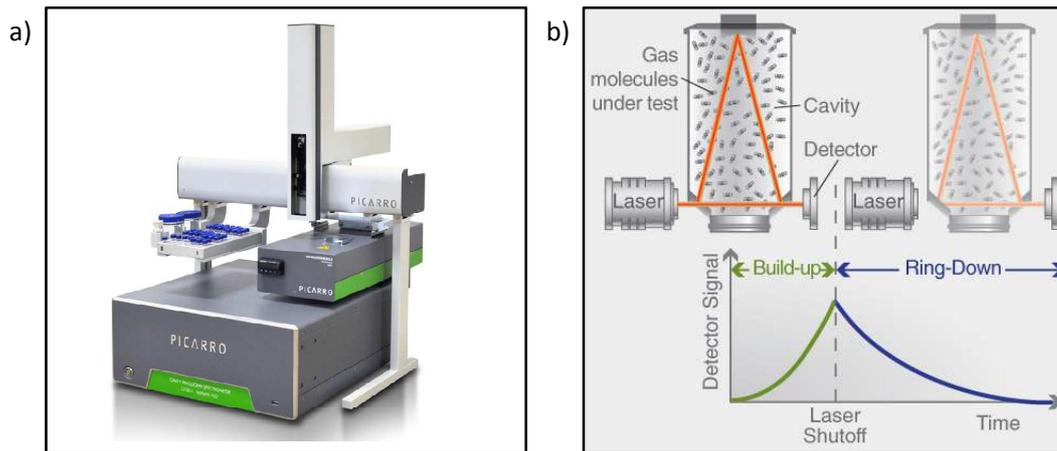


Figura 22: a) Analizador de isótopos Picarro L2130- i. b) Esquema del proceso de medición mediante el método Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS). Fuente: <http://www.picarro.com/>

El analizador reporta los valores directamente en nomenclatura δ en partes por mil, referidas al estándar o material de referencia llamado VSMOW. Todos los laboratorios adquieren este estándar de la IAEA una vez al año, por lo que el número de análisis está limitado. Para extender este límite, cada laboratorio prepara *estándares internos* de acuerdo una escala se define por la composición isotópica de las aguas en la naturaleza. El valor máximo de esta escala está definido por el promedio del agua de mar o VSMOW y el mínimo valor, por la composición del agua más ligera conocida como *Standard lighth Antarctic precipitation* (SLAP). Los valores de SLAP relativa a VSMOW, reconocidos por la Unión internacional de química pura y aplicada (*International union of pure and applied chemistry* - IUPAC) son $\delta D = -428\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -55.8\text{‰}$. Para controlar la calibración exitosa de los estándares internos de los laboratorios se utiliza el estándar internacional llamado *Greenland ice sheet precipitation* (GISP), material que también es distribuido por la IAEA.

3.2.2. Tratamiento y preparación de los datos meteorológicos

Para los análisis referidos al periodo de estudio (15/05/2012 – 01/06/2014), se calcularon las condiciones promedio referidas a cada variable hidro-meteorológica por intervalos de 15 días aproximadamente. De esta manera, las composiciones resultantes corresponden a cada dato isotópico. Por otro lado, para los cálculos referidos a anomalías y climatologías, se utilizaron datos a nivel mensual.

3.2.2.1. Precipitación promedio en la cuenca del Alto Mayo

Se calculó la precipitación promedio de la cuenca del alto Mayo utilizando los datos históricos de las estaciones de SENAMHI (Cuadro 1). Los cálculos se realizaron mediante el método de la inversa de la distancia al cuadrado (IDC), utilizando el programa Hydraces (Vauchel et al., 2010). Este método permite extrapolar la información puntual de las estaciones para estimar la precipitación sobre una superficie. Este método consiste en la división de la cuenca o área de estudio en celdas, considerando que la precipitación dentro las celdas sin medida es una función de la precipitación de las celdas próximas que sí poseen medidas y de la inversa de la distancia que las separa elevada al cuadrado (Chow et al., 1994; Lynch & Schulze, 1997; Lynch, 1998). Para el cálculo se aplica la siguiente fórmula:

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \times \frac{1}{D_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{D_i^2}} \quad \dots (12)$$

donde:

P_m = Precipitación media del área de estudio.

n = Número de estaciones en análisis.

P_i = Precipitación de la estación (mm).

D_i = Distancia entre estación y celda correspondiente (Km).

3.2.2.2. Trayectorias del viento

Las trayectorias del viento pueden rastrearse hacia el futuro, desde un punto determinado en el espacio en un tiempo inicial o pueden rastrearse hacia el pasado desde el punto final en el espacio (Wallace & Hobbs, 2006). Cuando las trayectorias van hacia el pasado, se refieren

como retrotrayectorias y representan los caminos promedio que siguieron las masas de aire durante un periodo determinado, antes de alcanzar una región específica.

En este trabajo se calcularon las retrotrayectorias del viento, tomando como punto de inicial la ubicación de la estación Palestina con dos enfoques. El primer enfoque se abordó utilizando el modelo HYSPLIT (Stein et al., 2015; Rolph, 2016). Este modelo desarrollado por la NOAA, consigue estimar retrotrayectorias de los vientos, considerando la variabilidad diaria de la circulación atmosférica. El modelo se corrió con información de ERA Interim iniciando los cálculos al nivel de 850 hPa, por ser suficientemente bajo para representar el transporte de humedad pero suficientemente alto para reducir la atenuación del flujo atmosférico por fricción con la superficie (Fiorella et al., 2015). Se calculó una retrotrayectoria cada seis horas durante el periodo de 01/06/2012 a 31/06/2014, dando un total de 2880.

El segundo enfoque se abordó aplicando un método de predicción-corrección basado en campos de vientos horizontales u y v (Vimeux et al., 2005). Además de los campos de viento, esta función requiere como datos de entrada las coordenadas de las grillas, tiempo, número de iteraciones y coordenadas del punto inicial. La información de viento utilizada fue composiciones de viento a 850 hPa (~1500 msnm) de ERA-Interim, calculadas como se explicó líneas arriba. El área seleccionada para los cálculos se ubica entre las coordenadas $15^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$ y $90^{\circ}\text{O} - 30^{\circ}\text{O}$. El paso de tiempo se consideró una hora y la duración del recorrido, 12.5 días. Las coordenadas del punto inicial se consideraron 6°S y 77.25°O , determinadas en función al tamaño de las grillas y la proximidad a la estación Palestina.

3.2.3. Evaluación de la señal isotópica

Se emplearon gráficos de dispersión para visualizar las variaciones temporales de los datos isotópicos. Estos gráficos permiten identificar rápidamente las características de los datos, como las tendencias e identificación de valores extremos o atípicos.

Otro método estadístico con el que se trabajó fue la correlación de Pearson. Este método mide la asociación entre dos variables x e y . Esta asociación puede considerarse la razón entre la covarianza de las dos variables y el producto de sus desviaciones estándar.

$$r_{xy} = \frac{cov(x, y)}{s_x s_y}$$

$$r_{xy} = \frac{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \right]}{\left\{ \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2} \right\}} \quad \dots (10)$$

La correlación de Pearson tiene dos propiedades importantes. Primero, sus valores van desde -1 hasta 1, es decir $-1 \leq r_{xy} \leq 1$. Por ejemplo, si $r_{xy} = -1$, significa que existe una relación perfecta lineal y negativa entre las variables. Si las variables se grafican en un gráfico de dispersión, todos los puntos caerán sobre una línea de pendiente negativa. La segunda propiedad es que el coeficiente de determinación (el cuadrado de la correlación de Pearson- r_{xy}^2) indica la proporción de la variabilidad de una de las variables que es linealmente explicada por la otra.

El coeficiente de correlación de Pearson no es robusto ni resistente. No es robusto debido a que si existe una relación fuerte pero no lineal entre x e y , es posible que no se reconozca. No es resistente debido a que puede ser muy sensible a valores extremos. Por lo tanto, para verificar los resultados se empleó el método estadístico de correlación por rangos de Spearman, el cuál es no paramétrico. Este es simplemente el método de correlación de Pearson calculado utilizando los rangos de los datos en lugar de los valores mismos, mediante la siguiente fórmula:

$$r_{rank} = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad \dots(11)$$

Donde D_i es la diferencia entre rangos del par de datos i . En caso de que un valor particular aparezca más de una vez, se asigna un rango promedio a todos estos valores antes de calcular D_i . Estos métodos se emplearon para encontrar posibles relaciones o dependencia entre las concentraciones isotópicas de $\delta^{18}O$ de la lluvia y los parámetros meteorológicos.

De manera complementaria, para evaluar específicamente los controles regionales, se calcularon las anomalías de precipitación en escala mensual con datos del producto TRMM 3B43.

3.2.4. Evaluación exceso de Deuterio (Dxs) como trazador de reciclaje de humedad

Primero se calcularon los valores de Dxs de Palestina. Para esto se utilizaron los datos isotópicos de lluvia de $\delta^{18}\text{O}$ y δD observados, aplicando la fórmula (Dansgaard, 1964; Merlivat y Jouzel, 1979):

$$\text{Dxs} = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O} \quad \dots (12)$$

En vista de que el reciclaje de humedad es un proceso difícil de medir, la influencia de este proceso en la señal isotópica se infirió del análisis de la evapotranspiración (ET). Este proceso es uno de los principales componentes del reciclaje de humedad y existen diferentes métodos para cuantificarlo. En el presente trabajo se empleó el método de Balance Hídrico (Segura, 2014), en función a la precipitación (Pp), el gasto (Q) y el contenido de agua del suelo o *storage* (s).

$$0 = \text{Pp} - \text{Q} - \text{s} - \text{LE} \quad \dots (13)$$

La información utilizada fue precipitación del producto TRMM 3B43, gasto del río Marañón, observado en la estación San Regis de la red de SENAMHI, y *storage* de la misión GRACE. Debido a la distinta resolución temporal de estas bases de datos, ET se obtuvo en escala mensual. Por otro lado, debido a la falta de información hidrométrica en la región, solo se pudo contar con los registros de gasto de la estación San Regis. Por este motivo, ET calculada está referida a la cuenca Marañón, dentro de la cual se ubica la cuenca del Alto Mayo. El registro de ET obtenido corresponde al periodo entre 01/2002 y 09/2015.

Para evaluar la relación entre el reciclaje de humedad a nivel regional y la señal de Dxs de Palestina, se utilizó información de ET observado en torres de flujo ubicadas en la Amazonía brasilera, la cual fue presentada en da Rocha et al. (2008).

Debido a que tanto ET calculado a nivel local como los observados en las torres y el registro isotópico presentan vacíos sobre el periodo común, para hacer comparaciones se calculó el ciclo anual de ambos parámetros. Finalmente, la relación entre Dxs y ET local u regional se analizó mediante el método de correlación lineal.

La Figura 23 presenta un esquema que resume la metodología empleada en el desarrollo de este trabajo de tesis.

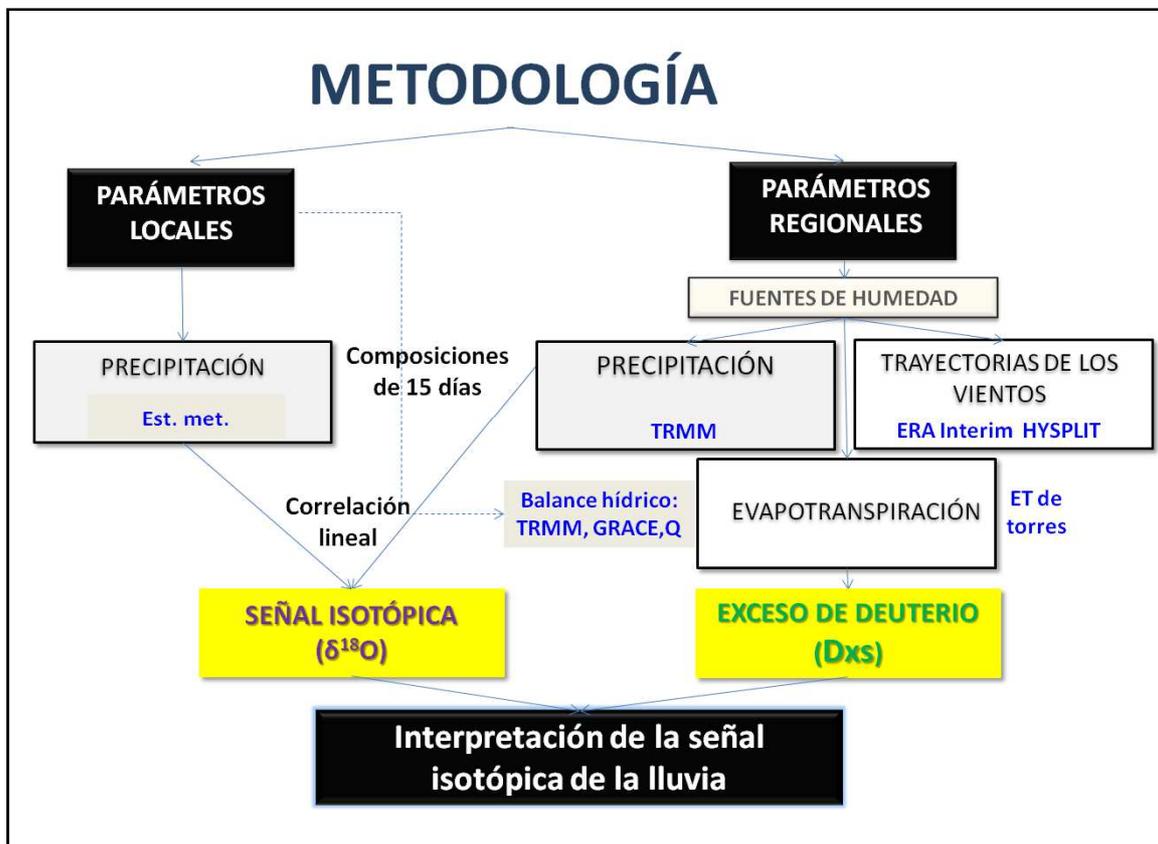


Figura 23: Esquema de la metodología para el desarrollo de la tesis, desde la colección de información hasta el análisis de los resultados.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1. Análisis exploratorio de la señal isotópica

El registro isotópico de la lluvia en Palestina (Figura 24) tiene valor promedio de -7‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -41.2‰ para δD . Sus variaciones referidas a $\delta^{18}\text{O}$ y δD se dan en rangos de -13.72 a -0.61‰ y de -96.16 a 16.36‰ con desviación estándar de 2.94‰ y 25.47‰ respectivamente (Cuadro 3).

