



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE TUCUMÁN



Licenciatura en Física

FACET-UNT

TESIS DE LICENCIATURA

**“LA ACTIVIDAD GEOMAGNÉTICA Y EL EFECTO
INVERNADERO COMO POSIBLES FORZANTES
DE LA VARIACIÓN A LARGO PLAZO DE LA
PRECIPITACIÓN EXTREMA EN TUCUMÁN”**

Franco D. Medina

Directora: Lic. Teresita Heredia

Diciembre de 2018

ÍNDICE

Introducción	4
1. La atmosfera terrestre	6
1.1 Composición de la atmosfera	6
1.2 Perfil vertical de la densidad y la presión	7
1.3 Perfil vertical de la temperatura	9
1.4 Perfil vertical de la composición	11
2. Energía del sistema climático	13
2.1 Conducción	13
2.2 Convección	14
2.3 Radiación	15
2.3.1 Radiación solar y terrestre	15
2.3.2 Interacción de la radiación con la atmosfera	17
2.4 Equilibrio energético	19
2.4.1 Equilibrio entre la radiación entrante y saliente en el sistema climático	19
2.4.2 El efecto invernadero	20
2.4.3 Variación estacional y latitudinal de la radiación	22
3. Circulación global de la atmosfera	25
3.1 Fuerzas en la atmosfera	25
3.1.1 Gradiente horizontal de presión	25
3.1.2 Fuerza de Coriolis y centrifuga	27
3.1.3 Equilibrio de fuerzas	28
3.1.4 Rozamiento con la superficie terrestre	29
3.2 Modelos de circulación global	30
3.2.1 Modelo unicelular	31
3.2.2 Modelo multicelular	33
3.2.3 Corrientes en chorro y ondas de Rossby	33
3.2.4 Efecto de los continentes y variación estacional	35

4. Humedad en la atmosfera	38
4.1 Equilibrio de humedad	38
4.2 Parámetros de humedad	39
4.3 Evaporación y condensación	40
4.3.1 Ecuación de Clausius-Clapeyron	41
4.4 Humedad relativa	42
4.5 Formación de nubes	42
4.5.1 Núcleos de condensación	42
4.5.2 Desarrollo de la nubosidad	43
4.5.3 Inestabilidad atmosférica	44
5. Circulación atmosférica y precipitación regional	46
5.1 La circulación en Sudamérica y la precipitación en el NOA	46
5.2 Distribución espacial de la precipitación en Tucumán y el NOA	50
6. Datos de precipitación	57
6.1 Fuentes de datos (EEAOC y CPC)	57
6.1.1 Datos reticulados de precipitación	57
6.1.1.1 CPC Global Unified Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation	58
6.2 Presentación de datos y análisis de tendencias	61
7. Posibles forzantes de la precipitación a largo plazo en Tucumán	68
7.1 Antecedentes	68
7.2 Hipótesis	69
7.3 Cambios en la circulación atmosférica	70
7.4 El aumento de gases de efecto invernadero y las variaciones de ozono como forzantes de los cambios de circulación	73
7.4.1 Extensión de la Celda de Hadley	73
7.4.1.1 Cambios en el gradiente de temperatura ecuador-polo	73
7.4.1.2 Cambios en la altura de la tropopausa tropical	74
7.4.1.3 Cambios en la concentración de ozono estratosférico	75
7.4.2 Tendencias de la Celda de Hadley en el NOA	77
7.4.3 Efecto sobre la precipitación en Tucumán	78
7.5 Predicción de Clausius-Clapeyron para la tendencia de la precipitación	81
7.6 Variaciones solares y geomagnéticas como forzantes de la precipitación	85
7.6.1 Posible relación de la actividad solar y geomagnética con el clima	85
7.6.2 Análisis de correlación con parámetros solares y geomagnéticos	86
7.6.3 La actividad geomagnética como forzante de la precipitación en Tucumán	88
7.6.4 Resumen de la relación actividad geomagnética - precipitación	90

Conclusiones	91
Líneas futuras de investigación	93
Referencias	94

INTRODUCCIÓN

La precipitación extrema, entendida en este trabajo como la máxima lluvia diaria del año, tiene importantes efectos en la sociedad. Entre ellos se pueden mencionar las inundaciones, la pérdida de vidas humanas y bienes materiales, daños en los ecosistemas, disminución de la seguridad alimentaria, entre otros.

Por esta razón, es de gran interés social y económico conocer las variaciones futuras, a largo plazo, de los eventos de precipitación extrema. Contar con la información necesaria para la toma de decisiones, minimizará los riesgos para la sociedad.

La provincia de Tucumán ($\sim 26^{\circ}\text{S}$ - 28°S y $\sim 65^{\circ}\text{O}$ - 66°O) tiene un clima de tipo pseudo-monzónico, el cual implica que la precipitación extrema, y la mayor parte de la precipitación total anual, ocurren entre los meses de noviembre y marzo (cap. 5). Las características subtropicales del clima de Tucumán producen, a lo largo del periodo estival, diversos eventos diarios de precipitación intensa, de ~ 50 mm o más. Por esta razón, una buena parte de la precipitación total anual (~ 1000 mm) se debe a estos eventos extremos de precipitación. Por lo tanto, es de esperar que las variaciones a largo plazo de la lluvia anual y la extrema sean similares.

En este trabajo, se estudiaron las variaciones a largo plazo de la precipitación extrema y total anual en Tucumán (cap. 6). Para esto, se analizaron datos de precipitación diaria medida en la EEAO (Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombes) en el periodo 1910-2016. Además, se utilizaron datos de la base de datos de precipitación diaria unificada del CPC (Climate Prediction Center) en el periodo 1979-2016 para la región comprendida entre 26°S - 27°S y 65°O - $65,5^{\circ}\text{O}$. Esto último, con el objetivo de lograr un análisis espacial de las variaciones temporales de la precipitación. Se compararon los resultados obtenidos con ambas fuentes de datos, con el fin de validar resultados y obtener conclusiones sobre la aplicabilidad en Tucumán de la base de datos del CPC.

Luego de realizar el análisis de la variación a largo plazo de la precipitación, se realizó un análisis de posibles forzantes de estas variaciones (cap. 7). Se estudió:

- el aumento en la concentración de gases de efecto invernadero y las variaciones de ozono como posibles forzantes de origen antropogénico
- las variaciones a largo plazo de la actividad solar y geomagnética, como posibles forzantes naturales.

La hipótesis de este trabajo es que los forzantes mencionados, producen variaciones en la circulación atmosférica, la cual regula los climas a nivel global. Fundamentalmente, es de

interés el cambio en la disponibilidad de vapor a nivel regional, regulado por la circulación, ya que este es uno de los principales factores que afectan los valores de precipitación diaria.

Se realizó un análisis físico del efecto de los forzantes propuestos sobre la circulación global de vientos, a través de cambios inducidos en la dinámica troposférica y estratosférica. Estos efectos, esperados teóricamente, se compararon con las tendencias en la circulación global y regional observadas y publicadas por otros autores. Luego, se explicaron las variaciones a largo plazo observadas en la precipitación en Tucumán según los cambios ocurridos en la circulación global. De esta manera, se intentó identificar el posible efecto de forzantes naturales y antropogénicos sobre la precipitación.

Esta tesis intenta contribuir al estudio del cambio climático regional, mediante un estudio que considere tanto efectos inducidos por la actividad humana como efectos de origen natural. La identificación del efecto de estos posibles forzantes, permitirá detectar las variables de mayor importancia para mejorar modelos de predicción climática. Esto sería de gran utilidad para reducir, en un futuro, las incertezas de las predicciones a largo plazo de la precipitación a nivel regional.

1. LA ATMOSFERA TERRESTRE

La atmosfera es la capa de aire que rodea a la Tierra, compuesta por una mezcla de gases y partículas sólidas y líquidas en suspensión. Se mantiene unida a nuestro planeta debido a fuerza de atracción gravitatoria.

Si no existiera la atmosfera, la Tierra sería un desierto expuesto a la totalidad de la radiación proveniente del Sol, y no sería posible la vida.

Cuando se estudia la atmosfera, podemos referirnos a atmosfera seca o húmeda. La atmosfera seca se refiere al aire sin vapor de agua ni material particulado. En tanto, la atmosfera húmeda tiene en cuenta el vapor.

1.1 Composición de la atmosfera

Los compuestos de la atmosfera pueden ser permanentes o variables.

- Permanentes: la concentración de los gases permanentes permanece prácticamente constante en la atmosfera seca hasta una altura de alrededor de 80 km. Ejemplo de ello son el N₂ y el O₂ que representan el 99% de la composición.

Tabla 1.1 Concentración de gases permanentes en una atmosfera seca. (Ahrens, 2009)

Gas	Porcentaje en volumen de aire seco (%)
N ₂	78,08
O ₂	20,95
Ar	0,93
Ne	0,002
He	0,0005
H	0,00006
Xe	0,000009

- Variables: su concentración dentro de la atmosfera no es constante. A diferencia de los gases permanentes, también se incluyen en esta categoría las partículas y el vapor de agua. Debido a que su concentración es pequeña, es conveniente expresarlos en partes por millón (ppm)¹. En la tabla 1.2 se muestra la concentración media de estos gases, los cuales tienen una gran variabilidad espacial y temporal.

Tabla 1.2 Valores medios de concentración de gases variables. (Ahrens, 2009)

Sustancia	Porcentaje en volumen (%)	Partes por millón (ppm)
Vapor de agua ²	0 a 4	-
Dióxido de carbono	0,039	385
Metano	0,00017	0,3
Óxido nitroso	0,000004	0,04
Partículas	0,000001	0,01 a 0,15
CFCs	-	0,0002

El CO₂ representa menos que el 1% de la atmosfera, sin embargo, su efecto como regulador de temperatura terrestre es muy significativo, al igual que el de otros gases como el metano y el vapor de agua. Son los denominados gases de efecto invernadero.

La atmosfera puede ser dividida en capas, de acuerdo a las variaciones su composición o sus propiedades térmicas, eléctricas, entre otras.

1.2 Perfil vertical de la densidad y la presión

Mientras más cerca de la superficie estamos, más densa es la masa de aire, debido a que el peso de las capas superiores ejerce una fuerza de compresión sobre las capas inferiores. Esto, explica el hecho de que el 99% de la masa atmosférica abarca los primeros 30 km aproximadamente. No existe un límite superior para la atmosfera, sino que se hace cada vez menos densa a medida que aumenta la altura, respecto a superficie, hasta confundirse con el espacio exterior (figura 1.1).

A medida que aumenta la altura desde la superficie, la densidad disminuye rápidamente debido a que la cantidad de moléculas por arriba de un dado nivel empieza a disminuir, y por

¹ Una concentración de 1 ppm de gas "x" indica que hay 1 molécula del mismo cada 1 millón de moléculas atmosféricas. Es como el porcentaje, solo que en vez de referirse a 100 se refiere a 1 millón.

² El vapor de agua puede representar el 4% de la atmosfera en zonas tropicales y menos que el 1% en zonas polares debido a la menor evaporación a bajas temperaturas.

lo tanto el peso que soporta esa capa es menor, resultando en una menor compresión y por lo tanto menor densidad.

Si se considera una atmosfera sin movimientos verticales ni horizontales, donde la única fuerza que actúa es la de gravedad, se puede obtener un perfil vertical de presión aproximado a partir de la ecuación hidrostática (1.1).

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (1.1)$$

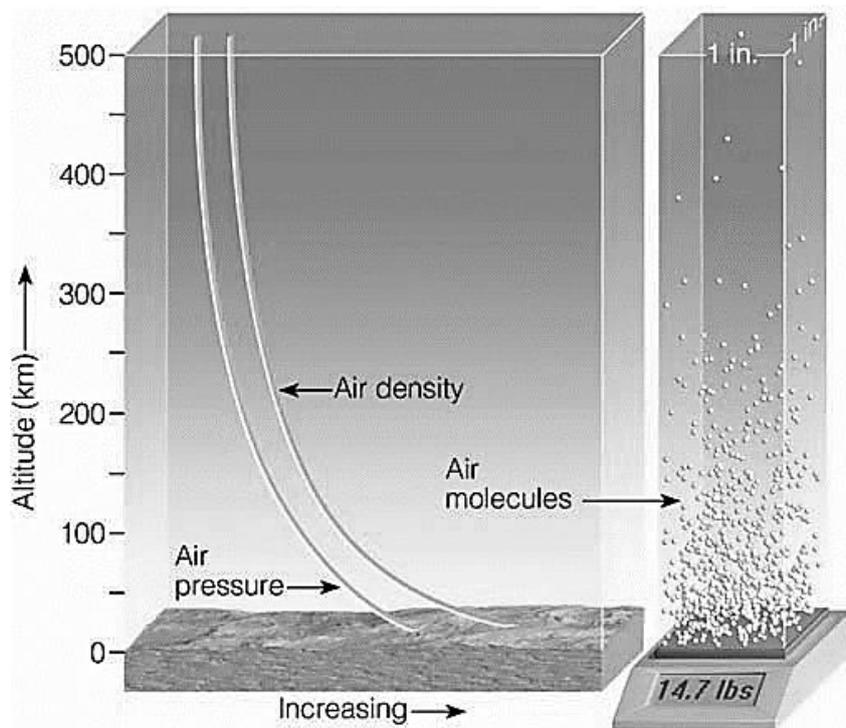


Figura 1.1 Perfil vertical de densidad y presión medias en la atmosfera. (Ahrens, 2009)

Tomando g positivo, la ecuación predice la disminución de la presión con la altura medida desde la superficie terrestre. El aire se comporta a temperatura ambiente como un gas ideal, por lo cual se puede reescribir la densidad utilizando la ley de gases ideales (ecuación 1.2).

$$\rho = \frac{p}{kT} \quad (1.2)$$

Reemplazando 1.2 en 1.1:

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{pg}{kT} \quad (1.3)$$

Reordenando:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{kT} dz \quad (1.4)$$

Para integrar la ecuación y obtener un perfil “más real” de la presión en la atmosfera se debería conocer la variación de la temperatura y la gravedad con la altura, sin embargo, para una capa atmosférica de espesor H se obtiene una buena aproximación tomando la temperatura media de la capa y un valor de g constante.

Si z_1 y z_2 son las alturas de la capa, al integrar 1.4 se obtiene:

$$\int_{p(z_1)}^{p(z_2)} \frac{dp}{p} = \int_{z_1}^{z_2} -\frac{g}{kT} dz \quad (1.5)$$

$$\ln\left(\frac{p(z_2)}{p(z_1)}\right) = -\frac{gH}{kT} \quad (1.6)$$

$$p(z_2) = p(z_1) e^{-\frac{gH}{kT}} \quad (1.7)$$

En el modelo de atmosfera isoterma considerado, se obtiene que la presión atmosférica disminuye exponencialmente con la altura (1.7), lo cual es una buena aproximación al comportamiento que se observa.

1.3 Perfil vertical de la temperatura

El perfil vertical de temperatura en la atmosfera es bastante diferente al de la densidad. No existe una disminución continua de la temperatura con la altura, sino más bien, en promedio, hay tramos con aumento, y otros con disminución de la misma. Esta particular variación, permite distinguir diferentes capas de acuerdo a su perfil térmico.

Para describir el perfil térmico de la atmosfera se utilizan valores medios tomados en todo el planeta Tierra, ya que existen pequeñas variaciones según el día, la época del año y el lugar de la Tierra en el cual se observa.

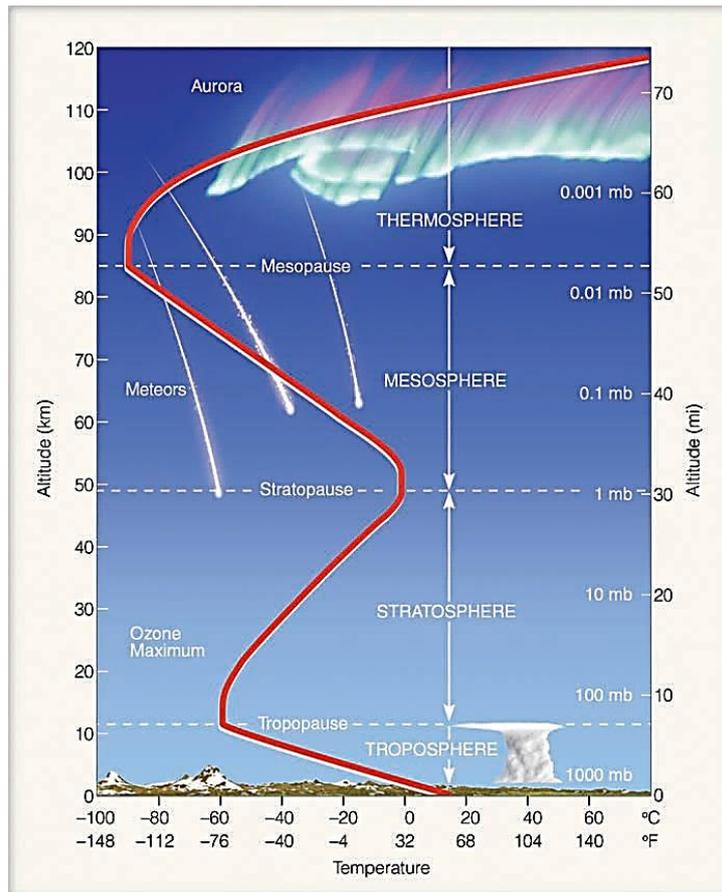


Figura 1.2 Perfil térmico de la atmósfera y sus capas. (Ahrens, 2009)

La primera capa atmosférica es la **troposfera**. Se extiende desde la superficie terrestre hasta aproximadamente los 11 km, y en ella la temperatura desciende con la altura. Esto ocurre porque la radiación solar calienta la superficie, y ésta a su vez calienta el aire en contacto, por lo que a medida que nos alejamos del suelo la temperatura es menor. En esta capa se encuentra el 80% de la masa de aire, incluido todo el vapor de agua, por lo cual en ella ocurren todos los fenómenos meteorológicos, tales como la formación de nubosidad y la precipitación. Debido a las corrientes convectivas intensas presentes, el aire se mantiene bien mezclado y los aerosoles troposféricos tienen vida media de algunos días solamente ya que pueden precipitar con la lluvia (algunos son componente esencial en la formación de nubes). Incluso, en las tormentas, los aerosoles pueden ascender desde la superficie hasta los 11 km en cuestión de minutos, y luego precipitar.

Existe una altura a partir de la cual la temperatura se vuelve constante, donde se define límite superior de la troposfera, llamado **tropopausa**. La altura en la cual se ubica la tropopausa varía desde los 8 km en zonas polares, hasta 14 km en zonas ecuatoriales, esto debido a que la mayor temperatura en zonas ecuatoriales provoca que el aire ocupe un volumen mayor, y por consiguiente la troposfera abarca más espacio.

Por encima de la tropopausa se encuentra la **estratosfera**. Se observa en ella una abrupta disminución del vapor de agua y un aumento de un orden de magnitud en el ozono. La temperatura aumenta con la altura debido a que el ozono absorbe la radiación ultravioleta

(UV) del sol, lo cual produce un calentamiento en esta capa. La concentración de ozono en la estratosfera tiene su máximo cerca de los 25 Km, pero el máximo de temperatura está a 50 km porque el aire a esa altura es menos denso y por ello necesita absorber menos radiación para elevarse a una dada temperatura. La región con máxima concentración de ozono recibe el nombre de ozonósfera, la cual impide que la mayor parte de radiación UV que afecta a los seres vivos llegue a la superficie.

Debido a que la temperatura en la estratosfera aumenta con la altura, el aire no experimenta convección, y por lo tanto no hay mezcla dentro de ella y los residuos volcánicos, los nucleares, y otros permanecen por mucho más tiempo que en la troposfera.

Existen regiones donde la tropopausa no se puede localizar, se dice que se “rompe” la misma, allí existe un pequeño intercambio entre aire troposférico y estratosférico. Esto también marca la posición del Jet Stream (Corriente en Chorro), el cual es un canal estrecho de vientos de alrededor de 100 nudos (185 km/h) que rodea la Tierra.

El límite superior de la estratosfera está cerca de los 50 Km, altura a partir de la cual la temperatura empieza a descender debido a la brusca disminución de ozono. En este nivel se encuentra la **mesosfera**, que tiene una presión media de tan solo 1 hPa y por debajo de la cual se encuentra el 99,9% de la masa de aire atmosférica. Al igual que en la troposfera, la convección no está inhibida por el gradiente térmico, y por ello ocasionalmente se forma una capa de nubes muy delgadas llamadas nubes noctulicentes, propias de zonas polares.

A partir de los 85 km se encuentra la **termosfera**. Allí se produce nuevamente un calentamiento ya que esta capa está expuesta directamente a toda la radiación y partículas provenientes del sol. Las moléculas de oxígeno pueden absorber parte de esta radiación, y dada la muy baja densidad del aire, se necesita relativamente poca energía para producir un gran calentamiento. Por lo tanto, la temperatura depende fuertemente de la actividad solar. En esta capa es donde se producen las auroras producto de la interacción entre las moléculas de aire y las partículas cargadas solares.

