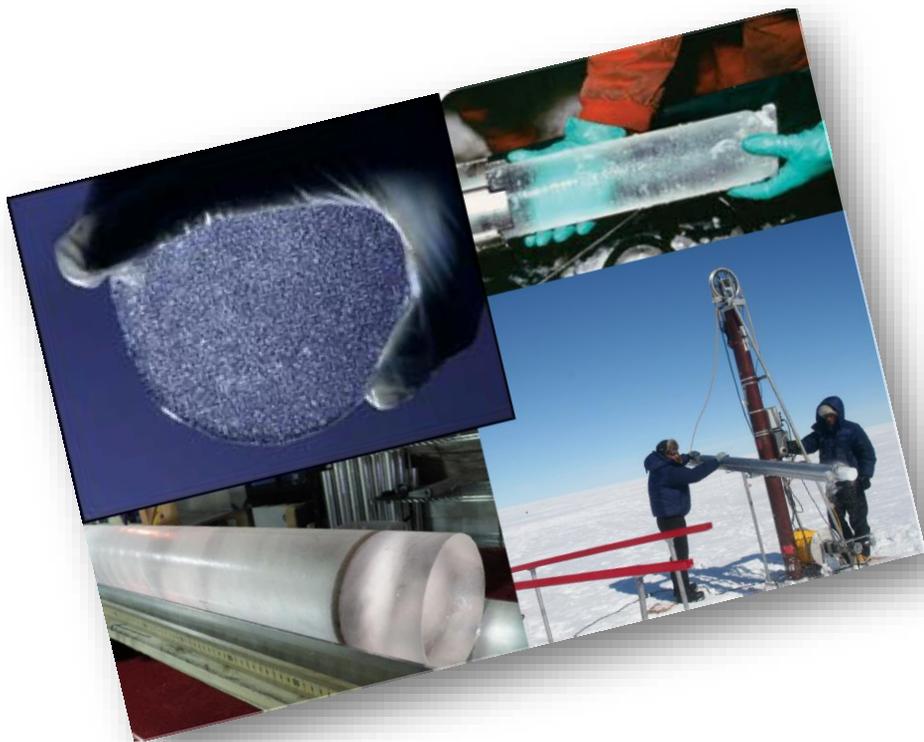


TRABAJO FIN DE GRADO

Procedencia de la humedad para los testigos de hielo identificada a partir de una aproximación Lagrangiana



Erica Taboada Carvalho
Grado en Ciencias Ambientales
Julio 2014

Tutores: Dra. Raquel-Olalla Nieto Muñiz
Dra. Anita Rodrigues de Moraes Drumond
Departamento de Física Aplicada

Procedencia de la humedad para los testigos de hielo identificada a partir de una aproximación Lagrangiana

Trabajo Fin de Grado de Ciencias Ambientales

Facultade de Ciencias de Ourense

Erica Taboada Carvalho

La **Dra. Raquel-Olalla Nieto Muñiz**, profesora titular del área de Física de la Tierra, y **Dra. Anita Rodrigues de Moraes Drumond**, investigadora, ambas adscritas al Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo

INFORMAN:

Que el trabajo titulado "**Procedencia de la humedad para los testigos de hielo identificada a partir de una aproximación Lagrangiana**" presentado por **Dña. Erica Taboada Carvalho, con D.N.I.: 76732655D**, ha sido realizado bajo nuestra dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y autorizo su presentación como **Trabajo Fin de Grado del Grado de Ciencias Ambientales** al considerarlo apto para ser defendido.

Ourense , 06 de junio de 2014

Dra. Raquel Nieto

Dra. Anita Drumond

Resumen

En este trabajo se han analizado las principales fuentes de humedad en catorce testigos de hielo divididos en tres dominios (Ártico, Central y Antártico) situados en varios puntos del planeta a escala anual y estacional (meses DEF y JJA) para un periodo de 32 años (Enero 1980 – Diciembre 2012). Para el cálculo se ha utilizado el modelo lagrangiano FLEXPART desarrollado por Stohl y James (2004) con datos de reanálisis del Centro de Predicción a Corto y Medio Plazo (ECMWF) Era-Interim cada seis horas y también se ha utilizado el método euleriano para el cálculo del flujo de humedad integrado en la vertical. El modelo lagrangiano se ha utilizado para calcular el balance de evaporación menos precipitación a través del cálculo de los cambios en la humedad específica a lo largo de diez días de retrotrayectorias.

Los resultados sugieren que las principales fuentes de humedad coinciden con las regiones de las altas presiones subtropicales, que son zonas evaporativas asociadas al máximo de divergencia del flujo de humedad. El estudio anual para el dominio ártico muestra que las principales fuentes de humedad provienen cerca de los dominios de las altas subtropicales del Atlántico y del Pacífico. Para el dominio Central debido a la ubicación de las zonas, las fuentes de humedad para América del Sur provienen de los océanos Atlántico y Pacífico, para Europa viene del Atlántico y para Asia proviene del Índico. Para el dominio antártico, las fuentes vienen del Pacífico, Atlántico e Índico. En cuanto a los estacionales, debido a que las altas subtropicales se intensifican o se debilitan según la estación del año en que se encuentren, las fuentes de humedad serán más o menos intensas.

Índice

Resumen

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Importancia del vapor de agua	1
1.1.1. Vapor de agua y ciclo hidrológico	1
1.1.2. Transporte de humedad.....	3
1.2. Circulación atmosférica general.....	4
1.3. Características de los testigos de hielo	7
1.4. Las zonas de extracción de testigos de hielo más investigadas	11
1.4.1. Dominio Ártico (90°N – 60°N)	12
1.4.2. Dominio Central (60°N – 60°S)	15
1.4.3. Dominio Antártico (60°S – 90°S).....	17
1.5. Objetivos	19
2. METODOLOGÍA.....	21
2.1. Modelo lagrangiano FLEXPART	22
2.2. Método de determinación de las fuentes de humedad	23
2.3. Cuantiles.....	26
3. RESULTADOS	29
3.1. Dominio Ártico (90°N – 60°N)	31
3.2. Dominio Central (60°N – 60°S)	35
3.3. Dominio Antártico (60°S – 90°S)	39
4. CONCLUSIONES	41
4.1. Trabajos futuros	45
5. BIBLIOGRAFÍA.....	47
ANEXO I. FIGURAS ESTACIONALES PARA LOS MESES MAM Y SON.....	51
ANEXO II: TABLA DE PERCENTILES ESTACIONAL	65

Imágenes de portada sacadas de las siguientes páginas web:

<http://beyondpenguins.ehe.osu.edu/issue/science-at-the-poles/unlocking-the-climate-history-captured-in-ice>

<http://www.theguardian.com/science/punctuated-equilibrium/2011/jun/10/3>

<http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/3792209.stm>

<http://oceanworld.tamu.edu/resources/oceanography-book/evidenceforwarming.htm>

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Importancia del vapor de agua

El vapor de agua es un importante trazador atmosférico caracterizado por ser un gas absorbente y emisor de radiación de onda larga cuya concentración en la atmósfera decrece en función de la altitud y la latitud.

En altitud, aproximadamente la mitad de todo el vapor de agua se encuentra por debajo de 1.5km y el resto se encuentra distribuido hasta la estratosfera (aproximadamente 12km).

En latitud, el vapor de agua disminuye en dirección a los polos ya que el aire frío admite menos cantidad de vapor que el aire cálido. Además, en los trópicos como las aguas tropicales son más cálidas debido a la incidencia de la radiación solar, se produce una mayor evaporación (Peixoto et al., 1992).

1.1.1. Vapor de agua y ciclo hidrológico

Este punto está reflejado en el libro de Peixoto (1992). El ciclo hidrológico también conocido como ciclo del agua es el proceso de circulación prácticamente cerrado del agua a través de los diferentes compartimentos de la hidrosfera (océanos, depósitos de hielo, aguas subterráneas, aguas superficiales, atmósfera y biosfera).

Los océanos tienen aproximadamente el 97% del agua de la hidrosfera englobando a los océanos y los mares. El 3% restante corresponde a agua dulce donde el 79% de esa agua se encuentra en forma de hielo, el 20% corresponde a agua subterránea y el 1% pertenece a agua superficial.

Como se muestra en la figura 1.1 el agua cambia de estado y se mueve continuamente por la atmósfera, la geosfera y a través de los seres vivos. El sol proporciona energía para que el agua pase de la hidrosfera a la atmósfera a través de la evaporación. La expansión del aire que se produce al ascender, provoca un enfriamiento de la masa de aire formándose las nubes y por medio de la precipitación, parte de esa agua es devuelta en forma líquida (lluvia) o sólida (nieve) a la superficie terrestre. El agua que cae sobre la superficie terrestre puede seguir varios caminos: un primer camino es por escorrentía superficial que es la que se desplaza por la superficie terrestre hacia las zonas más bajas, bien como torrentes o como ríos y lagos; un segundo camino es por el agua retenida en el suelo, que varía en función de las características del suelo (porosidad y permeabilidad, entre otros) y de la acción de los seres vivos que se encuentran en la superficie (absorción de agua por las raíces de las plantas); un tercer camino es agua que se filtra en la tierra por la porosidad de esta y que desciende debido a la gravedad hasta que se incorpora a las aguas subterráneas y de ahí una cantidad puede llegar de nuevo a los océanos volviéndose a repetir el ciclo.

El transporte hasta los océanos está asociado a la gravedad. El agua que se incorpora a la biosfera vuelve a la atmósfera por el proceso de transpiración y la evapotranspiración de los vegetales.



Figura 1.1 Esquema del ciclo del agua (Servicio geológico de los Estados Unidos).

El vapor de agua se caracteriza por ser un gas capaz de sufrir cambios de estado en la atmósfera (sublimación inversa que es el paso del vapor de agua de gas a sólido sin pasar por el estado líquido y la condensación que es pasar del estado gas al estado

líquido) y por una alta capacidad calorífica que lo convierte en un gran reservorio de calor y conductor de la circulación atmosférica (Gettelman et al., 2000). Los cambios de fase implican intercambios de calor latente que afectan a la estabilidad vertical de la atmósfera, a la estructura y evolución de las tormentas y al balance de energía del sistema.

En el ciclo hidrológico hay que destacar los componentes de evaporación, precipitación y *recycling*.

La evaporación es el proceso por el cual el agua se convierte en gas. La evaporación de la superficie de los océanos es la más importante ya que representa aproximadamente el 80% del agua total evaporada.

La precipitación se produce cuando las gotas de agua que forman las nubes se enfrían, acelerándose la condensación y uniéndose las gotas para formar unas mayores que terminan precipitando, ya que pesan más. La precipitación puede ser sólida (nieve o granizo) o líquida (lluvia).

El *recycling* es la generación de precipitación a partir de la humedad procedente de la evapotranspiración de la superficie sobre la que llueve. Contribuye al balance de humedad y calor de las nubes y los factores que más influyen son el viento, la topografía y el terreno (Worden et al., 2006).

1.1.2. Transporte de humedad

El transporte de humedad influye en gran medida en el balance de calor de la superficie terrestre así como en las precipitaciones que se producen en una determinada región. Las características del transporte de humedad dependen principalmente de la humedad disponible (Peixoto et al., 1992).

Generalmente, la precipitación que se produce en una región tiene tres orígenes posibles: la humedad que está presente en la atmósfera sobre la región debido por ejemplo a procesos como la evapotranspiración de las plantas, la advección (humedad transportada por los vientos hacia una región) y el *recycling* (Brubaker et al., 1993). En largos periodos de tiempo, la humedad observada en una región depende de la advección y el *recycling*.

La humedad puede ser transportada a diferentes escalas (escala regional, intercambio de humedad entre trópicos y extratropicos, etc.). El transporte de humedad puede ser en horizontal o en vertical, identificándose las zonas de convergencia y divergencia del transporte como regiones precipitantes o evaporativas, respectivamente. Por lo tanto, el transporte de humedad es un elemento clave en el sistema climático, por lo que su estudio es vital para poder determinar el origen y destino de las masas de aire húmedo y de esta forma caracterizar las fuentes y sumideros de humedad.

1.2. Circulación atmosférica general

Toda la información sobre la circulación atmosférica general está descrita en el libro de Peixoto del año 1999. La circulación atmosférica general se puede interpretar como un sistema de vientos mediante el cual se lleva a cabo el transporte de calor, momento y vapor de agua entre las zonas tropicales y polares. El primer modelo para explicar la circulación atmosférica fue propuesto por Hadley a principios del S.XVIII que explicaba que la mayor incidencia de la radiación solar se produce en la zona ecuatorial que calienta el aire de esta zona y por lo tanto se vuelve más ligero y asciende. Al ascender, se dirige hacia los polos y a medida que se acerca hacia los polos, se enfría y como pesa más descende volviendo de nuevo hacia el ecuador. De esta forma se originarían dos células convectivas para cada hemisferio.

Sin embargo, este modelo no es real ya que solo sirve para cuerpos estáticos. En la distribución de las presiones interviene la posición de los continentes y los océanos, los relieves de los continentes y el efecto Coriolis que origina que todo móvil que se desplace desde el polo norte al ecuador, siguiendo un meridiano, sufrirá una desviación hacia la derecha (izquierda) en el hemisferio norte (sur). Debido a estos factores lo que origina son bajas presiones (zonas en las que el aire asciende) que aparecen en la zona del ecuador y sobre los 60° de latitud norte y sur y altas presiones (zonas donde el aire descende) que se sitúan en las latitudes subtropicales entre los 30° y 40° de latitud de ambos hemisferios y en los polos. Por lo tanto, como se puede observar en la figura 1.2, se forman tres células convectivas en cada hemisferio y los vientos casi nunca se desplazan en dirección norte-sur sino que lo hacen de forma oblicua o incluso perpendicular a los meridianos por el efecto Coriolis.

La célula de Hadley es un patrón atmosférico de circulación que se encuentra en las zonas tropicales (0 – 30°) y originan los vientos alisios y en ocasiones los vientos del oeste ecuatoriales. En la célula de Hadley, el aire se calienta en la zona ecuatorial, pierde densidad y se eleva, constituyendo una región de bajas presiones. El aire descende en las latitudes tropicales (30° de latitud norte y sur) y se desplaza una parte hacia el polo y otra hacia el ecuador donde se calienta de nuevo. En la zona del ecuador, por lo tanto, confluyen vientos procedentes del norte y del sur. Dicha zona de convergencia se denomina zona de convergencia intertropical (ZCIT). Entre los 20° y 40° de latitud norte y sur, se localizan las zonas tropicales en donde confluyen las células de Hadley y las de Ferrel. En esta zona se producen altas presiones porque casi no hay precipitaciones y se denomina cinturón de altas subtropicales. Del aire que descende, una parte se dirige hacia el ecuador para formar los vientos alisios y la otra parte se dirige hacia los polos para formar los vientos de oeste.

Las células de Ferrel se encuentran a mayor latitud (30-60°), el aire fluye hacia las zonas subpolares, después asciende y fluye hacia las zonas subtropicales, donde vuelve a descender y son más intensas en invierno. En torno a los 60° de latitud norte y sur donde confluyen las células de Ferrel y la polar se denomina zona templada. En

esta zona se producen zonas de bajas presiones con numerosas nubes y precipitaciones.

Las células polares se extienden desde las zonas de altas presiones polares y las zonas de bajas presiones situadas a los 60° de latitud. El aire desciende en la zona polar y se desplaza hacia a los 60° de latitud en ambos hemisferios. En ocasiones pueden alcanzar grandes velocidades porque no se encuentran masas continentales que lo frenen o desvíen, formando así los vientos huracanados. En las zonas polares se producen los frentes polares que son el límite entre el aire frío procedente del polo y el aire cálido procedente de la zona tropical.

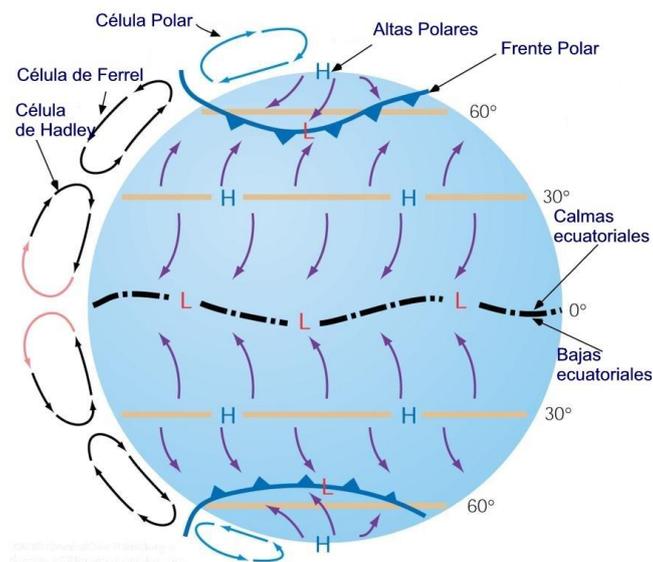


Figura 1.2 Esquema de las células de circulación meridional (http://entendiendolageografia.blogspot.com.es/2010_10_01_archive.html).

Como resultado de estas tres células convectivas en cada hemisferio, se producen los centros semi-permanentes de acción que son sistemas de altas o bajas presiones de gran tamaño y desplazamiento lento. Los sistemas de altas presiones en superficie son zonas donde la presión atmosférica es más alta que en las zonas de alrededor, se mueven en sentido horario en el hemisferio norte y antihorario en el sur y el movimiento del aire está caracterizado por los fenómenos de convergencia de viento en niveles superiores y divergencia de viento en la superficie. Los sistemas de altas presiones dan lugar a cielos despejados y tiempo seco. En cambio, los sistemas de bajas presiones en superficie son zonas donde la presión atmosférica es más baja que en las zonas periféricas, se mueven en el sentido antihorario en el hemisferio norte y horario en el sur y el movimiento del aire se caracteriza por los fenómenos de convergencia del viento en la superficie y de divergencia del viento en altura. Las bajas presiones favorecen el desarrollo de nubes y precipitaciones.

Entre las células de circulación se encuentran los chorros en altura (*jet streaks*). Un chorro es una corriente estrecha fuerte, de unos cientos de kilómetros de ancho y varios kilómetros de extensión vertical que se extiende sobre distancias que pueden llegar a varios miles de kilómetros. La velocidad del viento es de al menos 30m/s y puede alcanzar los 100m/s cerca de la tropopausa. Durante el invierno los chorros subtropicales están unos 10° – 15° más cerca del ecuador y son el doble de intensos que en verano. Los chorros subtropicales se encuentran entre la célula de Hadley y la de Ferrel y los chorros subpolares se encuentran entre las células de Ferrel y la polar.

En la superficie terrestre existen diferentes zonas de altas y bajas presiones. Destacan el cinturón de bajas presiones en el ecuador, el cinturón de altas subtropicales alrededor de los 30°, el cinturón de bajas presiones subpolares alrededor de los 60° y por último las altas presiones polares.

El cinturón de altas subtropicales es un sistema cuasiestacionario formado por centros de altas presiones que cambian poco día a día. Son masas de aire cálidas a todos los niveles y su localización varía estacionalmente en función del gradiente meridional de temperatura en la troposfera y se desplaza hacia el hemisferio que se encuentra en verano.

Los centros de bajas presiones subpolares son perturbaciones estacionarias del flujo zonal mantenidas por la estructura térmica de la atmósfera, el contraste tierra-océano y el efecto de la orografía.

Otra zona importante son los centros de acción del hemisferio norte y sur. En el hemisferio norte hay que destacar la existencia de una vaguada y una dorsal en lugar de un alta ya que durante el invierno llegan muchas borrascas procedentes del Atlántico y por último, sobre Groenlandia salvo en ocasiones que hay una baja, prácticamente no se producen ni altas ni bajas presiones. En el hemisferio sur, destaca la vaguada circumpolar entre los 60°S y los 65°S que gira en el sentido de las agujas del reloj hacia la Antártida. Esta vaguada se expande y debilita en verano y se contrae e intensifica en invierno. En la Antártida existe un anticiclón al este del continente y una borrasca al oeste que apenas varía estacionalmente.

A su vez, todo esto produce una alternancia latitudinal de los vientos, dando lugar a los vientos alisios del sureste para el hemisferio sur y del noreste para el hemisferio norte (30°N – 30°S), los vientos ecuatoriales del oeste, los vientos del oeste en las latitudes medias (30° – 60°), los vientos del este en las zonas polares (60° – 90°) y los vientos monzónicos.

Los vientos alisios son vientos del este, pero por la fuerza de Coriolis tiene componentes nordeste para el hemisferio norte y de sudeste para el hemisferio sur. La intensidad de los vientos es moderada donde son más intensas en invierno que en verano y son muy regulares en dirección y velocidad. Separando los sistemas alisios de los dos hemisferios se encuentra la ZCIT. La ZCIT es una región en las latitudes bajas donde los vientos son variables y débiles y está localizada principalmente en la parte este de los océanos Pacífico y Atlántico ecuatoriales. La ZCIT tiene asociados un

máximo de nubosidad y precipitación y se desplaza hacia el hemisferio que está en verano. En promedio anual la ZCIT no se sitúa en el Ecuador sino a unos 6°N debido a que la circulación en el hemisferio sur es más intensa que la del hemisferio norte porque en el sur hay más cantidad de océano que de superficie terrestre.

Los vientos ecuatoriales del oeste están presentes en la baja troposfera sobre gran parte del hemisferio este y se originan debido al desplazamiento de la vaguada ecuatorial sobre los continentes durante los monzones de verano. Este desplazamiento hace que los vientos alisios crucen el ecuador y se vuelvan vientos del noroeste/suroeste debido al efecto Coriolis. Los vientos del oeste en latitudes medias son más variables que los alisios tanto en dirección como en intensidad debido a que generalmente en las latitudes medias se encuentran núcleos de altas y bajas presiones que afectan a estos vientos. Los vientos del oeste en el hemisferio sur son más fuertes y la dirección es más constante que en el hemisferio norte debido a la menor influencia de la orografía. Los vientos del este en las zonas polares son a menudo más débiles e irregulares que los vientos del oeste en latitudes medias.

Por último los vientos monzónicos son vientos estacionales que soplan de tierra a mar en invierno y al revés en verano y se debe a un mecanismo similar al de las brisas marinas pero a una escala espacial y temporal grande. Los monzones son los cambios estacionales en los vientos predominantes que provocan la existencia de una estación seca y una lluviosa. Para que se produzca un monzón según la definición clásica (criterio de Ramage), se deben dar las siguientes condiciones: producirse un cambio en la dirección de los vientos predominantes por lo menos de 120° entre Enero y Julio siempre y cuando las direcciones predominantes tengan una frecuencia media mayor del 40% y el viento medio resultante tiene que superar los 3m/s al menos durante un mes y haber al menos una alternancia de ciclón/anticiclón cada dos años en Enero o Julio. Según esta definición la mayor parte del sur de Asia, el norte de Australia y el oeste y este de África son zonas monzónicas. Para que se establezca un monzón tiene que existir un fuerte gradiente térmico entre el continente y el océano. En la estación cálida, la tierra se calienta con el consiguiente calentamiento del aire que se encuentra encima de ella asciende y es sustituido por el aire frío procedente del océano. Ese aire frío a su vez, se calienta, asciende y la humedad se condensa produciendo precipitaciones. Estos flujos desplazan la zona de convergencia intertropical más de lo normal, provocando la conversión de los vientos alisios en vientos del oeste por la fuerza de Coriolis.