El análisis del registro isotópico reveló una aparente relación entre la señal isotópica y el régimen de lluvia. Durante la temporada de lluvia (septiembre - mayo) la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ fue más fraccionada (menores concentraciones de isótopos pesados), con el 60 por ciento de los datos menores que el promedio del registro. En esta temporada, las variaciones de los datos configuran una estructura de doble pico que representan los periodos en los cuales la señal isotópica fue más fraccionada. Estos picos son evidentes durante la temporada de lluvia 2012-2013 y 2013-2014, aunque con cierto desfase: durante el primer periodo, los picos de la señal isotópica se presentaron el 01/11/2012 y el 01/04/2013, mientras que durante el segundo periodo, los picos se presentaron el 16/12/2013 y el 01/06/2014.

Por otro lado, durante la temporada de estiaje (entre junio y septiembre) la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ fue mayor (mayores concentraciones de isótopos pesados), con el 80 por ciento de datos mayores que el promedio del registro. En este periodo la señal isotópica se incrementa gradualmente, alcanzando los valores más altos al final de la temporada. Los máximos valores en esta temporada se observaron el 16/08/2012 y el 01/09/2013, siendo estos -0.61‰ y -4.5‰ respectivamente.

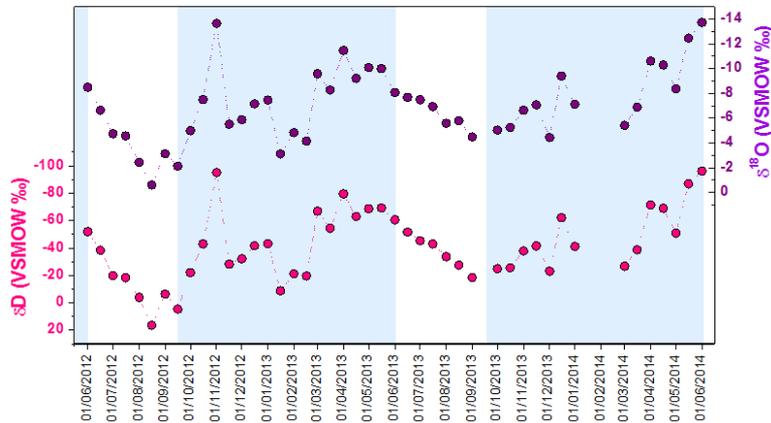


Figura 24: Datos isotópicos de lluvia de $\delta^{18}\text{O}$ (círculos morados) y δD (círculos magenta) observados en la estación Palestina, para el periodo 01/06/2012 – 01/06/2014. Las sombras celestes señalan el periodo de lluvia en el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia

De manera complementaria al monitoreo de la lluvia, se monitoreó la composición isotópica de las aguas del río Jordán. Este es un río subterráneo dentro del sistema cárstico del macizo Cerro Blanco, el cual resurge en la cueva de Palestina. Las composiciones isotópicas del agua del río (Figura 25) tienen valor promedio de -8‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -49.5‰ para δD , con variaciones en rangos de -7.16‰ a -8.87‰ y de -40.79‰ a -60.87‰ con desviación estándar de 0.51‰ y 5.17‰ respectivamente (Cuadro 3).

Los datos isotópicos de las aguas del río muestran una atenuación de la señal isotópica de las lluvias; sin embargo, algunas características son comunes en ambos registros. La similitud más resaltante es la estructura de doble pico de valores isotópicos negativos durante la temporada de lluvia. Otra característica común es el periodo donde los valores isotópicos se incrementan gradualmente, el cual se presenta en ambos registros aunque con un desfase de dos meses: en el río, el incremento se observa entre septiembre y noviembre, mientras que en la lluvia, este se da entre junio y septiembre.

En promedio, la señal isotópica del río es más fraccionada en comparación con la señal isotópica de la lluvia. Esto podría estar relacionado con el efecto de la altitud, el cual se refiere a valores isotópicos más ligeros a mayores alturas. En este caso, el río integra las lluvias de la cuenca en la zona de recarga sobre mayores altitudes, las cuales son transportadas a través del sistema subterráneo y pueden caracterizarse por firmas isotópicas más negativas que se ven reflejadas en el registro isotópico.

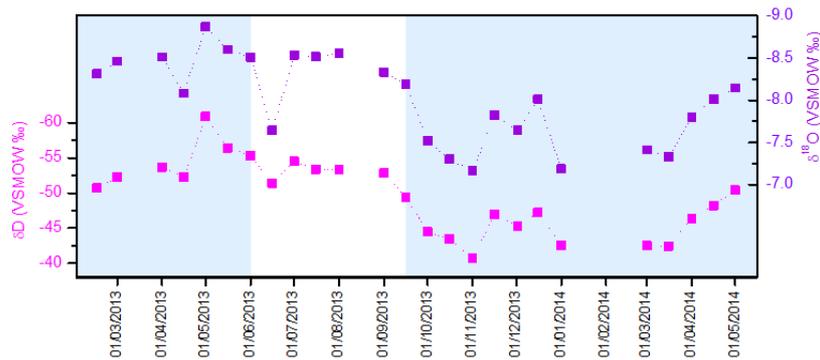


Figura 25: Datos isotópicos de del río Jordán de $\delta^{18}\text{O}$ (cuadrados morados) y δD (cuadrados magenta), para el periodo 01/06/2012 – 01/06/2014. Las sombras celestes señalan el periodo de lluvia en el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia

Cuadro 3: Resumen de lo datos isotópicos de lluvia en la estación Palestina y del río Jordán.

Origen	δ	Máximo	Mínimo	\bar{X}	σ
Lluvia (%)	$\delta^{18}\text{O}$	-0.61	-13.72	-7	2.94
	δD	16.36	-96.16	-41.2	25.47
Río (%)	$\delta^{18}\text{O}$	-7.16	-8.87	-8	0.51
	δD	-40.79	-60.87	-49.50	5.17

A pesar de los diferentes orígenes de las muestras, es notable la semejanza de las señales isotópicas de las aguas según lo observado en la línea meteórica local (LML). La alineación de los valores isotópicos de lluvia y río sobre la LML (Figura 26), no muestra fraccionamiento relativo en δD , el cual podría esperarse durante la evaporación de las aguas del río. Esto podría deberse a que el río Jordán es subterráneo, por lo que es de esperarse que no ocurra evaporación. Asimismo podría argumentarse también que las aguas del río sobre el área de recarga sufren relativamente poca evaporación.

Se observa que en general, los puntos caen a la izquierda de la línea meteórica global (LMG: $\delta\text{D}=8\times\delta^{18}\text{O}+10$). Esto indica exceso de deuterio (Dxs) mayor que el promedio global (10‰), lo que es coherente con los altos valores de este parámetro que caracterizan a la región amazónica (pe: Lachniet, 2009), asociados al proceso de reciclaje de humedad.

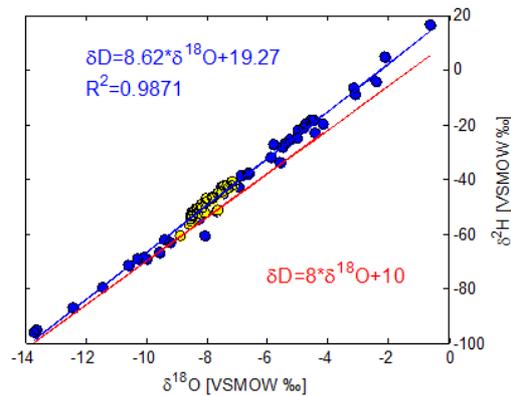


Figura 26: Datos isotópicos de lluvia (círculos azules) y del río Jordán (círculos amarillos) en la estación Palestina. La línea azul representa la línea meteórica local y la línea roja, la línea meteórica global. Fuente: Elaboración propia

4.2. Evaluación de los efectos de las variables climáticas a nivel local en la señal isotópica

Para el análisis de los efectos de los parámetros climáticos locales en la señal isotópica, se trabajó con información de precipitación y temperatura del aire en superficie de estaciones meteorológicas de la cuenca del Alto Mayo. Se evaluó la asociación entre estos parámetros y la señal isotópica mediante análisis de correlación, realizando los cálculos respecto a cada estación meteorológica y a los valores medios de la cuenca.

4.2.1. Temperatura

Los resultados indican que la señal isotópica no guarda relación con las T_{\max} , las cuales presentan una distribución uniforme a lo largo del año. Por otro lado, las T_{\min} presentan un contraste más claro entre las temperaturas de verano e invierno. Entre las T_{\min} de cada estación y la señal isotópica de Palestina se encontraron correlaciones negativas estadísticamente significativas en todas las estaciones ($-0.46 < R < -0.50$, $p < 0.01$, Cuadro 4). Este resultado es coherente con lo encontrado en Vimeux et al. (2005), en el cual se documenta la relación negativa entre la temperatura y la señal isotópica de δD en el Valle del Zongo, Bolivia. Sin embargo, es difícil encontrar una explicación física para esta relación con los conocimientos actuales de fraccionamiento isotópico. En este sentido, podría argumentarse que la correlación significativa se debe a la ciclicidad común entre ambas variables y no a factores físicos (Figura 27).

El signo negativo de la correlación indica que a mayores temperaturas ocurre mayor fraccionamiento isotópico. Esta relación puede deberse a que, en el área de estudio, la temporada cálida y la temporada de lluvia coinciden. Considerando que los procesos de fraccionamiento isotópico acompañan a la condensación de las gotas que precipitan, tiene sentido observar una señal isotópica más negativa durante la temporada cálida en el área de estudio, ya que en dicha época ocurren las mayores lluvias.

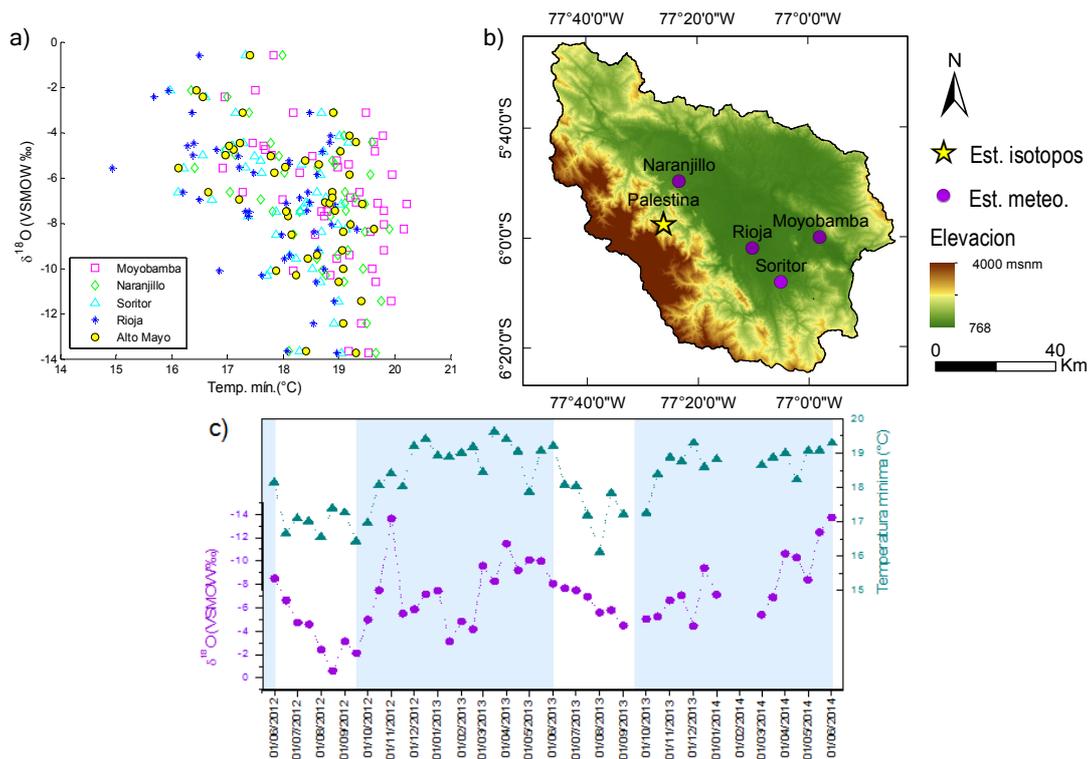


Figura 27: a) Gráfico de dispersión entre $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia y la $T_{\text{mín}}$ promedio de la cuenca. b) Ubicación de las estaciones. c) Señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia (círculos morados) y temperatura mínima promedio (triángulos verdes) de la cuenca del Alto Mayo Las sombras celestes señalan la época de lluvia en al Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia.