Cerca de los 500 km de altura el camino libre medio de las moléculas de aire es de cerca 10 km. Una molécula que se mueva en la dirección correcta podrá escapar de la atracción gravitatoria terrestre y salir al espacio exterior. La región donde ocurre este fenómeno se llama **exosfera**.

1.4 Perfil vertical de la composición

Desde la superficie hasta la termosfera la composición de la atmósfera se mantiene uniforme. Es decir, en promedio hay 78% de nitrógeno y 21% de oxígeno. A partir de la termosfera baja se observa que los gases más pesados predominan en los niveles más bajos, y en cambio, a mayor altura predominan los más livianos.

Esta variación se explica debido al cambio con la altura de la magnitud relativa entre dos procesos dominantes: la difusión molecular y la mezcla turbulenta. La difusión consiste en que las moléculas en su movimiento tienden a ubicarse a menor altura mientras mayor sea su peso. En cambio, la mezcla turbulenta no distingue componentes según su peso, sino que tiende a homogeneizar la distribución de las diferentes moléculas en el aire. Hasta los 100 km

aproximadamente las corrientes convectivas favorecen la mezcla turbulenta. Además, el camino libre medio de cada molécula es pequeño, debido a la densidad del aire, por lo que la separación entre moléculas según su peso se dificulta. Por lo tanto, la atmosfera puede mantener una composición uniforme hasta esta altura, formando una capa llamada *homosfera*. Por encima de los 100 km, se encuentra la *heterosfera*, en la cual las corrientes convectivas están inhibidas y el camino libre medio de las moléculas es mucho mayor, favoreciéndose así el proceso de difusión molecular, y de esta forma, los gases más pesados como oxígeno y nitrógeno se encuentran en la parte inferior, mientras que los más livianos como hidrogeno y helio predominan a mayor altura.

2. ENERGÍA DEL SISTEMA CLIMÁTICO

La principal fuente de energía para nuestro planeta es el Sol, el cual es una estrella que emite energía en todas las direcciones en forma de radiación electromagnética y también a través de partículas eléctricamente cargadas. Se encuentra a una distancia de aproximadamente 149,6 millones de km de la Tierra.

La energía solar proveniente en forma de radiación electromagnética tiene impacto directo en la troposfera (donde se desarrollan los fenómenos meteorológicos), a diferencia de las partículas solares, que son desviadas por el campo magnético terrestre e interactúan con la atmósfera superior, sin llegar a las capas más bajas. Sin embargo, un tema de discusión actualmente en dinámica atmosférica es el efecto en la troposfera de las partículas cargadas, el cual podría ser indirecto, a través de cambios de circulación inducidos por cambios de temperaturas en capas más altas, entre otros.

Existen tres mecanismos de transferencia de calor en la atmósfera: la conducción, la convección y la radiación. Los dos primeros involucran un medio material, mientras que el último no.

2.1 Conducción

El aire tiene un coeficiente de conductividad térmica muy pequeño comparado con otras sustancias (Tabla 2.1). Este mecanismo es de importancia hasta solo pocos centímetros por encima del suelo, el cual absorbe la radiación solar, eleva su temperatura, haciendo que el aire en contacto también se caliente.

Tabla 2. 1 Conductividad de diferentes sustancias. (C. D. Ahrens, 2009)

Sustancia	Conductividad térmica (W/m ² °C)
Aire	0,023
Madera	0,08
Suelo seco	0,25
Agua	0,60
Nieve	0,63
Hielo	2,1
Granito	2,7
Hierro	80

2.2 Convección

A pesar de que el aire es un mal conductor del calor, la temperatura de la troposfera se ve afectada por la radiación solar. Esto se debe a la convección, la cual consiste en ascenso de aire más cálido y menos denso que su entorno, por la denominada fuerza de empuje.

La radiación solar no calienta toda la superficie de la Tierra de manera uniforme, debido a variaciones en el tipo de superficie, el relieve, etc. Por lo tanto, en poca distancia se encuentran diferencias de temperatura y densidad, lo cual produce convección (figura 2.1). El aire más cálido asciende y es reemplazado por aire más frío y denso de su entorno. De esta manera, hay un flujo de aire más cálido desde el suelo hacia las partes más altas de la troposfera, y viceversa, de aire más frío desde la parte superior hacia la parte inferior, el cual luego es calentado por contacto con el suelo. Estas “burbujas” de aire en ascenso se denominan térmicas. A medida que el aire asciende se expande debido a la menor presión que hay en el entorno, y por lo tanto su temperatura desciende. Mientras en el aire no se haya condensación del vapor de agua, la tasa de enfriamiento es de aproximadamente $-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. El ascenso perdura hasta que la térmica alcanza una altura donde su temperatura se iguala a la de su entorno. Si el enfriamiento es suficiente, el vapor de agua contenido puede empezar a condensarse y dar lugar a la formación de nubosidad. Mientras más asciende, más vapor condensará, y más espesa será la nubosidad.

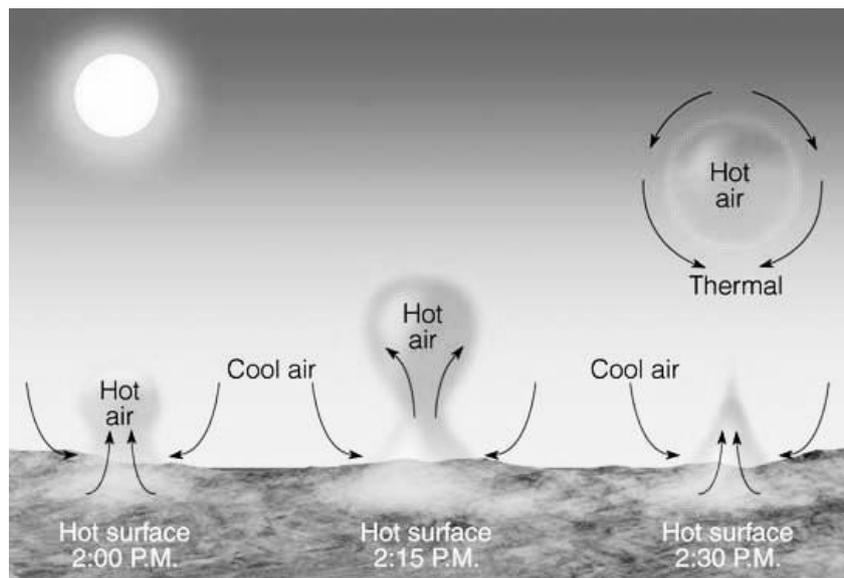


Figura 2. 1 Formación de una térmica debido al calentamiento desigual de la superficie terrestre.

(Ahrens, 2009)

2.3 Radiación

2.3.1 Radiación solar y terrestre

La energía del Sol llega a la tierra principalmente en forma de onda electromagnética, de manera tal que puede atravesar el espacio vacío. La misma abarca un espectro muy amplio de frecuencias (figura 2.2).

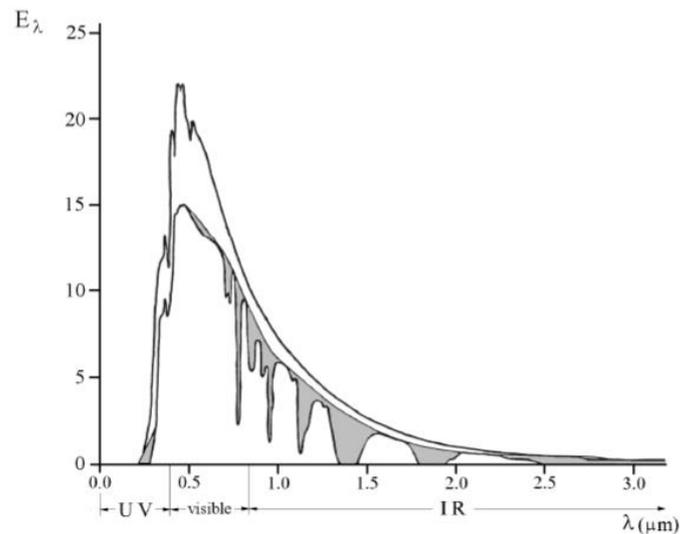


Figura 2. 2 Espectro de radiación solar que llega al límite superior de la atmósfera (curva superior), y radiación solar que llega a nivel del mar (curva inferior), donde la zona sombreada indica la radiación que es absorbida por componentes atmosféricos (principalmente ozono, agua en sus tres estados de agregación, y polvo). La región no sombreada entre ambas curvas corresponde a radiación reflejada o dispersada de nuevo al espacio exterior (por nubes, superficie terrestre y aire). (Castillo y Jordan, 1999)

El Sol, en buena aproximación, puede ser considerado como cuerpo negro (su espectro de emisión es similar al de un cuerpo negro a igual temperatura, comparar figuras 2.2 y 2.3) por lo que se puede calcular su energía emitida por unidad de área y tiempo usando la ley de Stefan-Boltzmann (ec.2.1).

$$E = \sigma T^4 \quad (2.1)$$

Donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann y T la temperatura absoluta de la superficie Sol, la cual es en promedio 5776 K. La Tierra también puede ser considerada como cuerpo negro en buena aproximación, la cual al tener temperatura emite radiación. La temperatura media de la superficie terrestre es de 298 K.

Por la ecuación 2.1, la tasa de emisión de la Tierra es bastante menor que la del Sol. Pero la diferencia no solo está en la cantidad, sino también en el espectro de emisión. Según la ley de Wien, la longitud de onda (λ_m) en la que la emisión de radiación es máxima para un cuerpo es inversamente proporcional a su temperatura absoluta (ec. 2.2).

$$\lambda_m = \frac{2898 \mu m K}{T} \quad (2.2)$$

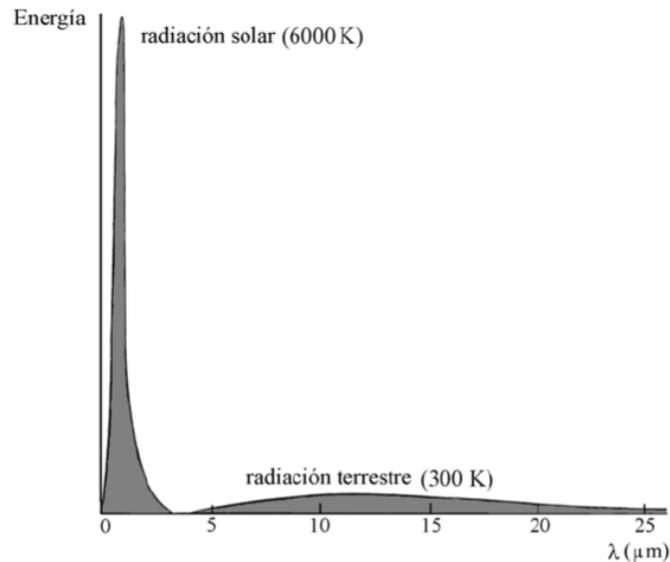


Figura 2. 3 Espectros de emisión de cuerpo negro para el Sol y la Tierra según la ley de Planck.
(Castillo y Jordan, 1999)

Reemplazando las temperaturas para el Sol y para la Tierra, se obtiene una $\lambda_m = 0,5 \mu m$ y $\lambda_m = 10 \mu m$ respectivamente. Por lo tanto, la máxima emisión del Sol se da en el rango visible, mientras que para la Tierra se da en el infrarrojo. Así, se dice que el sol emite radiación de onda corta y la Tierra radiación de onda larga.

La mayor parte de la radiación solar emitida está en el rango de 0,1 a 4 μm , lo que corresponde al visible, ultravioleta (UV) e infrarrojo cercano (NIR), de hecho, el 44% de la radiación solar está en el visible, el 40% en NIR, y un 10% en UV. Mientras que la Tierra emite casi toda su radiación entre 4 y 60 μm (IR).

Según la ley de Planck, la energía de un cuanto de onda electromagnética está relacionada con su longitud de onda:

$$E = \frac{hc}{\lambda} \quad (2.3)$$

Por lo cual, según 2.3 la radiación solar de onda corta es del orden de diez veces más energética que la radiación de onda larga emitida por la tierra.

Para calcular la radiación total que llega del Sol al límite superior de la atmosfera en forma perpendicular, se considera que la emisión solar es igual en todas las direcciones. La energía que llega por unidad de área y tiempo (intensidad I) al límite superior de la atmosfera se puede calcular usando la ley del inverso cuadrado (ec.2.4), donde S es la energía total emitida por el Sol por unidad de tiempo, y r es la distancia entre el Sol y la Tierra.

$$I = \frac{S}{4\pi r^2} \quad (2.4)$$

A partir de 2.1, la energía emitida por el Sol es de $E=72.576.000 \text{ W/m}^2$. Multiplicando E por el área de la superficie del Sol, cuyo radio $6,96.10^8 \text{ m}$, se obtiene $S = 4,34. 10^{26} \text{ W}$. La distancia media Sol tierra es $r=149.10^9 \text{ m}$. Por lo tanto, usando 2.4 se obtiene: $I = 1366 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$, valor conocido como constante solar. Cabe destacar que este valor es la radiación que llega al límite superior de la atmosfera en forma perpendicular, es decir, no tuvo interacción con la atmosfera y no se consideró la inclinación de la Tierra. La radiación que llega a la superficie terrestre es menor debido a que la atmosfera la atenúa. La excepción a esto son las zonas desérticas, donde hay grandes porcentajes de reflexión, lo que hace que las mediciones de radiación en superficie sean mayores que la constante solar.

La radiación solar que se mide en superficie, en un ángulo solido de 2π se denominada radiación global. La misma tiene dos componentes: la radiación directa y la radiación difusa. La directa es la que llega desde el Sol sin ser perturbada por el medio atmosférico. En cambio, la difusa es la radiación solar que al interactuar con componentes atmosféricos se dispersa en todas las direcciones. De esta manera, la radiación global será la suma de ambas.

2.3.2. Interacción de la radiación con la atmosfera

Cuando la radiación electromagnética del Sol ingresa a la atmosfera interactúa con ella a través de 3 procesos: absorción, reflexión y dispersión. La magnitud relativa entre estos tres procesos dependerá de la longitud de onda y del tipo de componente atmosférico con el que se produce interacción.

DISPERSION: las moléculas de aire y las partículas presentes interceptan la radiación en una dada longitud de onda y la irradia en todas las direcciones. El tipo de dispersión que se produce depende de la relación entre la longitud de onda y el tamaño de la partícula o molécula dispersora.

Cuando la longitud de onda es mucho menor que el tamaño de la partícula, la dispersión se producirá en todas las direcciones por igual. Es lo que ocurre en las nubes y nieblas, las cuales dispersan la radiación visible en todas las direcciones por igual, con lo cual las vemos de color blanco.

Cuando la longitud de onda es mucho mayor que el tamaño de la partícula, la dispersión también es igual en todas las direcciones. Esto se conoce como dispersión de Rayleigh, la cual es más efectiva para longitudes de onda más cortas (la intensidad de dispersión es inversamente proporcional a la cuarta potencia de λ). Es el caso de la componente azul de la luz que interactúa con oxígeno y nitrógeno, las cuales en la atmosfera alta se dispersan en todas las direcciones dando al cielo el color azulado que percibimos.

Si la longitud de onda es del mismo orden que el tamaño de la partícula, la mayor parte de la radiación se dispersa hacia su dirección de propagación y solo una parte en otras direcciones. Esto ocurre con las gotas de agua, las partículas de humo o polvo, y aerosoles en general, y es más efectivo para longitudes de onda más largas (como las de color rojo). Ésta se denomina dispersión de Mie.

ABSORCION: los componentes atmosféricos, según su tipo, absorben radiación en determinadas longitudes de onda, aumentando su temperatura y cambiando su espectro de emisión por este calentamiento hasta que se alcanza el equilibrio, es decir hasta que la cantidad de radiación que absorbe es igual a la que emite.

La absorción en la atmosfera se da principalmente en longitudes de onda de UV y menores, por parte del oxígeno y el ozono, así como también para longitudes de onda mayor al visible por parte del dióxido de carbono y el vapor de agua (figura 2.4), con excepción de una banda entre los 8 y 10 μm correspondiente al infrarrojo, que coincide con la mayor emisión de radiación por parte de la Tierra. Solo una parte de la radiación terrestre es absorbida por el CO_2 y el vapor de H_2O , y su posterior reemisión hacia la superficie permite mantener la temperatura de la Tierra más alta de lo que sería sin este proceso (40°C menos). La absorción de la radiación visible por parte de la atmosfera es muy pequeña.

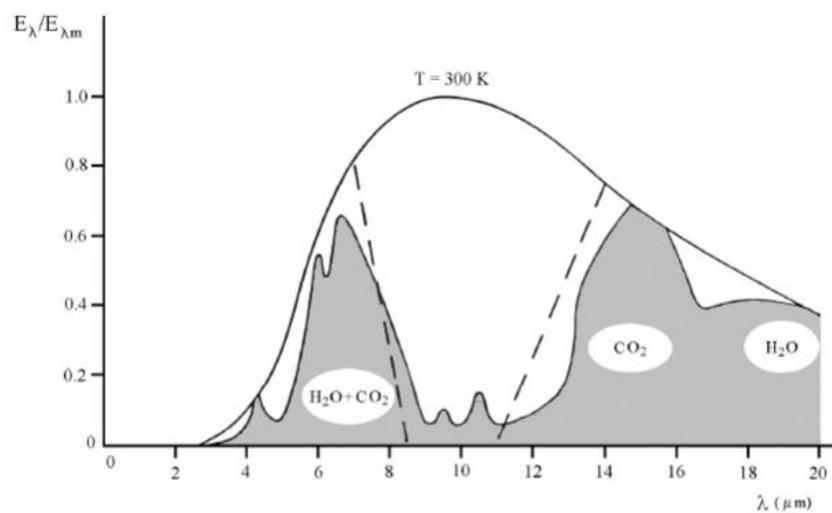


Figura 2. 4 Espectros de absorción de CO_2 y H_2O , se observa la ventana atmosférica entre los 8 y 10 μm (curvas punteadas) donde ocurre la mayor emisión terrestre. La curva superior es la de emisión de cuerpo negro a la temperatura de Tierra. (Castillo y Jordan, 1999)

REFLEXION: predomina en la superficie terrestre y en las nubes. Se define un parámetro denominado albedo, el cual da cuenta de qué fracción de la radiación incidente es reflejado, el cual depende de la naturaleza de la superficie y del ángulo de incidencia de los rayos solares, siendo mayor para ángulos de incidencia mayores. En la Tabla 2.2 se muestran valores de albedo de diferentes superficies, observándose que el mayor albedo corresponde a superficies más blancas como la nieve y las nubes cumulonimbus, mientras que superficies sin vegetación como campos arados son más reflectantes que superficies con vegetación densa como los bosques.

Tabla 2. 2 Albedo de diferentes superficies.

Superficie	Albedo (%)
Nieve fresca	75-95
Nubes (de mayor espesor)	60-90
Nubes (de menor espesor)	30-50
Venus	78
Hielo	30-40
Tierra y atmosfera	30
Bosque	10
Campo arado	5-20
Bosque	3-10

2.4 Equilibrio energético

2.4.1 Equilibrio entre la radiación entrante y saliente en el sistema climático

En equilibrio, la cantidad de energía entrante a un sistema debe ser igual a la que emite. Si consideramos el sistema tierra-atmosfera en equilibrio, y, suponiendo que la composición del sistema no cambia en promedio, ni tampoco lo hace la radiación solar entrante, podemos decir que la temperatura promedio troposférica es constante³.

Si la radiación solar entrante a la Tierra es el 100% de la radiación que este sistema recibe, cada componente del sistema tierra-atmosfera interactúa, a través de los procesos físicos mencionados, de manera que la radiación que recibe el sistema es igual a la que devuelve al espacio exterior. Esto es lo que se conoce como balance energético (o balance de radiación) (figura 2.5).

La Tierra tiene un albedo de 0.3, es decir, el 30% de la radiación solar es reflejada al espacio exterior (20% por las nubes, 6% por el aire y 4% por la superficie terrestre).

El 19% es absorbido por la atmosfera (16% el vapor de agua, polvo y ozono, y 3% por las nubes) y reemitido en todas las direcciones como radiación térmica.

El 51% de la radiación entrante en el límite superior de la atmosfera, sumado a la radiación térmica emitida por la atmosfera, llegan a la superficie, la cual absorbe y reemite esta energía como radiación infrarroja. Sin embargo, el vapor de H₂O y el CO₂ presentes en el aire absorben esta radiación, y reemiten de nuevo una parte a la superficie, lo cual permite que más energía quede en la superficie en lugar de escapar al espacio exterior. Sin este mecanismo la temperatura media de la Tierra sería menor que la actual (288 K).

La emisión radiativa de la superficie terrestre es en realidad el 21% del 51% que recibe. El 29% restante vuelve a la atmosfera como componentes no radiativas:

³ La temperatura promedio en la troposfera actualmente está aumentando debido a cambios en la composición de la atmosfera, principalmente al aumento de CO₂ por las actividades humanas.

- el 7% como calor sensible (conducción por contacto entre la superficie y el aire);
- el 23% calor latente (se absorbe calor de la superficie para evaporar el agua de océanos y se libera calor a la atmosfera cuando ese vapor de agua se condensa y forma las nubes).