1.3. Características de los testigos de hielo

El clima de la Tierra se basa en calentamientos y enfriamientos durante ciclos de aproximadamente 100.000 años y actualmente la Tierra se encuentra en un ciclo de calentamiento, producidos en gran medida por los gases de efecto invernadero (metano, CO₂, vapor de agua). Tener información de épocas pasadas, permite

comprender el clima pasado para intentar predecir el comportamiento del clima futuro (Brook et al., 2006).

Las grandes masas de hielo que cubren los polos y las partes altas de grandes cadenas montañosas se forman como se puede observar en la figura 1.3, debido a la acumulación de nieve que cae al suelo a lo largo de los años, compactándose y formando el *firn* (nieve compactada que se recristaliza y es más densa que la nieve fresca). Si durante el verano no se fusiona el hielo se va acumulando y aumentando de grosor provocando que las burbujas de aire queden comprimidas y consiguiendo de esta manera las grandes acumulaciones en los polos y en ciertas zonas montañosas.

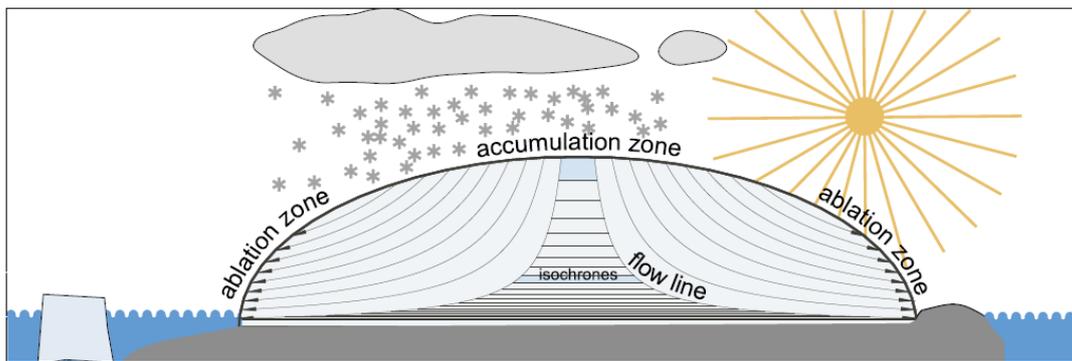


Figura 1.3 Sección transversal de una capa de hielo (Schwander, 2006).

Un *ice core* o testigo de hielo es un cilindro de hielo (figura 1.4.b) que se extrae por perforación de capas de hielo de los glaciares principalmente de la Antártida y Groenlandia y de altas montañas como el Everest, los Andes, etc. Las burbujas de aire contenidas en este hielo (figura 1.4.a) permiten hacer reconstrucciones de la temperatura, las precipitaciones, la química, la composición gaseosa de la atmósfera interior, las erupciones volcánicas, la variabilidad solar y los incendios forestales, las fuentes de humedad, etc. (Bradley, 2014) y los testigos de hielo proporcionan más información que otros registros naturales (anillos de los árboles, capas de sedimentos, etc.).

Los testigos de hielo permiten estudiar el clima de la región donde se ha extraído en escalas de tiempo que pueden ir de décadas a cientos de miles de años. Las capas superiores de hielo corresponden a un año o a una temporada, pero a medida que se profundiza en la capa de hielo, datar el periodo de tiempo es más complicado. El registro más antiguo que se tiene hasta ahora es del Proyecto Europeo de Núcleos Helados en la Antártida (EPICA) DOME C que se remonta a 800.000 años (Brook et al., 2006).

La mayoría de los testigos de hielo se han extraído en Groenlandia y la Antártida, aunque también existe una cantidad considerable en latitudes bajas. Para

los núcleos de hielo que se encuentran en las montañas, por lo general se ubican en el collado de la montaña ya que es donde la nieve se acumula mejor.

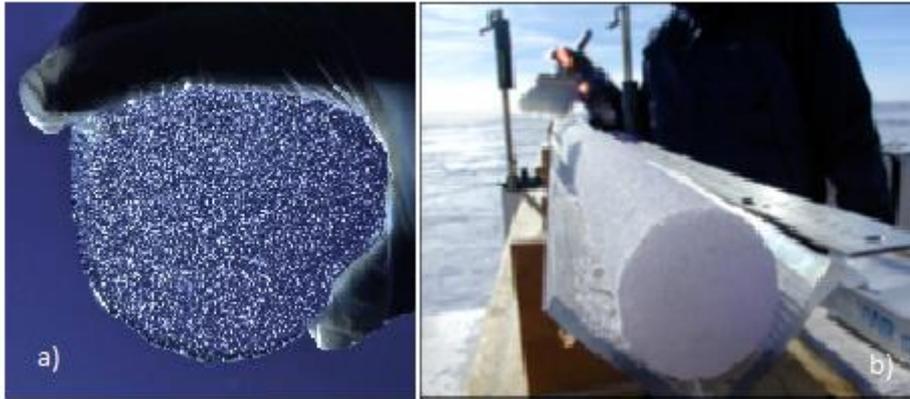


Figura 1.4 La figura a) Corresponde a una sección de un núcleo de hielo donde se observan las burbujas de aire contenidas dentro del hielo y b) Corresponde a un núcleo de hielo entero extraído con un taladro (<http://climatechange.umaine.edu>, <http://www.antarctica.ac.uk>).

Para la extracción de los testigos de hielo se recurre a taladros que pueden ser manuales, mecánicos y eléctricos entre otros. Los taladros pueden ser de diferentes tamaños dependiendo del sitio que se va a perforar. Para los núcleos de hielo que se encuentran en zonas montañosas de hasta 700m se recurre a sistemas de perforación ligeros y portátiles. Hasta los primeros 180m se recurre a un taladro electro-magnético y a partir de ahí se utiliza taladros térmicos. Para los núcleos de hielo que se encuentran en las zonas polares se recurre a taladros de mayor tamaño para perforaciones más profundas. Como se puede ver en la figura 1.5.a, el procedimiento para la extracción de los testigos de hielo comienza quitando la capa de nieve superficial (que puede estar contaminada por polvo y productos químicos generados de la perforación). Posteriormente se taladra hasta llegar al tope del taladro, se retira con mucho cuidado para que el testigo de hielo no se rompa, se pone en posición horizontal y se descuelga de la grúa. Una vez descollado, se separa el cilindro exterior del interior (testigo de hielo) y se almacena. Se procede de la misma manera hasta que se obtienen los testigos necesarios, consiguiendo testigos de más de 3000m. Una vez extraídos todos los testigos de hielo se sellan en bolsas de plástico y se transportan hasta las instalaciones, se muestrea una parte para comprobar que tienen las condiciones adecuadas para su posterior análisis y a continuación como se observa en la figura 1.5.b, se almacenan durante un año para que logren alcanzar el equilibrio en las nuevas condiciones de presión (Gundestrup et al., 2002).

Para poder extraer los testigos de hielo se necesita un fluido de perforación que fluye de abajo hacia arriba atrapando los restos de hielo que se desprenden durante la excavación. Los fluidos tienen la función de recuperar muestras de hielo para análisis

posteriores, evitar que el taladro se atasque y evitar que el agujero se cierre. El fluido tiene que cumplir una serie de criterios de densidad, baja viscosidad, resistente a las heladas, así como que respete el medio ambiente. Se ha utilizado entre otros, agua caliente, etanol y una mezcla de fuel de avión y freón (Gundestrup et al., 2002).

Para evitar que los núcleos de hielo se contaminen, se toman una serie de medidas como son la de mantener los núcleos de hielo por debajo del punto de congelación, usar trajes especiales para climas fríos, el uso de herramientas y equipo de laboratorio adecuadas y el uso de bolsas de plástico alrededor de los núcleos.



Figura 1.5 La figura a) muestra como extraen un núcleo de hielo y la figura b) muestra la forma de almacenar los testigo de hielo una vez que se han extraído (<http://triplenlace.com>).

Existen muchos tipos de análisis que se realizan sobre los núcleos y según el tipo de análisis las secciones son de diferentes tamaños. Siempre se suele guardar una parte para futuras pruebas y las técnicas utilizadas para el análisis de los testigos de hielo, pueden ir desde la observación de las capas hasta el uso de cromatografía de gases que revelan las concentraciones de gases y el uso de espectroscopía para analizar trazas de metales pesados y conocer la composición isotópica.

En la naturaleza, muchos elementos como el oxígeno e hidrógeno pueden existir en forma de isótopos. Los isótopos son la consecuencia de diferencias de masas de un átomo para cada elemento. En un átomo, el número de protones es siempre el mismo, pero el de neutrones puede variar, dando como resultado diferentes isótopos de un mismo elemento. Por ejemplo, el átomo de oxígeno, siempre tiene ocho protones, pero puede tener 8, 9 o 10 neutrones, dando como resultado tres diferentes isótopos (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O). Para el átomo de hidrógeno los isótopos estables que se forman son ^1H y ^2H este último llamado deuterio (Bradley, 2014).

El agua es el compuesto más abundante que existe en la Tierra y juega un papel importante en el equilibrio global de energía por lo que el estudio de los isótopos estables del agua, principalmente el deuterio (^2H) y el ^{18}O permite investigar y reconstruir el clima del pasado (Bradley, 2014).

El contenido de agua en las masas de aire se puede obtener a partir de estos dos isótopos teniendo este último un papel importante en las precipitaciones, en la evaporación y en la temperatura del océano (Nieto et al., 2010).

Existen numerosos trabajos que utilizan los testigos de hielo como pueden ser Hou et al. (2013) que estudia los niveles de metano producidos por la era industrial en el Everest; Thompson et al. (2002) que trata sobre el clima tropical pasado en el Kilimanjaro; Schwikowski (2006) que estudia el clima pasado en la región de los Alpes; Thompson et al. (2000) hicieron un estudio de la reconstrucción del clima del pasado desde el último máximo glacial hace 25000 años en la región de los Andes.

1.4. Las zonas de extracción de testigos de hielo más investigadas

Para la realización del presente estudio se han seleccionado catorce zonas de extracción de testigos de hielo más investigadas en el planeta (figura 1.6 y tabla 1.1) que se han dividido en tres dominios: el dominio Ártico (90°N – 60°N) que engloba Groenlandia con las zonas GISP-2, NGRIP y NEEM, Alaska con las zonas del Monte Logan y los Montes Bona y Churchill y por último el archipiélago de Franz Josef Land con la zona Windy Dome; el dominio Central (60°N – 60°S) que engloba América del Sur con las zonas de Huascarán y Sajama, Europa con la zona Grenzgletscher, continente asiático con una zona en el Everest y África con la zona en el Kilimanjaro y por último el dominio Antártico (60°S – 90°S) con las zonas Byrd, EPICA DML (Dronning Maud Land) y Vostok.

Tabla 1.1 Información de las zonas de estudio divididas en los dominios.

Dominio	Nº	Nombre	Lat.	Long.	Altitud (m)	Prof. Máx. (m)	Período de tiempo (años)	Duración de los proyectos
Dom. Ártico (90°N – 60°N)	1	GISP2	72,60°N	38,50°W	3200	~2790	~110000	1988-1993
	2	NEEM	77,45°N	51,07°W	2479	~2540	~108000	2007-2010
	3	NGRIP	75,10°N	42,30°W	2917	~3084	~123000	1999-2003
	4	MONTE LOGAN	60,58°N	140,58°W	5340	~186	~8000	1980-2000
	5	BONA-CHURCHILL	61,40°N	141,70°W	4420	~460	~2500	2002-
	6	WINDY DOME	80,78°N	63,53°E	580	~315	~10000	1997-
Dom. Central (60°N – 60°S)	7	HUASCARÁN	9,18°S	78,02°W	6048	~166	~20000	1983-
	8	SAJAMA	18,10°S	68,97°W	6542	~133	~20000	1983-
	9	GRENZGLETSCHER	45,92°N	7,87°E	4200	~125	~77-20	
	10	EVEREST	28,02°N	86,97°E	6518	~117	~4000	2002-
	11	KILIMANJARO	3,13°S	37,58°E	5893	~51*	~11700	2002
Dom. Antártico (60°S – 90°S)	12	BYRD	80°S	119°W	1530	~2164	~100000	1957-
	13	EPICA DML	75°S	0°E	2892	~2774	~150000	1996-2006
	14	VOSTOK	78°S	106°E	3488	~3623	~440000	1998-

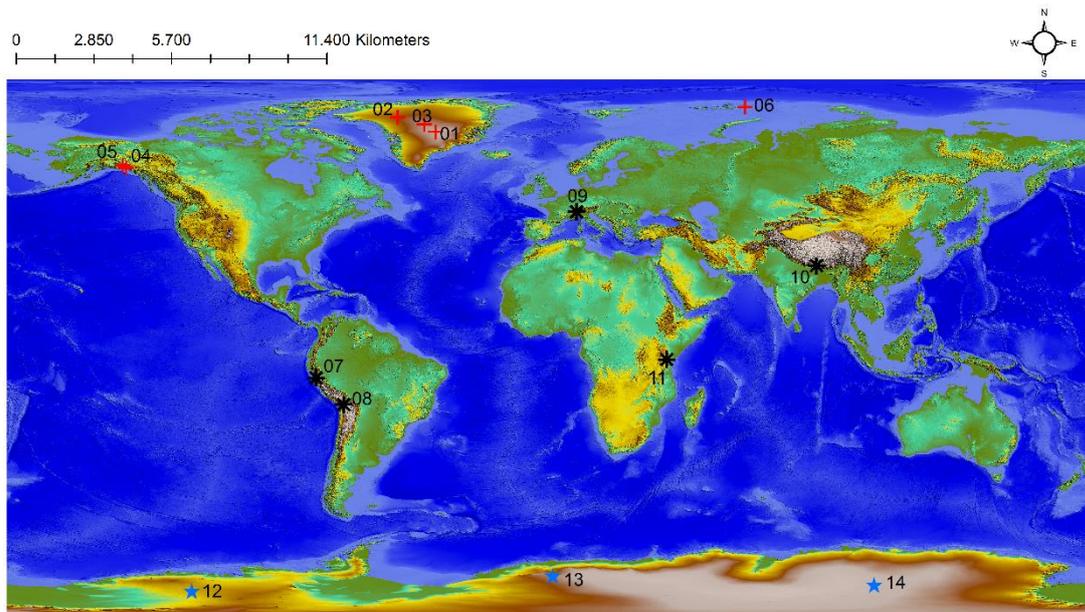


Figura 1.6 Localización de las zonas de estudio. Las cruces rojas pertenecen al dominio Ártico, los asteriscos negros pertenecen al dominio Central y por último las estrellas azules pertenecen al dominio Antártico.

1.4.1. Dominio Ártico (90°N – 60°N)

La isla de Groenlandia se sitúa en la zona nororiental de América del Norte. La capa de hielo de Groenlandia cubre 1.833.900km² y el espesor en su centro puede ser de hasta 3km. Como se puede observar en la figura 1.7, 1.8 y 1.9, el clima está caracterizado por temperaturas que en el invierno boreal pueden llegar a alcanzar los -30°C y en verano no superan los 0°C. La precipitación es escasa y en forma de nieve. Los vientos son del este y la variación estacional es prácticamente nula.

Las tres zonas investigadas en Groenlandia han sido exploradas por los proyectos GISP-2, NGRIP y NEEM. En el proyecto GISP-2 que se inició en 1988 y finalizó en 1993, se realizó una perforación de 2.790m de profundidad obteniendo datos que han aportado información paleoclimática que se remonta a 110.000 años. Toda la información sobre este proyecto se encuentra en la página <http://www.gisp2.sr.unh.edu>. En el proyecto NGRIP que comenzó en 1999 y terminó en el 2003, la profundidad de perforación fue de 3.084m y muestra detalles de la historia climática desde hace 123.000 años (Dahl-Jensen, 2006). La información sobre este proyecto se puede ver en la siguiente página web http://www.gfy.ku.dk/~www-glac/ngrip/index_eng.htm. Por último el proyecto NEEM comenzó en el 2007 y duró hasta el 2010 y su objetivo era hacer una reconstrucción del clima del Eemiense (penúltimo periodo cálido durante el Cuaternario) y compararla con los resultados del proyecto NGRIP. La profundidad de extracción llegó a los 2.540m de profundidad (Rasmussen et al, 2013). Los datos obtenidos de los testigos de hielo extraídos en

NEEM muestran las mismas características climáticas (episodio Younger Dryas que fue el último periodo frío, eventos Dansgaard/Oeschger que son periodos de calentamientos bruscos) con NGRIP y contienen isótopos de ^{18}O muy similares entre ellos, mostrando que en el último periodo interglacial, las temperaturas en Groenlandia eran más altas que en la actualidad.

En Groenlandia existen trabajos previos centrados en el análisis y determinación de las fuentes de humedad, como por ejemplo Sodemann et al., (2008) donde identificaron las fuentes de humedad sobre Groenlandia durante el invierno con el fin de determinar cuál es el origen de la precipitación sobre esta región.

Alaska tiene una extensión de 1.717.854 km² y se divide en dos zonas climáticas diferentes (figuras 1.7, 1.8 y 1.9). La región más al norte está caracterizada por temperaturas que oscilan entre -25°C y los -15°C y la región que se encuentra más al sur tienen temperaturas entre los -15°C y los 0°C. El viento cambia estacionalmente, en invierno es de este debido a la baja Aleutiana y en verano esta baja se debilita y el viento es del oeste por la alta del pacífico que se sitúa más al norte. Las precipitaciones son escasas.

El presente estudio investiga el origen de la humedad que llega a las zonas de extracción de los testigos de hielo ubicados en el Monte Logan con 5.959m de altura y en cuya cumbre se alcanzan temperaturas de hasta -70°C y la zona de extracción situada entre el Monte Churchill y el Monte Bona.

Los estudios realizados en el Monte Logan y entre el Monte Bona y Monte Churchill obtuvieron datos que se remontan a 8.000 años. Entre los resultados de este estudio cabe destacar un aumento de la concentración de plomo en los últimos años debido a las actividades antropogénicas. La información se encuentra en la siguiente página <https://bprc.osu.edu/Icecore/Alaska.html>.

El archipiélago Franz Josef está situado en el mar de Barents y es la masa de tierra más septentrional del hemisferio oriental. El clima en este archipiélago como se puede observar en las figuras 1.7, 1.8 y 1.9 está caracterizado por inviernos boreales duros con temperaturas entre los -20°C y los -15°C y veranos boreales suaves con temperaturas entre los 0°C y los 5°C, escasas precipitaciones y vientos intensos del este en invierno y del oeste en verano asociado con la baja de Islandia. Este archipiélago es muy importante para el estudio de los cambios en la cubierta de hielo debido a su situación geográfica.

El proyecto Windy Dome se llevó a cabo en la isla de Graham Bell (Franz Josef Land) y comenzó en la primavera de 1997 consiguiendo extraer un testigo de hielo de 315m a partir del que se obtuvo información de las condiciones locales y regionales que se remontan al Holoceno temprano entre los 8.000 y los 10.000 años. Para más información se puede consultar la página <https://www.geo.umass.edu>.

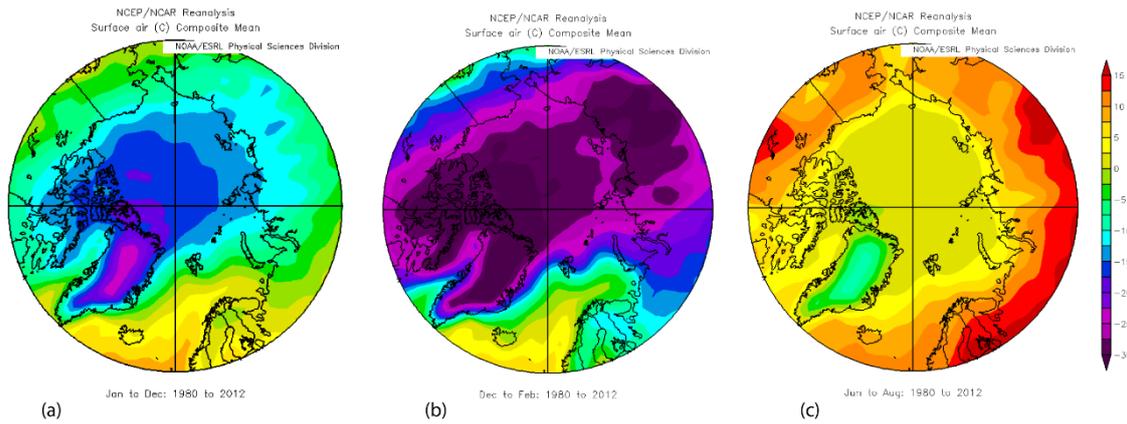


Figura 1.7 Valores de temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para el dominio ártico, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

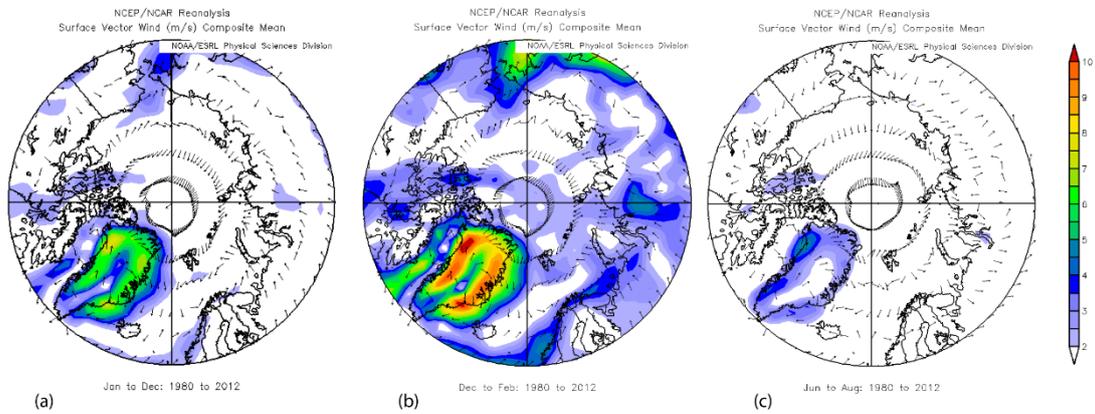


Figura 1.8 Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio ártico, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

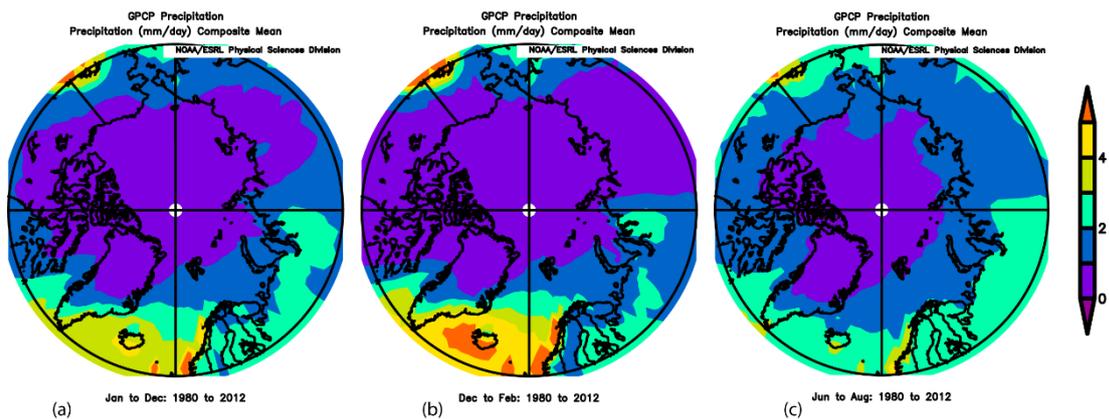


Figura 1.9 Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio ártico, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

1.4.2. Dominio Central (60°N – 60°S)

Los Andes están ubicados en América del Sur y se extienden a lo largo de unos 7.000 km. Los testigos de hielo recogidos en esta región son muy importantes para la reconstrucción del clima tropical del pasado. En los Andes existen varios picos importantes para la reconstrucción entre los que se encuentran el pico de Huascarán y el de Sajama. El clima de Huascarán y Sajama como muestran las figuras 1.10, 1.11 y 1.12 están marcados por dos etapas, una etapa húmeda que va de diciembre a febrero caracterizada por vientos húmedos procedentes de la cuenca amazónica y una etapa seca que va de mayo a octubre. Las temperaturas superficiales están entre -5°C y 0°C para el invierno austral y temperaturas entre 5°C y 10°C para verano austral. El análisis de los isótopos de los testigos de hielo sugieren que los fenómenos como El Niño (patrón climático que implica cambios en la temperatura de las aguas en la parte central y oriental del Pacífico tropical) o los monzones han participado en las transiciones climáticas de los últimos 20.000 años (Vimeux y Ginot, 2006).