Cuadro 4: Coeficientes de correlación y determinación significativos ($p < 0.01$) entre $\delta^{18}\text{O}$ en Palestina y $T_{\text{mín}}$ por estación y el promedio de la cuenca del Alto Mayo (AM).

ESTACIÓN	r	r ²
Moyobamba	-0.46	0.21
Naranjillo	-0.50	0.25
Soritor	-0.47	0.22
Rioja	-0.49	0.24
AM	-0.49	0.24

4.2.2. Cantidad de lluvia

El análisis mostró correlaciones negativas, en todas las estaciones (Cuadro 5), aunque estas relaciones solo son estadísticamente significativas en las estaciones Moyobamba y Rioja ($R_{Moy}=-0.30$, $R_{Rio}=-0.26$, $p<0.1$). Cuando se consideran las lluvias medias de la cuenca, la correlación también es estadísticamente significativa ($r=-0.27$, $p<0.1$). Tomando en cuenta que los registros presentan valores extremos que enmascaran la relación (Figura 28a), se concluye que la cantidad de lluvia local explica menos que el 7% de las variaciones de la señal isotópica en la zona de estudio. Estos resultados confirman lo expuesto en Gat (2001), donde se sugiere que para intensidades de lluvia mayores que 20 mm/mes, como es el caso de la cuenca del Alto Mayo, no hay un efecto de la cantidad de lluvia consistente.

Aunque la cantidad de lluvia local no controla la señal isotópica en nuestra área de estudio, se observa que, durante la temporada de lluvia, los valores más fraccionados del registro isotópico parecen acompañar a los picos de precipitación (Figura 28c).

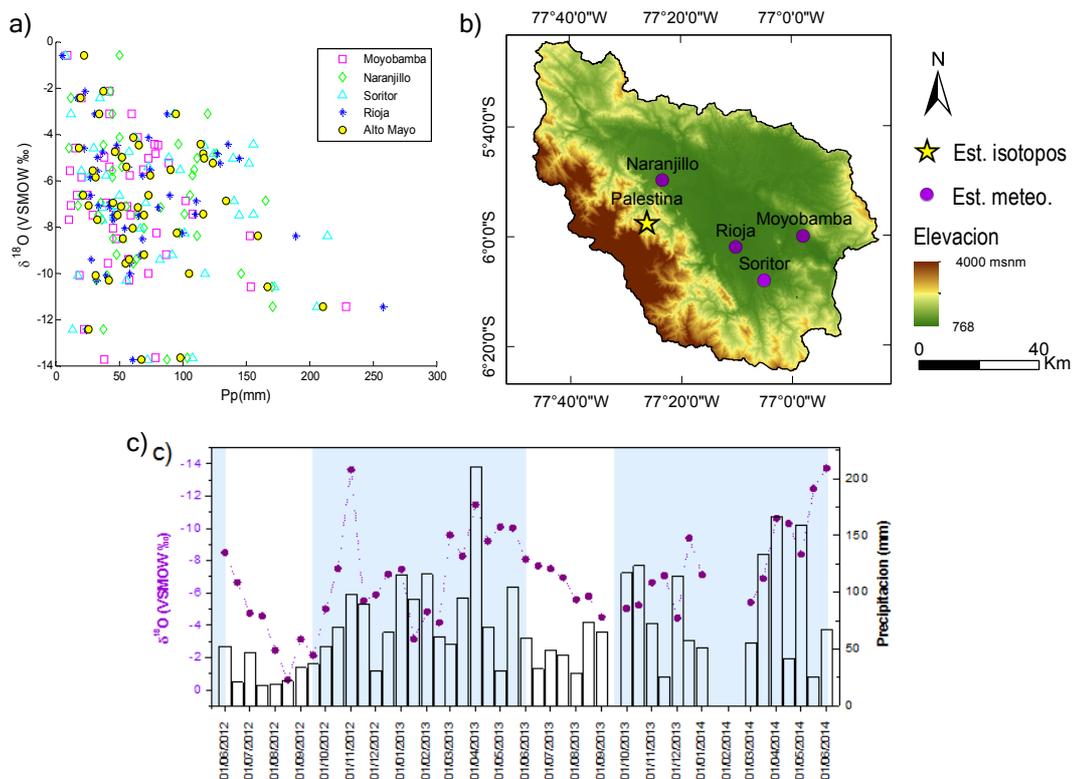


Figura 28:a) Gráfico de dispersión entre $\delta^{18}O$ de la lluvia y la cantidad de lluvia promedio de la cuenca. b) Ubicación de las estaciones. c) Señal isotópica de $\delta^{18}O$ de la lluvia (círculos morados) y precipitación a nivel de cuenca del Alto Mayo (barras). Las sombras celestes señalan la temporada de lluvia en el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia.

Cuadro 5: Coeficientes de correlación significativos ($p < 0.1$) entre $\delta^{18}\text{O}$ en Palestina y la precipitación por estación y con el promedio de la cuenca del Alto Mayo (AM).

ESTACIÓN	r	r2
Moyobamba	-0.30	0.09
Naranjillo	x	x
Soritor	x	x
Rioja	-0.26	0.07
AM	-0.27	0.07

Adicionalmente se estimó la señal isotópica mensual (Figura 27), ponderando los datos observados de $\delta^{18}\text{O}$ por la lluvia acumulada a nivel de cuenca, referida a cada dato isotópico. Se determinó que la señal isotópica mensual de $\delta^{18}\text{O}$ varía de -2.13‰ a -13.37‰ y se relaciona con la precipitación con un coeficiente de correlación significativo, mayor que en los casos anteriores ($p=0.09$, $r=-0.38$). Por lo tanto, se puede decir que la señal isotópica representa mejor las lluvias locales en escala mensual que en menores escalas de tiempo.

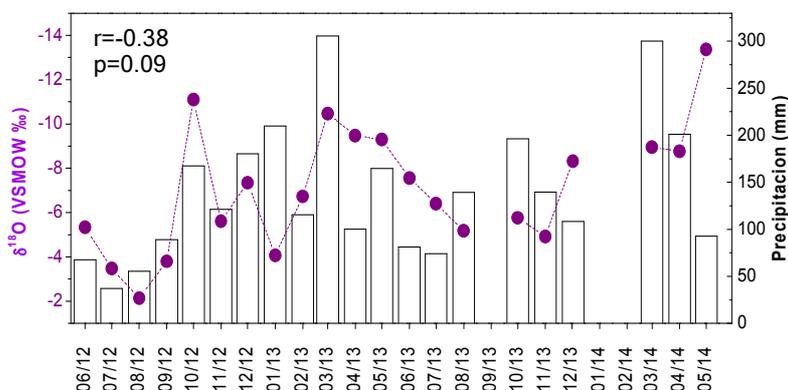


Figura 29: Valores isotópicos de la lluvia ponderados por mes (círculos morados) y precipitación mensual de la cuenca del Alto Mayo (barras).

Estos resultados confirman que los parámetros meteorológicos locales son insuficientes para explicar la variabilidad de la señal isotópica local. En la siguiente sección se discutirá el rol de los parámetros regionales que podrían controlar la composición isotópica de la lluvia observada en Palestina.

4.3. Evaluación de los efectos de los parámetros regionales en la señal isotópica

4.3.1. Variabilidad de las fuentes de humedad

Las fuentes de humedad (Figura 5) se conectan con la cuenca del Alto Mayo a través de caminos de advección que pueden ser representados por las retro trayectorias de los vientos (Figura 30). Estas retro trayectorias se estimaron específicamente para el periodo de estudio, referidas a cada dato isotópico del registro de Palestina.

Las parcelas de aire llegan a la zona de estudio principalmente desde el Atlántico tropical, pasando sobre la cuenca amazónica. Esto confirma lo documentado en diversos trabajos de investigación (Marengo, 1992; Wang & Fu, 2002; Espinoza et al 2013). Resalta una clara diferencia entre las trayectorias de verano austral (Figura 30a) e invierno austral (Figura 30c), con posiciones de transición en otoño (Figura 30b) y primavera (Figura 30d).

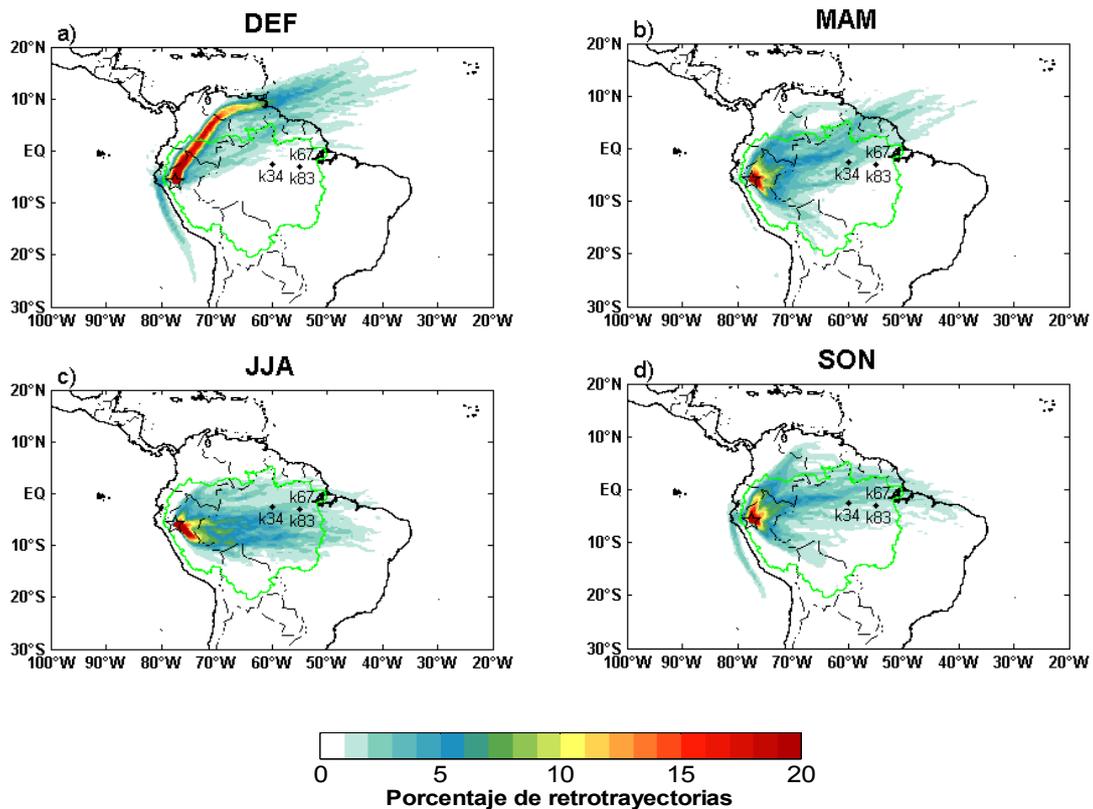


Figura 30: Porcentaje de retro trayectorias de los vientos por cada punto de grilla durante (a)DEF, (b)MAM, (c)JJA y (d)SON con datos de Era Interim. Las torres de flujo k34, k67 y k83 están indicadas. La línea verde delimita la cuenca Amazónica. Fuente: Elaboración propia.

Durante el verano, los vientos que alcanzan la cuenca del Alto Mayo provienen principalmente del Atlántico tropical norte. El flujo de humedad ingresa al continente pasando sobre Venezuela y Colombia, cuando en estas áreas ocurre predominantemente divergencia, mientras que al ingresar a la cuenca amazónica por la frontera entre Perú y Colombia se produce convergencia. Esto sugiere que durante la mayor parte de su recorrido, las masas de aire no experimentan procesos de precipitación importantes, preservando la señal isotópica de la fuente oceánica. Estas condiciones pueden reflejarse la señal isotópica más enriquecida en isótopos pesados.

Durante el invierno, las parcelas de aire son transportadas principalmente sobre el centro de la Amazonía, área que en esta temporada actúa como fuente significativa de vapor a través de procesos sucesivos de reciclaje de humedad. Estas condiciones podrían favorecer el enriquecimiento de la señal isotópica como se observa en el registro de Palestina.

Otoño y primavera son temporadas de transición durante las cuales hay gran variabilidad en los patrones de la circulación atmosférica, observándose regímenes de viento del norte y del sur. Resalta la predominancia del régimen del norte durante el otoño, en comparación con la primavera. Durante ambas temporadas, procesos convectivos acompañan la advección de las parcelas de aire, especialmente en la región norte de la cuenca amazónica. Las condiciones descritas pueden explicar los picos de valores isotópicos negativos que ocurren en estas temporadas, a través de las pérdidas progresivas de isótopos pesados que acompañan a los procesos de precipitación.