Si no fuera por estas formas de transferencia no radiativas, la temperatura terrestre sería 50 K mayor que la actual (al no gastarse energía en esa transferencia, habría más energía disponible para ser emitida como radiación térmica).

Los componentes del aire absorben el 31% de la radiación que reciben (16% solar y 15% terrestre) y las nubes 3% (solar). En total la atmosfera absorbe entonces 34%. La emisión neta hacia el espacio exterior por parte de la atmosfera es de 64%, es decir emite más radiación de la que absorbe (tiene un déficit de 30% de energía radiativa), lo que implicaría un enfriamiento continuo. Pero esto no ocurre ya que el calor latente y el calor sensible transferido a ella (30%) compensan ese déficit, permitiendo el equilibrio energético.

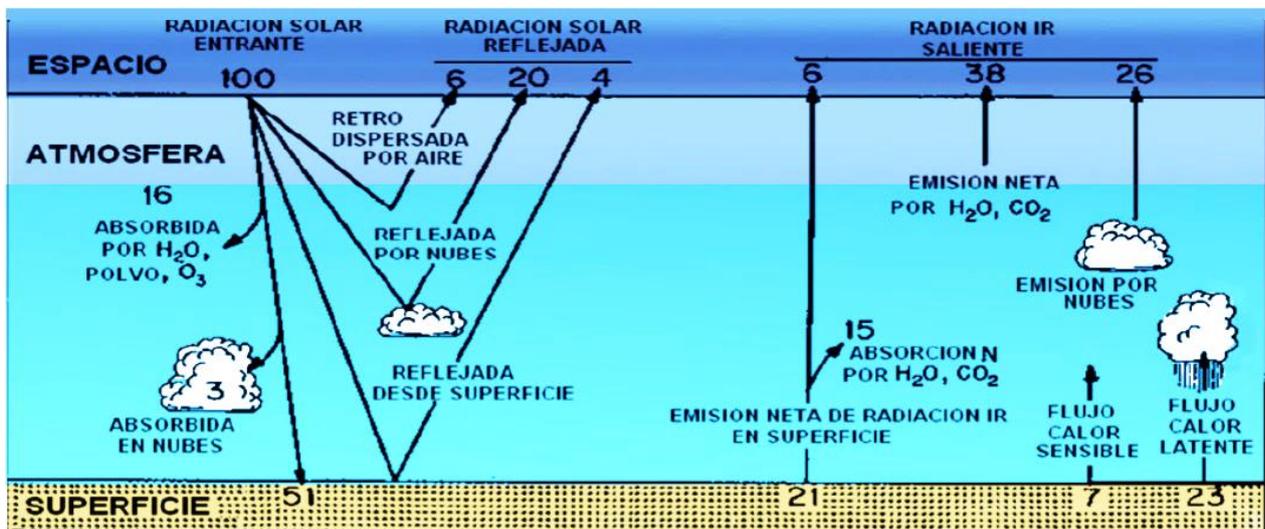


Figura 2. 5 Representación esquemática del balance de energía del sistema tierra-atmosfera. (Ahrens, 2009)

2.4.2 El efecto invernadero

El vapor de agua y CO₂ en la atmosfera son reguladores muy importantes de la temperatura media global. De estos dos componentes, el más importante es el vapor de H₂O, ya que una atmosfera seca sería 21 K más fría que la atmosfera actual, debido a su absorción de la radiación infrarroja entre las bandas 2.4-3.1 μm , 4.5-6.5 μm y por encima de 16 μm . El CO₂ comenzó a aumentar rápidamente desde la era industrial (figuras 2.6 y 2.7), su concentración media pasó de 285 ppm en el año 1850, a 300 ppm en 1910, y 407 ppm en el año 2017. La principal banda de absorción del CO₂ es 2.6-4.2 μm (IR). La tierra, según modelos actuales, ante una duplicación del contenido de CO₂ respecto a la era preindustrial aumentaría su temperatura entre 4 y 5°C, mientras que si todo el CO₂ atmosférico fuera removido la temperatura sería 10°C menor. Hay un efecto de realimentación positiva entre el contenido de CO₂ y el vapor de H₂O, ya que un aumento del primero provoca un aumento de la temperatura global, lo que a su vez aumentaría la tasa de evaporación y la concentración de

vapor, resultando en un aumento en la absorción de radiación IR terrestre y calentamiento adicional.

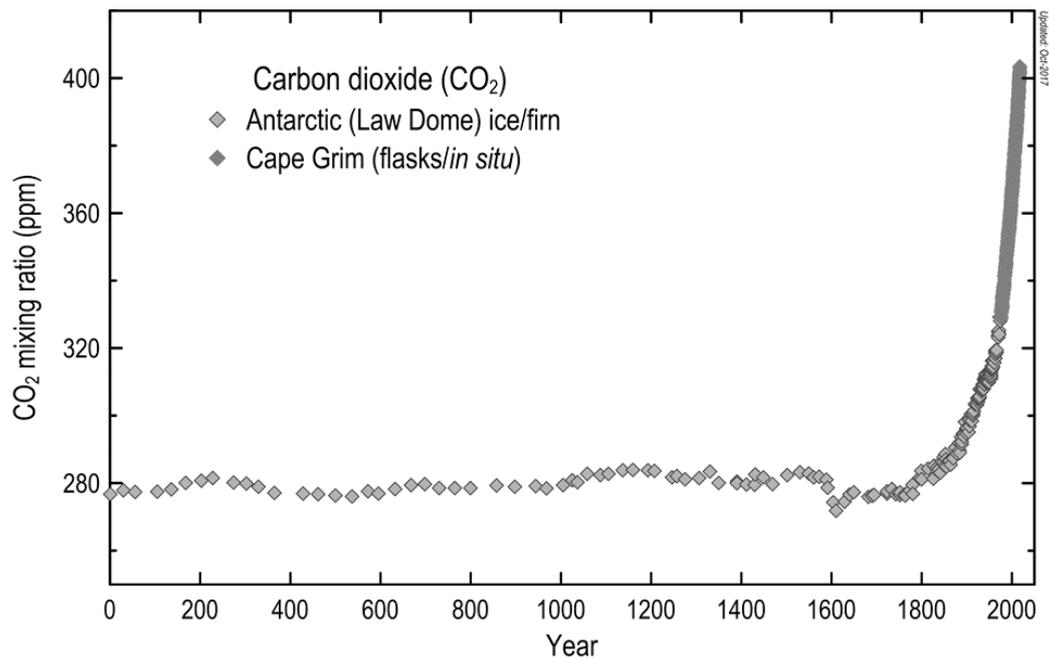


Figura 2. 6 Evolución del CO₂ en la atmosfera en los últimos 2000 años, estimado a partir de testigos de hielo (antes del siglo XX) y mediciones directas (mediados siglo XX al año 2017). (<https://www.csiro.au/en/Research/OandA/Areas/Assessing-our-climate/Latest-greenhouse-gas-data>)

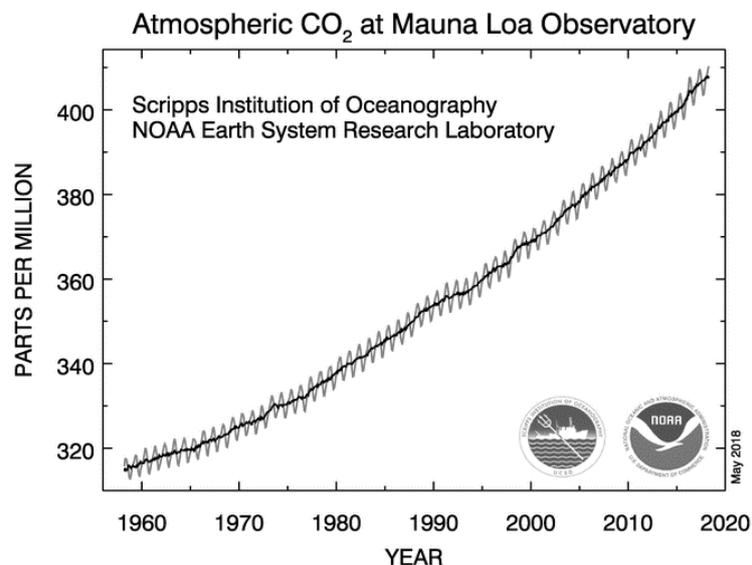


Figura 2. 7 Promedio anual de CO₂ en el observatorio Mauna Loa (Hawái) desde 1960 al 2017. (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/full.html>)

Existen otros gases de efecto invernadero, como el metano (CH₄) y el óxido nitroso (N₂O), que también aumentaron bastante su concentración en la atmosfera respecto a la era

industrial, pero sin embargo su efecto en el cambio de temperatura es menor que el vapor de H₂O y el CO₂. Una forma de cuantificar la magnitud en que afectan los cambios en la concentración de gases de efecto invernadero, la superficie del suelo o las variaciones en la radiación solar es a través del forzamiento radiativo. Según el IPCC (panel intergubernamental de cambio climático), el forzamiento radiativo se define como el cambio en el flujo neto de energía radiativa hacia la superficie de la Tierra medido en el borde superior de la troposfera (a unos 12.000 m sobre el nivel del mar) como resultado de cambios internos en la composición de la atmósfera, o cambios en el aporte externo de energía solar, y se expresa en W/m². En la figura 2.8 se muestra el forzamiento radiativo debido a diversas alteraciones en el sistema tierra-atmosfera, respecto al inicio del periodo preindustrial (año 1750).

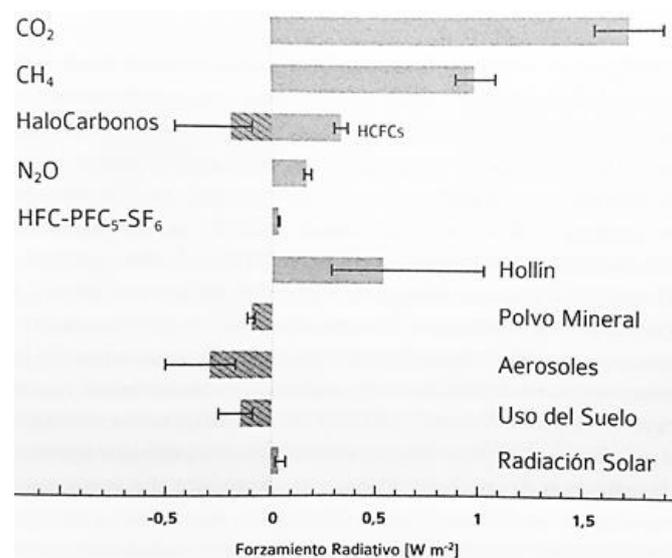


Figura 2. 8 Forzamiento radiativo debido a diversas alteraciones en el sistema tierra-atmosfera, respecto al inicio del periodo preindustrial (año 1750).
 (“La Argentina y el cambio climático”, Barros y Camillioni, 2016)

En la figura 2.8 se observa que el mayor forzamiento radiativo se atribuye al CO₂ (1,65 W/m²), mientras que el CH₄ es solo la mitad. El aumento de la radiación solar⁴ de 0,1 W/m² no es significativo frente a los dos anteriores. Los cambios del uso del suelo y en los aerosoles contribuyeron negativamente (menos radiación), pero aparentemente se compensaron con la emisión de hollín. En conclusión, el aumento de la temperatura en la troposfera en las últimas décadas, se explica fundamentalmente por el aumento de CO₂.

2.4.3 Variación estacional y latitudinal de la radiación

Los rayos solares no inciden de forma perpendicular en todos los puntos de la Tierra, sino que su ángulo de incidencia en cada punto del planeta varía con la hora del día y la época del año.

⁴ Respecto a 1750 la radiación solar aumentó 0,1 W/m², sin embargo, existen variaciones solares a más largo plazo (de cientos de años) que son de magnitud mayor y pueden provocar cambios más significativos en la temperatura global.

De esta manera, la intensidad de la radiación sobre la superficie disminuye con el ángulo de incidencia (α) según:

$$I = I_0 \text{ sen } \alpha \quad (2.5)$$

Donde I_0 es la constante solar.

La Tierra tiene un ángulo de inclinación de $23^{\circ}26'14''$ respecto a la normal al plano que contiene a su órbita alrededor del Sol (traslación). De acuerdo al punto de traslación en que se encuentra la Tierra, la radiación incidirá de forma perpendicular en una dada latitud, por ejemplo, cerca del 21 de junio (solsticio de invierno del Hemisferio Sur) incide perpendicularmente en la latitud de $23^{\circ} 26' N$, siendo (según ec.2.5) máxima la intensidad de la radiación incidente en esa latitud. La radiación solar incide perpendicularmente en dos momentos al año entre las latitudes $23^{\circ} 26' S$ y $23^{\circ} 26' N$, siendo estas zonas, conocidas como zonas tropicales, las que reciben la mayor cantidad de radiación solar. Mientras que entre $66^{\circ} 34'$ y 90° en ambos hemisferios, la radiación solar está totalmente ausente durante periodos de hasta 6 meses (según la latitud), estas son las zonas polares. Esta desigual recepción de energía solar hace que cerca del ecuador haya un exceso de radiación y temperaturas más altas, mientras que en las zonas polares la radiación sea deficitaria y la temperatura menor. Las zonas polares emiten radiación térmica aun en los periodos del año en que no reciben radiación solar, por lo que el balance de radiación anual resulta negativo (figura 2.8), lo que implicaría un enfriamiento continuo. Mientras que, en las zonas tropicales, la radiación solar recibida es menor que la emitida por la superficie, lo que correspondería a un calentamiento constante. Sin embargo, nada de esto ocurre, sino que hay un transporte neto de energía desde el ecuador hacia los polos (figura 2.9) a través de transporte de materia, es decir, por la circulación atmosférica y oceánica. Por lo tanto, el desbalance energético entre las zonas polares y ecuatoriales es el principal motor del cambio en el tiempo atmosférico, generando los patrones de circulación que explican la distribución global de vientos, temperaturas y humedad.

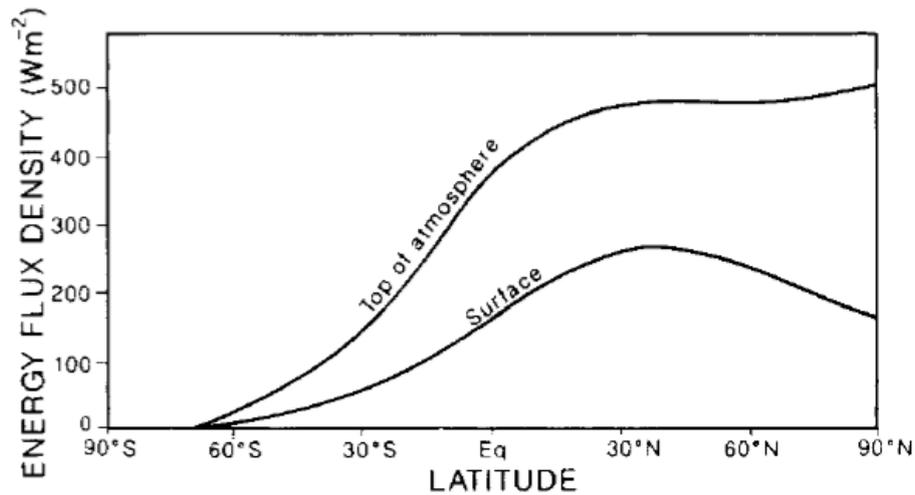


Figura 2. 9 Radiación diaria media que llega al límite superior de la atmosfera (curva superior), y a la superficie terrestre (curva inferior), en el solsticio de invierno (del hemisferio sur), en función de la latitud. (Barry and Chorley, 2003)

De la figura 2.8, se observa la ausencia total de radiación solar incidente entre las latitudes 66°34' S y 90° S, lo que se conoce como noche polar, mientras que hay un máximo de radiación recibida en la latitud 23°26'14" N donde los rayos inciden de manera perpendicular.

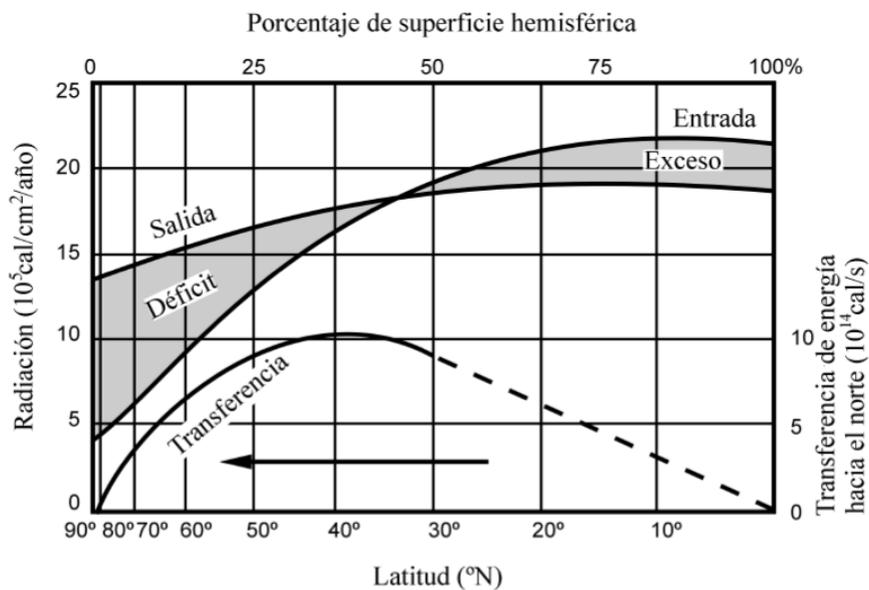


Figura 2. 10 Déficit y excesos de radiación anual en el hemisferio norte según la latitud y la transferencia neta de energía hacia el polo. (Castillo y Jordan, 1999)

En la figura 2.9 se muestra la transferencia neta de energía desde la zona ecuatorial a la zona polar, a través de calor sensible y latente liberado hacia la atmosfera y los océanos, los cuales a partir de su circulación permiten dicho transporte.

3. CIRCULACION GLOBAL DE LA ATMOSFERA

En la atmosfera actúan fuerzas verticales y horizontales, las cuales cuando no están en equilibrio provocan movimiento de aire y el consecuente patrón de circulación de vientos, los que a su vez regulan la distribución de temperaturas y humedad globales.

3.1 Fuerzas en la atmosfera

En el modelo de atmosfera hidrostática, los movimientos verticales están inhibidos ya que hay un balance entre las fuerzas gradiente vertical de presión y la fuerza peso. La presión atmosférica disminuye con la altura, con lo cual, si consideramos una parcela de aire de volumen dV , la fuerza gradiente de presión sobre dicha parcela actúa hacia arriba (de la zona de mayor a menor presión). Sobre la parcela también actúa la fuerza peso, dirigida hacia abajo (al centro de la Tierra), y en equilibrio, ambas fuerzas son iguales, y no habrá movimiento vertical (capítulo 1). En realidad, los movimientos verticales existen, como por ejemplo la convección, pero la distancia que recorre el aire en dirección vertical (alrededor de 10 km) es mucho más chica que en la dirección horizontal (miles de km), por lo que un primer análisis sin tener en cuenta los movimientos verticales es una buena aproximación.

Sobre la atmosfera actúan también las fuerzas gradiente de presión horizontal y de roce con la superficie terrestre. Se debe tener en cuenta, que la Tierra es un sistema no inercial (está en rotación), por lo cual cuando observamos el movimiento del aire no solo veremos el efecto de las fuerzas hasta ahora mencionadas, sino también la de las fuerzas aparentes (Coriolis y centrífuga).

3.1.1 Gradiente horizontal de presión

Sean dos columnas de aire de igual masa e inicialmente densidad constante e igual en ambas, sin intercambio de materia entre ellas (figura 3.2). En ambas columnas el perfil vertical de presión será el mismo, es decir, si se mide la presión a una altura de 5500 m en ambas será la misma. Si por algún motivo en una de las columnas aumenta la temperatura y en la otra disminuye, el aire en la más cálida se expandirá y perderá densidad, con lo cual habrá más moléculas de aire por encima del nivel 5500 m y la presión aumentará a ese nivel. Lo contrario pasará en la más fría. De esta manera, la presión a 5500 m de altura ya no será la misma en ambas columnas, sino que la columna más fría tendrá menor presión que la otra, y esta diferencia de presión provocará el flujo de aire desde la zona de alta a la zona de baja presión. La fuerza que provoca este movimiento se llama fuerza gradiente horizontal de presión.