Los Alpes se encuentran en la región centro – sur de Europa y se extienden 800 km en la dirección este – oeste y 150 – 200 km en la dirección norte – sur. El clima como se observa en las figuras 1.10, 1.11 y 1.12, está caracterizadas por temperaturas que se encuentran entre los -5°C y los 5°C en invierno boreal y entre los 10°C y los 20°C en verano boreal, las precipitaciones varían de 500 a 3000 mm y los vientos son del oeste en invierno y del este en verano debido al monzón asiático.

La importancia de la extracción de los testigos de hielo en los Alpes radica en la proximidad de esta zona a las de alta actividad antropogénica, pudiendo obtener partículas de aerosoles para un análisis del impacto antrópico en el clima. Los datos que se obtienen son de los últimos 150 años (Schwikowski, 2006).

Hay trabajos previos como por ejemplo el de Sodemann et al., (2009), donde analizaron las fuentes de humedad en la región de los Alpes en un periodo de 7 años.

En el Himalaya, se encuentra el Monte Everest ubicado entre la frontera norte de Nepal y la frontera sur de China con una altitud de 8.850m. El clima en el Everest está caracterizado por temperaturas muy extremas en invierno que pueden alcanzar los -50°C en la cumbre y con temperaturas que pueden llegar a los -15°C en verano. Esta región está influenciada por el monzón asiático que produce clima seco y frío en invierno boreal y muchas precipitaciones en el verano boreal como muestran las figuras 1.10, 1.11 y 1.12.

Numerosos estudios realizados en el Everest obtuvieron datos sobre la cantidad de metano desde hace 1.200 años y la cantidad de carbono de hace 2.000 años. Se observa que el nivel de metano ha aumentado desde la era preindustrial al igual que el carbono debido a la industria y al uso de vehículos (Hou et al., 2013).

Tanzania está situado en la costa este de África Central con una superficie de 948.087 km². Las temperaturas se encuentran aproximadamente entre los 20°C. El

Kilimanjaro se encuentra ubicado al nordeste de Tanzania y la cumbre se encuentra a 5.893m. El clima en el Kilimanjaro está caracterizado por lluvias en los meses de Junio a Noviembre debido a la migración de la ZCIT y temporadas más secas que van de Diciembre a Mayo. Los vientos son predominantemente del sudeste (alisios) aunque en los meses de Junio a Agosto estos vientos se pueden invertir y convertir en vientos de suroeste como se observa en las figuras 1.10, 1.11 y 1.12.

Durante el proyecto que se realizó en el monte Kilimanjaro (Thompson et al., 2002) se extrajeron seis testigos de hielo obteniendo datos de hace 11.700 años, que aportaron información del periodo de mayor sequía registrada en África hace 4000 años.

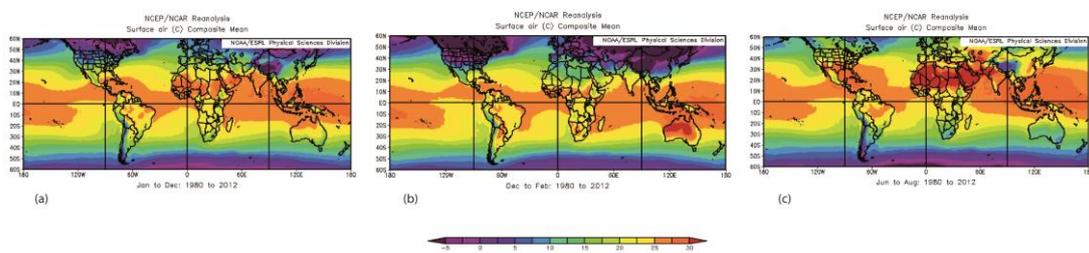


Figura 1.10 Valores de temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para el dominio central, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

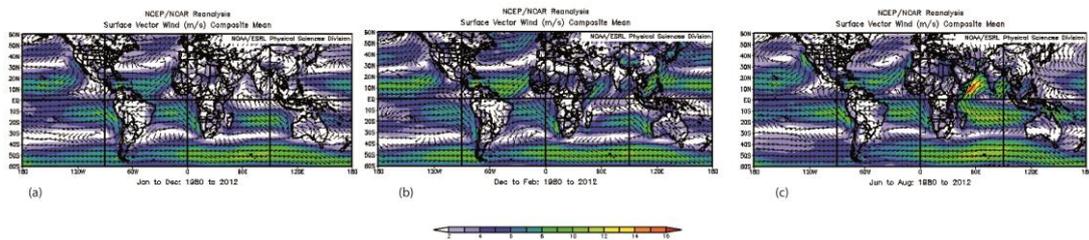


Figura 1.11 Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio central, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

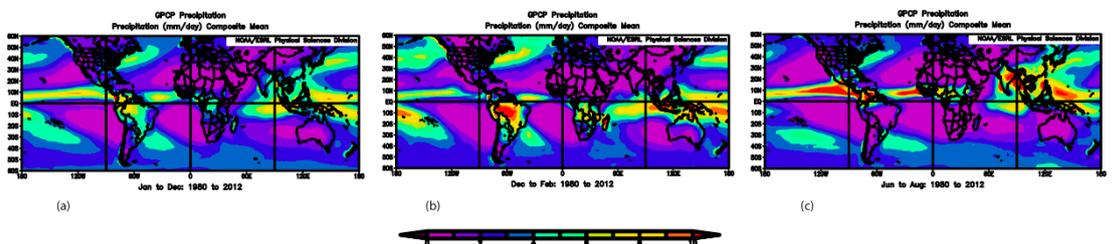


Figura 1.12 Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio central, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

1.4.3. Dominio Antártico (60°S – 90°S)

Antártida es un continente situado en el polo sur y con una extensión de 14.000.000 km² y con un espesor medio de la capa de hielo de 2.500m aunque en algunas zonas centrales en torno a los 80°S se ha registrado un espesor de 4.776m. El clima en la Antártida se caracteriza de forma muy general por vientos intensos sobre todo en el invierno austral debido a la vaguada circumpolar que provocan grandes tormentas y presenta cielos despejados en la zona este del continente debido al anticiclón que se sitúa sobre el continente y cielos cubiertos en la parte oeste debido a la borrasca situada en el continente y las precipitaciones son en forma de nieve. Al ser un continente muy grande hay diferentes zonas climáticas. Como se puede observar en las figuras 1.13, 1.14 y 1.15, la zona central situado sobre los 80°S con una altitud media de 3000m sobre el nivel del mar, está caracterizado por temperaturas en torno a los -55°C en el invierno austral y -35°C en el verano austral. Por lo general el cielo está despejado con vientos suaves y precipitaciones en forma de cristales de hielo, la región de extracción de Vostok se encuentra en esta zona climática. La región de extracción de Byrd está ubicada en la zona occidental de la Antártida próxima a la costa a unos 70°S y con una altitud en torno a los 1.000 – 1.500m, donde las temperaturas están en torno a -35°C en el invierno austral y de -15°C en el verano austral, los vientos son suaves y las precipitaciones son cristales de hielo.

El proyecto Byrd trata sobre la reconstrucción del clima pasado utilizando las variaciones de CO₂ para el estudio de las relaciones entre el clima y el ciclo del carbono (Ahn y Brook, 2008). En este proyecto se consiguieron escalas de tiempo entre los 20.000 y 90.000 años. Mediante el proyecto EPICA DML (Dronning Maud Land) se obtuvo información de clima de los últimos 150.000 años a través del estudio de la concentración de CO₂ (Ruth et al., 2007). Por último en el proyecto realizado en Vostok se consiguió perforar hasta los 3.623m obteniendo información sobre el clima y las condiciones atmosféricas de hasta 440.000 años (Lipenkov, 2006).

Nieto et al. (2010) realizaron un estudio en la Antártida donde identificaron que las fuentes de humedad en la Antártida tienen un origen subtropical.

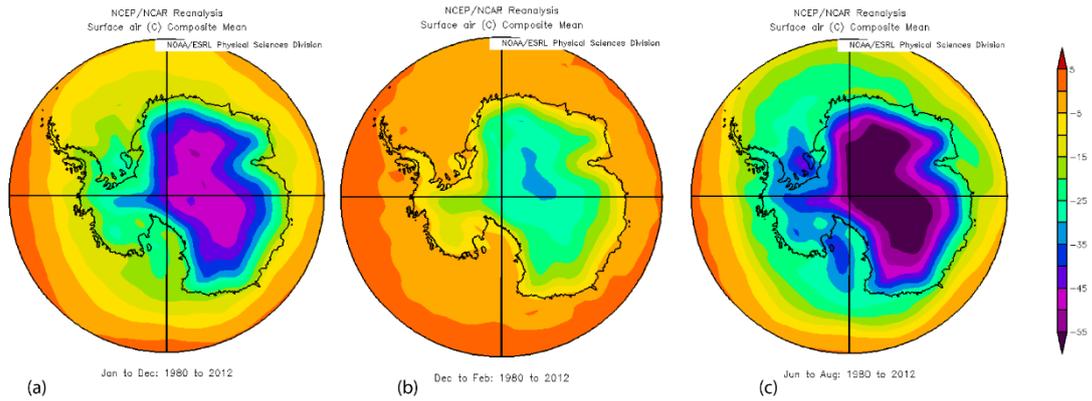


Figura 1.13 Valores de temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para el dominio antártico, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

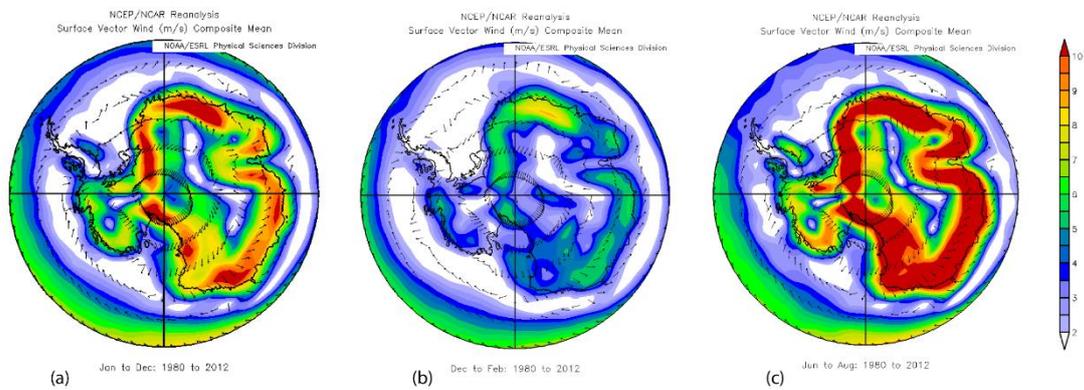


Figura 1.14 Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio antártico, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

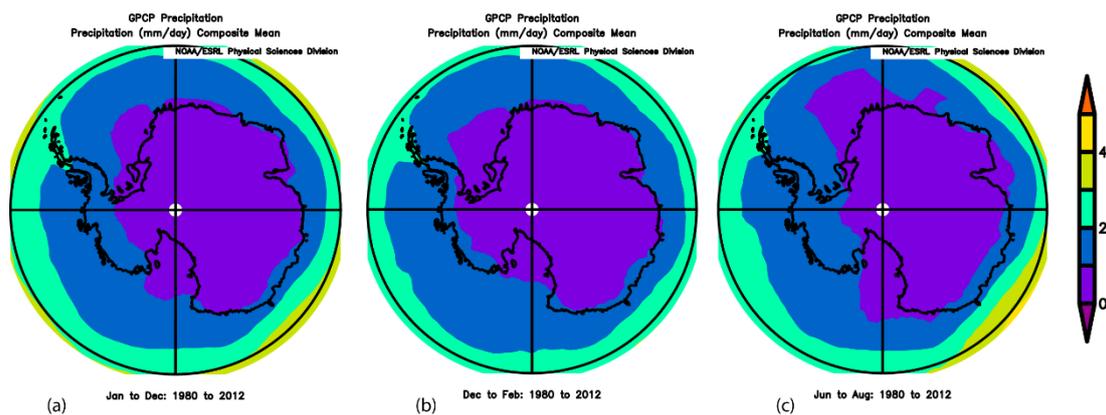


Figura 1.15 Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio antártico, a) anual; b) meses DEF; c) meses JJA. (NOAA).

1.5. Objetivos

La información climática que contienen los testigos de hielo depende de las nevadas que caen a lo largo de los años y de la temperatura que exista en la zona. En las zonas polares los testigos de hielo son muy importantes para conocer el clima del pasado ya que se pueden llegar a grandes profundidades.

El principal objetivo de este estudio es aplicar una metodología lagrangiana para identificar las principales fuentes de humedad (en el periodo 1980-2012) para catorce de las principales zonas de extracción de testigos de hielo a través del cálculo de las retrotrayectorias de las parcelas de aire ubicadas sobre las zonas. El conocimiento de aspectos de la circulación atmosférica general y de la distribución de temperatura y precipitación a lo largo del año en el clima presente, ayuda para un mayor entendimiento de los procesos de transporte de humedad entre las regiones fuentes y receptoras.

Los objetivos específicos son:

- Identificación lagrangiana de las principales fuentes de humedad para las zonas estudiadas para el periodo de estudio. Estos resultados serán analizados conjuntamente con la información euleriana de transporte de humedad obtenida a través del análisis del flujo de humedad integrado verticalmente.
- Estudio de la variación estacional de la contribución de estas fuentes.
- Aplicación de la técnica de los percentiles para identificar las regiones de máximo aporte de humedad para cada una de las zonas investigadas.

A continuación de este apartado, se muestra el método utilizado para el cálculo de las fuentes de humedad así como el cálculo de los percentiles. Después en el capítulo 3 se muestran los resultados obtenidos y por último en el capítulo 4 y 5 se muestran las principales conclusiones y las referencias utilizadas para este trabajo.

2. METODOLOGÍA

En esta parte se describe el método utilizado para la identificación de las principales fuentes en el clima presente para las catorce zonas de extracción de los testigos de hielo situados en varias zonas del mundo.

De forma resumida, la técnica se basa en el método desarrollado por Stohl y James (2004, 2005) que tiene en cuenta los procesos de pérdida y ganancia de humedad que experimenta una parcela de aire a lo largo de su trayectoria, obtenida a través del modelo de dispersión lagrangiana FLEXPART. Los datos FLEXPART que se han usado en este estudio provienen de una simulación global en la que toda la atmósfera se dividió aproximadamente en dos millones de partículas en cada paso en el tiempo a lo largo del periodo de 32 años (Enero 1980 – Diciembre 2012).

Una fuente de humedad se define como aquella región en la que la evaporación supera a la precipitación en el balance hidrológico atmosférico y por lo tanto, se produce un aumento de la humedad en la parcela cuando cruza por ella. En cambio un sumidero de humedad es una región donde la precipitación supera a la evaporación en el balance hidrológico atmosférico, y por lo tanto, las parcelas de aire pierden humedad al pasar por ella. A través del programa de pos-procesamiento EMINUSP alimentado por las salidas de la simulación global del FLEXPART, se identificaron y almacenaron las parcelas de aire ubicadas sobre las regiones de interés en cada paso en el tiempo a lo largo de los 32 años y los cambios de humedad específica a lo largo de sus retro-trayectorias de 10 días. Las regiones donde hay predominancia de las ganancias de humedad por las parcelas seleccionadas a lo largo de su trayectoria hacia el destino son consideradas, por lo tanto, fuentes de humedad.

En las próximas secciones serán discutidos en detalle el modelo de dispersión lagrangiano FLEXPART (2.1) y el método de determinación de las fuentes de humedad (2.2). El último apartado (2.3) introduce la técnica de los cuantiles aplicada para la determinación de las regiones fuentes con máxima contribución.

2.1. Modelo lagrangiano FLEXPART

FLEXPART es un modelo de dispersión lagrangiano desarrollado en el Instituto noruego de investigación del Aire por Andreas Stohl, Sabine Eckhardt, Harald Sodemann y John Burkhart. Inicialmente se usó para simular la dispersión de sustancias peligrosas desde diferentes fuentes puntuales y posteriormente se fue desarrollando para distintas aplicaciones como contaminación procedente de los incendios forestales, transporte de la contaminación mundial a escalas de tiempo climáticas, el intercambio entre la troposfera y la estratosfera y finalmente para el ciclo global del agua y el transporte de humedad (Stohl et al., 2004). El modelo FLEXPART describe el movimiento de cada partícula desde su inicio hasta el final de su trayectoria y se puede utilizar hacia delante en el tiempo (por ejemplo para investigar la dispersión de los trazadores desde sus fuentes) o hacia atrás (por ejemplo para determinar las contribuciones de fuentes potenciales para los receptores indicados). Para más información consultar la página web oficial <http://flexpart.eu>.

La versión 9.0 de FLEXPART usada en este trabajo, está codificada siguiendo el estándar Fortran 90 y permite hacer el seguimiento de hasta dos millones de partículas. Se permite realizar experimentos en el modo global o regional. Las variables más importantes para el cálculo de las fuentes de humedad son la humedad específica y la localización exacta de las partículas (latitud, longitud y altura), posteriormente introducidas en el programa de pos-procesamiento para calcular las variaciones de la humedad específica a lo largo de cada trayectoria.

En este trabajo han sido usadas las salidas de una simulación global del FLEXPART realizada por EPhysLab/UVIGO para el periodo de 32 años (1980-2012). Los datos de entrada para esta simulación, son los campos tridimensionales de la componente horizontal y vertical del viento, la temperatura, la humedad específica, así como otras variables que son la cubierta de las nubes, la topografía, la radiación solar, las componentes del viento horizontal a 10 metros y la temperatura a 2 metros, la temperatura del punto de rocío, la precipitación convectiva y de gran escala, el flujo latente y sensible, gradiente de presión norte-sur y este-oeste y desviación estándar de la topografía y provienen del Reanálisis de Era-Interim desarrollado por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (Dee et al., 2011).

La resolución horizontal homogénea es de 1° y la vertical de 60 niveles cada 6h (00, 06, 12, y 18 UTC). Aproximadamente dos millones de “partículas” de igual masa distribuidas en la atmosfera global fueron monitoreadas a cada paso en el tiempo a lo largo de sus trayectorias 3-D. Cada “partícula” movida por los datos de viento de Era-Interim es considerada como una parcela de aire con movimiento interno despreciable y propiedades termodinámicas uniformes. Además, se asume que ellas no interactúan con las “partículas” vecinas.

Las salidas del FLEXPART guardan para cada partícula las variables de latitud, longitud, altura, altura topográfica, vorticidad potencial, humedad específica, densidad del aire, altura de la capa límite y temperatura.

El modelo a su vez posee una serie de parametrizaciones (física del modelo) con la finalidad de mejorar el modelo y conseguir mejores resultados. Tiene parametrizaciones de la capa límite, del transporte y difusión de las partículas (fluctuaciones de velocidad a mesoscala, de la convección húmeda, de las fluctuaciones del viento).

Para identificar las fuentes de humedad para regiones específicas, es necesario aplicar el programa de pos-procesamiento EMINUSP para identificar las partículas ubicadas sobre los destinos de interés y monitorear sus retro-trayectorias. Con este programa se limita la región de estudio por una serie de coordenadas utilizando para la simulación una caja o un polígono.

2.2. Método de determinación de las fuentes de humedad

El transporte de vapor de agua en la atmósfera se representa por el flujo de humedad integrado en la vertical y se puede expresar:

$$\theta = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \vec{v} dp \quad (1)$$

Donde g es la aceleración debido a la gravedad, p es la presión, p_s es la presión en la superficie, q es la humedad específica y \vec{v} es el viento. Usando la conservación de masas, el balance de agua en una columna atmosférica en un referencial euleriano, ignorando la presencia de agua sólida y líquida, se puede calcular de la siguiente manera:

$$E - P = \frac{\partial \omega}{\partial t} + \vec{V} \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \vec{v} dp \quad (2)$$

Donde $(E - P)$ es el balance neto de la evaporación menos la precipitación, $\omega = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q dp$ es el agua precipitable y t es el tiempo (Trenberth et al., 1998).

La ecuación (2) establece que la tasa temporal de cambio del agua precipitable y la divergencia del transporte de vapor de agua integrado en la vertical ($\overline{\nabla \cdot \theta}$) debe equilibrar el balance de ($E - P$) en la superficie.

La ecuación (2) está centrado en una columna atmosférica determinado, por lo tanto representa un enfoque euleriano de transporte de humedad. Para encontrar la similitud lagrangiana, la ecuación de movimiento viene determinada por:

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{v}[\vec{x}(t)] \quad (3)$$

Donde $x(t)$ es la posición de la partícula en el tiempo t y en las coordenadas (x, y, z) y $\vec{v}[\vec{x}(t)]$ es la velocidad del viento interpolada en el tiempo y en el espacio desde la rejilla de análisis hasta $x(t)$.

Fijando una posición inicial $x(x_0, y_0, z_0, t = 0)$ de la partícula e integrando la ecuación anterior se puede conocer la posición de la partícula en cada instante:

$$\vec{x} = \vec{x}(x_0, y_0, z_0, 0) + \int_0^t \vec{v} dt \quad (4)$$

De esta manera, con el campo de velocidad se construyen las trayectorias de cualquier elemento de la atmósfera.

El modelo lagrangiano de determinación de las fuentes de humedad propuesto por Stohl y James computa el incremento (e) y el decrecimiento (p) en la humedad analizando los cambios en la humedad específica (q) a lo largo de la trayectoria limitada a 10 días (tiempo medio de residencia del vapor de agua en la atmósfera según Numaguti et al., 1999) con la fórmula:

$$e - p = m \frac{dq}{dt} \quad (5)$$

Donde m es la masa de cada partícula. Estos cambios se realizan en todas las partículas seleccionadas previamente y los resultados obtenidos se integran en la columna atmosférica sobre un área dada (A):

$$E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^K (e - p)}{A} \quad (6)$$

Donde K es el número de partículas que se encuentran sobre A . Por lo tanto, una región es considerada fuente de humedad cuando el balance hidrológico atmosférico es favorable a la evaporación de la superficie ($E - P > 0$) y sumidero cuando el balance favorece a la precipitación ($E - P < 0$).

La robustez del método de Stohl y James está demostrado en una serie de trabajos previos como por ejemplo los que evaluaron la contribución de las principales fuentes oceánicas de la humedad (Gimeno et al., 2010; 2013), los que hicieron análisis regionales como por ejemplo la identificación de las fuentes de humedad para las zonas de extracción de testigos de hielo de la Antártida (Nieto et al., 2010), la cuenca amazónica (Drumond et al., 2014).