4.3.2. Precipitación en el camino del flujo de humedad

Estudios recientes en los Andes tropicales basados tanto en observaciones recientes como en modelos, han demostrado que el nivel de precipitación aguas arriba, sobre la Amazonía, es el factor predominante que controla las composiciones isotópicas de la precipitación en escala de tiempo estacional e interanual (Hardy et al., 2003; Hoffman, 2003; Hoffman et al., 2003; Ramirez, 2003; Vimeux et al., 2005). En general, las parcelas de humedad que provienen de regiones con menos precipitación deberían presentar composiciones isotópicas más pesadas, mientras que el flujo de humedad que proviene regiones con más lluvia, composiciones isotópicas más ligeras.

Para evaluar la relación entre la cantidad de lluvia a nivel regional y el registro isotópico de Palestina, se compararon las anomalías de lluvia promedio por cada temporada (JJA-MAM-SON) referentes al ciclo 2012-13 con las anomalías referentes al ciclo 2013-14 (Figura 31). La diferencia más resaltante ocurre en JJA, mientras que durante el resto del año las diferencias son más atenuadas. La señal isotópica promedio por temporada se observa en el cuadro 6. Para DEF, se cuenta con pocos datos isotópicos, por lo que se evitó hacer comparaciones.

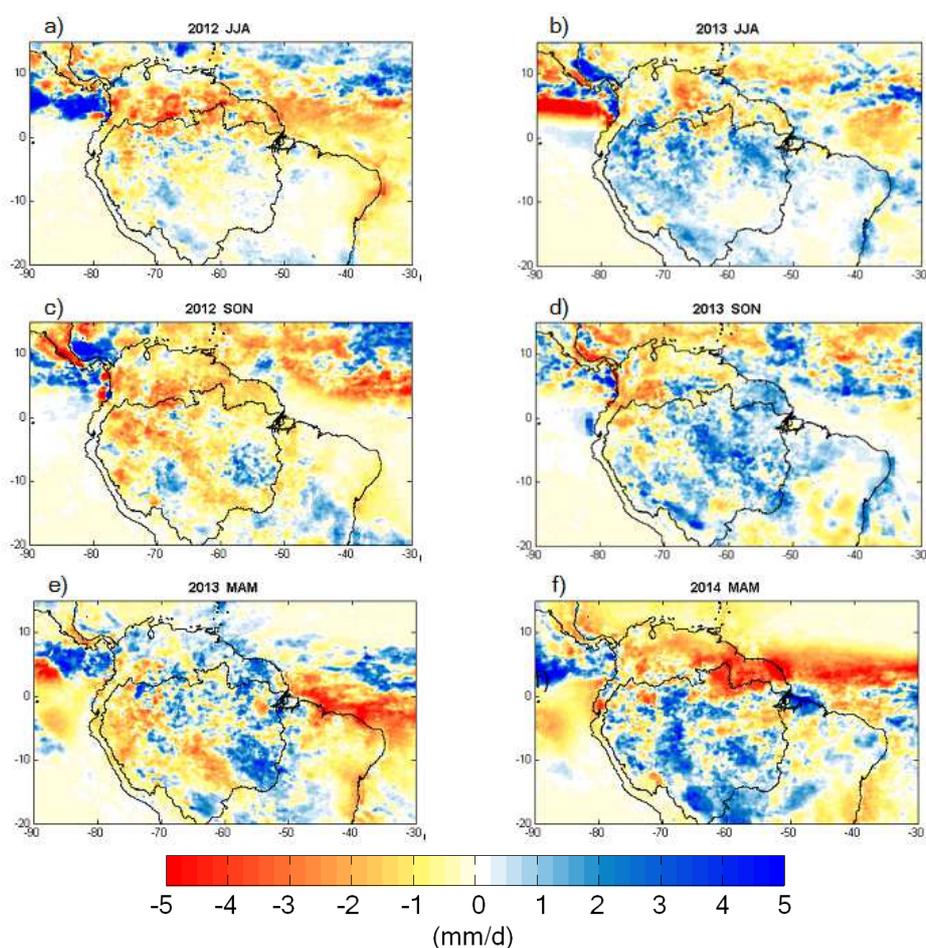


Figura 31: Anomalías de precipitación por temporada con datos de TRMM 3B43. Fuente: Elaboración propia.

Cuadro 6: $\delta^{18}\text{O}$ promedio referido a cada temporada (JJA, SON, DEF, MAM) del 2012 a 2014.

Temporada	2012-13	2013-14
JJA	-3.65	-6.38
SON	-6.83	-5.35
DEF	-6.05	x
MAM	-9.75	-10.37

Durante JJA del 2013 (Figura 31b) las anomalías positivas de precipitación a lo largo de las trayectorias del viento hacia la cuenca del Alto Mayo fueron mayores en comparación con el año anterior (Figura 31a). Esto se tradujo en menores valores isotópicos en JJA del 2013 (-6.38‰), en comparación con la misma temporada en el 2012 (-3.65‰).

Durante MAM del 2014 (Figura 31f), se observó más lluvia en general al oeste de la cuenca amazónica, en especial en el camino de advección hacia Palestina, en comparación con el 2013 (Figura 31e). Como resultado, la señal isotópica promedio referente a MAM es más fraccionada durante del 2014 (-10.37‰) en comparación con el 2013 (-9.75‰)

Durante SON del 2013 (Figura 31d) se observó más lluvia sobre la Amazonía en general en comparación con SON del 2012 (Figura 31c). A pesar de las marcadas diferencias en las lluvias, estas no se traducen en la señal isotópica. Posiblemente esto se debe hay algunos eventos de lluvia tienen mayores efectos en la señal isotópica promedio del periodo.

Al analizar el registro isotópico se observa un pico negativo en octubre del 2012 (-13.64‰) que no se replica en el 2013. El análisis de las anomalías de precipitación a nivel mensual mostró mayor déficit de precipitación en el noroeste de la cuenca Amazónica en octubre del 2013 (Figura 32b), en comparación con el año anterior (Figura 32a). Además, durante el 2012, se observan anomalías positivas de lluvia sobre el área próxima a la cuenca del Alto Mayo, lo cual podría favorecer los valores negativos de la señal isotópica. Estas condiciones podrían explicar la señal isotópica más fraccionada durante SON del 2012 (-6.83‰) en comparación con SON del 2013 (-5.35‰).

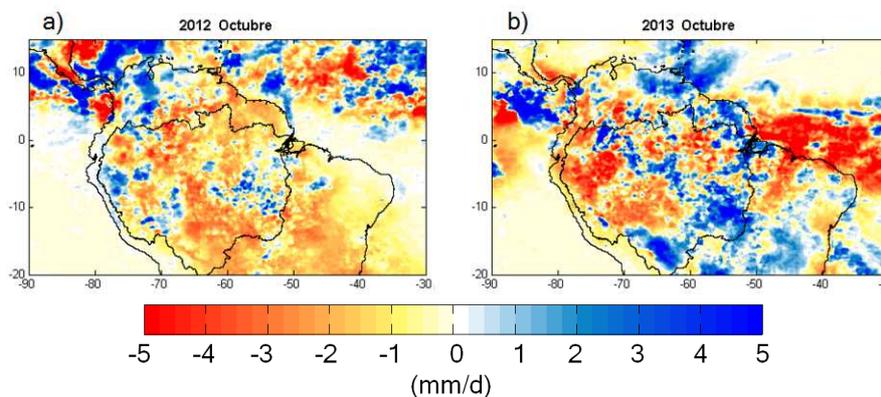


Figura 32: Anomalías mensuales de precipitación para octubre 2012 y 2013 con datos de TRMM 3B43. Fuente: Elaboración propia

Para identificar las áreas donde se podrían dar los procesos convectivos con mayores efectos sobre la señal isotópica de Palestina, se comparó el registro isotópico con la precipitación regional utilizando datos de precipitación de TRMM3B42.

Se calcularon las correlaciones entre la señal isotópica en Palestina y la precipitación en cada punto de grilla en la región entre 15°N-20°S y 90-30°O (Figura 33). En vista de que la temporada lluvia (septiembre-mayo) y la temporada de estiaje (junio-septiembre) se caracterizan por condiciones atmosféricas diferentes, estas se analizaron por separado.

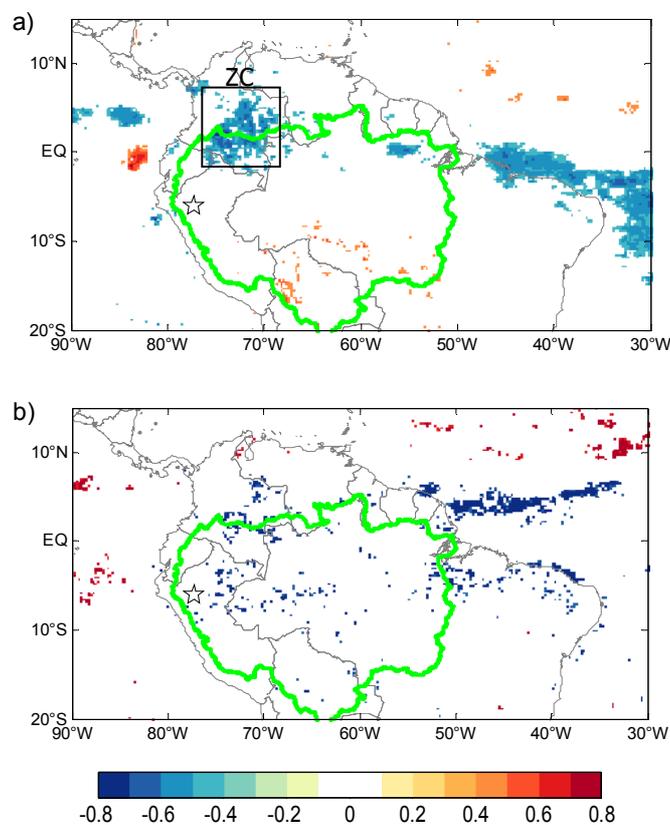


Figura 33: Las sombras indican la distribución espacial de la covarianza solamente significativa a $p < 0.01$ entre $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia en Palestina (estrella) y la precipitación en la grilla donde se indica la correlación en la temporada de lluvia (a) y en la temporada de estiaje (b). El cuadro señala la zona convectiva más relevante de fraccionamiento isotópico (ZC).

Durante la temporada de lluvia, se identificó una zona convectiva (ZC) relevante ubicada en Colombia, centrada en 2.5°N y 72°O (Figura 33a), justo en el camino de los flujos de humedad. Los coeficientes de correlación entre el registro isotópico en Palestina y la precipitación sobre esta área son significativos ($p < 0.01$), alcanzado el valor máximo de

$r=-0.72$. La relación hallada indica que la precipitación sobre ZC tiene efectos en la señal isotópica de Palestina, más importantes que los controles locales. Es decir que el fraccionamiento isotópico sobre el flujo de humedad al ser transportado sobre ZC, determina gran parte de la señal isotópica que llega a Palestina.

Durante la temporada de estiaje, las áreas de precipitación correlacionadas significativamente con la señal isotópica en Palestina se distribuyen al oeste de la cuenca amazónica (Figura 33b), en el camino de los flujos de humedad que vienen desde el Atlántico tropical sur.

Adicionalmente, para evaluar la sensibilidad de los resultados, se hicieron los mismos cálculos, esta vez utilizando el método de correlación de Spearman (Anexo 1). Los resultados obtenidos fueron similares a los obtenidos con el método de Pearson.

4.4. Evaluación del exceso de Deuterio como trazador de reciclaje de humedad

El exceso de Deuterio (Dxs) en Palestina registró un valor promedio de 14.7‰, con variaciones entre 3.9‰ y 21.6‰ y desviación estándar de 3.23‰. La temporada de estiaje se caracteriza por el incremento gradual de la señal de Dxs, hasta alcanzar los valores más altos entre agosto y septiembre. Por otro lado, la temporada de lluvia muestra diferentes patrones de variabilidad de Dxs. Durante la temporada de lluvia 2012-2013, Dxs disminuye progresivamente hasta alcanzar el menor valor del registro el 01/06/2013, mientras que en la temporada de lluvia 2013-2014, el Dxs se mantuvo alrededor de 15‰. Resalta que durante la mayor parte del monitoreo, los valores de Dxs son mayores que el promedio global (10‰) excepto por tres datos referidos a las fechas 01/03/2013 (9.7‰), 01/06/2013 (3.8‰) y 16/06/2013 (9.7‰). El registro se observa en la Figura 34.

El análisis de la circulación atmosférica a 850 hPa y la precipitación asociada a los periodos de valores extremos de Dxs en Palestina (Figura 34), sugiere un contraste entre la señal isotópica de los flujos de humedad dominados por regímenes sinópticos del Norte y del Sur. Durante los periodos dominados por régimen del Sur, cuando las condiciones son secas en las áreas del centro y sur de la Amazonía, los valores de Dxs son máximos (Figura 34b). Por otro lado, durante los periodos dominados por régimen del Norte, en condiciones

de lluvia en el norte del continente y norte de la Amazonía, los valores de Dxs son mínimos (Figura 34c). En otras palabras, los mínimos/máximos valores de Dxs ocurren cuando las masas de aire recorren áreas al norte/sur del continente en condiciones relativamente lluviosas/secas (Figura 34d).