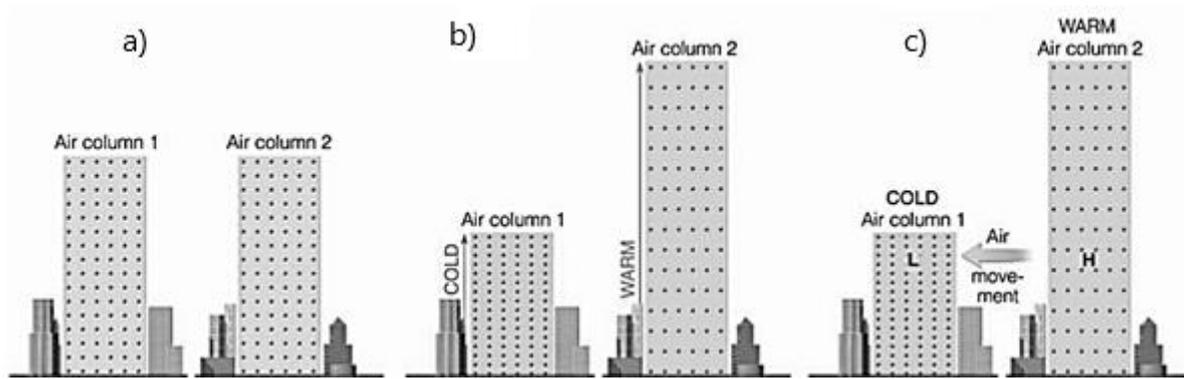


Figura 3. 1 En a) dos columnas de aire idénticas inicialmente; b) la columna izquierda se enfría y la derecha se calienta, manteniendo sus masas constantes; c) debido a los cambios de temperatura y densidad, aparece un gradiente horizontal de presión, y comienza el movimiento de aire (viento). (Ahrens, 2009)

La fuerza gradiente horizontal de presión entre dos puntos A y B, con presión p_A y p_B respectivamente, por unidad de masa, se define como:

$$F_{gp} = \frac{1}{\rho} \frac{p_B - p_A}{d} \quad (3.1)$$

Donde ρ es la densidad del aire y d la distancia entre A y B.

La fuerza actúa sobre la línea que une los puntos A y B, dirigiéndose de la zona de mayor a la de menor presión.

La fuerza gradiente de presión, será siempre perpendicular a las isobaras (líneas que unen los puntos de igual presión). Si solo actuara esta fuerza sobre la atmosfera, el movimiento del aire sería siempre de las zonas de alta a la de baja presión cruzando las isobaras perpendicularmente.

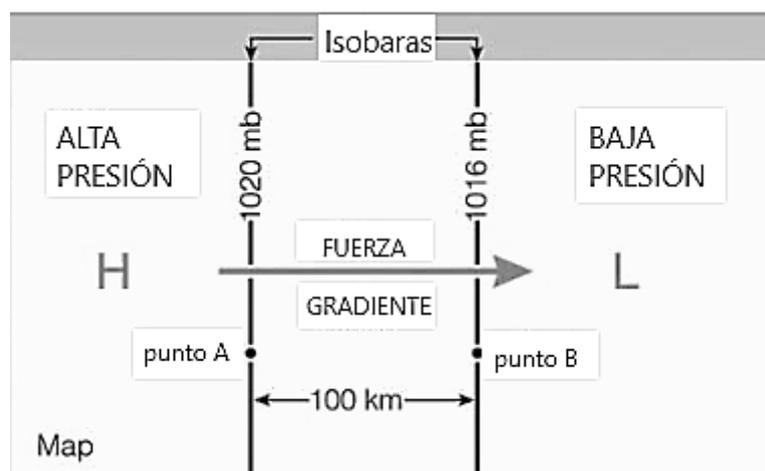


Figura 3. 2 Fuerza gradiente de presión entre dos puntos A y B, el viento actuaría en esa dirección si solo existiera esta fuerza. (Adaptado de Ahrens, 2009)

3.1.2 Fuerzas de Coriolis y centrífuga

En sistemas en rotación respecto a un eje, como es el caso de la Tierra, la segunda ley de Newton debe incluir un término de corrección que tiene en cuenta el efecto de la rotación terrestre sobre el movimiento observado de las masas de aire. Si la velocidad angular de la Tierra es ω , y una masa de aire se mueve a velocidad v , la segunda ley de Newton, con la corrección para este sistema no inercial tiene la forma:

$$\mathbf{F} - 2 m \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v} - m \boldsymbol{\omega} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}) = m \mathbf{a} \quad (3.2)$$

Donde \mathbf{F} es la suma vectorial de las fuerzas que actúan en el sistema (gradiente horizontal de presión y roce), \mathbf{a} es el vector aceleración medido desde la Tierra en rotación, \mathbf{r} es el vector posición de la masa de aire, y m su masa.

El segundo término de 3.2, es un término agregado para sistemas de referencia rotantes que se conoce como fuerza de Coriolis. Actúa perpendicular a la velocidad de desplazamiento, por lo que su efecto es una desviación aparente para un observador en el sistema no inercial, respecto a la trayectoria original. Una parcela de aire que se desplace desde el polo hacia el ecuador en el hemisferio sur se desviara hacia la izquierda respecto a un observador en la superficie terrestre (figura 3.3). En el hemisferio norte también habrá una desviación, solo que hacia la derecha. La fuerza de Coriolis es nula en el ecuador para parcelas de aire que se mueven hacia los polos (ω y v paralelos). También es nula para masas de aire en reposo ($v = 0$).

El tercer término de 3.1, también agregado para sistemas de referencia rotantes, es la fuerza centrífuga, la cual se manifiesta como la tendencia de los cuerpos a alejarse del centro de rotación. Su magnitud depende de la latitud, siendo nula en los polos (ω y r paralelos) y máxima en el ecuador (vectores perpendiculares), y actúa por igual en parcelas de aire en reposo y en movimiento (no depende de v).

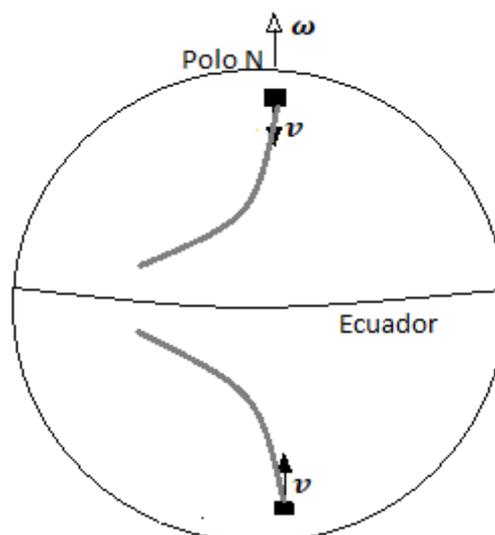


Figura 3.3 Desviación producida por la fuerza de Coriolis en un objeto que se mueve desde el polo hacia el ecuador. La curva indica la trayectoria del objeto que inicialmente tiene velocidad v .

3.1.3 Equilibrio de fuerzas

Lejos de la superficie, en la troposfera media y superior, el efecto del roce con la superficie del aire en movimiento es despreciable, por lo que solo importarán las fuerzas gradiente horizontal de presión, Coriolis y centrífuga.

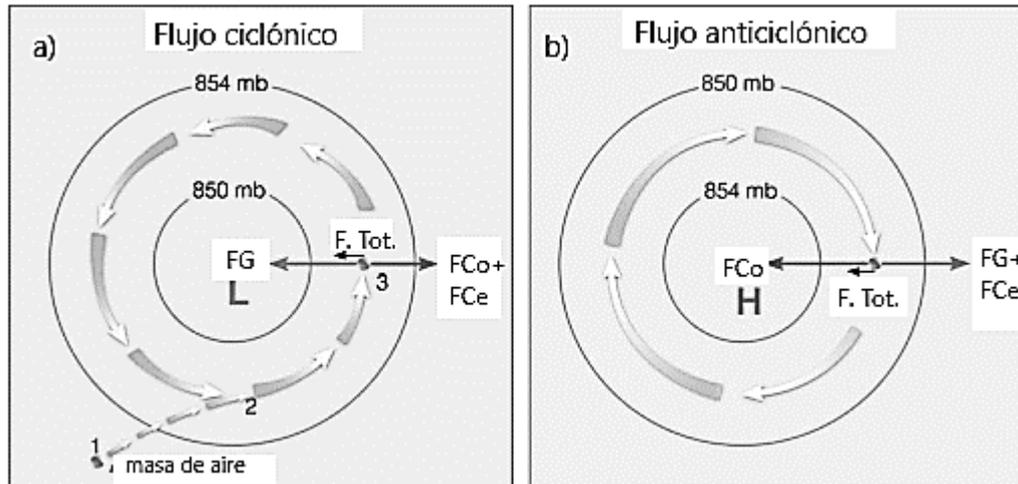


Figura 3. 4 Flujo de aire y balance de fuerzas gradiente de presión (FG), Coriolis (FCo) y centrífuga (FCe), para el hemisferio norte, en: a) un sistema de baja presión (sistema ciclónico); b) un sistema de alta presión (sistema anticiclónico). Para el hemisferio Sur, el sentido del flujo de aire es al revés, debido a cambios en la dirección de la fuerza de Coriolis. (Adaptado de Ahrens, 2009)

En el sistema de baja presión de la figura 3.4 el aire comienza su movimiento debido a la acción de la fuerza gradiente de presión. El efecto de la misma es desplazar el aire desde el exterior de la baja hacia su centro. Cuando comienza el movimiento comienza también a actuar la fuerza de Coriolis, desviando la masa de aire respecto a la trayectoria hacia el centro que tenía. A medida que aumenta la velocidad también lo hará la fuerza de Coriolis y será mayor la desviación. También actúa la fuerza centrífuga que tiende a alejar a la masa de aire respecto al centro de giro. La velocidad dejara de aumentar en el momento en que la suma de la fuerza de Coriolis y centrífuga iguallen al gradiente de presión, y sean de sentido opuesto (ec.3.4).

$$F_{GP} = F_{Co} + F_{Cf} \quad (3.3)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{p_B - p_A}{d} = 2 \|\omega \times v\| + \|\omega \times (\omega \times r)\| \quad (3.4)$$

$$v_{baja} = \left[\frac{1}{\rho} \frac{p_B - p_A}{d} - \|\omega \times (\omega \times r)\| \right] \frac{1}{2 \|\omega\| \text{sen}(\theta)} \quad (3.5)$$

Donde \emptyset es el ángulo entre los vectores ω y v . El subíndice “baja” hace referencia al sistema de baja presión.

Como resultado de este equilibrio alcanzado, no habrá más aceleración y el aire se moverá paralelo a las isobaras.

En el caso de los sistemas de alta presión (figura 3.4), la fuerza gradiente de presión actúa hacia afuera de su centro, provocando que el aire se desplace a las zonas de menor presión. Por lo tanto, dicha fuerza actúa en la misma dirección de la fuerza centrífuga. Para llegar al equilibrio, la fuerza de Coriolis debe compensar la suma de las dos anteriores. El balance de fuerzas en este caso es:

$$F_{GP} + F_{cf} = F_{co} \quad (3.6)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{p_B - p_A}{d} + \|\omega \times (\omega \times r)\| = 2 \|\omega \times v\| \quad (3.7)$$

$$v_{alta} = \left[\frac{1}{\rho} \frac{p_B - p_A}{d} + \|\omega \times (\omega \times r)\| \right] \frac{1}{2 \|\omega\| \text{sen}(\emptyset)} \quad (3.8)$$

Comparando 3.5 y 3.8, se puede concluir que la velocidad de las masas de aire en un sistema de alta presión es mayor que en una baja presión debido a la contribución positiva de la fuerza centrífuga a la velocidad.

3.1.4 Rozamiento con la superficie terrestre

En el caso de la parte más baja de la troposfera (debajo de los 500 metros), el roce del aire con la superficie es mayor y su efecto ya no se puede despreciar. El rozamiento provoca que la velocidad del flujo de aire (o viento) sea menor, alterando el balance de fuerzas analizado en el apartado anterior. El viento ya no será perpendicular a las isobaras, sino que estas las crucen con un cierto ángulo (figura 3.5).

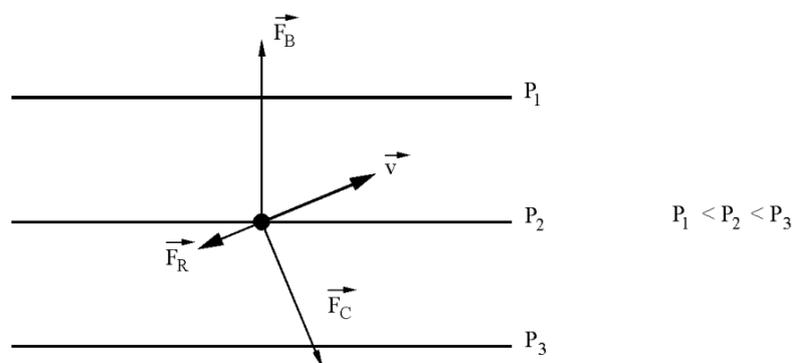


Figura 3.5 Balance entre las fuerzas gradiente de presión (F_B), Coriolis (F_C) y roce con la superficie (F_R). (Castillo y Jordan, 1999)

Para sistemas de baja presión el viento cruza las isobaras dirigiéndose hacia el interior de ellas, mientras que en las altas presiones se dirige hacia afuera (fig.3.6). El ángulo dependerá de la rugosidad de la superficie, variando entre 5 y 10 grados para zonas oceánicas, y entre 30 y 45 grados para las zonas continentales.

La estructura vertical de los sistemas de presión se muestra en la figura 3.6 b). Las bajas presiones se caracterizan por convergencia de vientos en superficie y corrientes ascendentes, lo cual favorece la formación de nubosidad y precipitaciones. En contraste, las altas presiones se asocian con divergencia de vientos y descenso de aire, lo que provoca secado del aire y cielos despejados.

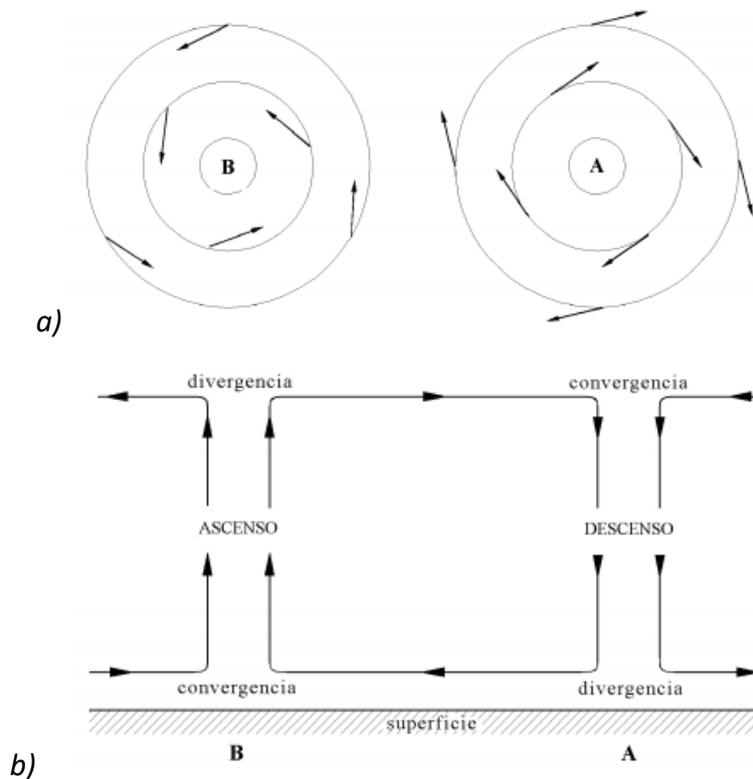


Figura 3. 6 a) Circulación horizontal en sistemas de baja (izquierda) y alta presión (derecha) bajo la acción de las fuerzas mencionadas; b) estructura vertical de los sistemas de presión. (Castillo y Jordan, 1999)

3.2 Modelos de circulación global

La cantidad de radiación solar recibida es máxima en las zonas ecuatoriales y mínima en las polares, además el balance total de radiación es deficitario en latitudes medias y altas en ambos hemisferios (la emisión de radiación terrestre es mayor a la radiación solar recibida), mientras que para latitudes tropicales hay un superávit de energía radiativa (se absorbe más de lo que se emite), (ver figura 2.10). Esto implicaría que las latitudes altas estén en constante enfriamiento y las bajas en con constante calentamiento. Sin embargo, no se observa este

comportamiento, ya que hay un flujo de calor (latente y sensible) entre latitudes que mantiene el equilibrio energético global (ver capítulo 2).

El flujo de calor entre latitudes se da a través de la circulación atmosférica y oceánica. En el análisis de la circulación atmosférica, además de este desbalance energético, se deben tener en cuenta las fuerzas que actúan sobre el aire en movimiento.

3.2.1 Modelo unicelular

Este modelo fue propuesto por Hadley a mediados del siglo XVIII, que se basaba en analizar el efecto del desbalance energético entre latitudes y tomaba en cuenta solo la fuerza gradiente de presión.

Los supuestos del modelo son:

- No hay rotación de la Tierra
- El sol incide de manera perpendicular al ecuador en todo momento (no hay variación estacional de la radiación)
- Solo hay océanos (sin zonas continentales, de manera que la superficie es uniforme).

Al incidir más radiación en las zonas ecuatoriales, la temperatura es mucho más alta que en las zonas polares. Este intenso calentamiento (calor sensible) provoca actividad convectiva, la cual consiste en que el aire en contacto con la superficie es calentado y se eleva al perder densidad respecto a su entorno. La elevación de las masas de aire se produce hasta el límite superior de la troposfera y en su ascenso se produce un enfriamiento, formación de nubes y como consecuencia, liberación de calor latente. Al llegar a la tropopausa el aire ya no puede seguir ascendiendo, la acumulación del mismo y su enfriamiento, provocan que el aire en altura comience a desplazarse hacia los polos (fig.3.7).

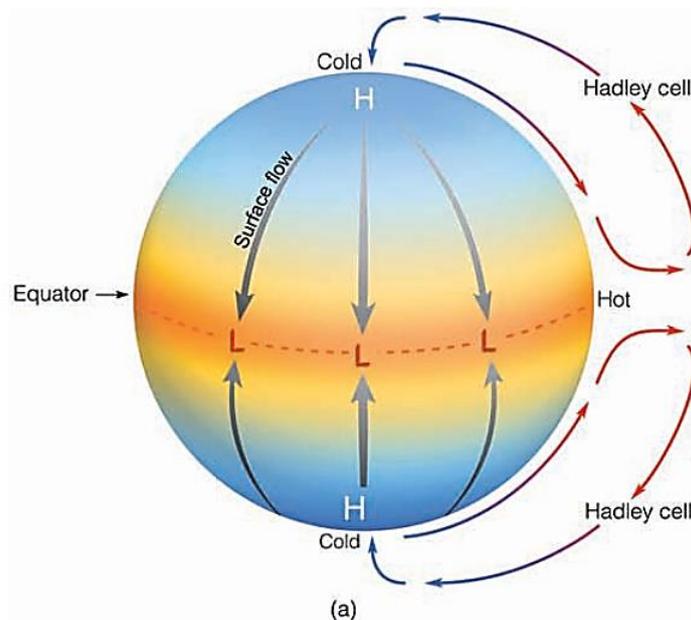


Figura 3. 7 Circulación de la Celda de Hadley en el modelo unicelular. (Ahrens, 2009)

A medida que se desplaza el aire hacia los polos su enfriamiento continúa debido a la pérdida radiativa, hasta que en las zonas polares está más frío que el entorno y, por lo tanto, comienza a descender hacia la superficie. El proceso continúa, y la acumulación de aire frío en superficie provoca que este empiece a fluir hacia el ecuador. A medida que avanza empieza a recibir más radiación y a calentarse. Una vez que alcanza la zona ecuatorial, vuelve a ascender y se repite el ciclo.

Esta circulación atmosférica consta de dos celdas de convección, una en cada hemisferio, denominadas Celdas de Hadley. Hay un cinturón de bajas presiones superficial en la zona ecuatorial y altas presiones abarcando las zonas polares, lo que provoca circulación de vientos en superficie y altura en la troposfera. Este transporte de materia es el responsable de mantener el flujo energético desde las zonas de superávit (ecuador) a las zonas de déficit (polos), de manera que la temperatura promedio latitudinal no cambia.

Este modelo, si bien explica conceptualmente la circulación a muy grandes rasgos, no coincide con lo observado. No predice, por ejemplo, la existencia de los centros de alta presión subtropicales, ni los vientos alisios.

3.2.2 Modelo multicelular

Al tener en cuenta el efecto de la rotación terrestre, el aire que en altura fluye desde el ecuador con dirección al polo, será desviado por la fuerza de Coriolis. En este modelo se mantienen las otras condiciones: el planeta solo tiene océanos y el sol incide perpendicularmente en el ecuador.

En el hemisferio sur, el aire que se mueve hacia el sur (en altura) es desviado hacia el este por el efecto Coriolis. Mientras más avanza hacia el polo, gana velocidad y su desviación es aún mayor, hasta que se alcanza el equilibrio entre el gradiente de presión (entre ecuador y polos) y la fuerza de Coriolis, resultando esto en un viento del oeste. Esto ocurre aproximadamente a la latitud de 30 grados, de manera que el aire proveniente del ecuador comienza a acumularse en dicha latitud, y esto junto al enfriamiento, producen que el aire comience a descender a la superficie. En ese descenso se calienta por compresión (menor altura, mayor presión). De esta manera, alrededor de los 30 grados de latitud, la acumulación de aire y su descenso configuran una zona de altas presiones, llamadas altas subtropicales. En superficie, una parte del aire va hacia el ecuador y otra hacia los polos debido al gradiente de presión.