En términos numéricos, la determinación de las fuentes de humedad ha consistido en utilizar el programa de pos-procesamiento EMINUSP, desarrollado por EPhysLab. Este programa aplica el método de Stohl y James, y usa como datos de entrada las salidas de la simulación global con FLEXPART, además de las coordenadas de la región de estudio. Básicamente, el programa consiste en identificar todas las parcelas de aire ubicadas en una región de interés, calcular los cambios de humedad específica a cada 6 horas a lo largo de los 10 días de las retro-trayectorias de cada partícula seleccionada y almacenar los cambios de humedad presentados por todas las partículas en cada posición de sus retro-trayectorias en una malla horizontal regular de 1° (manteniendo la misma resolución de los datos de ERA-Interim usados para integrar FLEXPART). Para cada punto de la malla, al sumar los cambios de humedad presentados por todas las partículas que cruzarán ese punto en un instante dado t , obtenemos $E - P$ (la resolución de la ecuación (6)).

Como se explicó anteriormente, el objetivo es identificar las fuentes de humedad de catorce zonas de extracción de testigos de hielo. Como los sitios de extracción son definidos por una posición específica, es necesario definir un área alrededor de cada punto para garantizar que haya partículas de aire ubicadas sobre esta región. Excepto para EPICA DML (región definida como un rectángulo), se han definido alrededor de cada uno de los trece puntos restantes un polígono de ocho lados (octógono) donde el radio del octógono es de 100 km. Aunque, dos millones de partículas distribuidas por el globo han sido monitoreadas a cada paso en el tiempo por FLEXPART, su distribución no es homogénea espacialmente en los ficheros de salida pues depende del transporte por el viento. O sea, aunque el tamaño de las zonas sea similar, el número de partículas seleccionadas sobre cada una de ellas a cada paso en el tiempo por EMINUSP puede variar debido a la influencia de la circulación atmosférica y de la altitud de la zona de estudio (regiones más altas poseen menos aire entre la superficie y la tropopausa y pueden presentar menos partículas monitoreadas). En la tabla 2.1 se observa el número medio de partículas identificadas sobre las zonas de estudio cada día. Al añadir las coordenadas de los polígonos o las cajas y las fechas de inicio y fin del periodo de estudio, se consigue información de las fuentes de humedad en las regiones de interés.

Como el propósito es identificar las principales fuentes de humedad para el clima presente de cada una de las zonas de interés, las figuras de $(E - P)^{1-10}$ integradas a lo largo de los diez días de retro-trayectorias han sido preparadas usando el programa Interface Data Language (IDL). Son presentados los campos anuales y estacionales (DEF y JJA).

Las figuras representadas a continuación muestran solamente donde $(E - P)^{1-10} > 0$, es decir donde las partículas de aire localizadas dentro de la columna ganan humedad y son consideradas como regiones potenciales de fuente de humedad.

Tabla 2.1. Número de partículas por día en cada zona de estudio

Dominio	Num.	Nombre	Núm. de partículas por día
Dominio Ártico (90°N – 60°N)	1	GISP2	219
	2	NEEM	185
	3	NGRIP	184
	4	MONTE LOGAN	230
	5	BONA-CHURCHILL	217
	6	WINDY DOME	789
Dominio Central (60°N – 60°S)	7	HUASCARÁN	73
	8	SAJAMA	66
	9	GRENZGLETSCHER	148
	10	EVEREST	72
	11	KILIMANJARO	78
Dominio Antártico (60°S – 90°S)	12	BYRD	449
	13	EPICA DML	1214
	14	VOSTOK	790

2.3. Cuantiles

Los cuantiles son los valores de la distribución que dividen esta en partes iguales, es decir, en intervalos que comprenden el mismo número de valores. Pueden ser aplicados en estudios de eventos extremos de temperatura, de precipitación, etc. Los cuantiles más conocidos son:

- Los cuartiles se denotan con Q_i y son valores que dividen los datos en cuatro partes, cada una de las cuales contiene el 25% de los elementos de la muestra. El segundo cuartil Q_2 coincide con la mediana (valor que se encuentra en la mitad de los datos).
- Los deciles se denotan con D_i y son los valores de la muestra que dividen la muestra en 10 partes iguales donde cada una engloba el 10% de los datos. La quinta parte D_5 coincide con la mediana.
- Los percentiles se denotan por P_i y son los valores que dividen la muestra en 100 partes iguales, donde cada una engloba el 1% de los datos y por lo tanto el valor P_{50} coincide con la mediana.

Para calcular los cuantiles primero se ordenan los datos de una muestra de menor a mayor, después se coloca un número de orden para cada valor de tal manera que $i=1$, $i=2$ y así sucesivamente hasta $i=N$. A continuación para cada valor se determina el orden cuantílico con la siguiente fórmula:

$$P_i = \frac{i}{(N + 1)} \quad (7)$$

donde N es el número de elementos de la muestra.

Por último, para calcular el cuantil $Q(P)$ para un orden cuantílico P_i :

- Si P coincide con algún P_i ya obtenido, entonces se utiliza la fórmula:

$$Q(P) = Q(P_i) = y_i \quad (8)$$

- Si P no coincide con algún P_i , entonces hay un índice i tal que $P_i < P < P_{i+1}$, donde $Q(P)$ será obtenido por interpolación:

$$Q(P) = y_i + \left\{ \frac{[P - P_i]}{[(P_{i+1}) - P_i]} \right\} * [(y_{i+1}) - y_i] \quad (9)$$

Para ilustrar la distribución de las contribuciones de las regiones fuentes de humedad (o sea, de los valores positivos de $(E - P)$) obtenidas para cada una de las catorce zonas estudiadas, sea en la escala anual y estacional, en este estudio se han determinado los percentiles correspondientes al 5%, al 25%, al 50%, al 75% y al 95% (tabla 4.1 y Anexo II). El percentil del 95% será usado para identificar las regiones del máximo aporte de humedad para cada una de las zonas estudiadas, información que se muestra en la figura 4.1.

3. RESULTADOS

Para identificar las fuentes de humedad para cada zona de estudio, las figuras representadas a continuación muestran solamente los valores positivos de los campos de $(E - P)$ integrados a lo largo de los 10 días de las retro-trayectorias, es decir $(E - P)^{1-10} > 0$.

Para este estudio se han descrito las fuentes de humedad anuales y las estaciones de verano e invierno de los respectivos hemisferios. Las estaciones de primavera y otoño como son de transición no se incluyen en este trabajo, pero los mapas si se incluyen en el Anexo I. La discusión de las zonas se agrupa según el dominio al que pertenecen (división definida en 1.4).

La figura 3.1 muestra el flujo de humedad integrado en la vertical y su divergencia para los meses DEF y JJA. Utilizando el análisis euleriano propuesto en la ecuación (1), la figura muestra las regiones fuente de humedad en colores cálidos. Los colores cálidos son máximos de divergencia del flujo de humedad, es decir, son regiones evaporativas, mientras que los colores fríos corresponden máximos de convergencia, regiones precipitantes. Las principales fuentes de humedad coinciden con el cinturón de las altas subtropicales que en invierno son más intensas que en verano. En la zona monzón asiático, varía estacionalmente pasando de ser una región evaporativa (divergencia del flujo de humedad) en invierno a una región precipitante (convergencia del flujo) en el verano, ya que en el invierno es una zona de altas presiones, mientras que en verano la alta asiática pasa a ser baja.

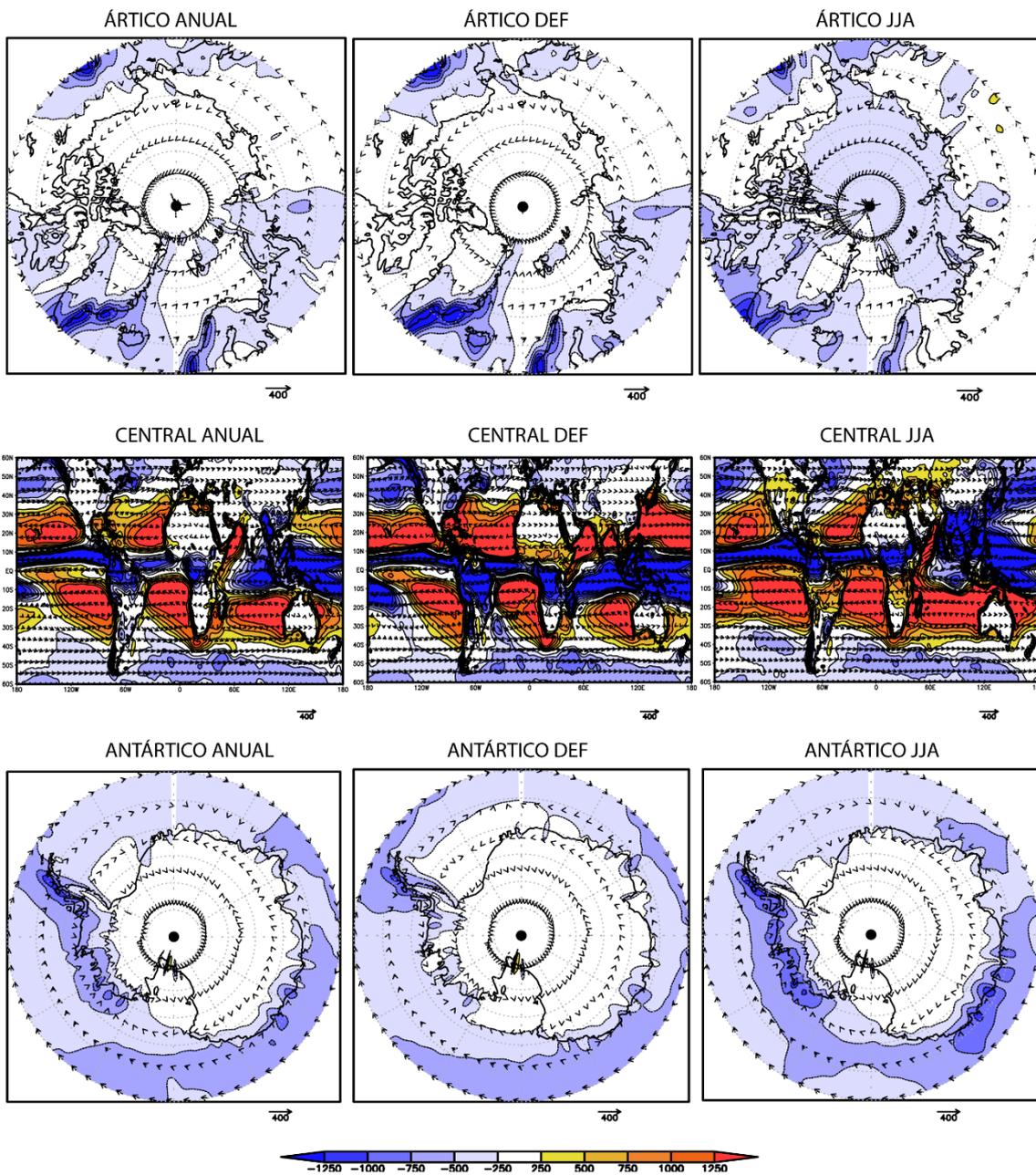


Figura 3.1. Flujos de humedad integrados en la vertical (vector; kg/m/s) y su divergencia (colores, mm/año). (Datos de Era-Interim).

3.1. Dominio Ártico (90°N – 60°N)

Para facilitar la identificación de las fuentes de humedad y de los posibles patrones de circulación atmosférica asociados, la discusión de las zonas ubicadas en el Dominio Ártico son agrupadas según su localización.

Las fuentes de humedad identificadas para las tres zonas de extracción de testigos de hielo ubicadas en Groenlandia (GISP-2, NEEM y NGRIP) son presentadas en la figura 3.2. La principal fuente de humedad se encuentra entre los 30° y los 50°N en el océano Atlántico. Es probable que esta fuente esté asociada a la Alta de las Azores (figura 1.11), región identificada en la figura 3.1 como una fuente de humedad. La humedad que se produce en esas zonas puede que sea transportada hacia Groenlandia siguiendo el giro anticiclónico y después por las trayectorias de tormentas como se observa en la figura 3.1.

Cuando se comparan los datos estacionales del invierno (DEF) y verano (JJA) boreal se observan diferencias estacionales asociados a cambios en la circulación atmosférica. En las tres zonas (GISP-2, NEEM y NGRIP) en los meses DEF (figuras 3.2.d; e; f), las mayores contribuciones de humedad provienen del océano Atlántico Norte subtropical y del Golfo de México debido a la intensificación de la alta de las Azores y de la fuente de humedad asociada (figura 3.1) que se sitúa en la zona central del Atlántico norte en invierno boreal. En cambio, en los meses JJA para las tres zonas (figuras 3.2.g; h; i), las contribuciones proceden del Atlántico Norte subtropical y la zona continental de América del Norte entre los 30° y los 50°N debido al debilitamiento de las altas subtropicales y de las zonas evaporativas de la figura 3.1.

Los resultados de un trabajo previo realizado por Sodemann et al. (2008) donde estudiaron como la variabilidad de NAO influía en las fuentes de humedad que llegan a Groenlandia, muestran resultados bastantes similares donde la principal fuente de humedad para Groenlandia procede de océano Atlántico y los mares nórdicos.

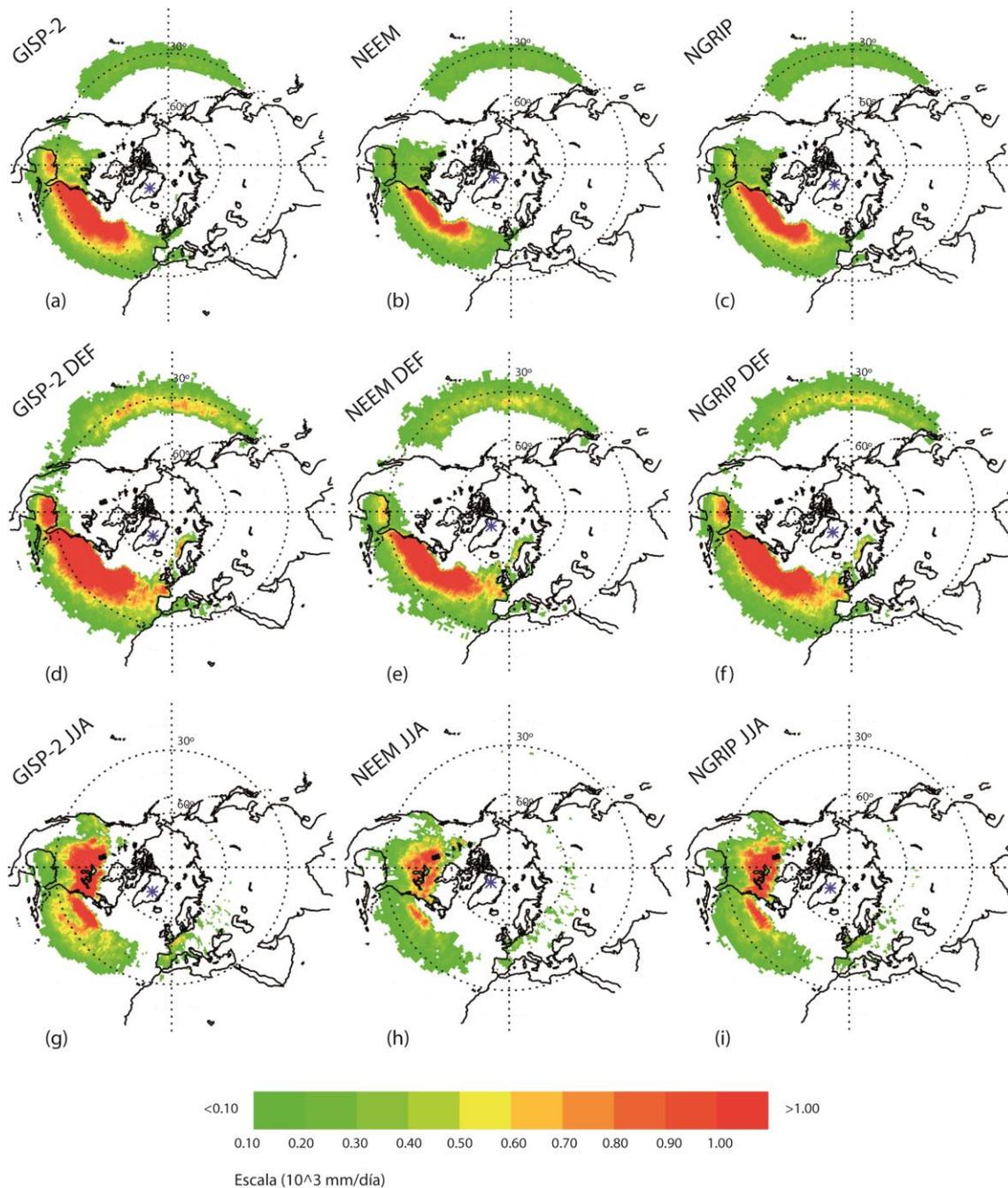


Figura 3.2 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Groenlandia. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad anual para las zonas GISP-2, NEEM y NGRIP respectivamente; las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero para las tres zonas y las figuras (g), (h) e (i) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto para las tres zonas.

En Windy Dome (figura 3.3) en el promedio anual, las contribuciones de humedad provienen principalmente del océano Atlántico norte subtropical, además del Mediterráneo, de los mares Negro y Caspio y del Pacífico Norte entre los 30° y los 50°N (el cinturón de las altas subtropicales), casi todas coincidiendo con las zonas evaporativas identificadas en la figura 3.1. Al comparar las estaciones de verano e

invierno boreal en la misma zona se observa que en DEF (figura 3.3.b), las contribuciones de humedad provienen del Golfo de México, del océano Atlántico norte subtropical principalmente y del Pacífico norte subtropical en menor medida y de los mares Mediterráneo, Negro, Caspio, Norte y de Noruega asociado al alta de las Azores coincidiendo con la zona evaporativa identificada en la figura 3.1. En cambio, para los meses JJA (figura 3.3.c) las contribuciones vienen principalmente del norte de Eurasia (coincidiendo con la estación seca figura 1.12) y norte de Canadá y Estados Unidos. La contribución oceánica se reduce para el océano Atlántico norte subtropical, asociado al debilitamiento de las zonas de evaporación asociadas al alta (figura 3.1).

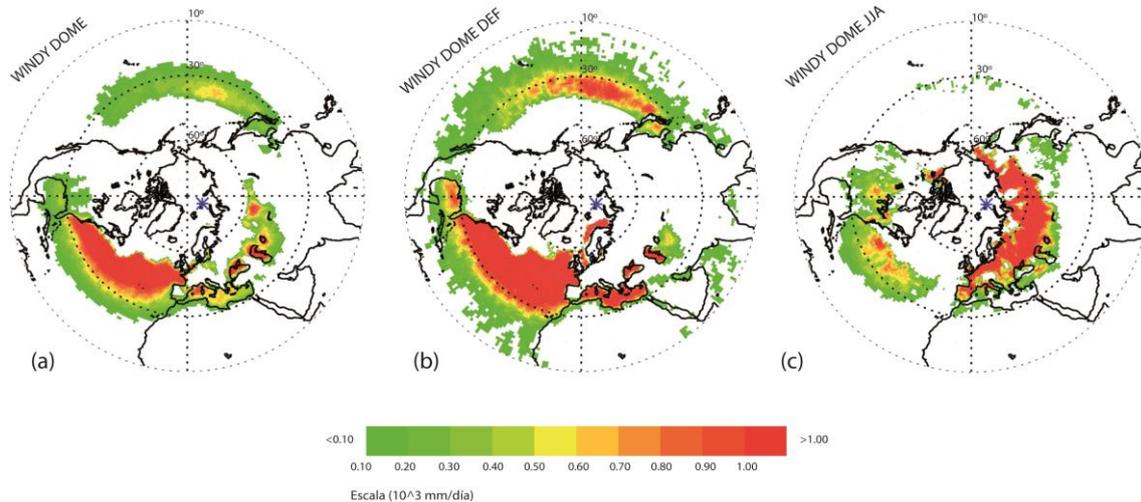


Figura 3.3 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Windy Dome. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad anual para la zona Windy Dome; la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero y la figura (c) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto.

Por último, para las zonas que se encuentran en Alaska (una zona en el monte Logan y otra entre el monte Bona y el monte Churchill) se observa que para las dos zonas (figura 3.4), las fuentes de humedad son muy similares debido a la proximidad geográfica y porque están influenciadas por los mismos patrones de circulación atmosférica. Las contribuciones anuales provienen principalmente del océano Pacífico norte subtropical entre las latitudes 30° y 40° N, probablemente asociada a la zona de evaporación del alta subtropical del Pacífico norte (figura 3.1).

Cuando se compara las fuentes de humedad entre las estaciones de invierno y verano boreal se puede observar que tanto en el monte Logan como en el monte Bona – Churchill, las contribuciones de humedad en los meses de DEF (figura 3.4.c; d), provienen del océano Pacífico que coincide con la alta del pacífico norte subtropical (figura 3.1). En cambio, para los meses JJA (figura 3.4.e; f), la contribución del océano Pacífico se debilita y se desplaza hacia el norte, probablemente debido a que la alta del Pacífico se sitúa en latitudes superiores. Además, el noroeste de Canadá aporta igualmente humedad principalmente para Logan durante los meses JJA.

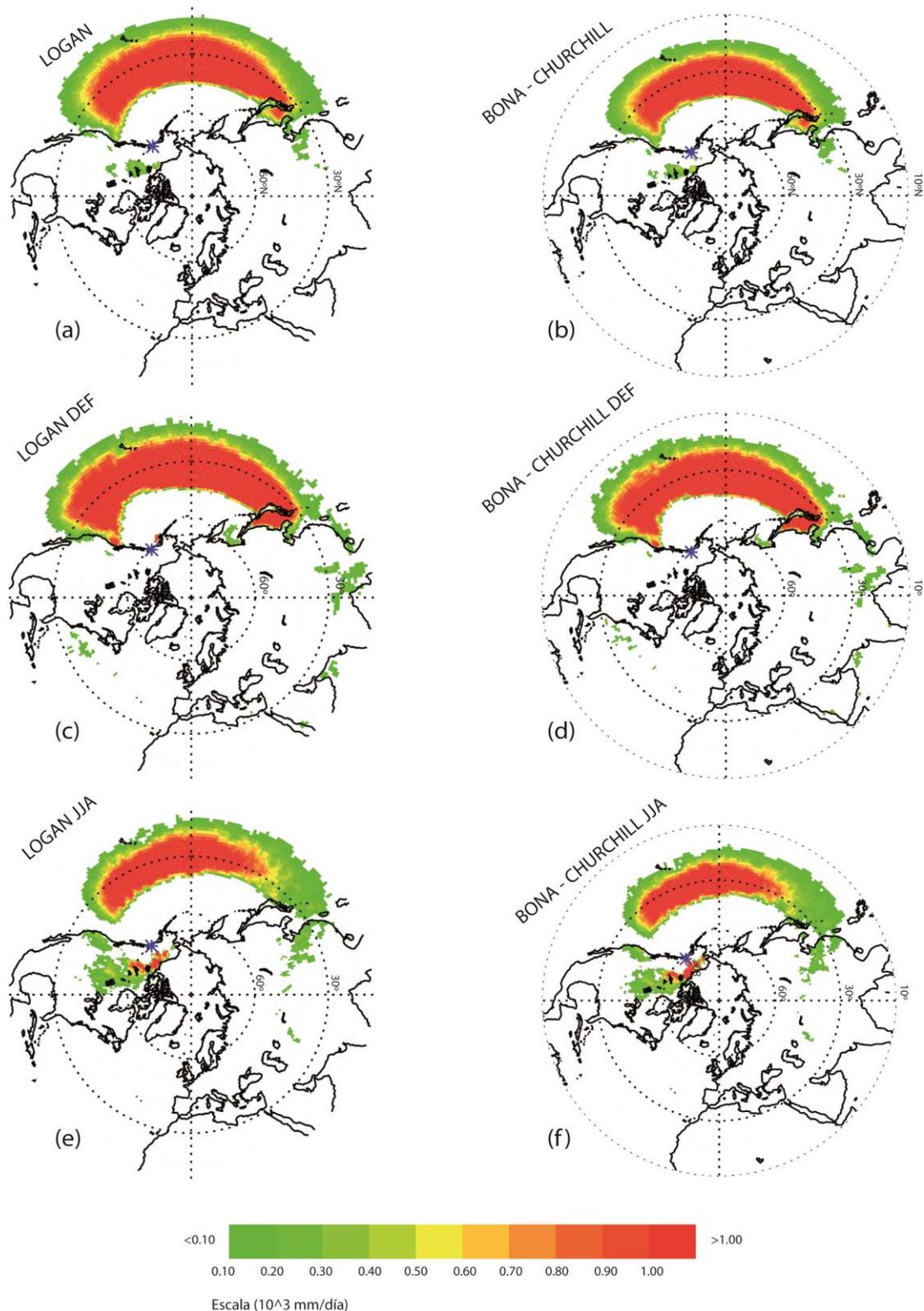


Figura 3.4 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Alaska. Las figuras (a) y (b) corresponde a las fuentes de humedad anual para las zonas Logan y Bona-Churchill respectivamente; las figuras (c) y (d) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero para las dos zonas y las figuras (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto para las dos zonas.