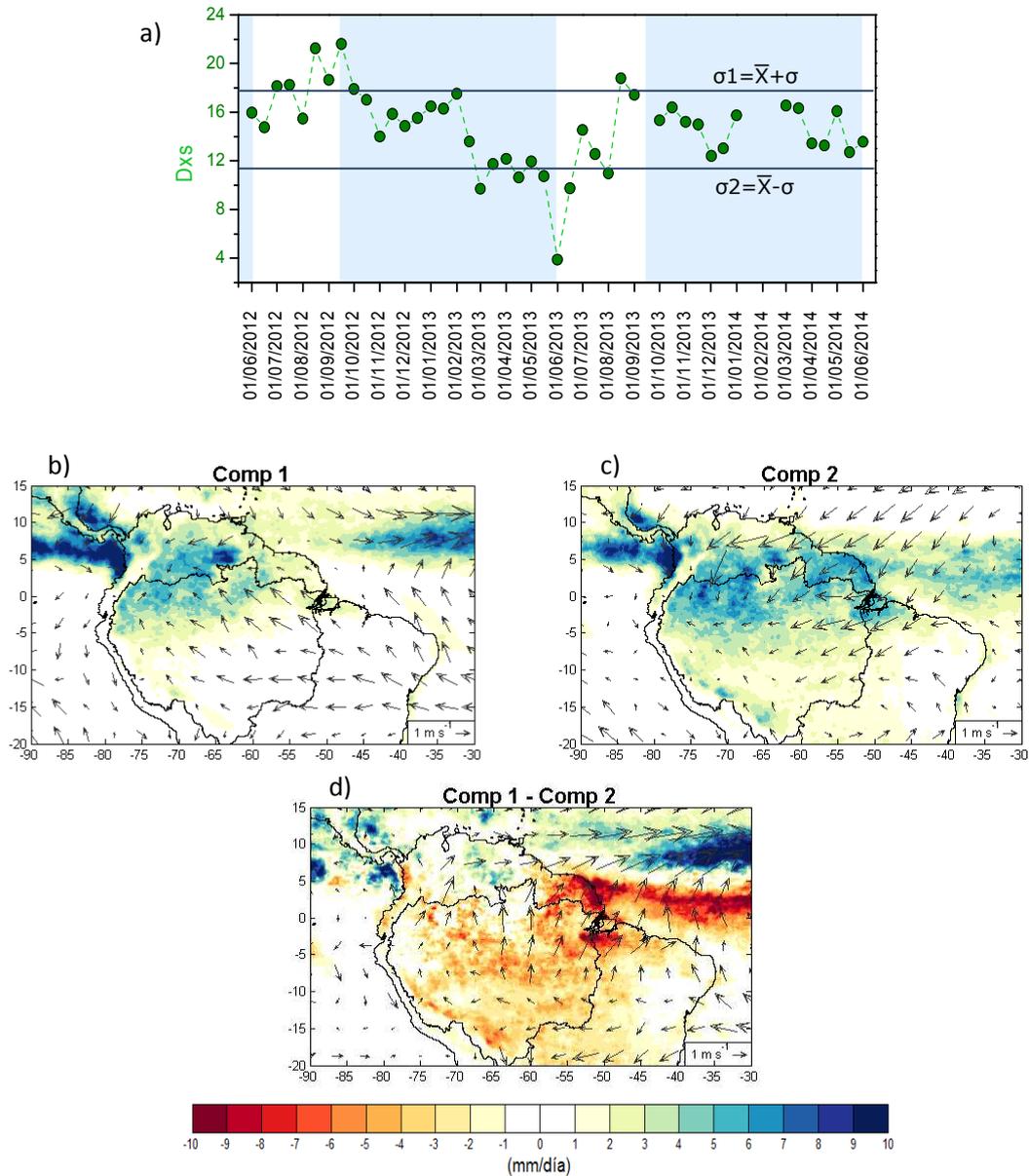


Figura 34: a) Exceso de Deuterio (Dxs) de la lluvia en Palestina para el periodo 01/06/2012 – 01/06/2014. Las sombras celestes indican la temporada de lluvia y las líneas señalan los umbrales σ_1 y σ_2 . b) Composición de la precipitación (sombras) y de las anomalías de viento a 850 hPa (vectores), cuando $Dxs > \sigma_1$ y (c) $Dxs < \sigma_2$. d) Diferencia entre las composiciones 1 y 2. Fuente: Elaboración propia.

La persistencia de Dxs en Palestina durante los periodos de secos (invierno) se podría atribuir al reciclaje de humedad sobre el bosque, el cual es muy importante en el balance hídrico de la región. El reciclaje de humedad es un proceso complejo ya que depende de varios factores como el transporte de humedad a nivel regional y la evapotranspiración (ET). Se debe considerar que el registro isotópico cubre un periodo bastante corto (dos años). Por lo tanto, este capítulo solo se limita a sugerir posibles relaciones que deberán ser analizadas con mayor detalle en estudios posteriores.

En da Rocha et al. (2009) se presenta información de ET observado a nivel horario en siete torres de flujo ubicadas en distintos ecosistemas en Brasil, referida a periodos entre 1999 y 2006 (Figura 35). Con la información de estas torres, específicamente ET observado durante el día, se exploraron los posibles efectos de la evapotranspiración a nivel regional en la señal isotópica de Palestina.

Tomando en cuenta la diversidad de ecosistemas locales (por ejemplo: Llanuras de Inundación, Bosque desidual caducifolio, etc) y los diferentes patrones de radiación, es posible determinar diferencias en el comportamiento de ET como las encontradas entre las regiones sur (torres JRU, SIN, JAV, PEG) y norte del continente (torres K34, K67, K83). Los registros de ET de la región sur (torres JRU, JAV y SIN) se localizan en zonas de bosque semi-caducifolio, cerrado y bosque de transición, presentando ciclos anuales opuestos al del registro isotópico de la cuenca del Alto Mayo. Esto sugiere que los procesos en esta área no tienen efectos significativos sobre la señal isotópica en estudio. Por otro lado, la torre PEG se encuentra fuera de los caminos principales del flujo de humedad que llegan hasta el área de estudio. Es en este sentido que los registros de estas torres no se analizan para la discusión del efecto de Dxs como trazador de evapotranspiración.

La similitud entre los ciclos anuales de Dxs en Palestina y ET en las torres K34, K67 y K83 (Figura 35d) sugiere que la evapotranspiración en áreas de bosque húmedo tropical en la región noreste de la Amazonía tiene efectos sobre la señal isotópica en Palestina. Resalta la sincronía entre los mínimos valores de ET (de 130 a 205 Wm^{-2}) y Dxs (-3.9 ‰) durante el otoño austral, justo cuando las torres interceptan los flujos de humedad que alcanzan la cuenca del Alto Mayo. La migración hacia valores mayores de Dxs ocurre durante el invierno austral. Aun cuando los caminos principales de los flujos de humedad que llegan a

Palestina no son los mismos que circulan por las torres de flujo, las evidencias indican que ET a nivel de la cuenca Amazónica se incrementa durante el invierno austral con picos al inicio de la temporada de lluvia, entre los meses de septiembre y noviembre (Segura, 2014). Este incremento en el flujo de LE es registrado tanto en las torres al noreste de la Amazonía (de 155 a 230Wm⁻²) como en los datos de Dxs, mostrando un comportamiento regional coherente con lo esperado. Por otro lado, la disminución de los valores de Dxs observada en Palestina durante los meses SON, acompaña la migración de los regímenes de los vientos del Sur al Norte.

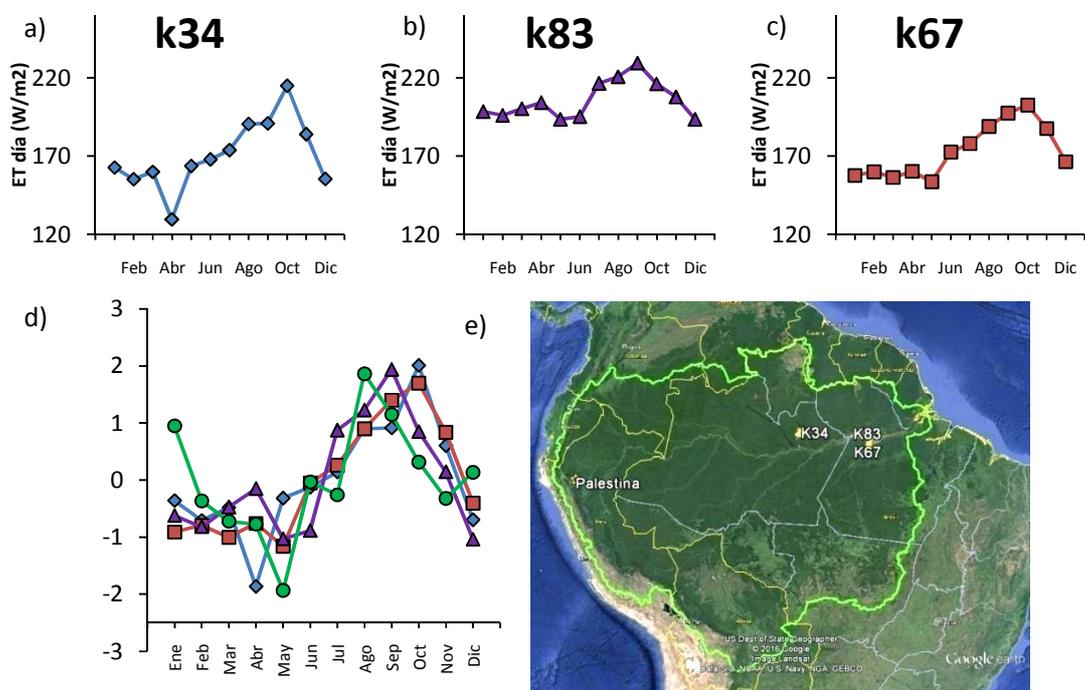


Figura 35: a-c) Climatología mensual de Calor latente (ET- Wm⁻²) medido durante el día en las torres K83, K67, K34. d) Ciclo anual estandarizado de Dxs en Palestina y ET observado en las torres de flujo. b) Ubicación de las torres de flujo y estación Palestina. Fuente: Elaboración propia.

Cuadro 7: Coeficientes de correlación (r) y coeficiente de significancia (p) entre ET observado en las torres de flujo de la Amazonía y la señal de Dxs de Palestina.

Torre	r	p
K34	0.49	0.11
K83	0.58	0.05
K67	0.60	0.05

Cabe mencionar que la información de ET no distingue transpiración de evaporación, siendo la evaporación el proceso que tiene mayores efectos sobre la señal de Dxs. Los cambios en la relación entre estos dos procesos puede afectar las variaciones de la señal de Dxs, en el sentido de que cuando la transpiración es dominante, puede enmascarar los efectos de la evaporación sobre la señal isotópica (pe: Aemisegger et al., 2014). En la Amazonía, la relación entre los aportes de la transpiración y evaporación al reciclaje de humedad depende de las características del entorno y la época del año en el que ocurre la medición. Aunque las variaciones de esta relación aún son desconocidas, los resultados sugieren que la evaporación en la Amazonía es significativa a lo largo del año.

El mismo análisis se realizó a nivel local (en este caso, a nivel de la cuenca del Marañón), a través de datos de ET obtenidos mediante el método de Balance Hídrico (Figura 36). Se observó semejanza, expresada en un coeficiente de correlación positivo de $r=0.53$, estadísticamente significativo ($p=0.08$). Estos resultados sugieren un control parcial de ET a nivel local sobre la señal isotópica en Palestina.

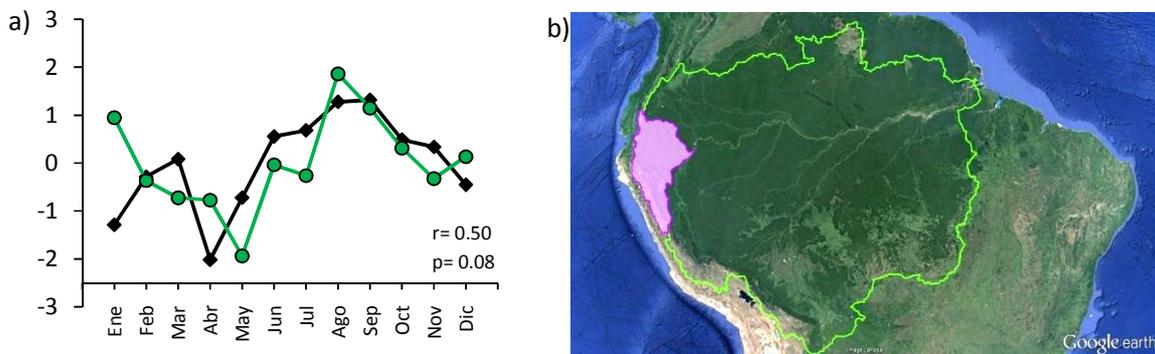


Figura 36: a) Ciclo anual estandarizado de evapotranspiración total en la cuenca del Marañón para el periodo 2002-2014 (ET - línea negra) y exceso de Deuterio (línea verde) para el periodo 2012-2014. b) Ubicación de la cuenca del río Marañón (sombra rosada) y límite de la cuenca amazónica (línea verde).

4.2. Casos de estudio

En esta sección se presenta cuatro casos en los que la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de Palestina presentó los valores máximos y mínimos del registro (Figura 37). A través de estos ejemplos se confirma que la señal isotópica responde a las condiciones atmosféricas

regionales, en términos de precipitación y circulación. Además, se observa que la precipitación local no tiene efectos significativos sobre la señal isotópica en Palestina.