Desde las altas subtropicales, el aire en movimiento hacia el ecuador se desvía hacia el oeste debido a Coriolis, resultando en viento del sudeste en el hemisferio sur, y del noreste en el hemisferio norte. Estos vientos entre los trópicos y el ecuador se denominan vientos alisios. Ambos (del norte y sur) convergen en el ecuador, y ascienden para repetir el ciclo. El límite que los separa se denomina zona de convergencia intertropical (ZCIT), y está caracterizada por intensa convección, formación de nubes y fuertes lluvias.

El aire en superficie que se dirige desde esta alta hacia los polos es desviado lentamente hacia el oeste, y a partir de 45 grados de latitud es totalmente del oeste. Aproximadamente entre los 45 y 60 grados predominan vientos del oeste, que son perturbados por la presencia de los continentes.

Mientras tanto, en las zonas polares (latitudes mayores a 60 grados) el aire frío superficial fluye hacia el trópico por el gradiente de presión, y es desviado hacia el oeste, resultando en viento del este cerca de la latitud 60 grados, donde se encuentra con el viento del oeste del alta subtropical. Las masas de aire no se mezclan, sino que hay un límite de separación entre el aire más cálido tropical y el aire más frío polar. Este límite se denomina frente polar, y está caracterizado por el ascenso de aire debido a la convergencia de los vientos polares y tropicales, la formación de nubosidad y precipitaciones.

Sobre el frente polar asciende aire, el cual al llegar a la troposfera se dirige una parte al polo y otra al trópico (en altura). Finalmente quedan formadas, además de la celda de Hadley, la celda de Ferrel (subtropical) y la celda polar (fig.3.8).

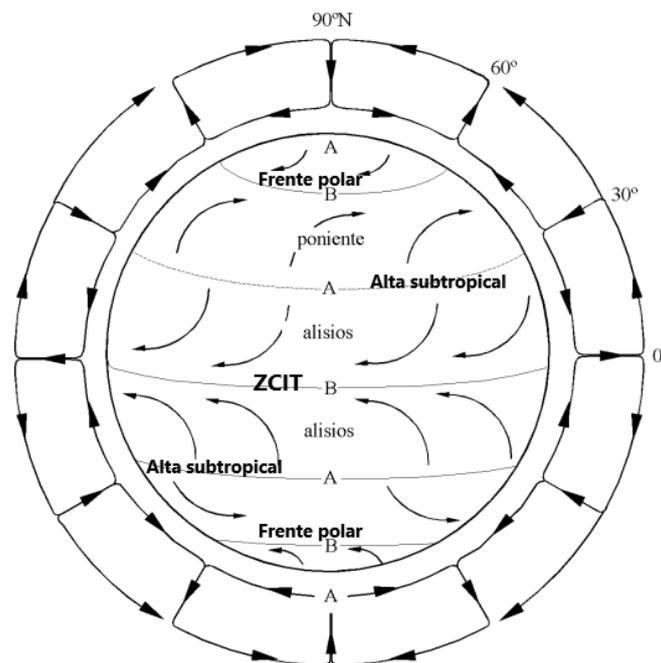


Figura 3. 8 Circulación atmosférica en el modelo multicelular. Sobre el globo se marcaron los vientos a nivel superficial, y la latitud aproximada de ZCIT, altas subtropicales y frente polar para ambos hemisferios. Alrededor del globo está marcada la circulación atmosférica vertical, mostrando las zonas de ascenso y descenso de aire. (Castillo y Jordan, 1999)

3.2.3 Corrientes en chorro y ondas de Rossby

En altura los vientos del oeste predominan en las latitudes de 30 y 60 grados, es decir, sobre el alta subtropical y el frente polar respectivamente. Esta desviación de los vientos que fluyen del ecuador hacia el polo se debe a la fuerza de Coriolis.

La velocidad que alcanzan los vientos en estas latitudes es máxima (y por ello su desviación también), debido a dos factores:

- El gradiente de presión entre las latitudes ecuatoriales y polares actúa durante el recorrido de las masas de aire, acelerándolas y por lo tanto a mayor distancia recorridas más velocidad

- Las masas de aire se mueven junto con la tierra en rotación, por lo tanto, tienen momento angular ($L = m v r$), el cual debe conservarse debido a la ausencia de torques externos al sistema terrestre. A medida que el aire se desplaza a latitudes más altas, la distancia al eje de rotación (r) disminuye, por lo que la velocidad (v) debe aumentar para mantener el momento angular (L) constante.

Cerca de la tropopausa se genera una corriente estrecha de vientos del oeste, de unos cientos de kilómetros de ancho y pocos kilómetros de espesor, denominada corriente en chorro o jet stream (fig.3.9). La misma, rodea de oeste a este el planeta con velocidades de 180 a 500 km/hora, separa las masas de aire frías de las más cálidas, y el aire estratosférico del troposférico. Su presencia es notable cerca de la tropopausa debido a la lejanía del roce con la superficie terrestre.

Las corrientes a 30 y 60 grados de latitud se denominan corriente en chorro subtropical y polar respectivamente.

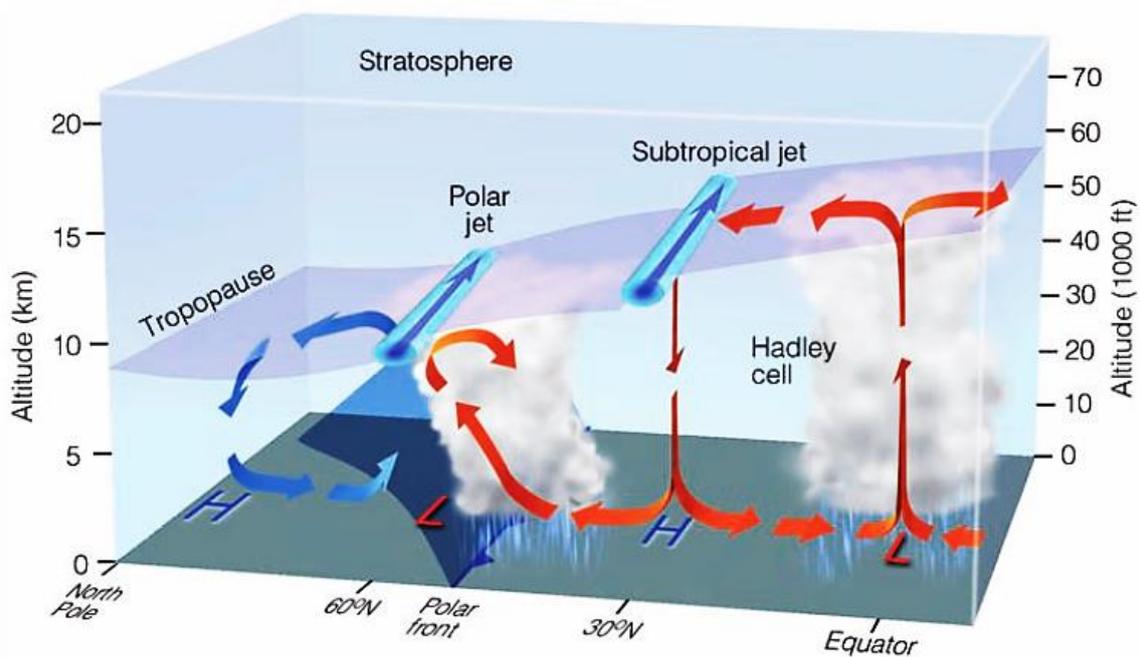


Figura 3. 9 Circulación atmosférica y posición de las corrientes en chorro (Jet Stream) en el hemisferio norte (en el hemisferio sur se repite el patrón). (Ahrens, 2009)

Sin embargo, el flujo no es constantemente del oeste, sino que ocurren ondulaciones sobre las corrientes debido al intenso gradiente térmico (y de presión) que hay entre las masas de aire a ambos lados. Estas ondulaciones se llaman ondas de Rossby. De esta manera, hay circulación de sur a norte (en el hemisferio sur) que permiten que aire frío del polo se desplace hacia el ecuador, y aire cálido hacia el polo (fig.3.10). Esto ocurre en ambos hemisferios. En superficie, estas ondulaciones consisten en sistemas de bajas presiones (aire frío) y altas presiones (aire cálido) que se alternan y recorren el planeta de oeste a este y generando los patrones meteorológicos.

Así, las ondas de Rossby permiten un importante transporte de calor ecuador-polo que mantiene a la atmósfera terrestre en equilibrio térmico.

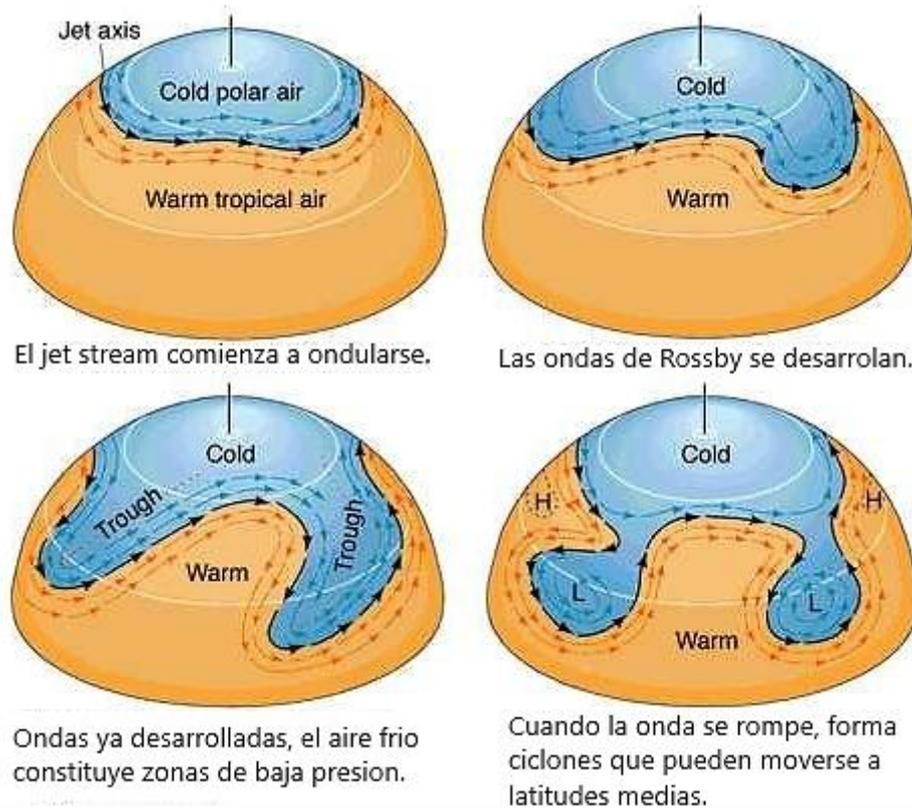


Figura 3. 10 Evolución de las ondas de Rossby (en el hemisferio norte). Una vez que la onda se rompe, un sistema ciclónico (aire frío) puede desplazarse hacia latitudes medias, y por su interacción con el aire tropical lleva asociado precipitaciones, rotación de vientos y descenso de temperaturas. Para el hemisferio sur el patrón es análogo, pero con menor amplitud, debido a que al haber más océano que superficie continental hay menor contraste térmico. (Adaptado de AEMET, <https://aemetblog.es/2017/08/26/ondas-planetarias-o-como-pasar-frio-en-verano/>)

3.2.4 Efecto de los continentes y variación estacional

Las zonas continentales se calientan más rápido que las zonas oceánicas debido a su menor calor específico. Por lo tanto, el aire continental es más cálido que el aire oceánico de su entorno, favoreciendo la convección del aire continental y una disminución de la presión. Los sistemas de presión latitudinales descritos en el modelo multicelular pierden intensidad en el interior de los continentes. La circulación atmosférica ahora no solo presenta flujo entre diferentes latitudes, sino también hay flujo entre océanos y continentes de una misma latitud (fig.3.11).

A lo largo del año, la latitud en la cual los rayos solares inciden perpendicularmente (en el mediodía solar) va cambiando debido al movimiento de traslación terrestre. De esta manera, la zona que recibe el máximo de radiación solar no está ubicada permanentemente en el ecuador, sino que hay desplazamientos latitudinales, y dependiendo de la época del año, el

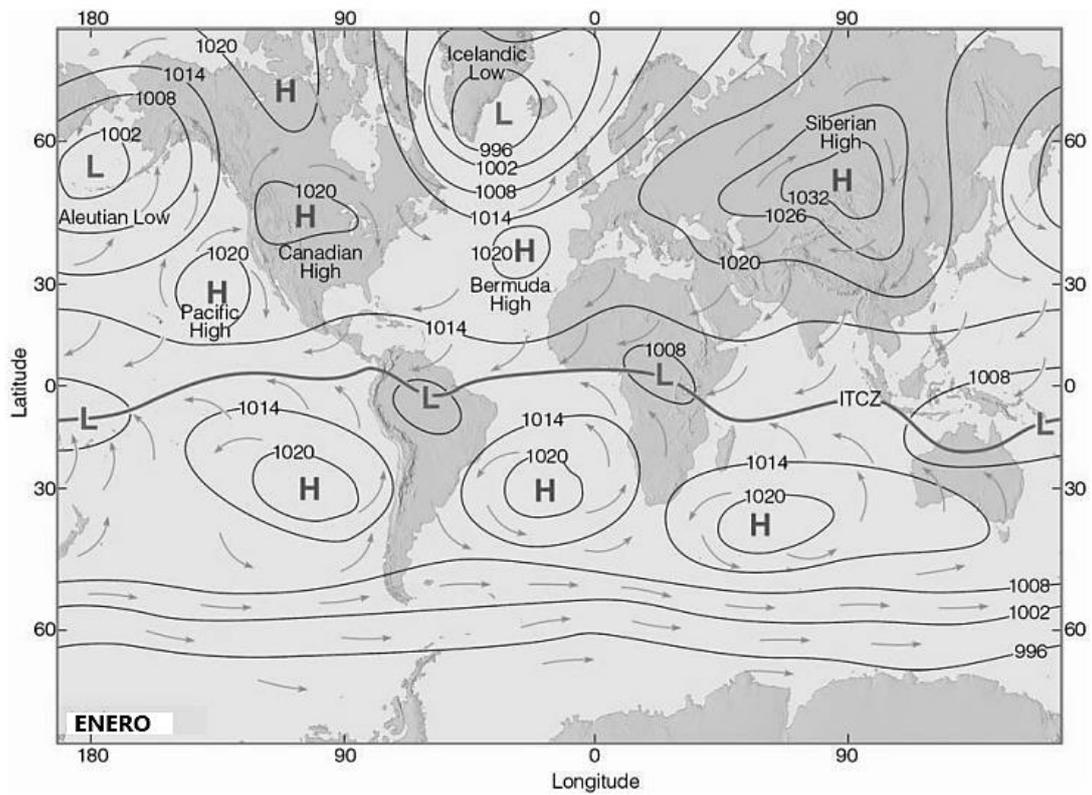
sol incidirá perpendicularmente en alguna de las latitudes comprendidas entre $23^{\circ}26'14''$ de ambos hemisferios.

Así, la ZCIT no permanece siempre sobre el ecuador, sino que va desplazándose con el máximo de radiación solar. Incluso sobre los continentes suele distorsionarse debido al mayor calentamiento respecto al océano, ampliando la ZCIT, y por lo tanto la zona donde ocurre la convección y la nubosidad, formando lo que se conoce como los monzones.

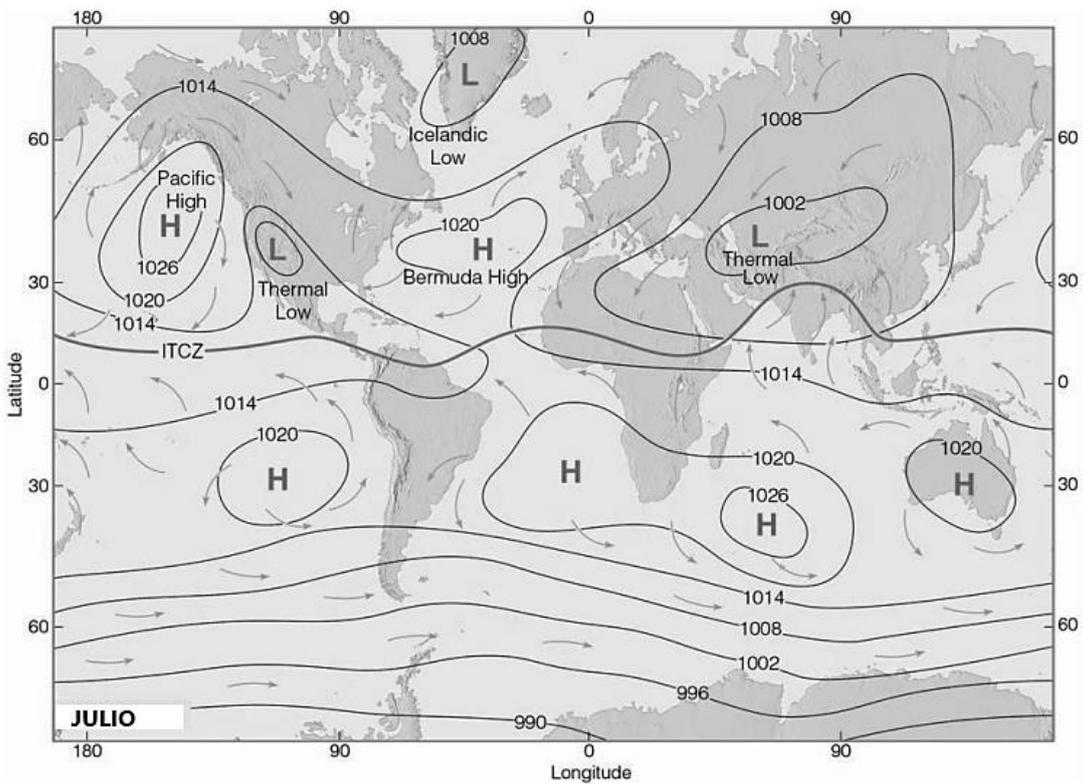
El monzón consiste en flujo de aire húmedo desde océano hacia el continente producido por el gradiente de presión que ocurre durante el día debido al calentamiento diferencial entre los continentes y los océanos. Este aire húmedo al ingresar en el continente, en contacto con la superficie se calienta y asciende, formando nubes de gran desarrollo vertical y fuertes precipitaciones. Existen monzones en La India, el sudeste de Asia, en Sudamérica, América del Norte y África.

Sin embargo, la circulación desde el océano al continente no ocurre durante todo el año, sino que a medida que el máximo de radiación se va alejando de la zona monzónica, el calentamiento disminuye y el gradiente de presión se invierte, ya que el océano se enfría a una tasa menor que la superficie continental. Así, el aire más seco del continente fluye hacia el océano a nivel superficial, sobre el océano se calienta y asciende, luego en altura retorna a la zona continental y desciende, con el consecuente calentamiento y secado de la masa de aire, y la inhibición de las precipitaciones.

En síntesis, los monzones son circulaciones convectivas entre océanos y continentes, que en la época de máxima radiación proveen lluvias intensas en la zona continental, mientras que en la época de menor radiación se caracterizan por una brusca disminución en las precipitaciones.



a)



b)

Figura 3. 11 Presión media a nivel del mar para los meses de: a) enero y b) julio. (Ahrens, 2009)

4. HUMEDAD EN LA ATMOSFERA

El agua cumple un rol fundamental en el sistema climático como regulador del transporte de calor debido a su elevado calor específico y su presencia en el sistema en los tres estados (líquido, sólido y gaseoso).

El 71% del planeta está cubierto de agua, del cual el 97% está en los océanos (3,8 km de profundidad media) en forma de agua salada. Solo el 3% del agua en el planeta es dulce, del cual el 70% está en superficies de hielo y glaciares. Ríos y lagos almacenan solo el 0,3% de la misma. En tanto, la atmósfera solo contiene el 0,04%.

4.1 Equilibrio de humedad

Los procesos involucrados en el ciclo del agua son: evaporación, condensación, transporte en la atmósfera (vertical y horizontal), precipitación y escurrimiento terrestre. El equilibrio de agua para la atmósfera puede expresarse como:

$$\Delta Q = E - P + D \quad (4.1)$$

Donde ΔQ es el cambio en la cantidad de agua en una columna de aire, E es la evaporación en la misma, P la precipitación que ocurre desde ella y D la divergencia hacia afuera (positiva) o convergencia desde afuera (negativa).

Por conservación de la materia, en el equilibrio ΔQ debe ser cero, ya que si hay más precipitación que evaporación, debe haber un suministro (D) de vapor de agua de alguna fuente externa a la columna de aire, el cual, en la atmósfera, se da a través del transporte horizontal de humedad.

Si se condensara todo el vapor de agua y precipitara de manera uniforme sobre todo el planeta, el acumulado global sería de 25 mm⁵ en un año. Sin embargo, las lluvias anuales en muchas regiones son muy superiores a este valor (por ej., San Miguel de Tucumán alrededor de 1000 mm), lo que indica que hay zonas donde la precipitación es mayor a la evaporación y el transporte de humedad juega un rol fundamental.