3.2. Dominio Central (60°N – 60°S)

En el dominio central se han identificado las fuentes de humedad de zonas de extracción de testigos de hielo ubicados en distintas regiones: Andes, Alpes, Everest y Kilimanjaro.

En la América del Sur Andina, se escogieron el Monte Huascarán en Perú y Sajama en Bolivia. En los campos anuales de $(E - P)$, la mayor contribución de humedad para el monte Huascarán (figura 3.5.a), proviene de la costa Pacífica sudamericana y en menor medida del océano Atlántico tropical. Sin embargo, para el monte Sajama (figura 3.5.b), la humedad proviene de la costa Pacífica sudamericana con mayor intensidad al sur de la zona. La fuente de humedad junto a la costa se puede deber probablemente al giro del alta del Pacífico subtropical, que en esta región viene acompañada de vientos del sur y del afloramiento costero con escasas precipitaciones siendo una zona más evaporativa (figura 3.1). La proximidad de Huascarán a la cuenca Amazónica, que tiene el Atlántico tropical como principal fuente remota de humedad a través del transporte de los alisios (Drumond et al., 2014) podría explicar la importancia del Atlántico para esta zona de extracción.

Al observar los cambios estacionales en la contribución del Pacífico para Huascarán y Sajama, se observa que en DEF (3.5.c; d), la contribución de humedad se expande por toda la costa Pacífica sudamericana, mientras que en los meses JJA (figura 3.5.e; f), se debilita y se desplaza hacia el norte. Tales cambios pueden explicarse a través de la migración estacional del Alta subtropical del Pacífico Sur, que durante el invierno austral se desplaza hacia el norte (figura 1.11), presentando menor impacto sobre las zonas de estudio. La contribución del Atlántico Norte durante DEF para las dos zonas se explica por la intensificación de los alisios del noreste asociada a la intensificación del alta de las Azores, importante mecanismo de transporte de humedad para la fase activa del monzón sudamericano (Drumond et al., 2008; 2014). En JJA, con la fase inactiva del monzón sudamericano, el alta de las Azores se debilita y la del Atlántico Sur se intensifica y se desplaza hacia el norte, prevaleciendo así el transporte de humedad del Atlántico Sur para las dos zonas, especialmente para Huascarán.

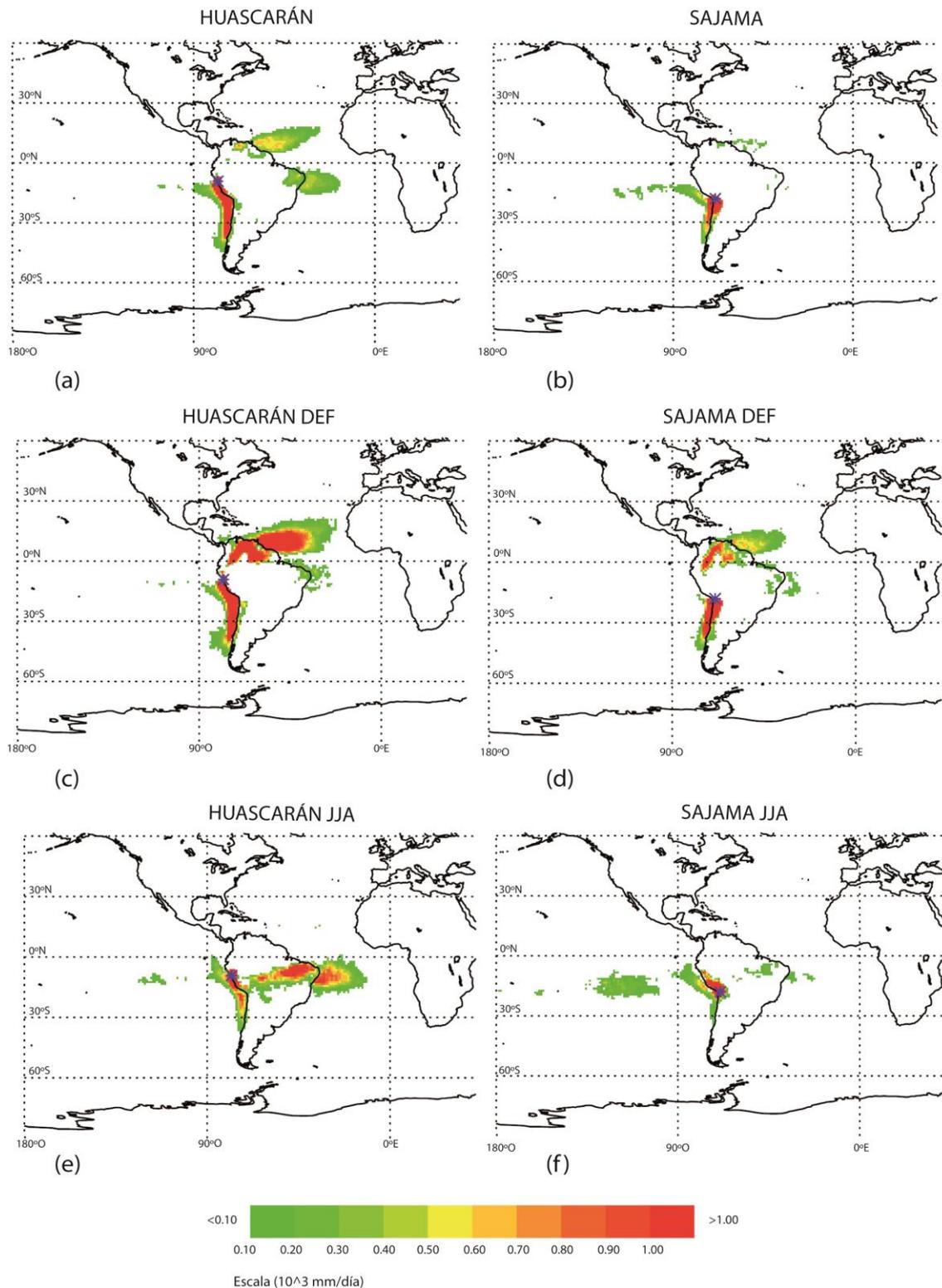


Figura 3.5 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para dos zonas en los Andes. Las figuras (a) y (b) corresponden a las fuentes de humedad anual para Huascarán y Sajama; las figuras (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero para las dos zonas y las figuras (c) y (d) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto para las dos zonas.

En los Alpes, se escogió la zona Grenzgletscher (figura 3.6) donde las contribuciones de humedad provienen del mar Mediterráneo principalmente y del océano Atlántico norte subtropical y del Golfo de México en menor medida. El transporte de humedad desde el Atlántico es posible a través del alta de las Azores. Al comparar los mapas estacionales se observa que en los meses DEF (figura 3.6.b), las contribuciones de humedad provienen del océano Atlántico norte subtropical y del mar Mediterráneo mientras que en los meses JJA (figura 3.6.c), las contribuciones del océano Atlántico Norte subtropical se reducen y las fuentes provienen de Europa principalmente y del debilitamiento de la contribución del Atlántico durante JJA puede asociarse al debilitamiento del alta de las Azores durante el verano (figura 3.1). Las contribuciones en esta estación del año se deben más a procesos de lluvia locales y no a remotos y como esta es la estación seca (figura 1.11) de la parte de Europa, esta pasa a actuar como una fuente de humedad.

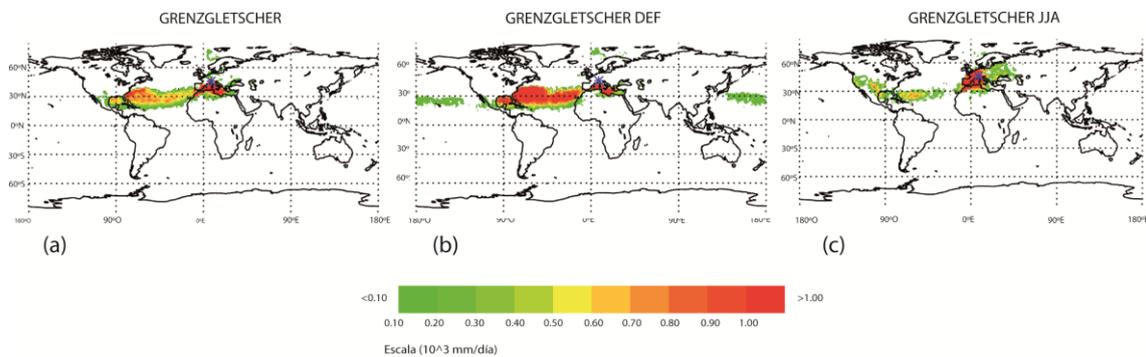


Figura 3.6 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para una zona de los Alpes. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad anual para Grenzgletscher; la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero; la figura (c) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto.

En el Kilimanjaro, situado en África, las mayores contribuciones vienen del océano Índico sur subtropical y del mar de Arabia (figura 3.7) asociado a la evaporación y transporte desde el alta subtropical del Índico Sur y a la circulación asociada al sistema del monzón asiático (figura 3.1). Cuando se compara las estaciones se puede observar como en DEF (figura 3.7.b) que es la fase inactiva del monzón asiático, las contribuciones provienen del mar de Arabia debido a la alta asiática. En cambio, en los meses JJA (figura 3.7.c), se observa la fase activa del monzón y la intensificación del alta del Índico Sur que favorece el transporte de humedad desde el hemisferio sur.

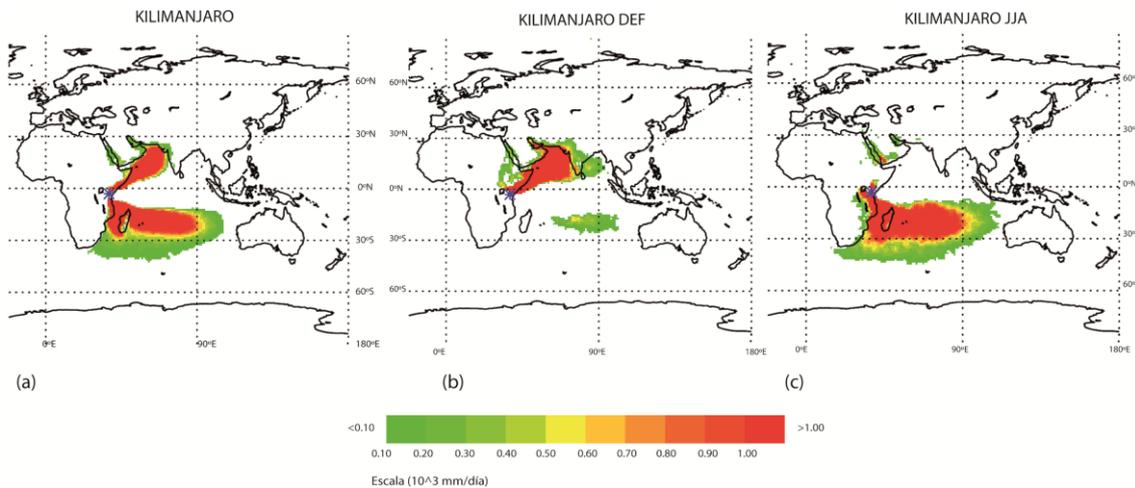


Figura 3.7 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para el Kilimanjaro. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad anual; la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero; la figura (c) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto.

Por último, en el monte Everest las mayores contribuciones de humedad provienen del mar de Arabia, Índico y del sur de Asia coincidiendo con el monzón asiático (figura 3.8). Al observar los mapas por estaciones se puede ver que en los meses DEF (figura 3.8.b), que es la fase inactiva del monzón, las fuentes de humedad son débiles y locales ya que predomina la divergencia del flujo de humedad sobre la zona (figura 3.1). En cambio en los meses de JJA (figura 3.8.c), las contribuciones de humedad provienen del océano Índico, del mar de Arabia y de las zonas continentales del sur de la India debido al monzón asiático intensificado.

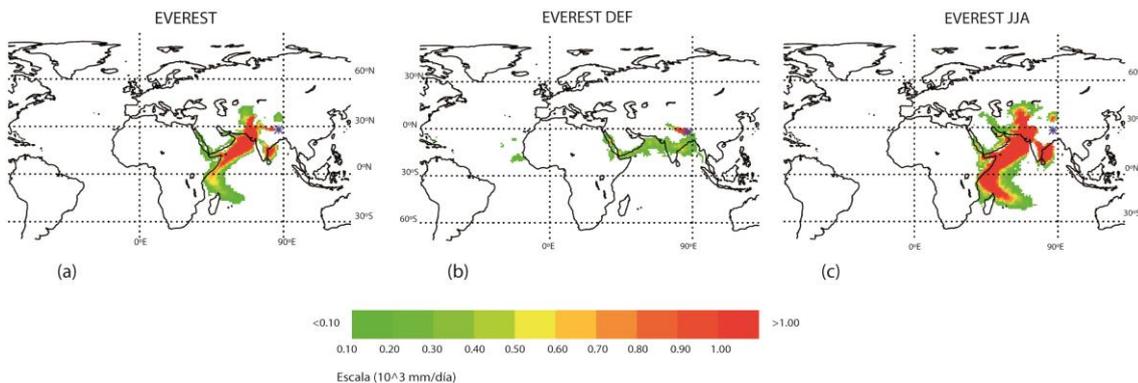


Figura 3.8 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para el Everest. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad anual; la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero; la figura (c) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto.

3.3. Dominio Antártico (60°S – 90°S)

La figura 3.9 muestra las principales fuentes de humedad para las tres zonas de estudio del dominio antártico y se puede observar que la principal fuente de humedad en esta región se encuentra entre los 30° y los 50°S que coincide con el cinturón de altas presiones y que la humedad evaporada ahí es transportada para las respectivas zonas a través de los vientos del oeste asociados a las trayectorias de las tormentas (figura 3.1). En Byrd (figura 3.9.a) las regiones de mayor contribución se encuentran en el sur de Oceanía y en el Pacífico sur subtropical. Estas zonas son regiones evaporativas asociadas al dominio del alta subtropical del Pacífico Sur (figura 3.1). En EPICA DML (figura 3.9.b) se puede observar que la humedad procede principalmente del océano Atlántico sur subtropical y del sur de África y en menor medida del sureste del Pacífico Sur. Son regiones ubicadas al sur del dominio de las altas subtropicales de Atlántico y Pacífico sur, importantes fuentes oceánicas caracterizadas por máxima divergencia del flujo de humedad integrado en la vertical (figura 3.1). La humedad procedente de estas regiones sería transportada a través de los vientos del oeste predominantes en las trayectorias de las tormentas. Por último en Vostok (figura 3.9.c) la mayoría de la humedad procede del océano Índico subtropical, incluyendo el sur de África y Australia. Es similar a EPICA DML donde la fuente se encuentra al sur del dominio del alta subtropical del Índico sur, otra importante fuente oceánica de humedad (figura 3.1) y el transporte para Vostok se realizaría por medio de los vientos del oeste de las trayectorias de las tormentas. Se puede observar que en las tres regiones donde existe la mayor contribución es en el dominio de las altas subtropicales cuyo transporte se efectúa para la Antártida a través de vientos del oeste situados sobre los 60°S.

Los resultados son similares a un trabajo previo realizado por Nieto et al. (2010) donde la principal fuente de humedad para Byrd, EPICA DML y Vostok en el periodo 2000-2005, se encuentra entre los 30° y los 50°S y donde la mayor contribución se centra en torno a los 40°S.

Si se comparan los datos estacionales correspondientes al verano austral (DEF) y al invierno austral (JJA) se pueden observar grandes diferencias que corresponden con la circulación general atmosférica. En Byrd en los meses DEF (figura 3.9.d), las contribuciones de humedad provienen del océano Pacífico sur subtropical y del sur de Oceanía y para los meses JJA (figura 3.9.g), las fuentes de humedad vienen de los océanos Pacífico sur subtropical y Atlántico sur subtropical. En EPICA DML las fuentes en los meses DEF (figura 3.9.e), provienen de los océanos Atlántico sur subtropical principalmente y en menor medida de Pacífico e Índico sur subtropical y para los meses JJA (figura 3.9.h), proceden de los océanos Índico, Pacífico y Atlántico sur subtropical y del sur de Oceanía. Por último, en Vostok, en los meses DEF (figura 3.9.f), las contribuciones de humedad provienen del océano Índico subtropical y para los meses JJA (figura 3.9.i), las regiones fuente de humedad se expanden por los dominios subtropicales de los océanos Atlántico sur e Índico sur.

Estas diferencias entre el verano y el invierno austral para las tres zonas, podría explicarse a través de la variabilidad estacional de la circulación atmosférica: en DEF, las altas subtropicales del Atlántico Sur e Índico están deshabilitadas (figura 1.11) y hay menor divergencia del flujo de humedad asociado (figura 3.1). Con la intensificación de las altas subtropicales en JJA, el giro de los vientos superficiales también se intensifica (figura 1.11) junto con la divergencia del flujo de humedad (figura 3.1) intensificando las regiones fuente subtropicales.

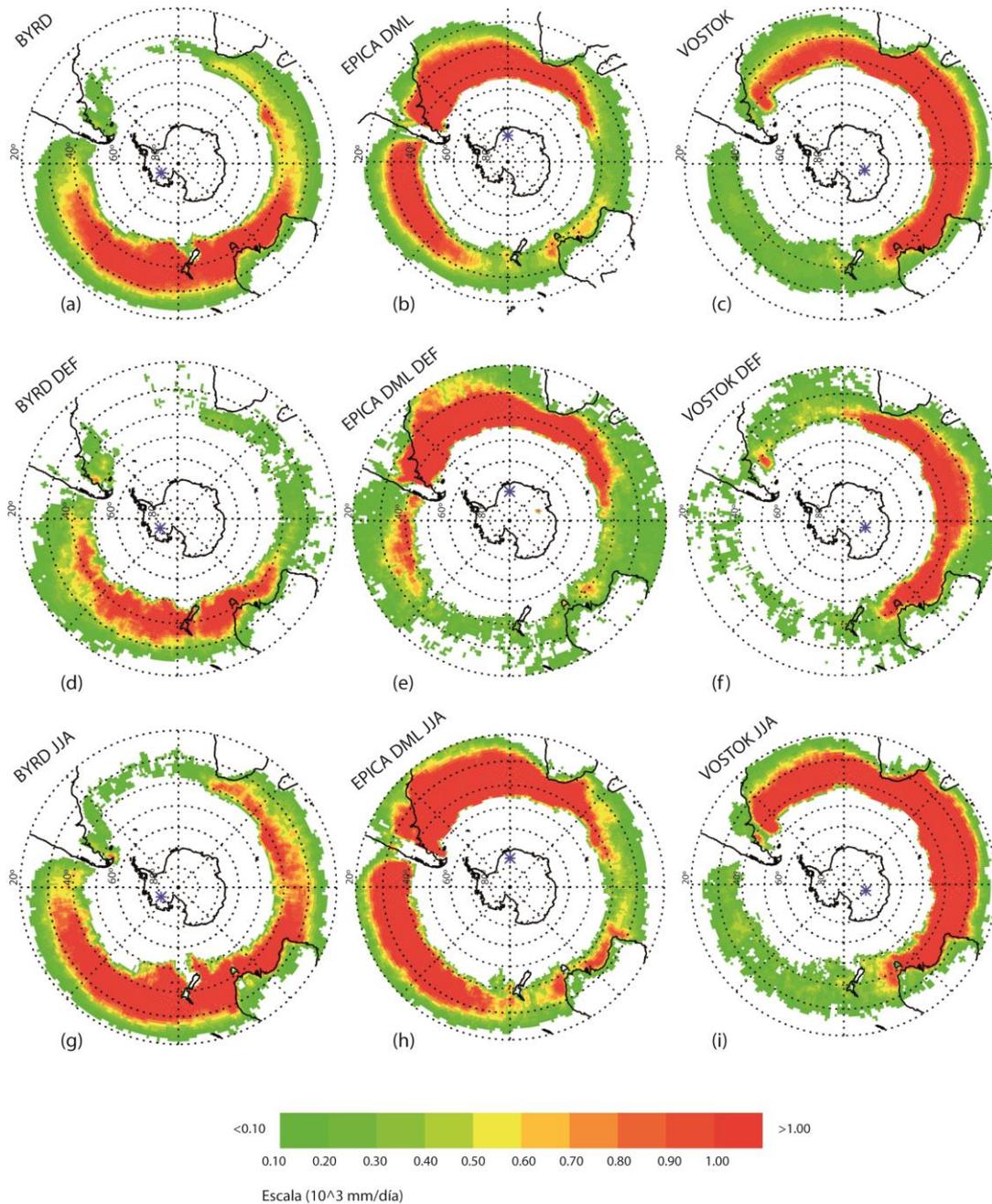


Figura 3.9 Mapas anuales y estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para la Antártida. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad anual para las zonas Byrd, EPICA DML y Vostok respectivamente; las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional para los meses Diciembre, Enero y Febrero para las tres zonas y las figuras (g), (h) e (i) corresponde a las fuentes de humedad estacional para los meses de Junio, Julio y Agosto para las tres zonas.

4. CONCLUSIONES

Para este trabajo se ha utilizado el método lagrangiano propuesto por Stohl y James (2004) y datos de Era-Interim para detectar las principales fuentes de humedad en el clima presente (1980-2012) para catorce de las zonas de extracción de testigos de hielo más investigadas en el planeta. Las zonas se han repartido en tres dominios (Ártico, Central y Antártico) y se han analizado conjuntamente con los resultados eulerianos del transporte de humedad (a través de la divergencia del flujo de humedad integrado en la vertical).

La figura 4.1 es un resumen de las principales fuentes de humedad anual y para las estaciones DEF y JJA, que llegan a las catorce zonas de interés. Para su elaboración se ha utilizado la técnica de los percentiles, considerando el valor de percentil 95% de la distribución de las contribuciones positivas de $(E - P)$ obtenido a través de los campos anuales. Estos valores aparecen en la tabla 4.1, donde también se incluyen los percentiles de 5%, 50% y 75%. Las figuras resumen de las principales fuentes de humedad de las estaciones MAM Y SON se incluyen en el Anexo I y los percentiles obtenidos para los campos estacionales se muestran en la tabla del Anexo II.