Las señales isotópicas más fraccionadas (-13.6‰, 13.2‰) se dieron durante los periodos referidos a 01/11/2012 (Figura 37a) y 01/06/2014 (Figura 37b). En ambos casos, la trayectoria del viento se encuentra completamente inmersa en la banda de precipitación. Estas condiciones favorecen el fraccionamiento isotópico a través de procesos convectivos (fraccionamiento Rayleigh). Por otro lado, las señales de Dxs (14‰, 13.5‰) menores que el promedio, son coherentes con lo esperado como respuesta al recorrido del flujo de humedad sobre el norte del continente durante la época de lluvia.

Por otro lado, la señal isotópica más pesada se dio durante los periodos referidos a 16/08/2012 y el 16/01/2013. En el primer caso (Figura 37c), la actividad convectiva se ubica al norte del continente mientras que los vientos alcanzan la zona de estudio desde el sureste, provenientes del Atlántico tropical sur. Las masas de aire no encuentran núcleos de precipitación significativos en su recorrido, lo cual condiciona el mínimo fraccionamiento isotópico observado (-0.6‰). Al mismo tiempo, el recorrido del flujo de humedad sobre el sur del continente cuando esta área se encuentra en temporada de estiaje, resulta en un alto valor de Dxs (21.3‰).

En el segundo caso (Figura 37d) la banda de precipitación se ubica al sur del Ecuador, mientras que el flujo de humedad llega hasta la zona de estudio desde el Atlántico tropical norte. Se observa precipitación en el camino de advección, aunque esta solo ocurre en la zona próxima a la cuenca del Alto Mayo. Por lo tanto, la mayor parte del recorrido del flujo de humedad es a través de áreas sin lluvia, lo cual favorece la concentración de isótopos pesados (-3.1‰). En este caso, el alto valor de Dxs (16.3‰) responde al recorrido del flujo de humedad sobre el extremo norte del continente cuando esta área recibe mínimas lluvias.

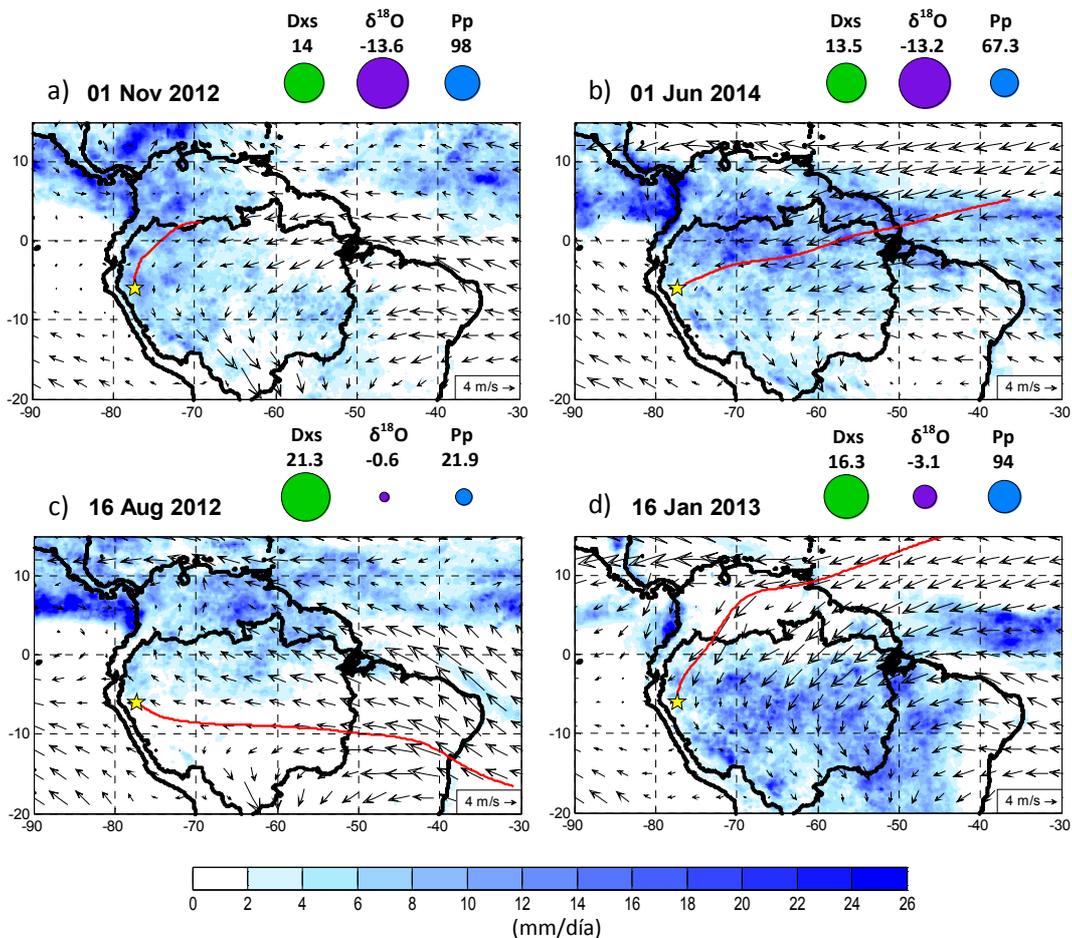


Figura 37: Precipitación (mm/día - sombras), viento a 850 hPa (flechas) y retro trayectorias del viento (líneas rojas) referentes a cada dato isotópico. En cada panel se indica la fecha en que se tomó el dato isotópico en Palestina, el cual representa en promedio la señal isotópica de todos los eventos de lluvia ocurridos durante las dos semanas anteriores a la toma del dato. El valor del Dxs círculos verdes), $\delta^{18}\text{O}$ (círculos morados) y precipitación local en la cuenca del Alto Mayo (mm - círculos celestes) se indica en la parte superior de cada panel y está asociado a la dimensión de los círculos. Fuente: Elaboración propia.

Sin embargo, en algunos casos la señal isotópica no parece responder a las condiciones atmosféricas según lo observado en la evaluación de los controles regionales. Por ejemplo durante el periodo correspondiente al 01/05/2013 (Figura 38a), el flujo de humedad que alcanzan la zona de estudio no precipita, mientras que la precipitación local en este periodo es una de las menores registradas. No obstante, en contraste con lo que ocurre en general, la señal isotópica es bastante fraccionada (-10.1‰) y el Dxs (11.9‰) es menor que el promedio.

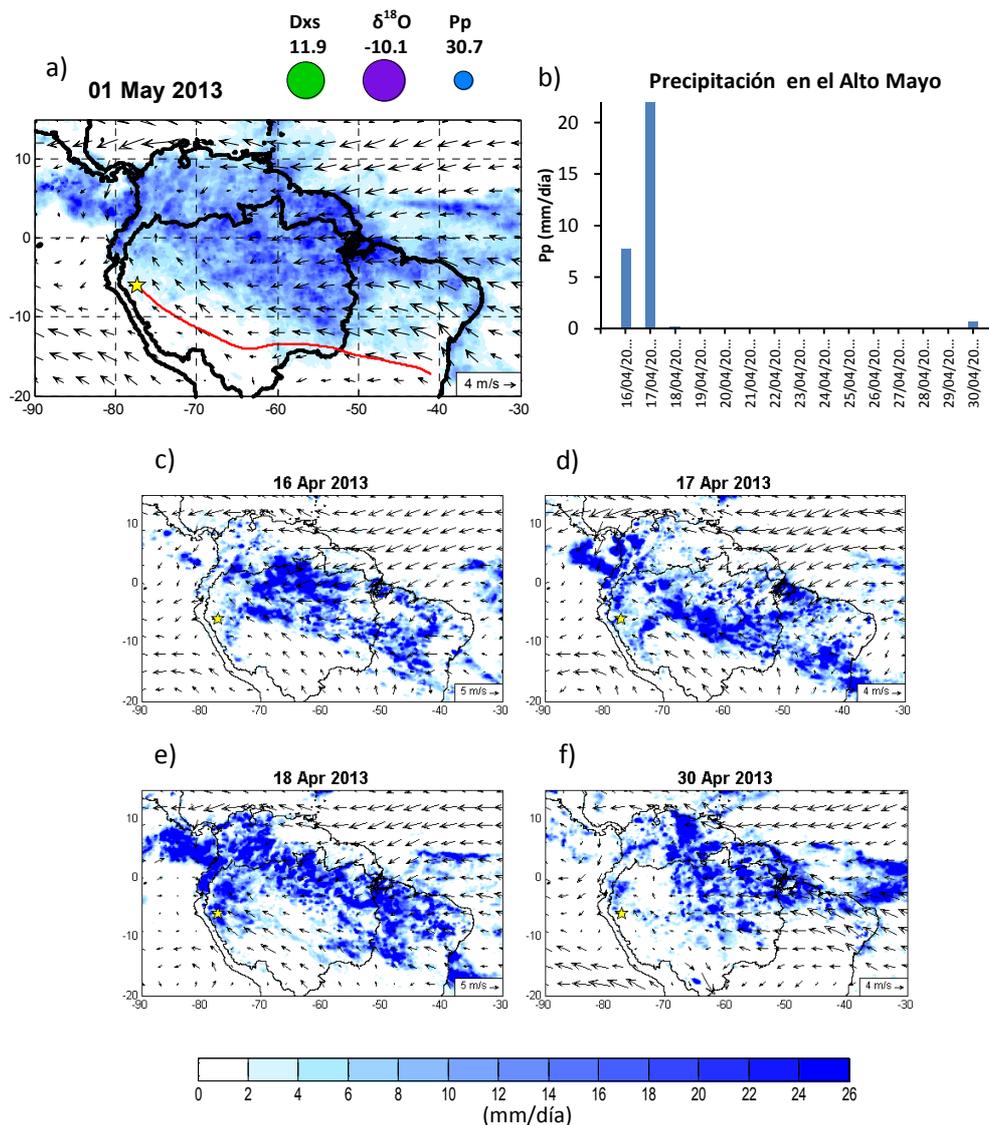


Figura 38: a) Precipitación (mm/día - sombras), viento a 850 hPa (flechas) y retrotrayectoria del viento (línea roja) correspondientes al dato isotópico 01/05/2013 en Palestina. El valor del Dxs (círculos verdes), $\delta^{18}\text{O}$ (círculos morados) y precipitación local en Palestina (mm - círculos celestes) se indica en la parte superior y está asociado a la dimensión de los círculos. b) Precipitación diaria para el periodo 16/04/2013 – 30/04/2013. c-f) Condiciones atmosféricas durante los días precipitantes sobre el Alto Mayo. Fuente: Elaboración propia.

Para entender el proceso de fraccionamiento asociado a la señal isotópica de este periodo en particular, se analizaron las condiciones atmosféricas a escala diaria. En general, los núcleos convectivos se ubican al este de la cuenca amazónica (Figura 38a). Sin embargo, a nivel local (cuenca del Alto Mayo), se identificaron cuatro días precipitantes al inicio y al final del periodo representado por el dato isotópico (Figura 38b). Esto significa que la muestra tomada del colector el día 01 de mayo integra las condiciones atmosféricas solo

referidas a los días precipitantes. A nivel regional, durante esos días ocurrieron lluvias intensas al noroeste de la cuenca (Figura 37c-f). Esto indica que algunos eventos aislados pueden enmascarar la señal isotópica referida a un periodo, sobre escalas de tiempo sinópticas (15 días).

V. CONCLUSIONES

Los isótopos estables del agua son valiosas herramientas para el estudio del ciclo hidrológico. Su aplicación implica principalmente el conocimiento detallado de la señal isotópica de la lluvia, sus variaciones espacio-temporales y su relación con las condiciones ambientales. En la Amazonía, el uso de estos trazadores se ha visto limitado por la escasez de observaciones; sin embargo, hay gran interés por entender mejor su comportamiento.

En tal sentido, el presente trabajo tuvo como principal objetivo analizar la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia observada en la cuenca del Alto Mayo y su relación con indicadores climáticos (temperatura del aire, cantidad de lluvia, viento) a nivel local (cuenca del Alto Mayo) y regional (Sudamérica). De manera complementaria, se evaluó el exceso de Deuterio como indicador de reciclaje de humedad.

Entre las principales conclusiones podemos determinar que los controles locales (precipitación y temperatura en superficie) explican pobremente la variabilidad de la señal isotópica, mientras que los controles regionales (precipitación, circulación atmosférica) demostraron los mayores efectos. Por otro lado, se observó que el exceso de Deuterio (Dxs) parece reflejar el reciclaje de humedad a nivel local y regional amazónico.

Para llegar a estas conclusiones, se abordaron los siguientes objetivos específicos:

Objetivo específico 1: Análisis a escala sinóptica del comportamiento de la señal isotópica en la cuenca del Alto Mayo.

La señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia en la estación Palestina tiene un valor promedio de -7‰ y desviación estándar de 2.94‰. Los valores isotópicos varían en el rango de -0.61‰ a -13.72‰, acompañando a la estacionalidad de las lluvias. Durante la temporada de lluvia (septiembre - mayo) la señal isotópica es más negativa, siendo el 60% de los datos referidos

a esta época menores que el promedio del registro. En esta temporada, la señal isotópica presenta dos picos de valores negativos; el primero entre octubre y diciembre y el segundo entre marzo y mayo. Durante la temporada de estiaje (junio - septiembre) se da un incremento progresivo de los valores isotópicos de manera que el 80 por ciento de los datos referidos a esta época son mayores que el promedio.