En la figura 4.1 se muestra la distribución meridional de humedad. Hay un exceso de evaporación alrededor de los 30 grados de latitud en ambos hemisferios, esto se debe a la presencia de las altas subtropicales las cuales están asociadas a cielos claros, y por lo tanto elevada evaporación y poca precipitación. En cambio, ocurre lo contrario en latitudes

⁵ 1mm de lluvia equivale a 1 litro de agua por metro cuadrado.

ecuatoriales y medias-polares. Esto indica que existe un flujo de humedad desde las altas subtropicales hacia el ecuador y los polos, cumpliendo así las mismas un rol fundamental en la distribución global de precipitación.

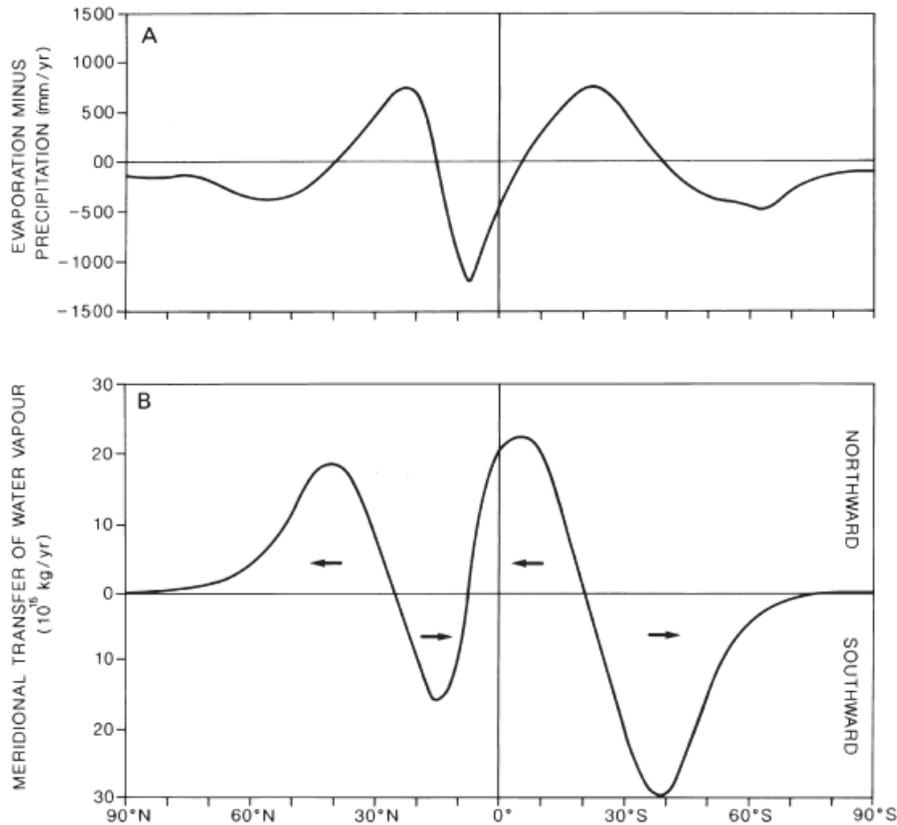


Figura 4. 1 A) Estimación de la evaporación menos precipitación en función de la latitud; B) transferencia meridional de humedad hacia el norte y sur. (Barry and Chorley, 2003)

4.2 Parámetros de humedad

La humedad puede ser cuantificada a través de diferentes parámetros. Uno de ellos es la humedad absoluta (H_a):

$$H_a = \frac{\text{masa de vapor}}{\text{volumen de aire}} \quad (4.2)$$

Este parámetro no es usado comúnmente debido a su dependencia con el volumen de aire. Cuando el aire asciende en la atmosfera se expande y por lo tanto H_a disminuirá a pesar de que la masa de vapor no cambia, por lo que H_a no es un buen indicador.

Existen parámetros que no dependen del volumen y por ello son usados frecuentemente en ciencias atmosféricas. Uno es la humedad específica (H_e):

$$H_e = \frac{\text{masa de vapor}}{\text{masa de aire}} \quad (4.3)$$

El otro es la razón de mezcla (r) :

$$r = \frac{\text{masa de vapor}}{\text{masa de aire seco}} \quad (4.4)$$

Ambos (H_e y r) permanecen constantes a menos que vapor de agua sea añadido o removido de la parcela de aire.

La presión del aire es producto de la colisión con el exterior de todas las moléculas que lo componen (Ley de Dalton) incluido el vapor de agua. El mismo solo representa del 0 al 4% de la composición del aire, por lo cual a 1 atmosfera (1013 mb) la presión parcial de vapor es del orden de unos cuantos mb. La medida de la presión de vapor (e) es un buen indicador, ya que mientras más moléculas de vapor presentes haya, mayor será la cantidad de colisiones a una dada temperatura.

4.3 Evaporación y condensación

El suministro de humedad a la atmosfera se da a través del proceso de evaporación sobre los océanos, masas de agua continentales y transpiración de seres vivos (como las plantas). Del total de evaporación global, el 87 es de océanos y 13% de continentes.

La evaporación requiere suministro de calor (para separar las moléculas de agua), con lo cual este proceso está asociado a disminución de la temperatura. El calor luego es liberado durante el proceso de condensación. Por esta razón, la humedad es un regulador de la variación diurna de temperaturas, ya que durante el día absorbe calor y limita el ascenso térmico, mientras que en las noches al condensar libera calor limitando el enfriamiento.

La cantidad de evaporación depende de los siguientes factores:

- Diferencia entre la presión de vapor del aire y la presión de vapor de la superficie fuente de humedad
- La velocidad del viento, ya que remueve la humedad del ambiente circundante a las superficies fuentes
- Suministro de energía calórica.

La evaporación y condensación ocurren simultáneamente, solo que cuando el aire está "más seco" la tasa de evaporación en superficies es mayor que la de condensación. Las moléculas de agua escapan de la superficie por energía térmica suministrada. Mientras más moléculas de vapor de agua haya en el aire, es más probable que algunas vuelvan y condensen por colisión. Así, la tasa de condensación aumenta con el contenido de humedad del aire, y la de evaporación disminuye. En un punto se alcanza el equilibrio, momento en que se dice que el aire está saturado (no puede aumentar más su contenido de vapor).

A medida que el aire adquiere vez más humedad, su presión de vapor aumenta hasta el límite denominado presión de vapor de saturación, el cual aumenta con la temperatura (fig.4.2). Mientras más cálido el aire, mayor vapor de agua puede contener debido a que las moléculas tienen mayor energía térmica y escapan más fácilmente de las superficies de agua, además es más difícil que se unan y condensen, requiriendo más vapor de agua en el aire para alcanzar el equilibrio evaporación-condensación.

Sin embargo, no se puede extrapolar este resultado a la escala regional, ya que la ecuación de Clausius-Clapeyron no tiene en cuenta los cambios de circulación que ocurren dentro del sistema climático, los cuales afectan la forma en que se distribuye la mayor cantidad de vapor disponible, y por consiguiente habría zonas donde la precipitación aumenta más que el valor esperado según 4.5, y zonas donde la misma disminuye.

4.4 Humedad relativa

La humedad relativa es un parámetro que indica el contenido de vapor de agua en el aire respecto a la cantidad necesaria para saturarse a una dada presión y temperatura. Como las presiones de vapor e y e_s son indicadores de masa de vapor, se define la humedad relativa como:

$$HR = \frac{e}{e_s} 100\% \quad (4.6)$$

Por lo tanto, por sí solo no es indicador de la masa de vapor de agua presente, sino de cuán cerca el aire está de su saturación. HR del 50% a 20°C indica menos vapor de agua que la misma HR a 30°C, ya que e_s aumenta con la temperatura.

Según 4.6 existen dos formas de cambiar la HR del aire: modificando la temperatura o el contenido de vapor de agua. En general, en muchos lugares del planeta el contenido diario de vapor en el aire no cambia, pero por las noches HR aumenta respecto al valor diurno debido a la disminución de la temperatura (y de e_s).

Dada una parcela de aire, con un contenido fijo de vapor de agua, se define el punto de rocío como la temperatura a la cual debe enfriarse el aire (a presión constante) para que e_s se iguale a e . A la temperatura del punto de rocío, el aire está saturado (HR=100%), las tasas de condensación y evaporación se igualan, cualquier pérdida de calor aumentará la condensación, y la liberación de calor latente compensará dicha pérdida, de esta forma la temperatura no puede seguir disminuyendo. Por lo tanto, la temperatura del aire siempre será igual o mayor a la de su punto de rocío.

4.5 Formación de nubes

4.5.1 Núcleos de condensación

El vapor de agua para condensar requiere de una superficie en la cual hacerlo. En el aire existen partículas que permiten este proceso, las cuales tienen tamaños microscópicos. En un centímetro cúbico de aire hay entre 1000 y 150,000 partículas presentes, cuyos tamaños van de menos de 0,2 μm a 10 μm . Las mismas consisten en polvo superficial, material volcánico, humo de fábricas, sal de océanos, sulfatos, entre otras.

Estas partículas se denominan núcleos de condensación, y sin ellas la condensación de vapor ocurriría a humedades mucho mayores al 100% y temperaturas de -40°C, siendo así de vital importancia para el patrón de nubosidad y precipitaciones. De hecho, su presencia permite la formación de gotas de agua incluso por debajo del 100% de HR en el aire.

4.5.2 Desarrollo de la nubosidad

La formación de nubosidad está dada por el ascenso de aire desde un dado nivel (superficial o altura) y la consecuente disminución de su temperatura. Este descenso de temperatura se debe a que el aire se expande (mayor altura, menor presión) lo que implica que la parcela realiza trabajo sobre su entorno (pierde energía). Todo el trabajo realizado por la misma se traduce en pérdida de calor si no hay intercambio de materia ni calor con el medio que la rodea. En dicho caso, se dice que el proceso es adiabático, lo que en general es una buena aproximación debido a la elevada velocidad de ascenso de las parcelas de aire (tiene poco tiempo para mezclarse con su entorno).

Cuando la temperatura disminuye hasta el punto de rocío comienza la condensación del vapor de agua y la formación de nubosidad.

El ascenso de las parcelas de aire puede deberse a efectos convectivos (por radiación solar) o forzados por barreras (frentes meteorológicos o montañas). En cualquier caso, el perfil vertical de temperaturas debe ser el favorable para que el ascenso de la parcela se mantenga y se forme la nubosidad. Se requiere que la tasa con que desciende la temperatura de la parcela (o su densidad) con la altura sea menor que la de la atmosfera circundante, de manera tal que la fuerza de empuje se dirija siempre hacia arriba.

Según el primer principio de la termodinámica, para el aire seco considerado como un gas ideal:

$$dq = c_p dT - v dp \quad (4.6)$$

Dónde: dq es el calor liberado o recibido por el sistema, c_p el calor específico a presión constante, dT el diferencial de temperatura, v el volumen y dp diferencial de presión (todo por unidad de masa).

Combinando 4.7 con la ecuación hidrostática 1.1, se obtiene:

$$dq = c_p dT + g dz \quad (4.7)$$

Como el proceso es adiabático, $dq = 0$

$$c_p dT + g dz = 0 \quad (4.8)$$

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{\text{aire seco}} = -\frac{g}{c_p} \quad (4.9)$$

La tasa descenso de temperaturas de una parcela de aire seco que asciende adiabáticamente, según 4.10, es de $-1^\circ/100 \text{ m}$ hasta que se llega a la saturación, a partir de allí la condensación libera calor atenuando el enfriamiento.

Para el aire saturado, en la deducción anterior se debe tener en cuenta también la ecuación 4.5 considerando que en el aire saturado vale $e = e_s$ y es una función de la temperatura. Se obtiene:

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{\text{aire saturado}} = \left(\frac{dT}{dz}\right)_{\text{aire seco}} \left[\frac{1 + \frac{e_s}{p} \frac{h_v}{R_v T}}{1 + \frac{e_s R_d}{p c_p} \left(\frac{h_v}{R_v T}\right)^2} \right] \quad (4.10)$$

Donde: h_v es la entalpia de vaporización (calor latente a presión constante), p es la presión del aire, R_d constante de gas ideal del aire seco y T la temperatura ambiente.

De 4.11 la tasa de enfriamiento del aire saturado va de $-0,4^\circ\text{C}/100\text{m}$ en la troposfera baja a $-0,6^\circ/100\text{ m}$ para la troposfera media. La diferencia se debe principalmente al cambio de T atmosférica con la altura.

Una forma aproximada de estimar la altura H (desde la superficie) a la cual comienza a saturarse adiabáticamente el aire (formarse nubosidad), es considerar que el punto de rocío T_d disminuye $2^\circ\text{C}/1000\text{ m}$ (considerando la dependencia de e_s con T). Si la temperatura inicial de la parcela es T entonces:

$$H (m) = 125 (T - T_d) \quad (4.12)$$

Donde H , conocido como altura de la base de la nube, esta expresado en metros (m) y T debe estar en $^\circ\text{C}$. Solo es válida si el gradiente térmico vertical de la atmosfera permite el ascenso de la parcela.

4.5.3 Inestabilidad atmosférica

Se habla de atmosfera estable cuando el gradiente vertical de temperatura es menor que la tasa de descenso térmico de una parcela en ascenso (seca o saturada según corresponda), lo que implica que la parcela tendrá temperaturas menores a su entorno (será más densa que él) y por ello volverá a descender a su posición inicial (fig.4.3).

En cambio, la atmosfera es inestable si el gradiente vertical térmico atmosférico es mayor a la tasa de enfriamiento adiabático, de manera que el entorno siempre estará más frio (y más denso) que la parcela que asciende. Por lo tanto, este ascenso se mantendrá en el tiempo debido a la fuerza de empuje dirigida hacia arriba. Este tipo de atmosfera es el que favorece la nubosidad (y precipitación en algunos casos) si hay algún mecanismo disparador para que comience el ascenso (por ejemplo, calentamiento radiativo).

Finalmente es condicionalmente inestable, si para el gradiente adiabático seco es estable, pero para el saturado es inestable. Por lo tanto, solo habrá ascenso y formación de nubes si el aire esta inicialmente saturado, lo que puede ocurrir si por algún mecanismo el aire es forzado a ascender hasta una altura en que se satura, y una vez allí puede seguir ascendiendo sin ningún forzante más que la diferencia de densidad con su entorno. Un ejemplo es lo que

ocurre cuando el aire en su avance horizontal encuentra en su paso una montaña, viéndose forzado a ascender por su ladera.

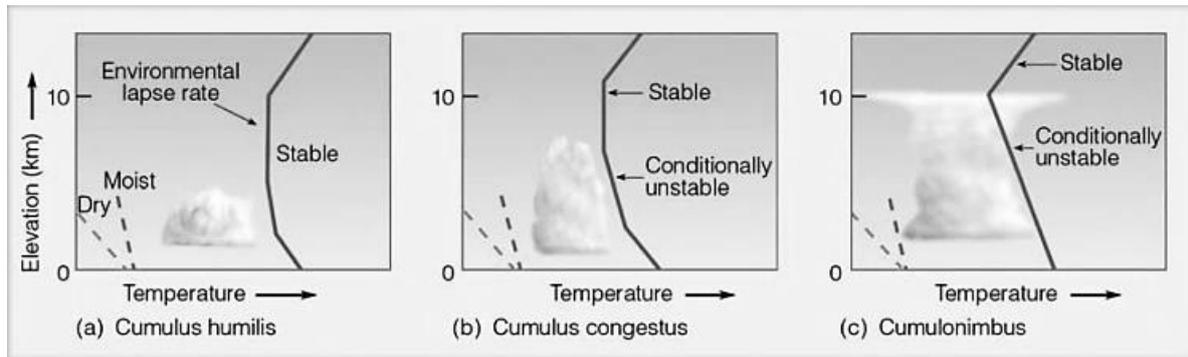


Figura 4.3 Tipos de atmosfera según su estabilidad: a) estable, b) condicionalmente inestable, y c) condicionalmente inestable. Las líneas punteadas indican la tasa de enfriamiento adiabático seco y saturado, mientras las líneas continuas indican el perfil vertical de temperaturas. La relación entre las pendientes indica si el aire podrá seguir ascendiendo o no una vez iniciado el movimiento. (Ahrens, 2009)

5. CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y PRECIPITACIÓN REGIONAL

5.1 La circulación en Sudamérica y la precipitación en el NOA

La región del Noroeste Argentino (NOA) posee, en relativamente poca distancia horizontal ($\sim 10^2$ km), grandes variaciones de altura sobre el nivel del mar lo que provoca una gran variedad de climas. Su porción oeste forma parte de una de las zonas más áridas del mundo, mientras que el resto de la región (centro-este de las provincias de Salta, Jujuy, Catamarca, La Rioja y la mayor parte de la Tucumán), está dominada por un clima húmedo subtropical, particularmente en verano. En este capítulo se analiza el patrón de circulación que influye en la precipitación en la región húmeda del NOA (lat. 21-30°S).

La presencia del continente sudamericano, y en especial de la cordillera de los Andes, provoca que la franja de altas presiones subtropicales de latitudes medias sea dividida en dos anticiclones semipermanentes: el del Atlántico Sur y del Pacífico Sur. Estos dominan la circulación atmosférica y oceánica de Sudamérica.

Su posición varía a lo largo del año, debido a los cambios estacionales en la intensidad de la radiación solar. Los centros de los anticiclones se encuentran aproximadamente 5° de latitud más cerca del Ecuador en invierno que en verano, y suelen alejarse del continente (fig.5.1). Por ejemplo, el anticiclón del Pacífico Sur, que tiene posición media anual de 33°S frente a Chile, durante el verano se mueve hacia el sur ubicándose en 35.8°S, y se debilita por ser mayores las temperaturas en superficie, mientras que en invierno se traslada más hacia el norte, a 30°S, y se fortalece respecto al verano.

Estas variaciones, implican cambios en el flujo de capas bajas desde las zonas polares a las zonas tropicales, siendo máximo en los meses invernales debido al fuerte gradiente meridional de temperaturas. A su vez, la zona de convergencia intertropical (ITCZ) se encuentra más hacia el norte en invierno del hemisferio sur (HS), por lo que la zona de influencia polar se expande hacia latitudes más bajas.

Situada al este de la cordillera de Los Andes, alrededor de 30°S, se encuentra la Baja del Chaco (BC). Su formación se debe a dos factores: la advección horizontal (norte-sur) de aire cálido provocada indirectamente por la presencia de la cordillera, que impide la circulación zonal (este-oeste) en capas bajas, y al intenso calentamiento de la zona continental respecto a los océanos, especialmente en primavera y verano. Por lo tanto, la BC reconoce un origen térmico y orográfico

La región del Amazonas y del atlántico tropical (verano HS) proveen gran cantidad de vapor de agua a la atmosfera (aire tropical). La circulación en el NOA está dada por la interacción entre los anticiclones y la BC, a través del gradiente de presión. La profundización de la BC es lo que favorece el flujo de aire cálido y húmedo desde la zona tropical hacia el NOA (fig.5.2), el cual es un factor fundamental para la ocurrencia de precipitaciones (fig.5.3).