Al observar la Tabla 4.1 se puede ver como el dominio antártico tiene valores más altos de humedad que otras zonas. Esto podría ser explicado debido al mayor número de partículas que pasan por las zonas de interés, aumentando así los valores de $(E - P)$ integrados. Sin embargo, las fuentes de humedad del dominio antártico, coinciden con las intensas zonas evaporativas asociadas a las altas subtropicales australes, lo que puede favorecer los altos valores positivos de $(E - P)$ en las fuentes.

Tabla 4.1. Datos ($\times 10^3$ mm/día) de los percentiles de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) anuales para el periodo 1980-2012.

ANUALES		0,05	0,25	mediana	0,75	0,95
Ártico (90°N-60°N)	GISP-2	0,0003	0,0026	0,0078	0,0234	0,4322
	NEEM	0,0003	0,0024	0,0070	0,0205	0,2592
	NGRIP	0,0003	0,0023	0,0066	0,0202	0,3140
	Windy Dome	0,0007	0,0066	0,0203	0,0611	0,7065
	Logan	0,0003	0,0026	0,0075	0,0201	0,8860
	Bona-Churchill	0,0003	0,0025	0,0073	0,0203	0,8297
Centro (60°N-60°S)	Huascarán	0,0001	0,0006	0,0023	0,0069	0,0906
	Sajama	0,0001	0,0005	0,0019	0,0057	0,0438
	Kilimanjaro	0,0001	0,0009	0,0032	0,0103	0,5912
	Grenzgletscher	0,0002	0,0019	0,0056	0,0167	0,4630
	Everest	0,0001	0,0006	0,0021	0,0063	0,1606
Antártico (60°S-90°S)	Byrd	0,0006	0,0061	0,0202	0,0924	1,0317
	EPICA DML	0,0016	0,0138	0,0425	0,1899	1,7307
	Vostok	0,0009	0,0090	0,0291	0,1169	1,4008

Los resultados que se obtuvieron se pueden observar en la figura resumen (figura 4.1) y que muestran que:

Dominio Ártico:

Las principales fuentes de humedad anuales del dominio Ártico (90°N – 60°N) provienen de la región situada en torno a los 30 – 40°N y sobre el océano Pacífico para las zonas de estudio situadas en la parte occidental de América (Logan (color amarillo) y Bona-Churchill (color verde)) y el océano Atlántico para las zonas de estudio GISP-2 (color azul), NEEM (color marrón) y NGRIP (color morado) situadas en Groenlandia y Windy Dome (color naranja). Estas zonas coinciden con el cinturón de las altas situadas en torno a los 30°N.

Para las estaciones de invierno (DEF) y verano boreal (JJA) las principales fuentes de humedad para las zonas de estudio situadas en la parte occidental de América en los meses DEF, provienen del océano Pacífico, para Groenlandia y Windy Dome, las fuentes de humedad provienen del Pacífico y del Atlántico debido a la intensificación de las altas. En cambio, en los meses JJA, las altas se debilitan y para las zonas situadas en Groenlandia, las fuentes de humedad provienen del Atlántico y de América del Norte y para Windy Dome, provienen de Eurasia.

Dominio Central:

Para las zonas Huascarán (color azul) y Sajama (color rojo) situadas en América del Sur, las fuentes de humedad anuales provienen de los dos hemisferios, del Atlántico y del Pacífico debido al cinturón de las altas que se encuentran en torno a los 30°. Para Grenzgletscher (color verde), las fuentes de humedad provienen del Mediterráneo y del Atlántico debido al alta de las Azores. Las fuentes de humedad que

llegan al Kilimanjaro (color naranja) y al Everest (color gris) provienen del mar de Arabia.

Cuando se compara por estaciones, en los meses DEF, para las zonas de América del Sur, las fuentes de humedad provienen del Atlántico y del Pacífico de ambos hemisferios y para los meses JJA, el cinturón de las altas del hemisferio norte se debilitan y las del hemisferio sur se intensifican, por lo que las fuentes de humedad provienen del Atlántico y del Pacífico del hemisferio sur. Para Grenzglatscher, en los meses DEF, las fuentes provienen del Atlántico, en cambio en JJA, se debilita el alta de las Azores y sólo proviene de Europa y parte Oeste del Atlántico. Para el Everest, en DEF, las fuentes provienen del mar de Arabia, en cambio en JJA, las fuentes vienen de del mar de Arabia y del Índico debido al monzón. Por último, para el Kilimanjaro, la humedad en DEF viene del mar de Arabia y para JJA, provienen del Índico sur por la intensificación de las altas subtropicales.

Para las zonas Huascarán, Sajama, Kilimanjaro, y Everest, las fuentes de humedad provienen de los dos hemisferios por la situación en la que se encuentran.

Dominio Antártico:

Las fuentes de humedad anual del dominio Antártico provienen principalmente de la región de los 30 – 40°S debido al alta del Pacífico subtropical. Para Byrd (color azul cielo) las fuentes de humedad vienen del Atlántico y del sur de África, para EPICA DML (color morado), las fuentes provienen del Índico, sur de África y sur de Oceanía. Por último, para Vostok (color azul) provienen del océano Pacífico y sur de Oceanía.

Al comprar la fuente de humedad por estaciones, en DEF, debido al debilitamiento del cinturón de altas, para Byrd provienen del Atlántico y sur de África, para EPICA DML, vienen del Índico, sur de África y sur de Oceanía y para Vostok del Pacífico. Para JJA, el cinturón de altas se intensifica y las fuentes de humedad provienen de las mismas zonas pero más intensificadas.

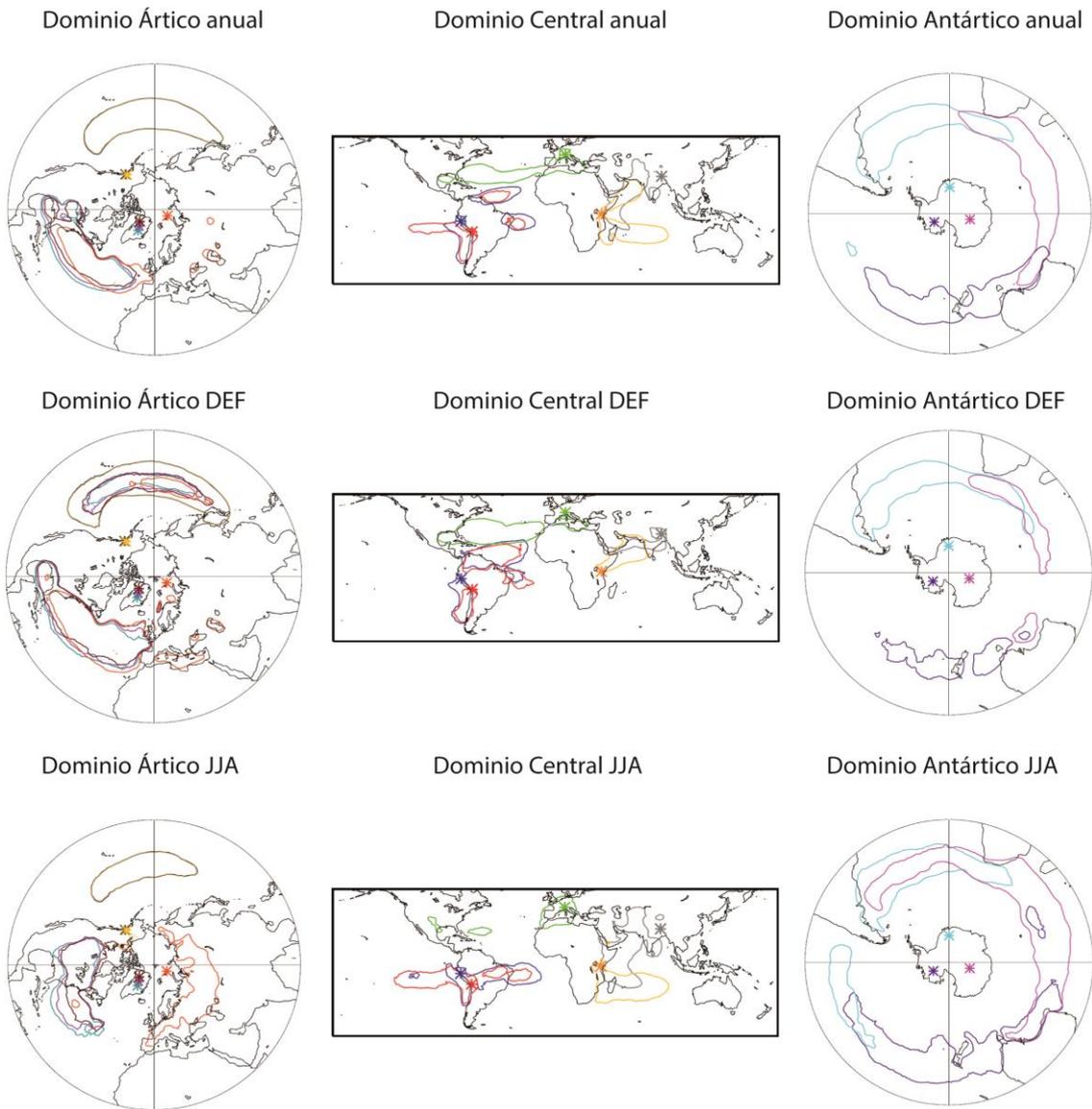


Figura 4.1 Fuentes de humedad para los tres dominios (Ártico, Central y Antártico) anuales y para los meses DEF y JJA. Están representados los valores de percentil del 95% de la distribución de los valores positivos de $(E - P)$ calculados para cada zona en la escala anual. En cada figura, los asteriscos representan la ubicación de las zonas de extracción y las líneas de contorno el percentil de 95% cada cual con un color distinto.

4.1. Trabajos futuros

En este trabajo se ha estudiado el origen de las fuentes de humedad de algunas de las principales zonas de testigo de hielo para el clima presente pero en un futuro se podrían realizar otros trabajos:

- Estudiar los cambios de las fuentes de humedad debido a las posibles variaciones de la circulación atmosférica en el clima pasado.
- Realizar estudios de cómo podría cambiar la circulación y las fuentes de humedad debido al cambio climático.

Para eso sería necesario ejecutar FLEXPART con datos de una simulación del clima pasado o del clima futuro.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Ahn, J. and Brook, E. (2008). Atmospheric CO₂ and climate on millennial time scales during the Last Glacial Period. *Science* 322 5898), pp 83-85, doi: 10.1126/science, 1160832.
- Bradley, R. S. (2014). *Paleoclimatology: Reconstruction Climate of the Quaternary*. Tercera Edición. Ed. Elsevier, ISBN: 978-0-12-386913-5, China.
- Brook, E.J., Wolff, E., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Steig, E.J., on behalf of the IPICS steering committee (2006). The future if ice coring: International partnerships in ice core sciences (IPICS). *Pages News* 14 (1), 6-10, ISSN 1563-0803.
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D. and Eagleson, P. (1993). Estimation of continental precipitation recycling, *J. Climate*, 6, 1077 - 1089.
- Dahl-Jensen, D. (2006). NGRIP ice core reveals detailed climatic history 123 kyrs back in time. *Pages News*, 14 (1), 15-16, ISSN 1563-0803.
- Dee, D., et al. (2011), The ERA Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L. and Gimeno, L. (2014). The role of Amazon Basin moisture on the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis, en publicación en *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R.M. and Stohl, A. (2010). On the origin of continental precipitation. *Geophys. Res. Lett*, 37, 1-7, 2010a.
- Gimeno, L., Nieto, R., Drumond, A., Castillo, R. and Trigo, R.M. (2013). Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation. *Geophys. Res. Lett*, doi: 10.1002/grl.50338, 2013.
- Gettelman, A., A. R. Douglas, and J. R. Holton, (2000). Simulations of water vapor in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res*, 105, 9003 - 9023.
- Gundestrup, N. S., Johnsen, S. J., Hansen, S. B. and Shoji, H. (2002). Sticking deep ice core drills: Why and how to recover. *Mem. Naajtl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 56, 181-195, 2002.
- Hou, S., Chappellaz, D. Raynaud, Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Bousquet, P. and Hauglustaine, D. (2013). A new Himalayan testigo de hielo CH₄ record: possible hints at the preindustrial latitudinal gradient. *Clim. Past*, 9, 2549-2554, 2013. Doi: 10.5194/cp-9-2549-2013.
- Lipenkov, V. on behalf of the Vostok project members (2006). Vostok ice core project. *Pages News* 14, (1), 29-31, ISSN 1563-0803.

- Nieto, R., Durán-Quesada, A.M., and Gimeno, L. (2010). Major sources of moisture for Antarctic ice-core sites identified through a Lagrangian approach. *Clim. Res.* VOL. 40: 45-49, 2010, doi: 10.3354/cr00842.
- Numaguti, A. (1999). Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res: Atmospheres* (1984{2012), 104, 1957-1972.
- Peixoto JP, Oort AH (1992) *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York.
- Rasmussen, S.O., Abbott, P.M., Blunier, T., Bourne, A.J., Brook, E., Buchardt, S.L., Buizert, C., Chappellaz, J., Clausen, H.B., Cook, E., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Guillevic, M., Kipfstuhl, S., Laepple, T., Seierstad, I.K., Severinghaus, J.P., Steffensen, J.P., Stowasser, C., Svensson, A., Vallenga, P., Vinther, B.M., Wilhelms, F. and Winstrup, M. (2013). A first chronology for the North Greenland Eemian Ice Drilling (NEEM) ice core. *Clim. Past*, 2713-2730 doi: 10.5194/cp-9-2713-2013.
- Ruth, U., Barnola, J.M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrechts, P., Kaufmann, P., Kipfstuhl, S., Lambrecht, A., Morganti, A., Oerter, H., Parrenin, F., Rybak, O., Severi, M., Udisti, R., Wilhelms, F. and Wolff, E. (2007). "EDML1": a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150000 years. *Clim. Past*, 3, 475-484, 2007.
- Schwander, J. (2006). Dating ice cores. *Pages News* 14 (1), 21-22, ISSN 1563-0803.
- Sodemann, H., Schwierz, C. and Wernli, H. (2008). Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *J. Geophysical Res: Atmospheres* (1984-2012). VOL 113, issue D12, 27, doi: 10.1029/2007JD009416.
- Sodemann, H. and Zubler, E., (2009). Seasonal and inter-annual variability of moisture sources for Alpine precipitation during 1995-2002. *Int. J. Climatol.* 30, 947-961, doi: 10.1002/joc.1932.
- Stohl, Andreas (2004). A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part I: Method Description, Validation and Demonstration for the August 2002 Flooding in Central Europe. *J. Hydrometeorol* 5:656-678.
- Stohl A and James P (2005) A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. II. Moisture transports between Earth's ocean basins and river catchments. *J Hydrometeorol* 6:961-984.
- Schwikowski, M. (2006) Paleoenvironmental reconstruction from Alpine ice cores. *Pages News* 14 (1), 16-18, ISSN 1563-0803.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E. and Henderson, K.A. (2000). Ice core paleoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of quaternary science* 15(4) 377-394, ISSN 0267-8179.

- Thompson, Lonnie G., Mosley-Thompson, Ellen, Davis, Mary E., Henderson Keith A., Brecher, Henry H., Zagorodnov, Victor S., Mashiotta, Tracy A., Lin, Ping-Nan, Mikhalevko, Vladimir N., Hardy, Douglas R. and Beer, Jürg (2002). Kilimanjaro Ice core Records: Evidence of Holocene climate change in Tropical Africa. *Science* Vol 298 n° 5593 pp, 589-593, DOI: 10.1126/science 1073198.
- Trenberth, K. E. (1998). Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change, *Climatic change*, 39, 667-694.
- Vimeux, F. and Ginot, P., (2006). South American Andes: A unique area for ice core-based tropical paleoclimate reconstruction. *Pages News* 14 (1), ISSN 1563-0803.
- Worden, J., Tropospheric Emission Spectrometer observations of the tropospheric HDO/H₂O ratio: Estimation approach and characterization, *J. Geophys. Res.*, 111, 2006.

ANEXO I. FIGURAS ESTACIONALES PARA LOS MESES MAM Y SON

1. Valores de temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
2. Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
3. Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
4. Valores de temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para el dominio central a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
5. Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio central, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
6. Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio central, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
7. Valores de temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para el dominio antártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
8. Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio antártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
9. Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio antártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).
10. Flujos de humedad integrados en la vertical (vector; kg/m/s) y su divergencia (colores, mm/año) para MAM (izquierda) y SON (derecha). (Datos de Era-Interim).
11. Figuras resultados Dominio Ártico:
 - a. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Groenlandia. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional (MAM) para las zonas GISP-2, NEEM y NGRIP respectivamente y las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las tres zonas.
 - b. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Windy Dome. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).
 - c. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Alaska. Las figuras (a) y (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) para las zonas Logan y Bona-Churchill respectivamente; las figuras (c) y (d) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las dos zonas.
12. Figuras resultados Dominio Central:
 - a. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para dos zonas en los Andes. Las figuras (a) y (b) corresponden a las fuentes de humedad estacional (MAM) para Huascarán y Sajama y las figuras (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las dos zonas.

- b. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para una zona de los Alpes. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) para Grenzletscher y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).
 - c. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para el Kilimanjaro. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).
 - d. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para el Everest. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).
13. Figuras resultados Dominio Antártico:
- a. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para la Antártida. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional (MAM) para las zonas Byrd, EPICA DML y Vostok respectivamente y las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las tres zonas y las figuras.
14. Fuentes de humedad para los tres dominios (Ártico, Central y Antártico) para los meses MAM y SON. Están representados los valores de percentil del 95% de la distribución de los valores positivos de $(E - P)$ calculados para cada zona en la escala anual. En cada figura, los asteriscos representan la ubicación de las zonas de extracción y las líneas de contorno el percentil de 95% cada cual con un color distinto.

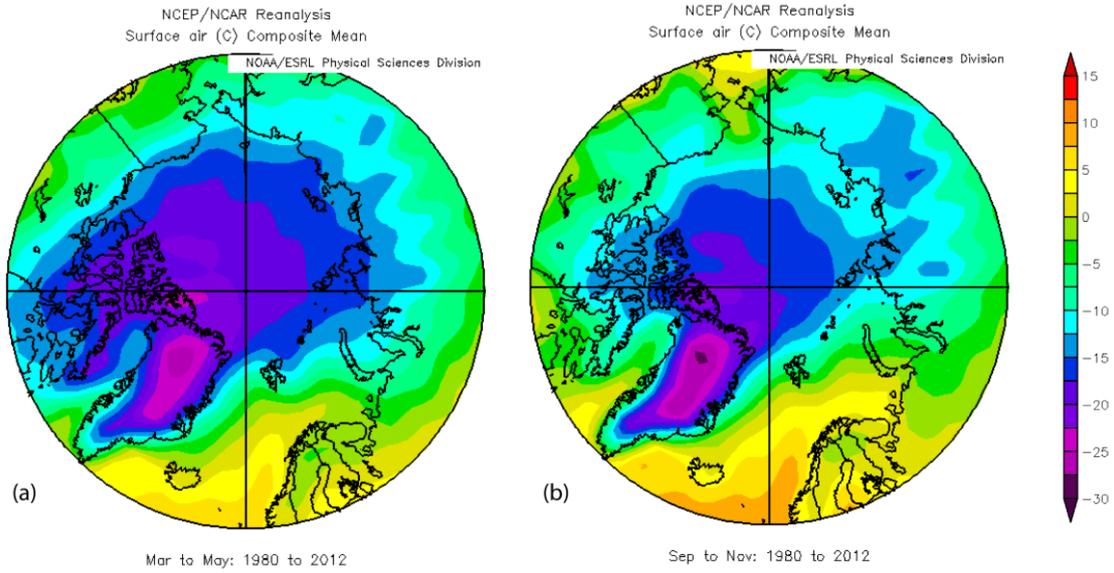


Figura 1 Valores de temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

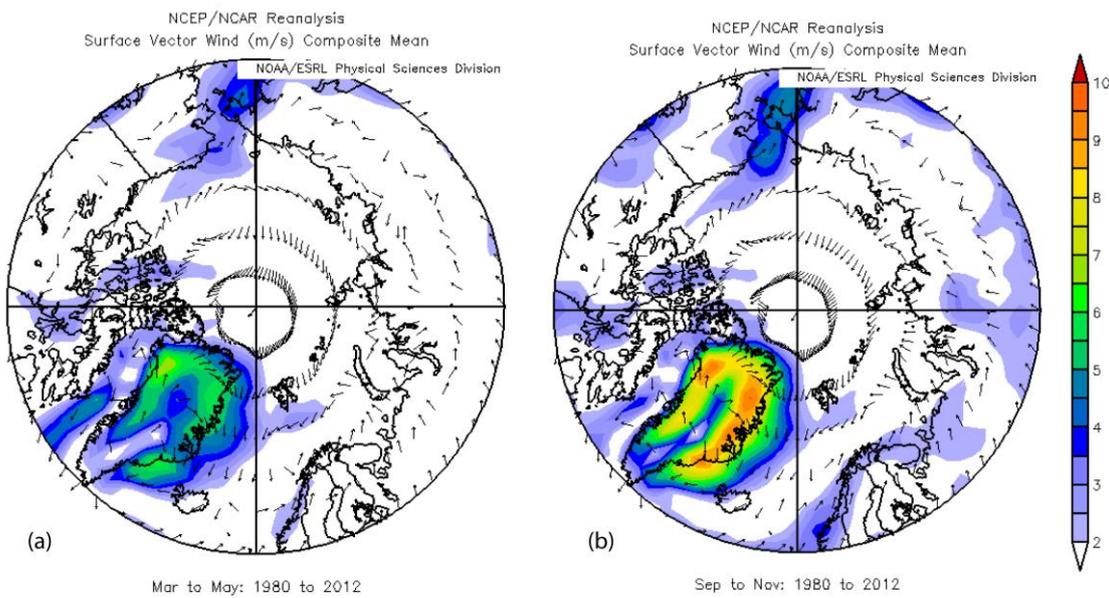


Figura 2 Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

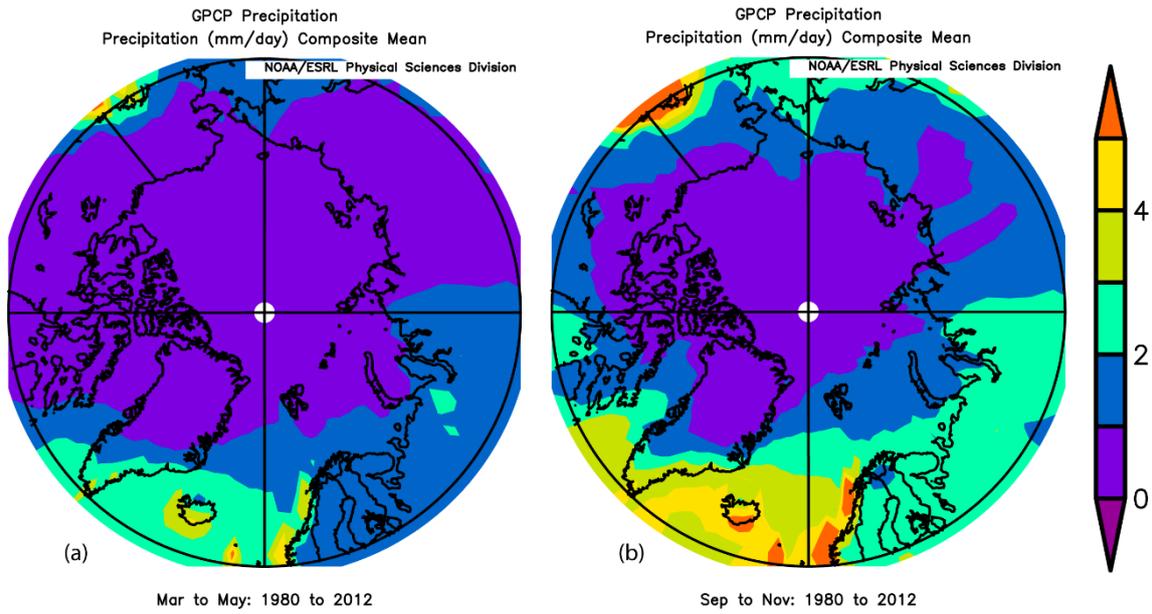


Figura 3 Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

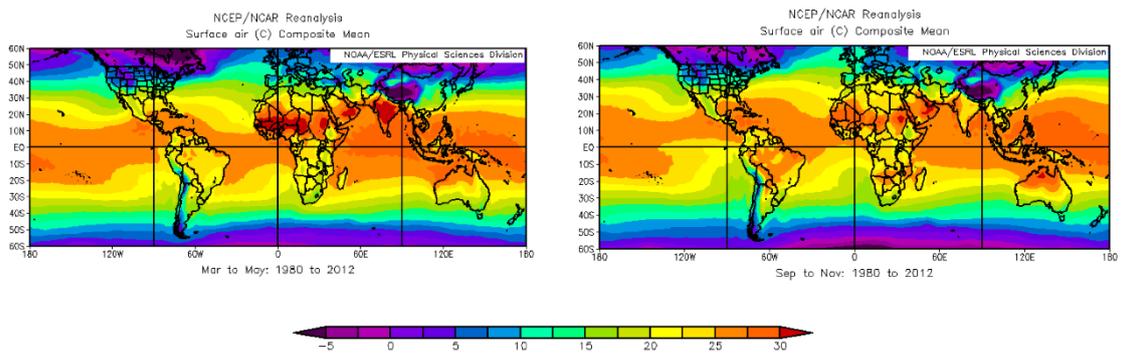


Figura 4 Valores de temperatura en superficie (°C) para el dominio central a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