La desviación a la izquierda de la línea meteórica local (LML: $\delta D = 8.62 \times \delta^{18}O + 19.27$) respecto a la línea meteórica global (LMG: $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$) indica exceso de Deuterio (Dxs) mayor que el promedio global. Los valores de Dxs de Palestina son coherentes con los altos valores de este parámetro que caracterizan a la región Amazónica, asociados a procesos de reciclaje de humedad (Salati et al., 1979).

Objetivo específico 2: Evaluación de los efectos de las variables climáticas a nivel local en la señal isotópica.

La comparación entre el registro isotópico observado en la estación Palestina y los parámetros climáticos locales indica que la señal isotópica y la T_{\min} en superficie tienen una variabilidad común expresada en un coeficiente de correlación de $r = -0.49$, $p < 0.01$. En la cuenca del Alto Mayo la temporada cálida y la época de lluvia coinciden, por lo que la ciclicidad común observada entre las T_{\min} y la señal isotópica podría responder al fraccionamiento isotópico asociado al régimen de precipitación.

Por otro lado, aunque el registro isotópico parece acompañar los picos de precipitación, la lluvia local explica pobremente las variaciones de $\delta^{18}O$, lo cual se refleja en un coeficiente de correlación de $r = -0.27$, $p < 0.1$. Sin embargo, este efecto es más relevante sobre escala de tiempo mensual, expresado en un coeficiente de correlación de $r = -0.38$, $p < 0.1$.

Objetivo específico 3: Evaluación de los efectos de los parámetros regionales en la señal isotópica.

Las variaciones de la señal isotópica responden a los cambios en la circulación atmosférica a través del establecimiento de caminos de advección sobre áreas donde se puede producir fraccionamiento o enriquecimiento isotópico. En este sentido, se pueden señalar áreas predominantemente evaporativas (fuentes de humedad), las cuales se asocian al

enriquecimiento del flujo de humedad en especies isotópicas pesadas, y áreas de precipitación (sumideros de humedad) asociadas al fraccionamiento isotópico. La distribución espacial de estas áreas varía a través de un marcado ciclo estacional. Estas áreas se conectan con la cuenca del Alto Mayo a través de caminos de advección que presentan una clara separación entre las trayectorias de verano, asociadas al régimen del Norte, e invierno, asociadas al Régimen del sur. En primavera y otoño, las trayectorias ocupan posiciones de transición. Como resultado, durante el DEF los flujos de humedad que alcanzan la cuenca del Alto Mayo desde el noreste recorren principalmente áreas evaporativas, produciendo valores isotópicos relativamente enriquecidos. Durante JJA, las masas de aire recorren áreas evaporativas al sur de la Amazonía, lo cual puede propiciar la reincorporación de especies isotópicas pesadas al flujo de humedad a través de la evapotranspiración desde el bosque, resultando en una señal isotópica más pesada. Durante MAM y SON, las masas de aire recorren principalmente el norte de la Amazonía, cuando esta región se encuentra en temporada de lluvia. En estas temporadas, el fraccionamiento isotópico que acompaña los procesos convectivos en el camino del flujo de humedad resulta en una señal isotópica más fraccionada en Palestina.

La precipitación en el camino de los flujos de humedad es uno de los principales factores que rige la variabilidad de la señal isotópica. El análisis de las anomalías de precipitación a nivel interanual demostró que, en general, cuando se produce precipitación en el camino de advección, la señal isotópica es relativamente más ligera. Por el contrario, cuando ocurre menos precipitación, la señal isotópica de la fuente de humedad se conserva y el registro presenta valores más pesados. Este efecto es más evidente durante el invierno: durante JJA del 2013 se observó más lluvia y señal isotópica más fraccionada en comparación con JJA del 2012.

Se identificó una región (ZC) en Colombia, centrada en 2°N y 72°O, ubicada justo en el camino de los flujos de humedad, donde la cantidad de lluvia está inversamente relacionada con los valores isotópicos durante la temporada de lluvia. El nivel de convección sobre ZC, puede explicar el 52 por ciento de la varianza de la señal isotópica de la lluvia observada en Palestina ($p < 0.01$).

La composición isotópica de algunos eventos de lluvia puede enmascarar el valor isotópico correspondiente a un intervalo de tiempo corto (menor que un mes). Esto ocurre, por ejemplo, cuando solo pocos días precipitantes contribuyen a la lluvia acumulada del periodo.

Objetivo específico 4: Análisis del exceso de Deuterio (Dxs) como trazador de reciclaje de humedad.

El Dxs de la lluvia en la estación Palestina presenta valor promedio de 14.7‰ y desviación estándar 3.23‰, con variaciones en el rango de 3.9‰ a 21.6‰. La característica más resaltante del registro es el incremento progresivo de los valores de Dxs durante la temporada de estiaje.

El análisis de la circulación atmosférica a 850 hPa y la precipitación referidas a los periodos de valores extremos de Dxs sugiere un contraste entre los efectos isotópicos en el flujo de humedad asociado a regímenes sinópticos del Norte y del Sur. Los mínimos/máximos valores de Dxs ocurren cuando las masas de aire pasan sobre áreas al norte/sur del continente en condiciones relativamente lluviosas/secas.

La semejanza en los ciclos anuales de Dxs en Palestina y de evapotranspiración (ET) observado a través de torres de flujo en áreas al noreste de la Amazonía sugiere que la señal de Dxs de la lluvia en Palestina puede indicar reciclaje de humedad a nivel regional. La sincronía entre los ciclos de ET y Dxs también sugiere que la evaporación sobre la Amazonía es significativa a lo largo del año. Asimismo, la similitud entre el ciclo anual de ET a nivel de la cuenca del Marañón y la señal de Dxs, sugiere que el reciclaje de humedad local controla parcialmente la variabilidad de la señal isotópica de Palestina.

VI. RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS

Se recomienda continuar con el monitoreo en la estación de Palestina a fin de extender el registro actual para confirmar los resultados obtenidos en este estudio y complementarlo con análisis a nivel de eventos de lluvia e interanual. Asimismo se debería instalar estaciones de monitoreo de isótopos de lluvia adicionales en la región que permitan conocer con detalle la distribución espacial y temporal de estos indicadores. Es preferible que las estaciones estén equipadas con pluviómetros y sensores de temperatura y humedad para complementar la información isotópica.

Para complementar los diagnósticos referidos a las fuentes de humedad, se podría monitorear la señal isotópica de las aguas del suelo, de los cuerpos de agua abiertos y de las lluvias en estas áreas (pe: Aemisegger et al., 2014).

Analizar la influencia de la señal de Dxs en las fuentes de humedad oceánicas sobre las lluvias en la cuenca del Alto Mayo. Esto se puede lograr a través observaciones en estaciones costeras en el camino de los flujos de humedad e información de modelos [pe: pe: Jozuel & Merlivat (1984), Johnsen et al. (1989), Petit et al. (1991)].

El registro de Palestina servirá también para complementar otros registros que se vienen desarrollando en el continente (pe: GNIP). Esta red permitirá estudiar las variaciones de los isótopos a nivel regional.

La información producida puede contribuir a las interpretaciones, en términos de clima e hidrología, de registros geológicos que incorporan la señal isotópica de las aguas sobre periodos de tiempo desde cientos a miles de años. Como resultado, se podría tener un mejor entendimiento del clima e hidrología del pasado. Con calibraciones precisas de estos trazadores, se podría incluso extender los registros de caudales, dando una idea de la magnitud de los eventos hidrológicos extremos del pasado.

Por otra parte, estos trazadores podrían complementar estudios hidro-climáticos enfocados en las precipitaciones y el transporte de humedad. El exceso de Deuterio (Dxs) se ha utilizado en varios estudios como una herramienta para la separación del flujo de calor latente en la superficie en evaporación y transpiración [pe: Moreira et al. (1997), Yaquir & Sternberg (2000), Yopez et al. (2005), Sutanto et al. (2012)]. Mediante los análisis isotópicos se podría generar información adicional sobre el rol del bosque en el reciclaje de humedad, así como los impactos de la deforestación sobre las lluvias, de los cuales aún se sabe poco. En este sentido, se recomienda seguir estudiando el Dxs en la región Amazónica.

Las aplicaciones de los isotopos en el Perú se podrían extender a la identificación del origen de las aguas (Pacífico-Atlántico) en las áreas de trasvase, glaciar, bofedal, etc. como herramienta para gestión de los recursos hídricos.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aemisegger F, Pfahl S, Sodemann H, Lehner I, Seneviratne SI, Wernli H. (2014). Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 4029–4054, 2014. doi:10.5194/acp-14-4029-2014
- Apaéstegui J, Cruz FW, Sifeddine A, Vuille M., Espinoza JC, Guyot JL, Santini W. (2014). Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past*, 10(6), 1967–1981. <http://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>.
- Araújo AC, et al. (2002). Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8090, doi:10.1029/2001JD000676.
- Berrisford P, Kobayashi S, Dee D, Uppala S, Simmons AJ, Poli P, Sato H. (2011). Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137: 1381–1399. DOI:10.1002/qj.864.
- Bony S, Risi C, Vimeux F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition (d18O and dD) of precipitation and water vapor in the tropics: 1. Radiative–convective equilibrium and Tropical Ocean–Global Atmosphere– Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment (TOGA–COARE) simulations. *Journal of Geophysical Research* 113. doi:10.1029/2008JD009942.
- Bowen GJ, Wilkinson B. (2002). Spatial distribution of d18O in meteoric precipitation. *Geology* 30, 315–318.
- Clark I, Fritz P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrology*. Lewis Publishers, New York.

- Cole JE, Rind D, Webb RS, Jouzel J, Healy R. (1999). Climatic controls on interannual variability of precipitation $\delta^{18}\text{O}$: simulated influence of temperature, precipitation amount, and vapor source region. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* 104, 14223–14235, doi:10.1029/1999JD900182.
- Condom T, Rau P, Espinoza JC. (2010). Correction of TRMM3B43 monthly precipitation data over the mountainous areas of Peru during the period 1998–2007, *Hydrol. Process.*, 25, 1924–1933, doi:10.1002/hyp.7949.
- Coplen TB. (1995a). Discontinuance of SMOW and PDB. *Nature* 375, 285.
- Coplen TB. (1996). New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3359–3360.
- Coplen TB, Kendall C, Hopple J. (1983). Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302, 236–238.
- Craig H, Gordon LI. (1965). Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Tongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleo temperatures*. Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratoria di Geologia Nucleare – Pisa, Spoleto, pp. 9–130.
- Dansgaard W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 438–468.
- Da Rocha HR, Manzi A, Cabral O, Miller S, Goulden M, Saleska S, Coupe N, Wofsy S, Borma L, Artaxo P, Vourlitis G, Nogueira J, Cardoso F, Nobre A, Kruijt B, Freitas H, von Randow C, Aguiar R, Maia J. (2009). Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil, *J. Geophys. Res.*, 114, G00B12, doi:10.1029/2007JG000640.
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balsameda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen I, Kallberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut J-N, Vitart F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137: 553–597. doi:10.1002/qj.828.

- Drumond A, Marengo J, Ambrizzi T, Nieto R, Moreira L, Gimeno L. (2014). The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2577-2598, doi:10.5194/hess-18-2577-2014, 2014.
- Ehleringer JR & Dawson TE. (1992). Water uptake by plants: perspectives from stable isotope composition. *Plant, Cell & Environment*, 15: 1073–1082. doi:10.1111/j.1365-3040.1992.tb01657.x
- Enrico A. Yopez a,*, David G. Williams a,1, Russell L. Scott b, Guanghui Lin c. (2003) Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor
- Espinoza JC, Guyot JL, Ronchail J, Cocheneau G, Filizola N, Fraizy P, Labat D, De Oliveira E, Ordoñez JJ, Vauchel P. (2009). Contrasting regional discharge evolution in the Amazon Basin. *Journal of Hydrology*, 375, 297-311.
- Espinoza JC, Ronchail J, Frappart F, Lavado W, Santini W, Guyot JL, (2013). The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970-2012 period: A focus on the 2012 flood. *Journal of Hydrometeorology*, doi: 10.1175/JHM-D-12-0100.1.
- Figueroa S, Nobre C. (1990). Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanalyse*, 6: 36-40
- Fiorella RP, Poulsen RS, Pillco, Zolá RS, Barnes JB, Tabor CR, Ehlers TA. (2015). Spatiotemporal variability of modern precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the central Andes and implications for paleoclimate and paleoaltimetry estimates. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 4630-4656, doi: 10.1002/2014JD022893.
- Frappart F, Ramillien G, Ronchail J. (2013). Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin, *Int. J. Climatol.*, 33, 3029–3046, doi:10.1002/joc.3647.
- Fricke HC, O’neill JR. (1999). The correlation between $18\text{O}/16\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating TERRESTRIAL climate change over geologic time. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 181–196.