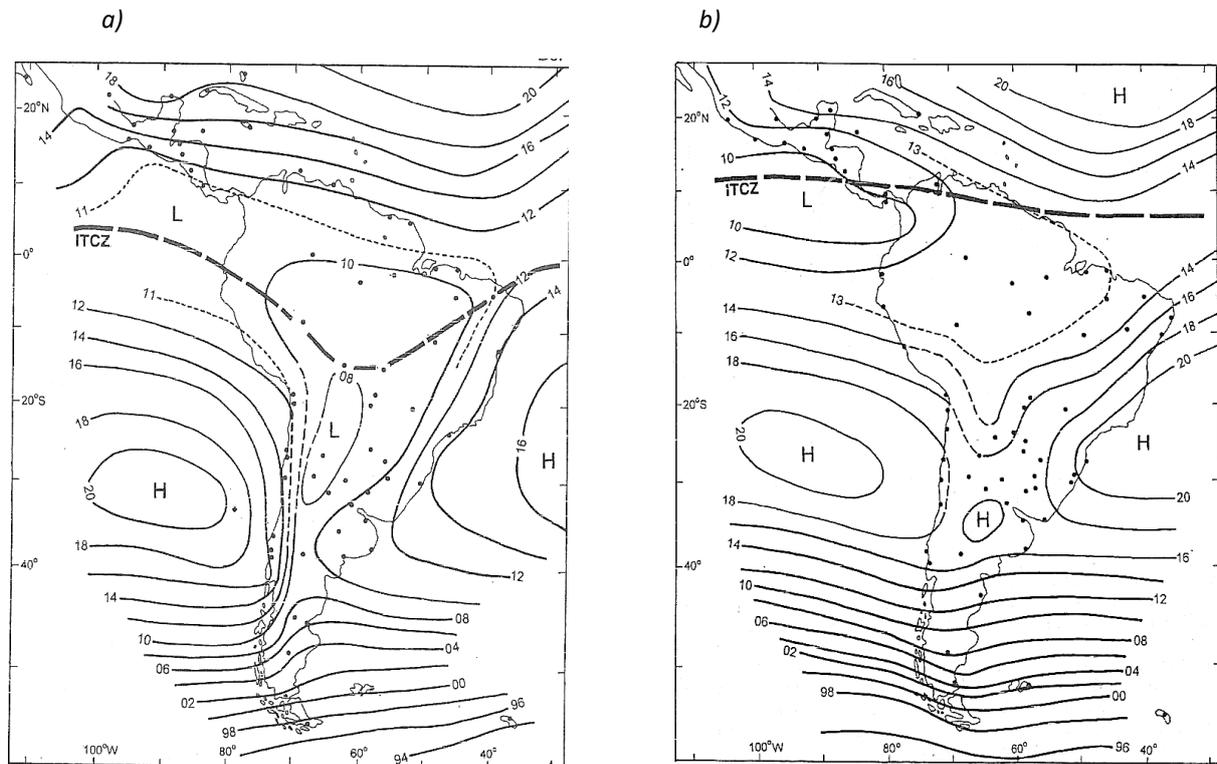


Figura 5. 1 Presión media a nivel del mar para el periodo: a) diciembre-febrero; b) junio-agosto (Karoly and Dayton, 1998)

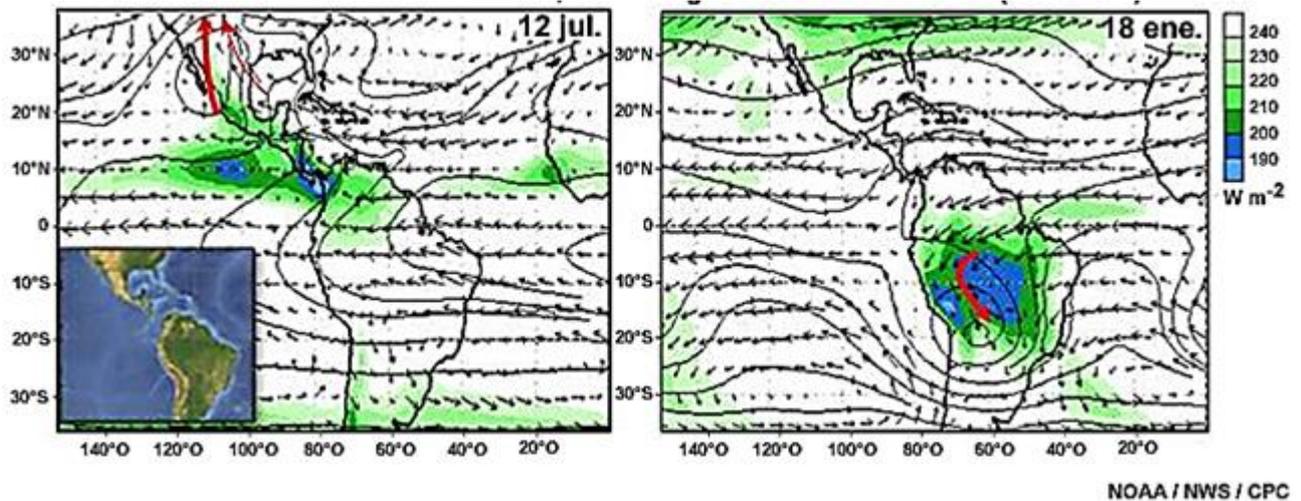


Figura 5. 2 Promedios de radiación de onda larga saliente al espacio exterior (sombreado), líneas de corriente en la alta troposfera (200 hPa) y vientos en la baja troposfera (850 hPa) para el periodo 1979-1995. Se muestra el flujo desde el norte hacia el NOA con mayor intensidad en enero (verano). Los mínimos valores de radiación de onda larga saliente son un indicador de actividad convectiva intensa, se observa su acercamiento hacia el NOA en verano. Los días 12 julio y 18 de enero son los picos de mínima y máxima actividad anual del monzón, respectivamente.

(The COMET program)

https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/navmenu.php?tab=4&page=5.4.3

Si bien esta baja térmica aparece a lo largo de todo el año, su contribución al proceso de precipitación es mucho mayor en el periodo setiembre-abril, debido a que la mayor disponibilidad de radiación permite su rápida profundización en periodos de 3 días aproximadamente y a la mayor evaporación en la zona tropical.

El flujo de humedad es a través de capas bajas (a un máximo de 15 m/s en 850 hPa) y se produce desde el anticiclón atlántico hacia el interior del continente, desviándose hacia el Sur por la presencia de la cordillera. Este sistema de circulación se denomina monzón sudamericano, que, a diferencia del monzón de La India, no posee una inversión de circulación en los meses invernales, solo se observa un debilitamiento de la misma (fig.5.2).

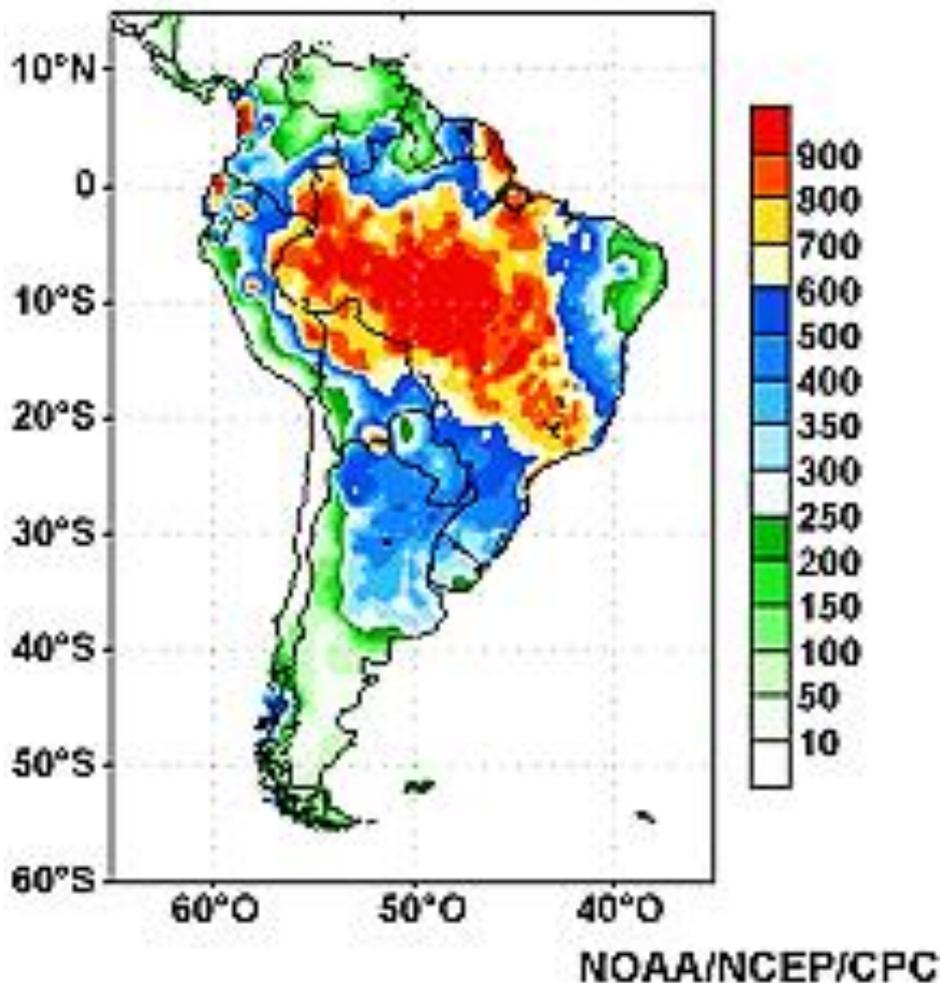


Figura 5. 3 Precipitación total acumulada para el periodo de máxima actividad monzónica (dic-feb), en promedio para el periodo 1979-1995. Los máximos de lluvia aparecen en la zona del Amazonas, y en el caso de Argentina, dichos máximos están en el NOA y norte del NEA, alcanzando valores de 600 mm.

(The COMET program)

https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/navmenu.php?tab=4&page=5.4.3

El intenso gradiente de temperaturas entre las zonas polares y ecuatoriales, y la orientación de los anticiclones mencionados, permiten el paso de frentes fríos con cierta periodicidad, los cuales, en su interacción convectiva con las masas de aire cálido y húmedo provenientes del norte, son los sistemas responsables de la mayor parte de la precipitación en la región entre 15°S y 40°S.

Más de la mitad de la precipitación en el NOA está asociada al pasaje de frentes fríos, ya sea a través de la actividad frontal en sí, o de la actividad pre-frontal. En cuanto a los volúmenes de precipitación en cada caso, las precipitaciones diarias mayores a 50 mm se asocian a la actividad pre-frontal, a través de las denominadas líneas de inestabilidad, que consisten en

líneas paralelas al frente frío que se desplazan por delante de él e interactúan con las masas de aire cálidas y húmedas⁶.

La precipitación asociada a actividad de frentes fríos es máxima en los meses de verano (fig. 5.4), mientras que, en los meses invernales, si bien es más frecuente su paso, la disponibilidad de vapor es mucho menor debido al desplazamiento del máximo de radiación hacia el hemisferio norte con el consecuente debilitamiento del flujo del norte y la disminución del vapor disponible.

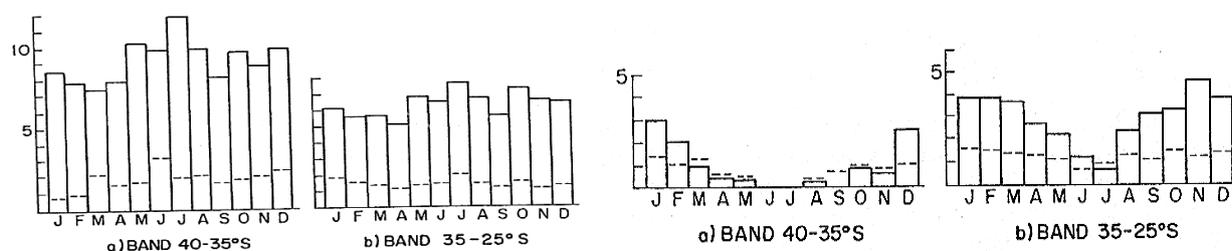


Figura 5. 4 a) Distribución media mensual de frecuencia de pasajes frontales para las bandas latitudinales 40-35°S y 35-25°S; b) frecuencia de actividad convectiva asociada a pasajes frontales en las bandas mencionadas. (Karoly and Dayton, 1998)

En conclusión, el mecanismo disparador principal de las precipitaciones extremas en la región húmeda del NOA es el pasaje de frentes fríos posteriores a la profundización de la BC, factores que se dan simultáneamente en los meses de verano. El pasaje de frentes fríos y el flujo de vapor de agua están regulados por la posición y la intensidad relativa de los anticiclones subtropicales, con lo cual el cambio en ellos es uno de los factores determinantes en las variaciones temporales de los eventos de precipitación extrema⁷.

5.2 Distribución espacial de la precipitación en Tucumán y el NOA

La precipitación es una de las variables meteorológicas con mayor variabilidad en su distribución espacio-temporal, debido a que son muchos los factores que están involucrados en su génesis. Entre dichos factores, el más importante, además de la circulación de gran escala, es la distribución de relieve.

La interacción entre la circulación de vientos y el relieve, es el principal factor regulador de la distribución de precipitaciones. El relieve provoca el ascenso forzado y la desviación de las masas de aire que se desplazan sobre los continentes. Esto produce en muchos casos condensación de vapor y precipitación (cap. 4).

Por lo tanto, la precipitación se favorece con la presencia de montañas, hasta que el vapor de las masas de aire ascendentes disminuye lo suficiente para que la precipitación deje de formarse. De esta manera, en general, la ladera que orientada en la dirección del flujo de aire

⁶ La línea de inestabilidad no genera grandes cambios en la masa de aire presente, sino que el posterior paso del frente frío es el que produce en general el descenso de temperatura y de humedad.

⁷ El otro factor determinante son los cambios cantidad de vapor de agua disponible en el aire tropical que proviene del norte, el cual aumenta con la temperatura de los trópicos. En el contexto de calentamiento global antropogénico, es de esperar mayor vapor de agua disponible en la atmósfera.

húmedo suele ser nubosa y con precipitaciones importantes, mientras la ladera opuesta suele ser más árida debido a que el vapor de agua condensa y precipita en la ladera anterior. Así, los cordones montañosos actúan como barreras que separan masas de aire de diferentes características, y, por lo tanto, marcan límites de separación entre climas diversos.

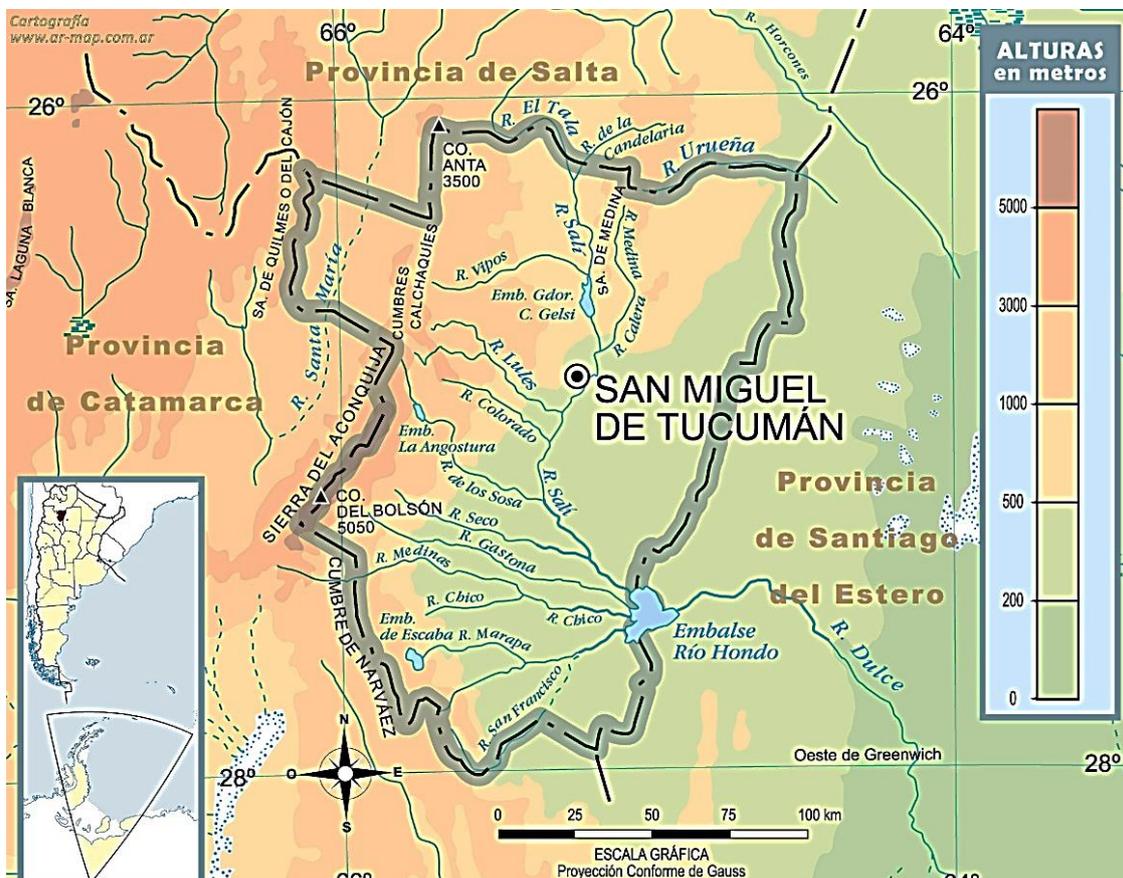


Figura 5. 5 Mapa físico de la provincia de Tucumán y alrededores.
(Ministerio de Educación de la Nación) <http://mapoteca.educ.ar/files/index.html.1.8.html>

Al Este de la región de la cordillera de los Andes se suceden una serie de valles, bolsones y sierras que configuran una región heterogénea, especialmente en lo referido a la distribución de los parámetros climáticos. Los valles y bolsones de la parte Sur de la región del NOA son determinados por las sierras Pampeanas. Estas sierras alcanzan notable altura a partir de la llanura del este, con un rango de alturas del orden de los 400 m a 5.000 m en algunas cumbres (Nevados del Aconquija). Mientras que en la parte norte del NOA (norte de Tucumán, Salta y Jujuy) la distribución de relieve consiste de sierras más bajas con alturas de 1500-2000 m, denominadas sierras Subandinas. Esta distribución de relieve es un factor determinante de paisajes selváticos en las laderas orientadas al Este, que reciben el flujo húmedo del Noreste, y extremadamente áridos sobre la ladera opuesta.

Más hacia el este, en zona de llanura, se extiende la gran región del Chaco Sudamericano. Su límite oeste está dado por las sierras Subandinas y Pampeanas, que se antepone a la alta cordillera andina. La figura 5.5 es el mapa físico de Tucumán y sus alrededores, allí se observan las características mencionadas.

La distribución de relieves regula la distribución de precipitaciones, como se observa en la figura 5.6 del monto anual de lluvias en el NOA. Las precipitaciones en el este de la región varían entre 300-600 mm. El cambio de un relieve de llanura a un relieve de sierras provoca un aumento de las precipitaciones en la dirección este-oeste, con sus máximos en la franja central de las provincias de Tucumán, Salta y Jujuy, con valores de hasta 2000 mm anuales. Finalmente, la zona oeste del NOA, es una zona árida, con precipitaciones del orden de 300 mm por año.

La irregular distribución geográfica que se observa en las lluvias, se debe al su efecto modulador del relieve sobre la circulación de vientos. En la figura 5.7 se observa la distribución media de vientos en el NOA para el mes de enero. El flujo en el este de la misma, es del noreste sin sufrir grandes perturbaciones, debido a que es una zona de llanura. Hacia el oeste, el flujo de aire del norte suele ser desviado a lo largo de la dirección en que están dispuestas las sierras Pampeanas y Subandinas. Finalmente, la zona cordillerana del oeste, tiene un flujo de vientos desde el océano pacífico. Estos vientos suelen ser de baja humedad, debido a que las grandes precipitaciones que se dan en el lado chileno de la cordillera.

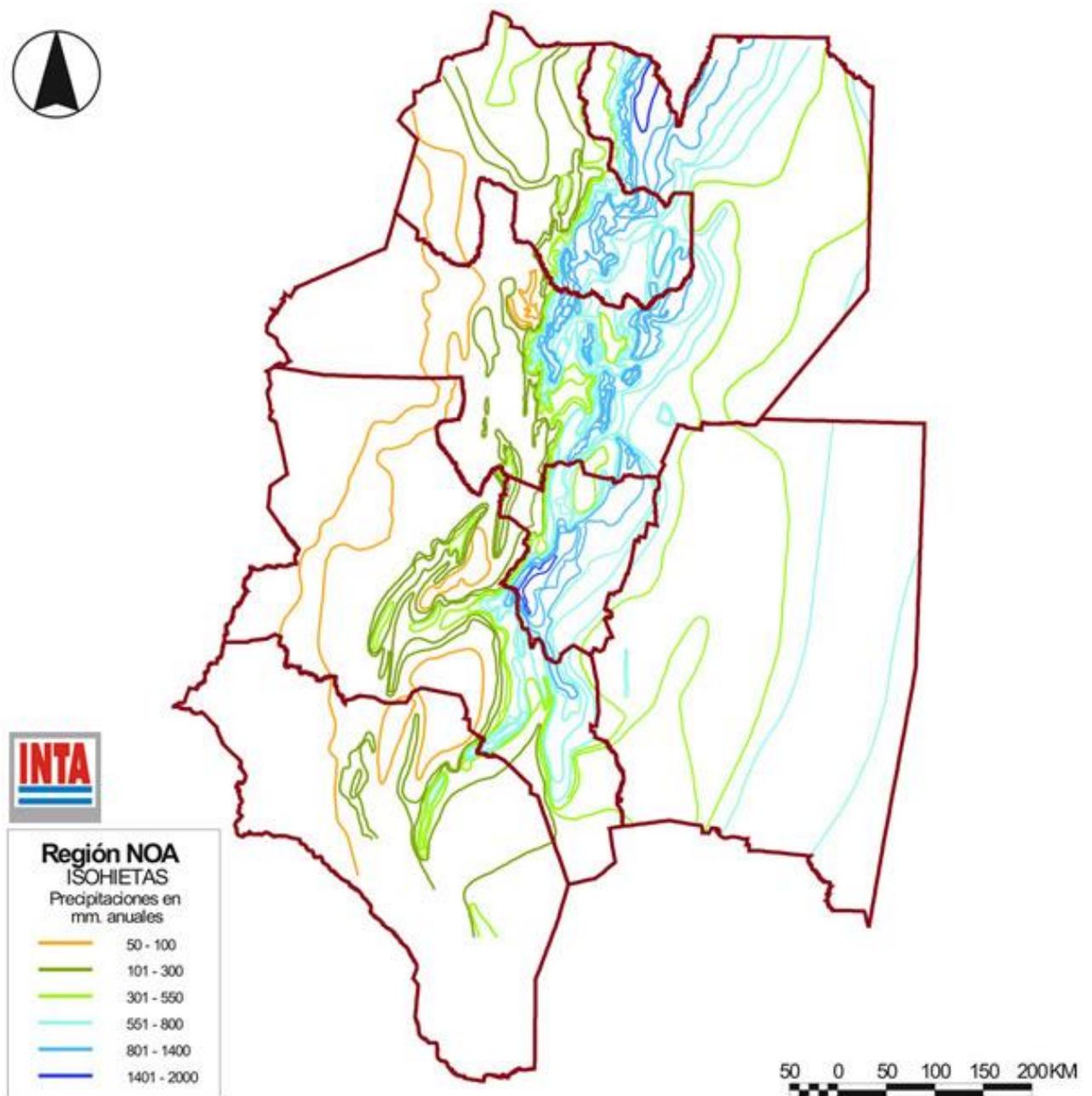


Figura 5. 6 Distribución espacial de la lluvia total anual en el NOA. Los datos son promedios del periodo 1934-1990. (INTA) http://www.ora.gob.ar/eval_atlas_noa_tucuman_clima.php