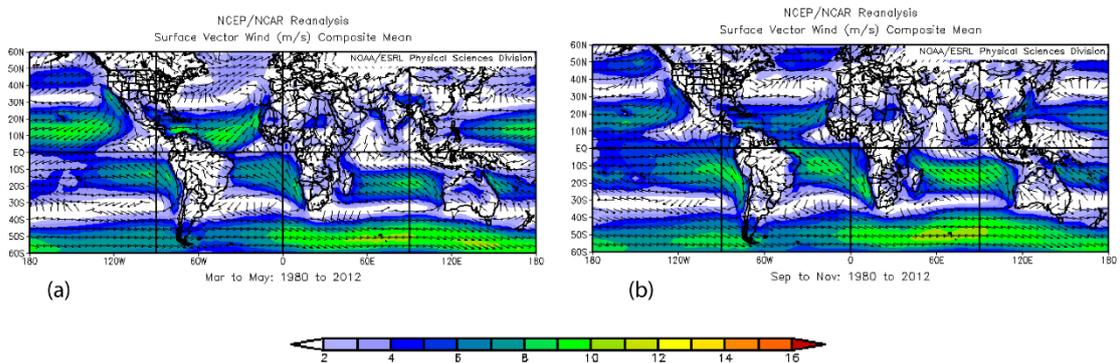


Figura 5 Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio central, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

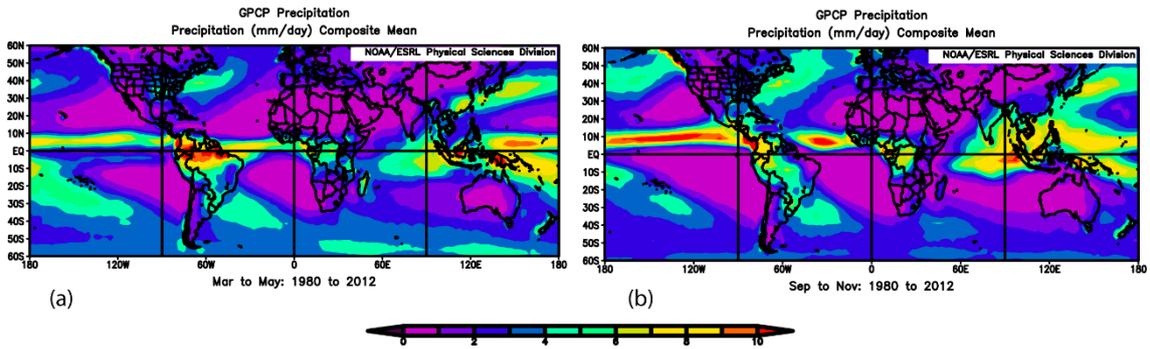


Figura 6 Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio central, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

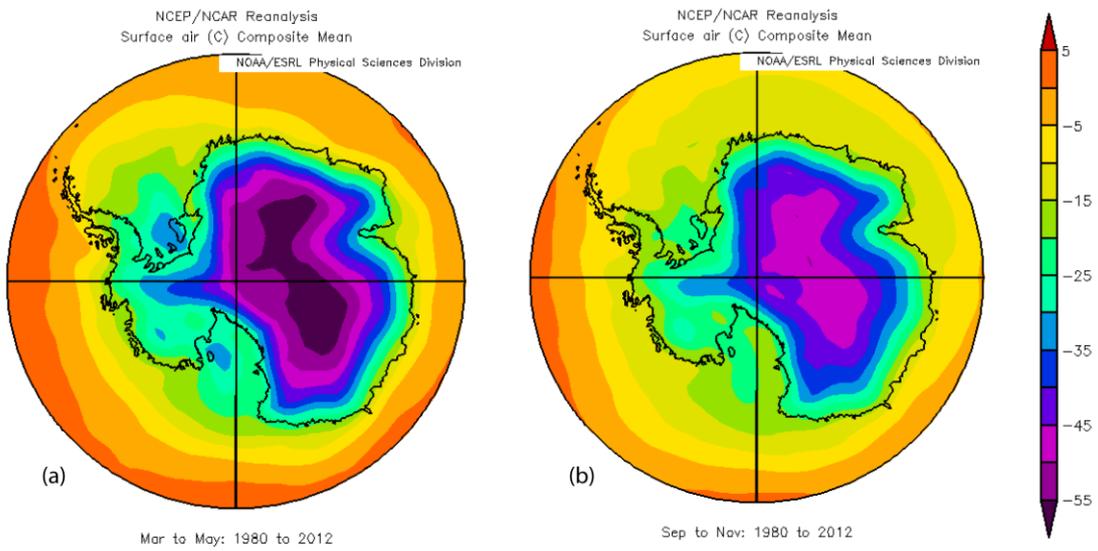


Figura 7 Valores de temperatura en superficie (°C) para el dominio antártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

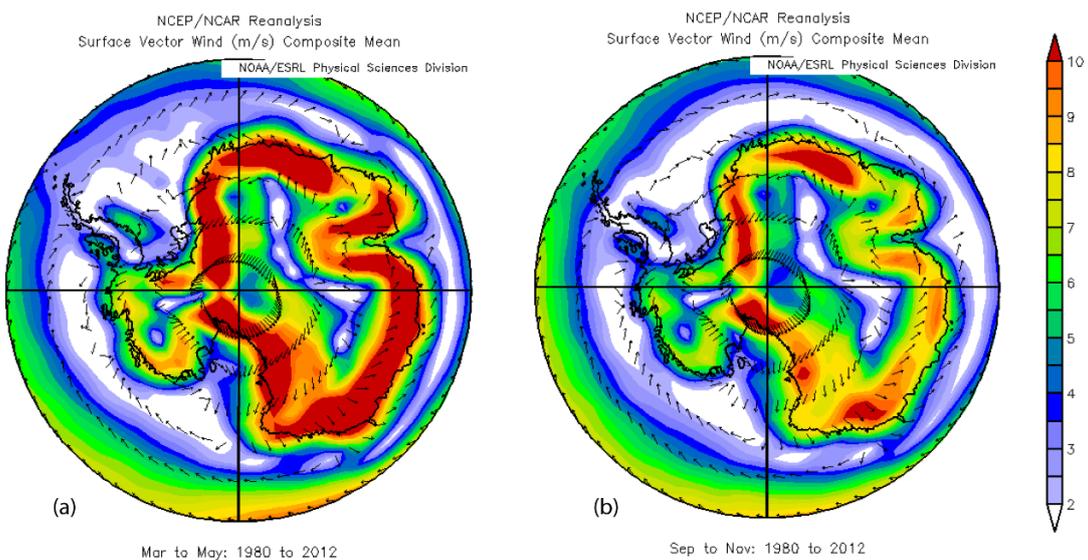


Figura 8 Valores de vector viento en superficie y su intensidad (m/s) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

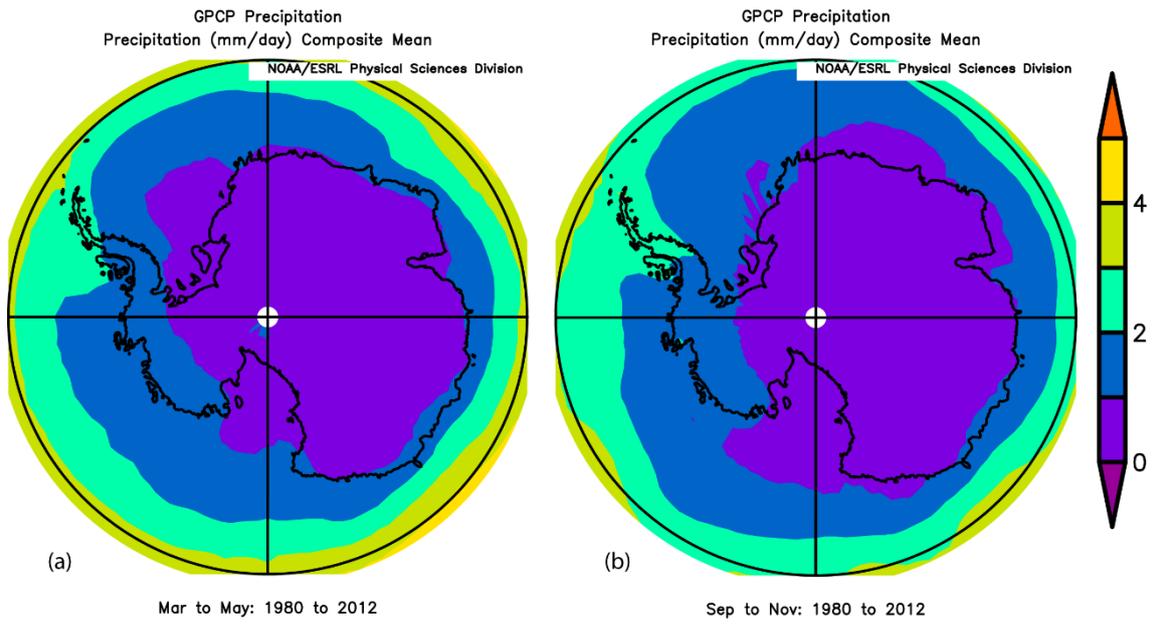


Figura 9 Valores de tasa de precipitación (mm/día) para el dominio ártico, a) meses MAM y b) meses SON. (NOAA).

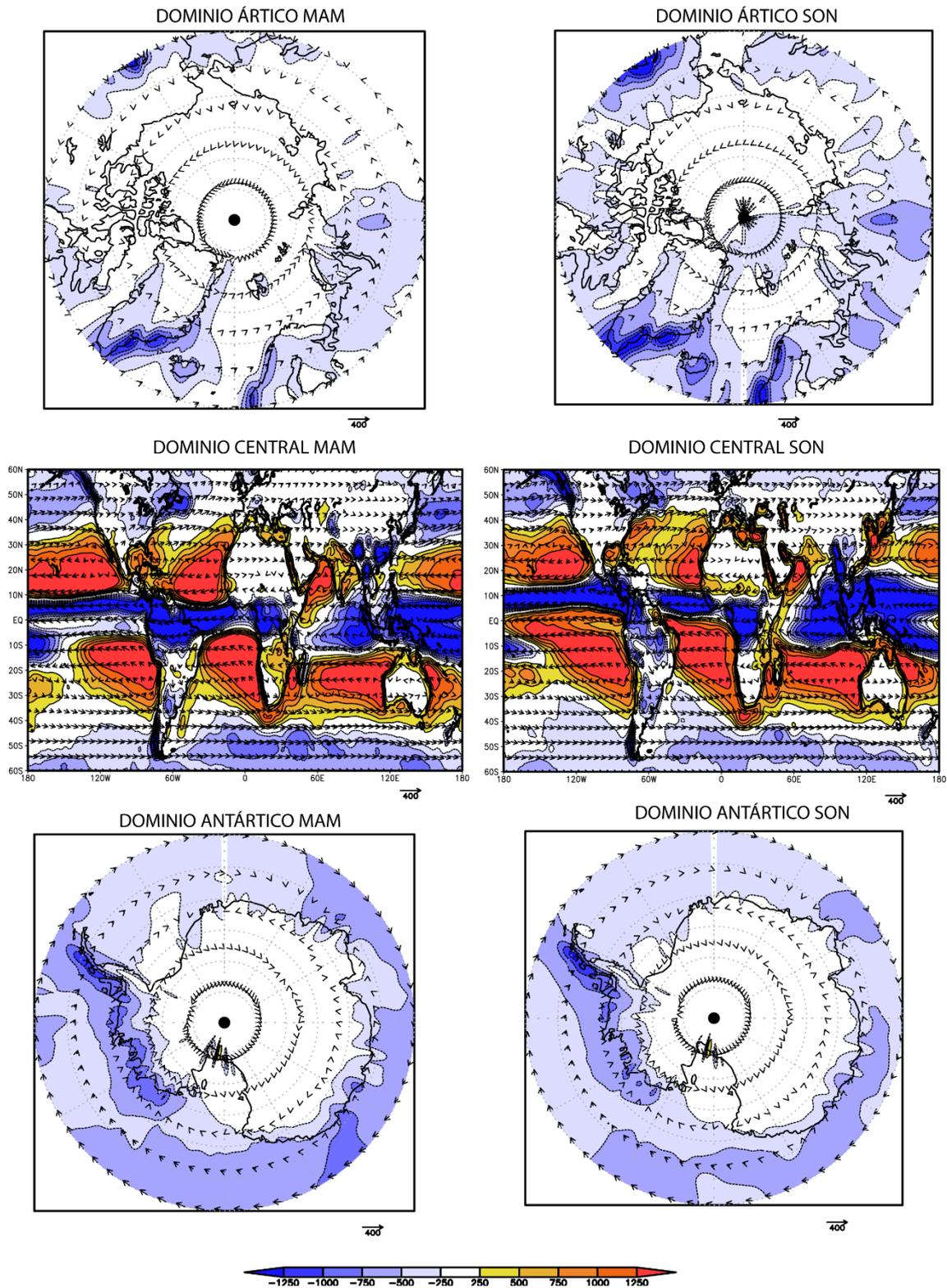


Figura 10 Flujos de humedad integrados en la vertical (vector; kg/m/s) y su divergencia (colores, mm/año). (Datos de Era-Interim).

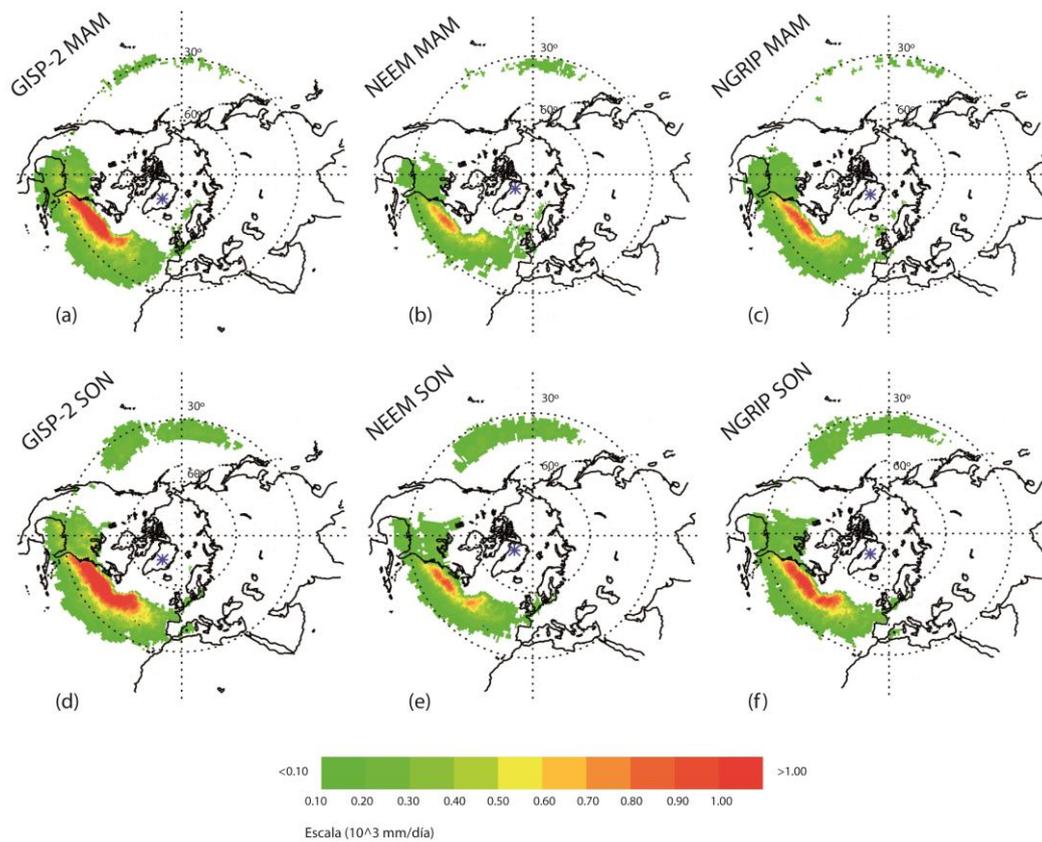


Figura 11.a Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Groenlandia. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional (MAM) para las zonas GISP-2, NEEM y NGRIP respectivamente y las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las tres zonas.

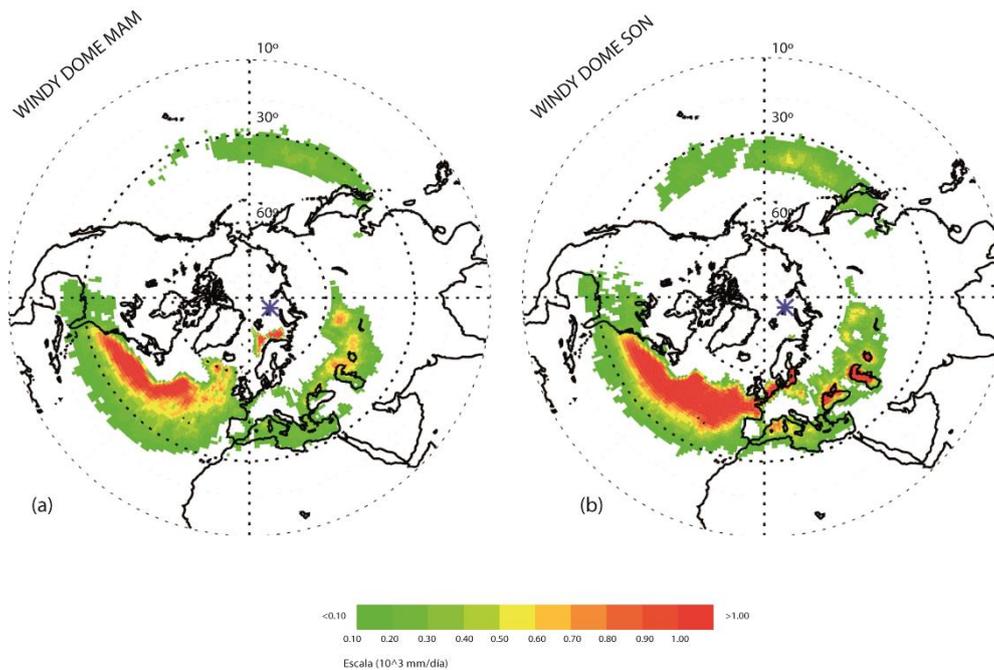


Figura 11.b Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Windy Dome. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).

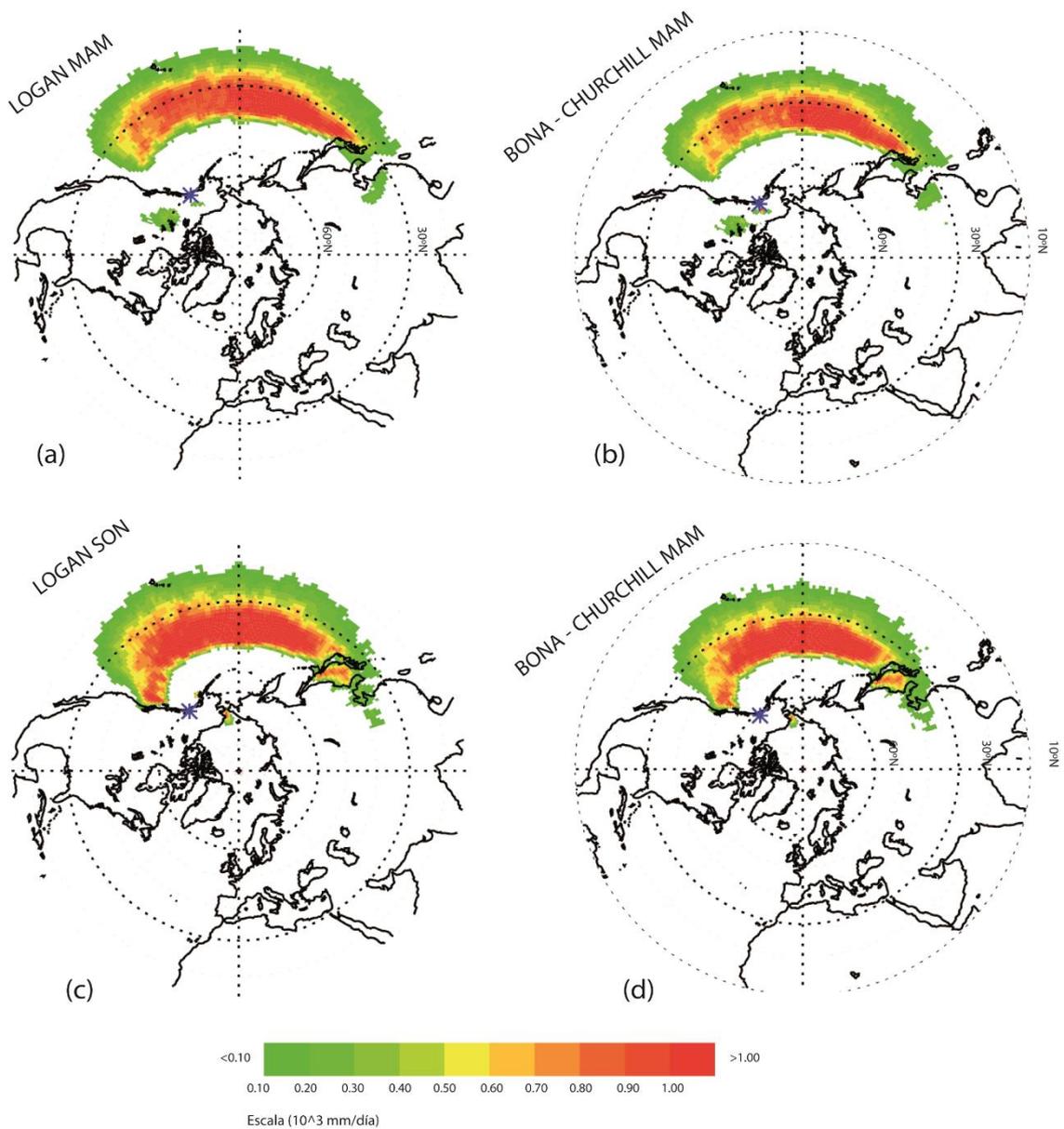


Figura 11.c Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para Alaska. Las figuras (a) y (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) para las zonas Logan y Bona-Churchill respectivamente; las figuras (c) y (d) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las dos zonas.