- Friedman I, Harris JM, Smith GI, Johnson CA. (2002). Stable isotope composition of waters in the Great Basin, United States – 1. Air-mass trajectories. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 107. doi:10.1029/2001JD000565.
- Garreaud RD. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3–11.
- Gat JR. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 24, 225–262.
- Gat JR, Mook WG, Meijer HAJ (2001). Environmental isotopes in the hydrological cycle, principles and applications. Vol 2. International Atomic Energy Agency and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.
- Gonfiantini R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534–536.
- Gonfiantini R. (1986). Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz, P., Fontes, JC. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 113–168
- Goulden M, Miller S, Rocha H, Menton M, Freitas H. (2004). Physiological controls on tropical forest CO₂ exchange, *Ecol. Appl.*, 14(4), 42 – 55.
- Grootes PM. (1993). Interpreting continental oxygen isotope records. In: Swart, P.K.
- Hardy D, Vuille M, Bradley RS. (2003). Variability of snow accumulation and isotopic composition on nevado Sajama, Bolivia, *J. Geophys. Res.* 108 (D22), doi:10.1029/2003JD003623, 4693.
- Hoffmann G. (2003). Taking the pulse of the tropical water cycle, *Science* 301 (2003) 776 777.
- Hoffmann G, Ramirez E, Taupin J-D, Francou B, Ribstein P, Delmas R, Durr H, Gallaire R, Simoes J, Schotterer U, Stievenard M, Werner M. (2003). Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century, *Geophys. Res. Lett.* 4 (1179), doi:10.1029/2002GL014870.
- Huffman GJ, Bolvin D T, Nelkin E J, Wolff DB, Adler RF, Gu G, Hong Y, Bowman KP, Stocker EF. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis

(TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, 8, 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.

- Huffman G J, Bolvin DT. (2012). TRMM and other data precipitation data set documentation, available at: ftp://precip.gsfc.nasa.gov/pub/trmmdocs/3B42_3B43_doc.pdf
- Johnsen SJ, Dansgaard W, White J W C. (1989). The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions, *TellusB*, 41, 452–468, doi:10.1111/j.1600-0889.1989.tb00321.x.
- Jouzel J, Merlivat L. (1984). Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation, *J. Geophys. Res.*, 89, 11749–11757, doi:10.1029/JD089iD07p11749.
- Kendall C & McDonnell JJ. (1998). *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, 839 p.
- Kohn MJ, Welker JM. (2005). On the temperature correlation of d18O in modern precipitation. *Earth and Planetary Science Letters* 231, 87–96.
- Lachniet MS. (2009). Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 412–432. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.021>
- Landerer FW & Swenson SC. (2012). Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resources Research*, Vol 48, W04531, 11 PP, doi:10.1029/2011WR011453.
- Lavado W, Labat D, Guyot JL, Ronchail J, Ordoñez J. (2009). Validación de lluvia utilizando TRMM en dos cuencas amazónicas peruanas y su aplicación en modelos mensuales de balance hídrico. *Revista peruana geo-atmosférica RPGA* (1), 11-19.
- Lawrence JR, Gedzelman SD, White JWC, Smiley D, Lazov P. (1982). Storm trajectories in Eastern-United-States D/H isotopic composition of precipitation. *Nature* 296, 638–640.
- Mantas VM., Liu Z, Caro C, Pereira AJSC. (2014). Validation of TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) products in the Peruvian Andes, *Atmos. Res.*, 163, 132–145, doi:10.1016/j.atmosres.2014.11.012.

- Marengo J. (1992). Interannual variability of surface climate in the Amazon Basin. *International Journal of Climatology* 12(8):853 – 863. DOI: 10.1002/joc.3370120808
- Merlivat L, Jouzel J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium–oxygen-18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 84, 5029–5033.
- Molion LCB. (1975). A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazonas basin with considerations of deforestation effects. Ph.D. thesis, Univ. of Wis., Madison.
- Moreira M, Sternberg L, Martinelli L, Victoria R, Barbosa E, Bonates L, Nepstad, D. (1997) Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements, *Glob. Change Biol.*, 3, 439–450, doi:10.1046/j.1365-2486.1997.00082.x.
- Peixoto JP, Oort AH. (1992). *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Petit JR, White JWC, Young NW, Jouzel J, Korotkevich YS. (1991). Deuterium excess in recent Antarctic snow, *J. Geophys. Res.*, 96, 5113–5122 doi: 10.1029/90JD02232.
- Pfahls, Wernli H. (2008). Air parcel trajectory analysis of stable isotopes in water vapor in the eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.* 113,20104, doi:10.1029/2008JD009839.
- Pfahls, Sodemann H. (2014). What controls deuterium excess in global precipitation? *Clim. Past*, 10, 771-781, doi:10.5194/cp-10-771-2014.
- Ramirez E, Hoffmann G, Taupin JD, Francou B, Ribstein P, Caillon N, Landais A, Petit JR, Pouyaud B, Schottere rU, Stievenard M. (2003). A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolivia, *Earth Planet. Sci. Lett.* doi:10.1029/1999JD900182
- Ratisbona, L. (1976). The climate of Brazil. In : *Climates of Central and South America*, World Survey of Climatology, Elsevier Scientific Publishing Company. 12, chap. 5, 219-293.

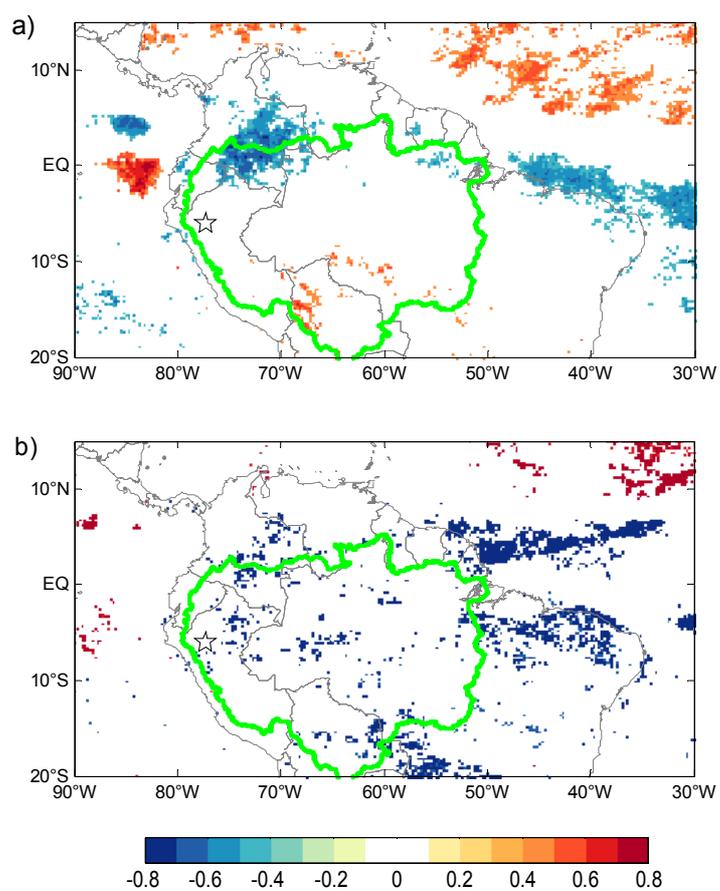
- Risi C, Bony S, Vimeux F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition ($d^{18}O$ and dD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. *Journal of Geophysical Research* 113. doi:10.1029/2008JD009943.
- Rolph, GD. (2016). Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) Website (<http://www.ready.noaa.gov>). NOAA Air Resources Laboratory, College Park, MD.
- Rozanski K, Aragua's-Aragua's L, Gonfiantini R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart, P.K., Lohmann, K.L., McKenzie, J., Savin, S. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 1–37.
- Rozanski K, Aragua's-Aragua's L. (1995). Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent
- Rutllant JA, Fuenzalida H, Aceituno P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997–1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4538, doi:10.1029/2002JD003357.
- Salati E, Marquez J, Molion L. (1978). Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. *Interciencia*, 3: 200-205.
- Salati E, Dall'olio A, Matsui E, Gat JR.(1979). Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Resource Research*, 15:1250–1257.
- Salati E, Vose P. (1984). Amazon basin: a system in equilibrium. *Science*, 225: 129-138.
- Saleska SR., et al. (2003). Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses, *Science*, 302, 1554 – 1557.
- Saleska SR, da Rocha HR, Huete AR, Nobre AD, Artaxo P, &Shimabukuro YE. (2013). LBA-ECO CD-32 Flux Tower Network Data Compilation, Brazilian Amazon: 1999-2006. Data set. Available on-line [<http://daac.ornl.gov>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, USA <http://dx.doi.org/10.3334/ORNLDAAAC/1174>

- Scheel MLM, Rohrer M, Huggel Ch, Santos Villar D, Silvestre E, and Huffman GJ. (2011). Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2649–2663, doi:10.5194/hess-15-2649-2011.
- Segura H. (2014). Estudio del ciclo hidrológico de la cuenca Amazónica mediante el uso de sensoramiento Remoto: análisis de evapotranspiración. Tesis de pre-grado. Universidad Nacional Agraria la Molina.
- Sharp Z. (2007). Principles of Stable Isotope Geochemistry. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Spracklen DV, Arnold SR, Taylor CM. (2012). Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests, *Nature*, 489, 282–285, doi:10.1038/nature11390.
- Stein AF, Draxler RR, Rolph GD, Stunder BJB, Cohen MD, Ngan F. (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 2059-2077, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>.
- Sturm K. (2005). Regional atmospheric modelling of the stable water isotope cycle Ph.D. Thesis. Université Joseph Fourier (Grenoble 1).
- Sulca J, Vuille M, Silva Y, Takahashi K. (2016). Teleconnections between the peruvian central Andes and northeast Brazil during extreme rainfall events in austral summer. *Journal of hydrometeorology*.
- Sutanto SJ, Wenninger J, Coenders-Gerrits AMJ, Uhlenbrook S. (2012) Partitioning of evaporation into transpiration, soil evaporation and interception: a comparison between isotopemeasurements and a HYDRUS-1D model, *Hydrol. Earth Syst.Sci.*, 16, 2605–2616, doi:10.5194/hess-16-2605-2012.
- Swenson SC & Wahr J.(2006). Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08402, doi:10.1029/2005GL025285.
- Swenson SC. (2012). GRACE monthly land water mass grids NETCDF RELEASE 5.0. Ver. 5.0. PO.DAAC, CA, USA.

- Tang K & Feng X. (2001). The effect of soil hydrology on the oxygen and hydrogen isotopic compositions of plants' source water. *Earth and Planetary Science Letters*, 185, 355-367. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00385-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00385-X).
- Vauchel P. (2010). Hydraccess 4.5 (On line). Software para manejo y procesamiento de información hidrometeorológica. Paris, France: Ore-HYBAM.
- Vera C, Higgins W, Amador J, Ambrizzi T, Garreaud R, Gochis D, Gutzler D, Lettenmaier, D, Marengo J, Mechoso C, Nogues-Paegle J, Silva Diaz PL, Zhang C. (2006). Towards a unified view of the American Monsoon System, *J. Climate*, 19, 4977–5000.
- Villacís M, Vimeux F, Taupin J-D. (2008). Analysis of the climate controls on the isotopic composition of precipitation ($\delta^{18}O$) at Nuevo Rocafuerte, 74.5°W, 0.9°S, 250 m, Ecuador. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(1), 1–9. <http://doi.org/10.1016/j.crte.2007.11.003>
- Villa Noca NA, Salati E, Matsui E. (1976). Estimative de evapor-tranpiração na Bacia Amazonica, *Acta Amazonica*, 6(2), 215-228.
- Vimeux F, Gallaire R, Bony S, Hoffmann G, Chiang JCH. (2005). What are the climate controls on dD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 205–220.
- Vuille M, Werner M. (2005). Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Climate Dynamics* 25, 401–413.
- Vuille M, Burns SJ, Taylor BL, Cruz FW, Bird BW, Abbott MB, Novello VF. (2012). A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8(4), 1309–1321. <http://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>
- Vuille M. (2013). Climate change and water resources in the tropical Andes. Interamerican Development Bank Technical Note No. IDB-TN-515.
- Wallace JM, Hobbs PV. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, 2nd Ed., Academic Press, 504 pp.

- Wang H & Fu R. (2002). Cross-Equatorial Flow and Seasonal Cycle of Precipitation over South America. American Meteorological Society doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1591:CEFASC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1591:CEFASC>2.0.CO;2)
- Yakir D & Sternberg L. (2000). The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange, *Oecologia*, 123, 297–311, doi:10.1007/s004420051016.
- Yepez EA, Huxman TE, Ignace DD, English NB, Weltzin JF, Castellanos AE, Williams DG. (2005). Dynamics of transpiration and evaporation following a moisture pulse in semiarid grassland: a chamber-based isotope method for partitioning flux components, *Agr. Forest Meteorol.*, 132, 359–376 doi:10.1016/j.agrformet.2005.09.006.
- Zubieta R, Getirana A, Espinoza JC, Lavado W. (2015). Impacts of satellite-based precipitation datasets on rainfall–runoff modeling of the Western Amazon basin of Peru and Ecuador. *Journal of Hydrology* 528 (2015) 599–612.

VIII. ANEXOS



ANEXO 1: Las sombras indican la distribución espacial de la covarianza solamente significativa a $p < 0.01$ entre $\delta^{18}O$ de la lluvia en Palestina (estrella) y la precipitación en la grilla donde se indica la correlación en la temporada de lluvia (a) y en la temporada de estiaje (b).