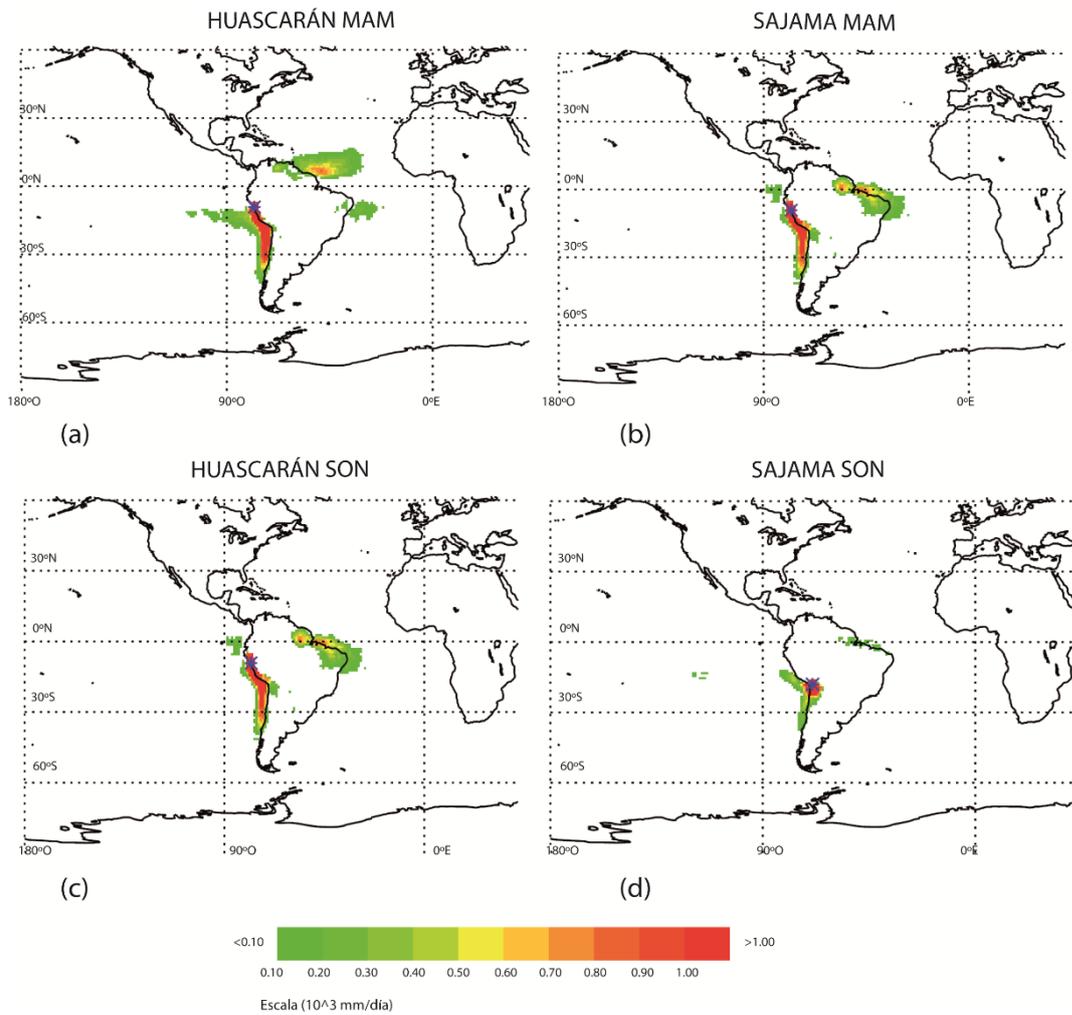


Figura 12.a Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para dos zonas en los Andes. Las figuras (a) y (b) corresponden a las fuentes de humedad estacional (MAM) para Huascarán y Sajama y las figuras (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las dos zonas.

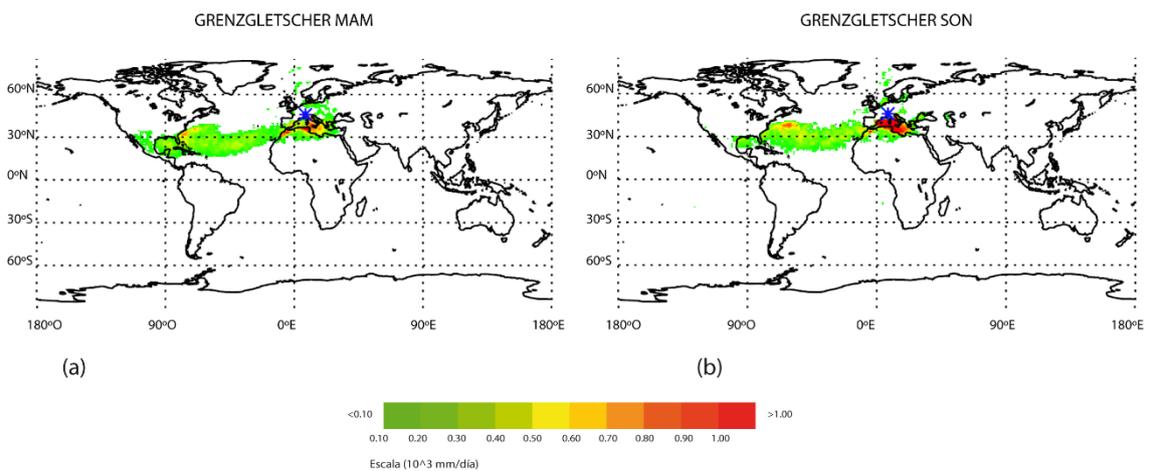


Figura 12.b Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para una zona de los Alpes. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) para Grenzgletscher y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).

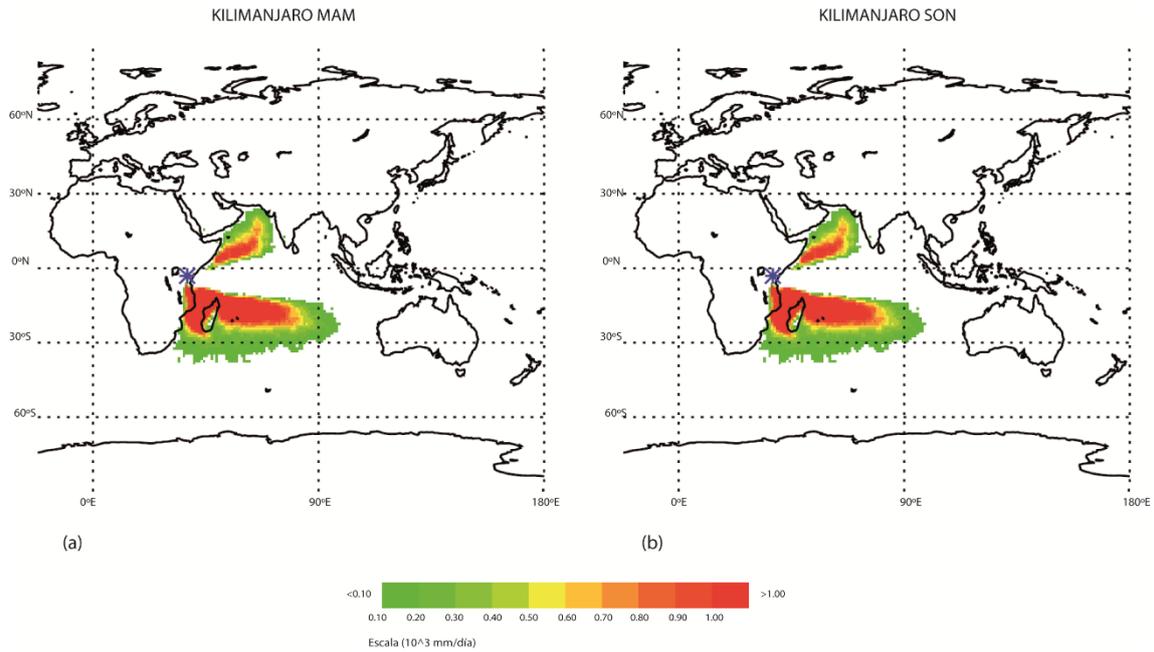


Figura 12.c Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para el Kilimanjaro. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).

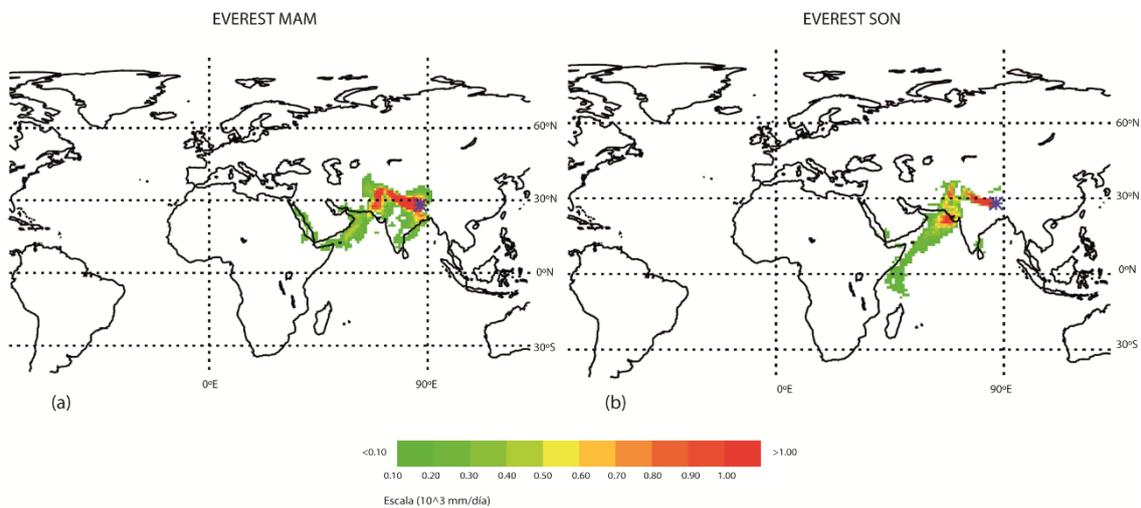


Figura 12.d. Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para el Everest. La figura (a) corresponde a las fuentes de humedad estacional (MAM) y la figura (b) corresponde a las fuentes de humedad estacional (SON).

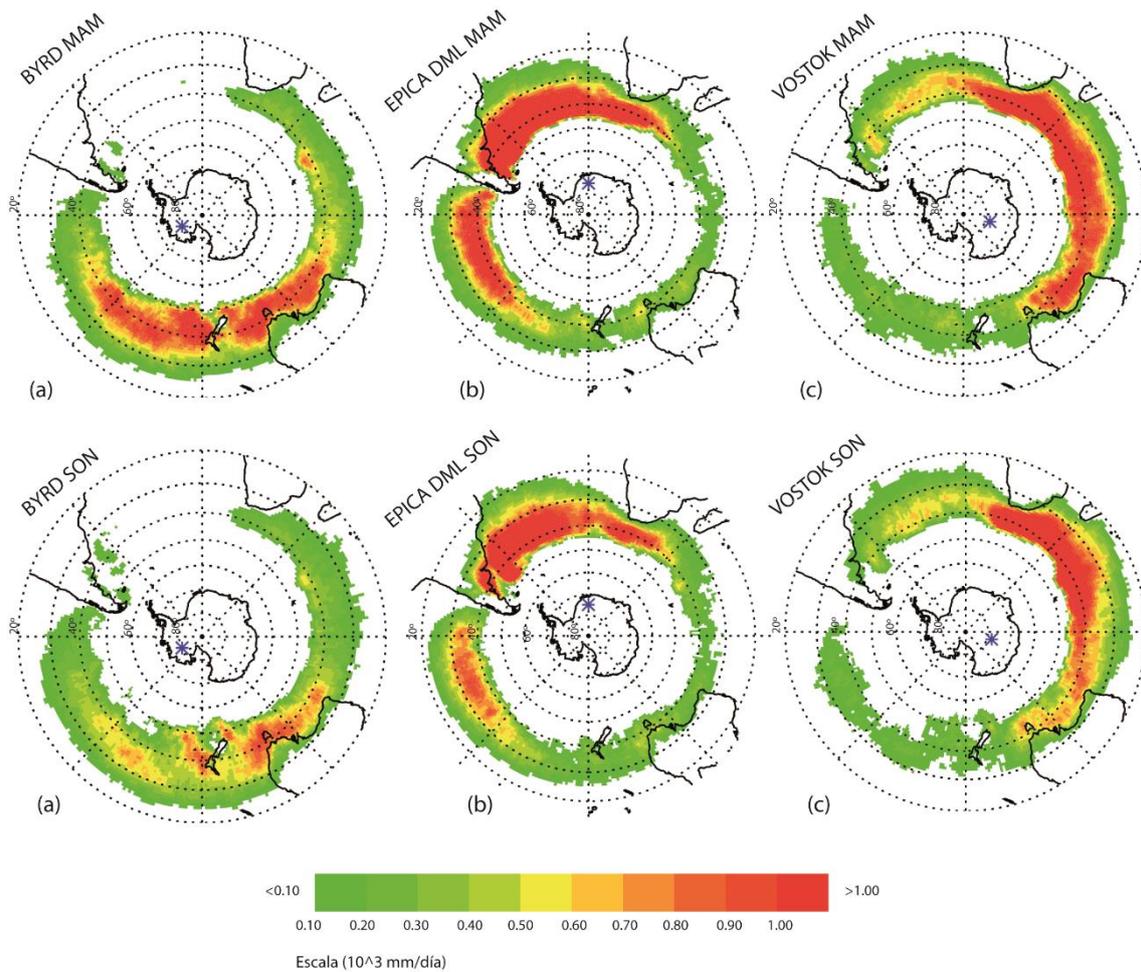


Figura 13.a Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para la Antártida. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional (MAM) para las zonas Byrd, EPICA DML y Vostok respectivamente y las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las tres zonas y las figuras.

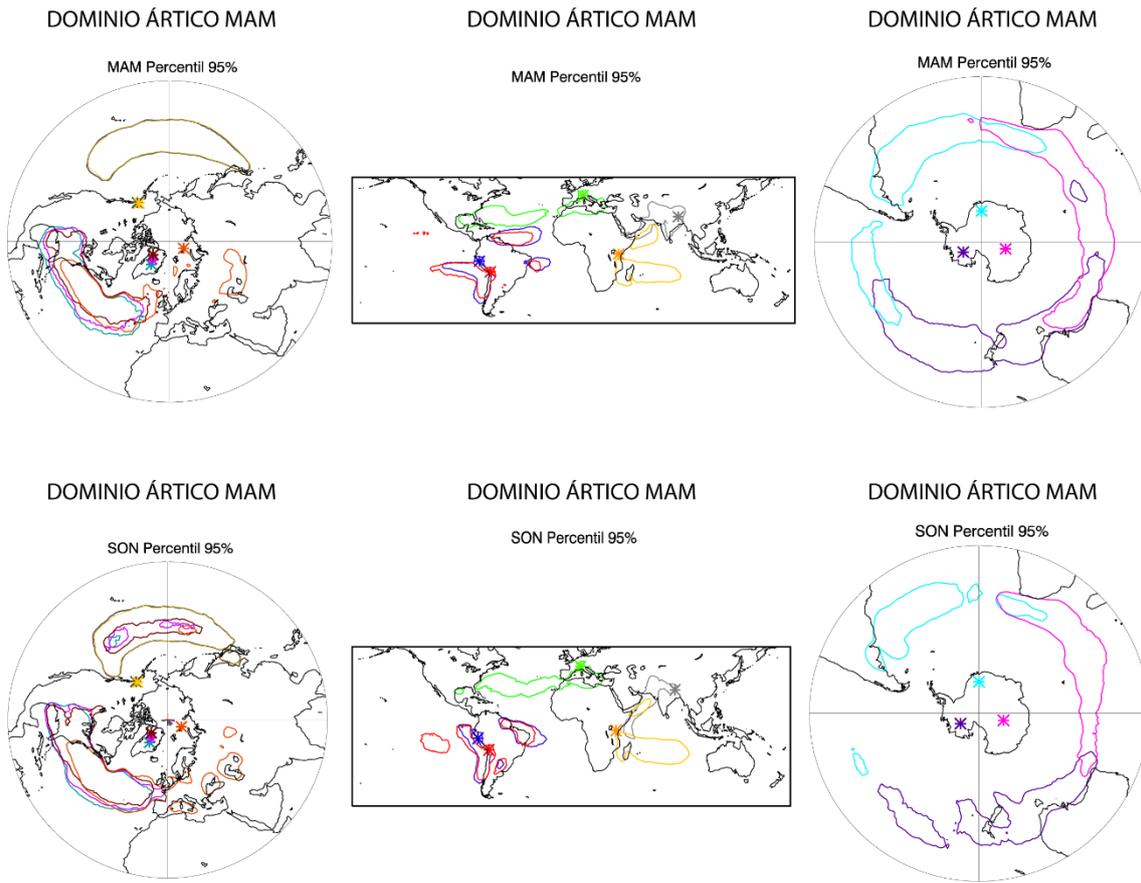


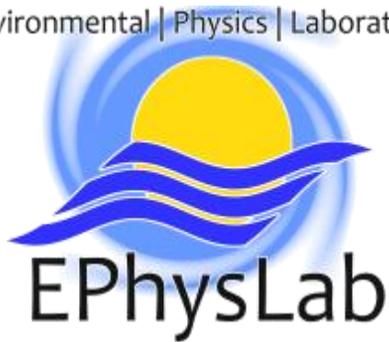
Figura 14 Mapas estacionales de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) para la Antártida. Las figuras (a), (b) y (c) corresponden a las fuentes de humedad estacional (MAM) para las zonas Byrd, EPICA DML y Vostok respectivamente y las figuras (d), (e) y (f) corresponden a las fuentes de humedad estacional (SON) para las tres zonas y las figuras.

ANEXO II: TABLA DE PERCENTILES ESTACIONAL

Tabla anexo II Datos ($\times 10^3$ mm/día) de los percentiles de las fuentes de humedad (regiones donde $(E - P)^{1-10} > 0$) por estaciones para el periodo 1980-2012.

ESTACIONES		0,05	0,25	mediana	0,75	0,95		
Ártico (90°N-60°N)	GISP-2	DEF	1,13E-03	0,0094	0,02720	0,07040	0,72260	
		MAM	6,67E-05	0,0023	0,02643	0,16760	0,82213	
		JJA	1,00E-04	0,0041	0,04257	0,20827	1,07207	
		SON	2,00E-04	0,0040	0,02923	0,21627	1,12770	
	NEEM	DEF	1,03E-03	0,0083	0,02417	0,06243	0,49713	
		MAM	6,67E-05	0,0023	0,02627	0,13767	0,52713	
		JJA	1,00E-04	0,0054	0,04243	0,16543	0,68947	
		SON	2,00E-04	0,0040	0,02797	0,15637	0,63583	
	NGRIP	DEF	1,03E-03	0,0081	0,02283	0,06017	0,57367	
		MAM	1,00E-04	0,0029	0,03023	0,15153	0,64660	
		JJA	6,67E-05	0,0038	0,03997	0,17233	0,79563	
		SON	2,00E-04	0,0042	0,02960	0,18023	0,79873	
	Windy Dome	DEF	2,23E-03	0,0222	0,06847	0,17003	1,50607	
		MAM	6,67E-05	0,0010	0,01087	0,17537	1,12287	
		JJA	6,67E-05	0,0025	0,04940	0,45793	2,13557	
		SON	2,00E-04	0,0041	0,02260	0,20403	1,52710	
	Logan	DEF	1,03E-03	0,0089	0,02573	0,06257	1,39947	
		MAM	6,67E-05	0,0015	0,01453	0,12580	1,65477	
		JJA	6,67E-05	0,0021	0,02360	0,18513	1,43967	
		SON	2,00E-04	0,0034	0,02147	0,15790	2,05800	
	Bona-Churchill	DEF	1,03E-03	0,0085	0,02483	0,06090	1,30240	
		MAM	6,67E-05	0,0014	0,01310	0,11943	1,55413	
		JJA	6,67E-05	0,0028	0,02633	0,19997	1,44337	
		SON	1,67E-04	0,0034	0,02297	0,17420	2,00727	
Centro (60°N-60°S)	Huascarán	DEF	3,33E-04	0,0021	0,00800	0,02330	0,15823	
		MAM	6,67E-05	0,0006	0,00650	0,04047	0,04264	
		JJA	6,67E-05	0,0006	0,00650	0,04047	0,36263	
		SON	6,67E-05	0,0007	0,00697	0,03437	0,29120	
	Sajama	DEF	3,00E-04	0,0018	0,00673	0,01917	0,09120	
		MAM	6,67E-05	0,0005	0,00433	0,02803	0,22090	
		JJA	6,67E-05	0,0004	0,00457	0,02597	0,19860	
		SON	6,67E-05	0,0005	0,00500	0,02683	0,15987	
	Kilimanjaro	DEF	4,00E-04	0,0026	0,00893	0,02363	0,15300	
		MAM	6,67E-05	0,0006	0,00633	0,05123	1,36627	
		JJA	6,67E-05	0,0008	0,00883	0,07837	1,42507	
		SON	6,67E-05	0,0007	0,00643	0,05107	1,47277	
	Grenzgletscher	DEF	7,67E-04	0,0061	0,01843	0,04920	0,72340	
		MAM	1,33E-04	0,0024	0,01853	0,11807	0,79850	
		JJA	1,33E-04	0,0039	0,02150	0,11793	0,87043	
		SON	2,00E-04	0,0039	0,02243	0,14280	1,05037	
	Everest	DEF	3,33E-04	0,0020	0,00730	0,02083	0,09607	
		MAM	6,67E-05	0,0006	0,00637	0,03707	0,49010	
		JJA	1,33E-04	0,0015	0,01157	0,08133	2,21670	
		SON	6,67E-05	0,0010	0,00677	0,03213	0,29597	
	Antártico (60°S-90°S)	Byrd	DEF	2,23E-03	0,0201	0,06043	0,13910	0,80460
			MAM	6,67E-05	0,0012	0,01323	0,25723	1,64423
			JJA	6,67E-05	0,002	0,04380	0,47277	1,50723
			SON	1,67E-04	0,0031	0,02887	0,31397	1,21117
EPICA DML		DEF	5,43E-03	0,0462	0,12850	0,27270	1,77740	
		MAM	1,00E-04	0,0014	0,01003	0,20910	2,25540	
		JJA	6,67E-05	0,0012	0,01840	0,46523	2,54830	
		SON	2,33E-04	0,0033	0,02067	0,28650	1,74710	
Vostok		DEF	3,30E-03	0,0287	0,08433	0,18140	0,98143	
		MAM	6,67E-05	0,0012	0,01080	0,22343	1,75333	
		JJA	6,67E-05	0,0013	0,02390	0,36497	2,67513	
		SON	2,00E-04	0,0033	0,02367	0,28980	1,60760	

Environmental | Physics | Laboratory



EPhysLab