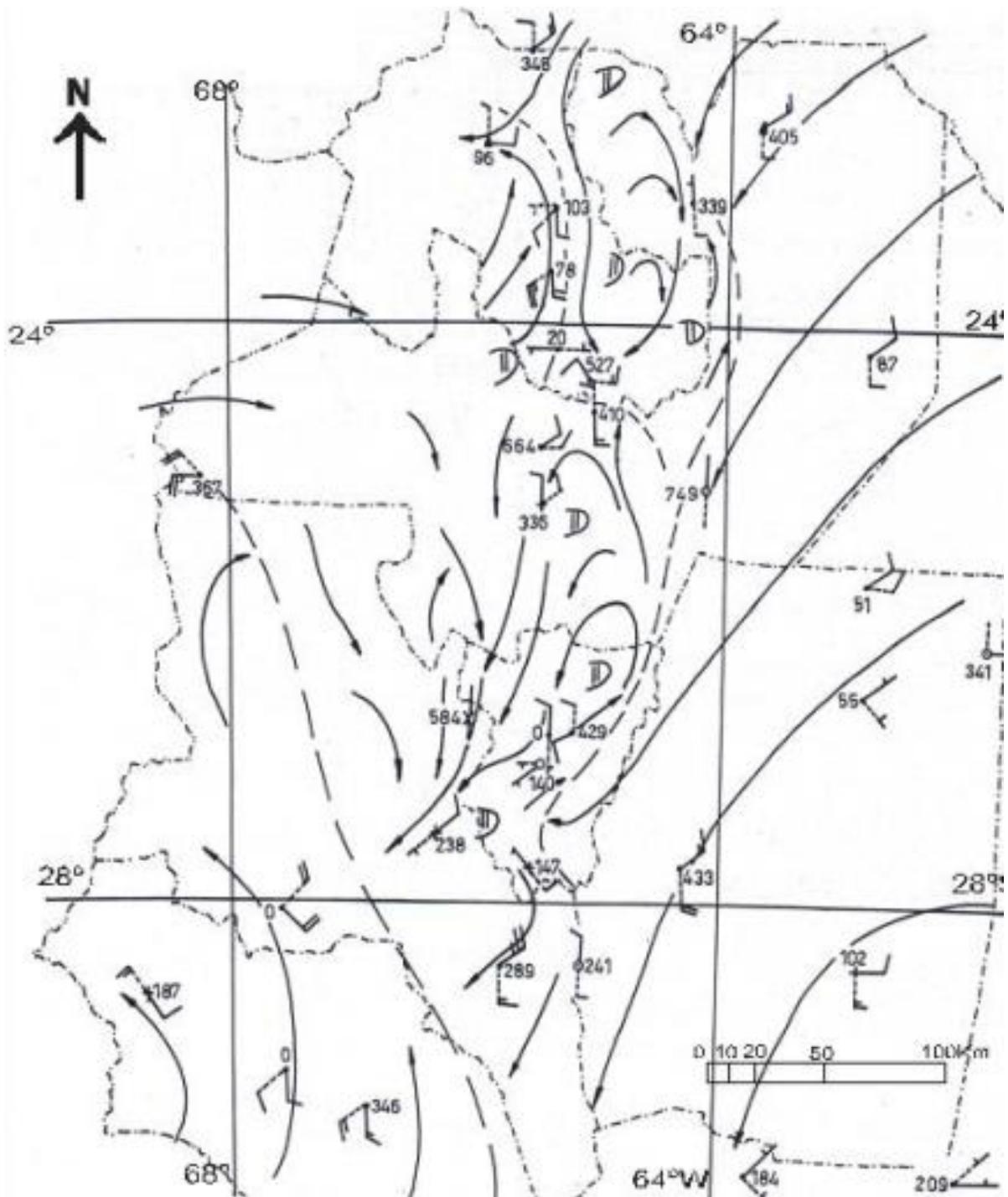


Figura 5. 7 Flujo promedio de vientos y temperaturas medias de enero en el NOA. (Minetti, 2009)

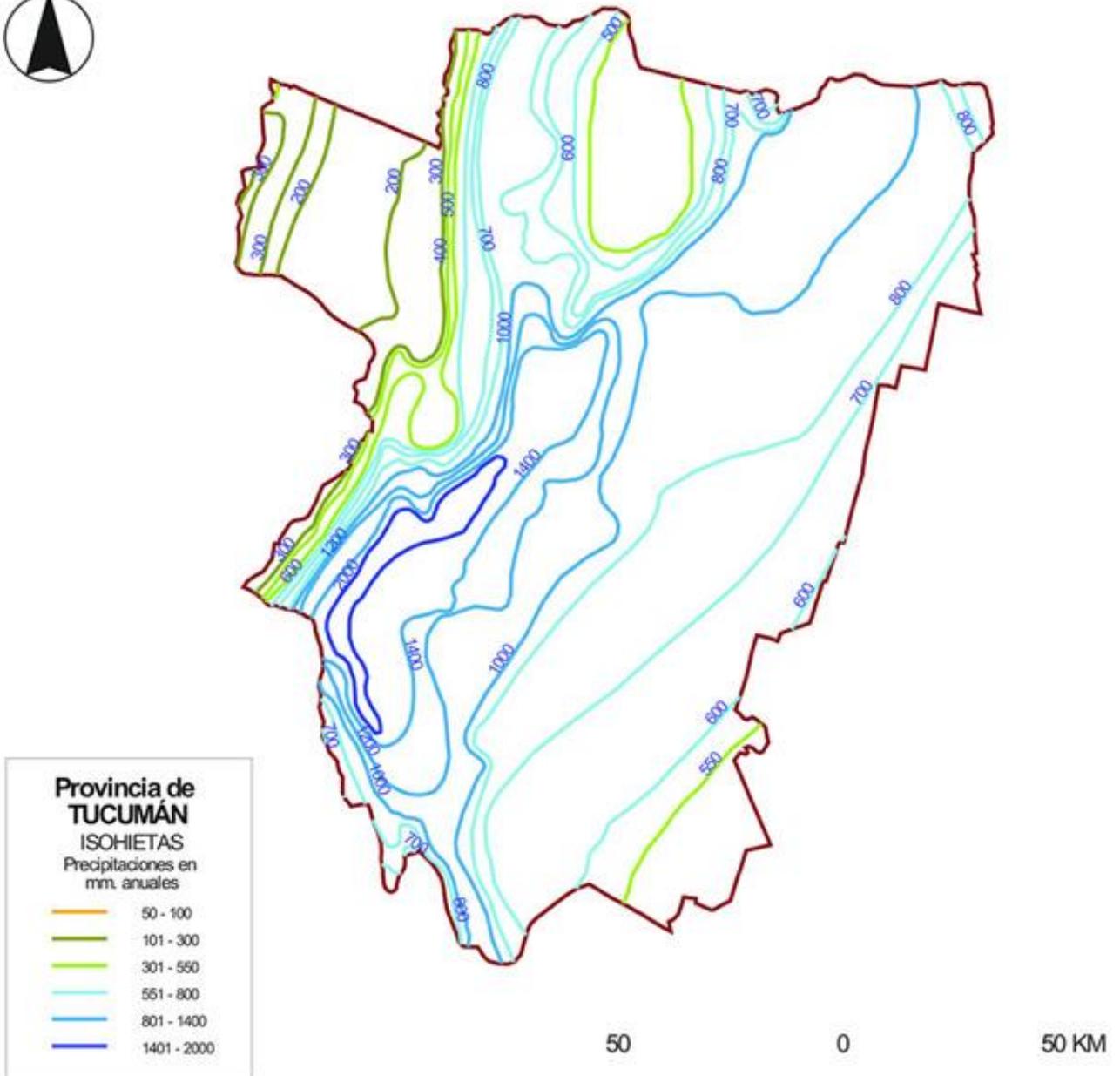


Figura 5. 8 Distribución espacial de la lluvia total anual en Tucumán. Las líneas se denominan isohietas, las cuales unen puntos de igual lluvia anual. Los datos son promedios del periodo 1934-1990. (INTA) http://www.ora.gob.ar/eval_atlas_noa_tucuman_clima.php

En el caso de Tucumán, el máximo de precipitaciones se da en la zona sudoeste de la provincia, al pie de las sierras del Aconquija, con valores anuales de ~2000 mm. Esto se debe a que dichas sierras son las más altas de Tucumán, lo que implica que el forzante orográfico de la precipitación es más intenso. Hacia el este la lluvia disminuye marcadamente hasta ~500 mm en el límite con la provincia de Santiago del Estero. Hacia el noroeste de Tucumán, las lluvias disminuyen hasta ~300 mm en la zona de las cumbres, debido a que la humedad que proviene del noreste precipita en su mayor parte en las sierras de la franja central y sur.

Lo anterior, puede resumirse en el corte a lo largo del paralelo que corresponde a Monteros (Tucumán) de la figura 5.9. En la misma, se puede apreciar la altitud del relieve, su forma y la distribución de las precipitaciones, así como los distintos biomas que, en gran medida, son determinados por los montos de precipitación.

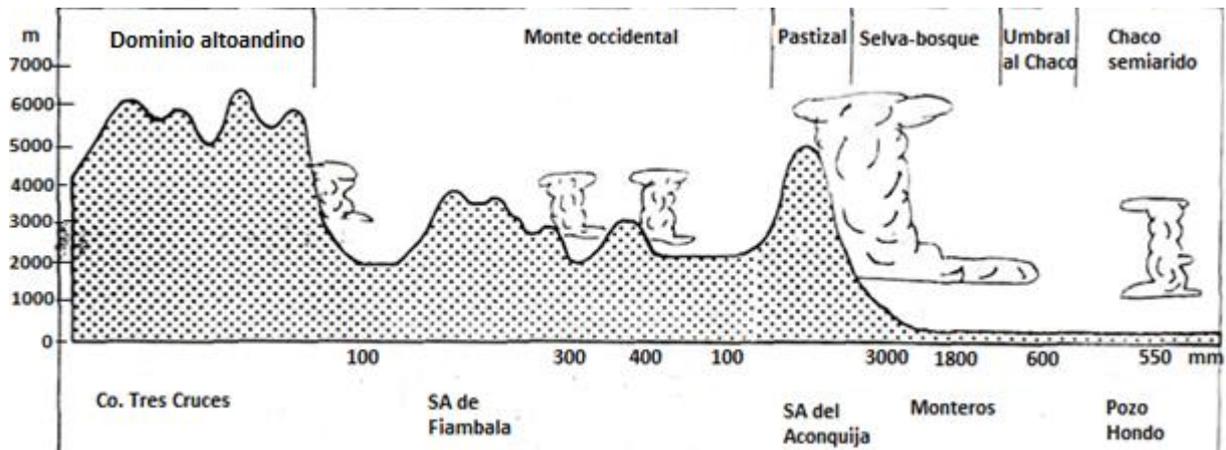


Figura 5. 9 Relieve a lo largo del paralelo 27°S, que pasa por Monteros (Tucumán), y la distribución de lluvia anual correspondiente. (Bianchi et. al, 2005)

En síntesis, la precipitación en Tucumán está regulada fundamentalmente por la interacción entre el flujo húmedo del noreste y la distribución de sierras. Esto explica el hecho que las precipitaciones en la franja centro-oeste de la provincia sean mucho mayores que en la zona de la llanura chaqueña.

Por lo tanto, para el estudio de las variaciones a largo plazo de la precipitación en Tucumán, las variaciones en el flujo de vientos, y su interacción con el relieve, deberían ser tenidos en cuenta, ya que son los mecanismos físicos dominantes en la distribución de las lluvias en el NOA.

6. DATOS DE PRECIPITACIÓN

Se analizaron datos de precipitación total diaria obtenidas de dos fuentes:

- Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC), ubicada en El Colmenar, al norte del Gran San Miguel de Tucumán. Posee una estación meteorológica con registros meteorológicos continuos desde 1910 a la actualidad. La medición de la precipitación se realiza con pluviómetro. La frecuencia de medición es diaria entre la hora 0 y la hora 24 (hora de Argentina). El dato de la precipitación se mide en milímetros (mm).
- CPC Global Unified Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation, constituido por un conjunto global reticulado de datos de lluvia diaria, desde 1979 a la actualidad. Este conjunto es proporcionado por el Climate Prediction Center. Para el caso de Tucumán usa datos de la estación meteorológica del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), ubicada en el Aeropuerto de la provincia, y luego los extrapola con consideraciones de relieve.

6.1 Datos reticulados de precipitación

Un reticulado es el resultado de dividir el espacio en volúmenes de igual tamaño, denominados celdas, dentro de los cuales el valor de la variable que se quiere representar, se supone constante. Mientras más pequeño sea el volumen de la celda, se dice que la resolución es mayor, y será mejor la representación espacial de la variable. Los datos de entrada para el grillado son mediciones en determinados puntos del planeta, que provienen de diferentes instrumentos de medición, y que luego de un control de calidad, se introducen en las celdas correspondientes al lugar donde fueron medidos. A partir de técnicas de interpolación, se pueden aproximar los valores de la variable de interés para celdas en las cuales no se dispone de mediciones. Dichas técnicas incluyen modelos físicos, que simulan el cambio en el campo representado debido a cambios en otras variables espaciales que la afectan.

Existen diferentes conjuntos reticulados de precipitación con cobertura global, los cuales utilizan mediciones directas de pluviómetros o indirectas como datos de satélite, radar, etc., y también pronósticos de precipitación obtenidos a partir de modelos numéricos. Hay diferencias entre los conjuntos de datos, debido a deficiencias en las fuentes de observación y a la generación individual de los productos.

Varios conjuntos de datos, con diferente cobertura espacio-temporal, han sido desarrollados en base a mediciones de pluviómetros en estaciones meteorológicas. El principal

inconveniente de estos medidores es su distribución irregular a lo largo del planeta, en especial en áreas poco pobladas. Esta deficiencia es notable al ser la precipitación un fenómeno de gran variabilidad espacial. Este tipo de bases de datos a menudo también incorporan datos derivados de radares meteorológicos que miden la distribución vertical y tamaño de las gotas. Sin embargo, la cobertura de radares a nivel global solo es extensa en países desarrollados. Debido a esta distribución irregular, la interpolación de los datos, incluyendo efectos orográficos, con el objetivo de obtener un conjunto grillado con cobertura global, de gran utilidad para estudios de cambio climático a nivel regional en sectores con poca disponibilidad de mediciones. Estos conjuntos de datos se denominan *análisis basados en datos medidos de precipitación*.

Las observaciones satelitales en infrarrojo (IR) y visible (VIS), proveen información espacialmente homogénea y temporalmente completa para grandes áreas del planeta. La medición de intensidad de radiación, en ese rango de longitudes de onda, se asocia a la temperatura (IR) y al brillo (VIS), que son indicadores de actividad convectiva. El supuesto de esta técnica de estimación es que menor temperatura y mayor brillo del tope nuboso, se asocia en la mayoría de los casos a gran desarrollo vertical de las nubes y precipitación intensa. Por lo tanto, mediante modelado, la medición de radiación representa una medición indirecta de la precipitación en superficie, constituyendo así un tipo de base de datos denominado *precipitación derivada de satélite*. Puede ocurrir sobreestimación en el monto y distribución de la lluvia, ya que no todas las nubes están asociadas a precipitación en superficie, aun cuando la temperatura del tope nuboso es baja, lo que constituye la principal fuente de error en estos conjuntos de datos.

Otro tipo de conjunto grillado de datos es el *reanálisis*. Fusiona observaciones irregulares y modelos físicos que predicen la evolución espacial y temporal de la precipitación debida a cambios en condiciones mecánicas y termodinámicas de la atmosfera. La principal desventaja es que las resoluciones actuales ($\sim 2^\circ \times 2^\circ$) impiden resolver ciertas interacciones de menor escala que influyen en la precipitación, tales como cambios bruscos en la orografía, o algunos procesos que aún no son comprendidos en su totalidad, como por ejemplo la microfísica de las nubes.

6.1.1 CPC Global Unified Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation

(Análisis de precipitación diaria global unificada basado en pluviómetros)

Este conjunto de datos es parte del paquete de productos del Proyecto de Precipitación Unificada de CPC, que se lleva a cabo en el Centro de Predicción Climática (CPC) de la NOAA. El objetivo principal del proyecto es crear un conjunto de productos de precipitación unificados, con una cantidad constante y calidad mejorada de todas las fuentes de información disponibles en el CPC.

Se recopilan datos de más de 30.000 estaciones meteorológicas a lo largo del mundo. El control de calidad se realiza a través de comparaciones con registros históricos e información independiente de mediciones en estaciones cercanas, observaciones de radar/satélite, así

como pronósticos de modelos numéricos. Los informes de estaciones de calidad controlada se interpolan para crear campos analizados de precipitación diaria con consideración de los efectos orográficos (Xie et al., 2007).

Características

Temporales:

- Datos diarios desde 01/01/1979 hasta el presente
- Promedios diario y mensual para el periodo 1981-2010.

Espaciales:

- Resolución de 0.5° de latitud y 0.5° de longitud, lo que da un total de 720x360 puntos de red en el reticulado.
- Cobertura: 89.75°N-89.75°S y 0.25°E-359.75°E.

Limitaciones:

- La calidad es pobre en África tropical y la Antártida.
- La calidad varía con la densidad de red de instrumentos.
- La definición del tiempo de finalización de la acumulación diaria difiere de un país a otro. Puede haber discontinuidad en los campos analizados a través de las fronteras nacionales. En Argentina se cuenta el día meteorológico desde las 9 am de un día hasta las 9 am del siguiente (en hora local).

Comparación con otras bases de datos

Sun et al. analizan el desempeño de esta base de datos en comparación a reanálisis y a datos derivados de satélite, concluyendo que:

- Los productos derivados de satélite sobreestiman la precipitación sobre el norte de Argentina y sur de Brasil, especialmente la extrema, debido a que son fuertemente afectados por sistemas convectivos.
- Los productos de reanálisis generalmente sobreestiman el monto de la precipitación en zonas de montaña de Sudamérica comparado con los datos de CPC.

Tucumán es una región al norte de Argentina, caracterizada por grandes contrastes de relieve, con llanura hacia el este, zona de montaña al oeste y la franja central como una zona de transición, por lo que no es recomendable utilizar reanálisis ni datos de precipitación de satélite. En su lugar, los datos reticulados de CPC podrían dar mejores resultados a la hora de hallar la correlación con la base de datos medidos en EEAOC, indicando una buena representación del patrón y tendencia en la precipitación, tanto anual como extrema.

Los resultados obtenidos serán más confiables en la medida que las tendencias de ambas bases de datos sean similares. Esto, a su vez, implicaría poder utilizar CPC para caracterizar la precipitación en otras zonas de Tucumán para las cuales no se dispone de mediciones.

La base de datos utilizada, incorpora como entrada en la celda correspondiente a la EEAO las mediciones efectuadas en la estación meteorológica del SMN, ubicada en el Aeropuerto de Tucumán (~12 Km de distancia). Como los datos deben ser representativos de la celda completa se modifican considerando el efecto del relieve promedio, de manera tal que los valores asignados difieren de los datos medidos.

Formato y extracción de los datos

Un formato de uso muy extendido en disciplinas como la Climatología, la Meteorología y la Oceanografía es el de las bases de datos netCDF. Permiten obtener una estructura multidimensional en forma de matriz (array) e intercambiar los datos de forma independiente al sistema operativo empleado. Existen múltiples programas para el tratamiento o la visualización de netCDFs (por ejemplo, Matlab, ArcGIS o Python). Su extensión es habitualmente “nc”.

El formato netCDF se utiliza para el intercambio de datos científicos que datos de observaciones o modelos. Almacena datos espacio-temporales multivariantes, como por ejemplo campos de presión y temperatura en 3D.

Existen diversas herramientas que permiten transformar los datos netCDF a un formato ASCII (como por ejemplo una planilla de Excel). El software utilizado en este trabajo es “NetCDF Extractor”, el cual permite obtener los datos temporales de una celda especificada por la latitud y longitud de interés. El archivo de salida es una planilla de Excel con los valores de la variable en función del tiempo para una ubicación específica.

En esta Tesis se obtuvieron y utilizaron datos de precipitación diaria total en el periodo 01/01/1979 - 31/12/2016 para la celda centrada en el punto de latitud 26.75°S y longitud 294.75°E, dentro de la cual está ubicada la EEAO.

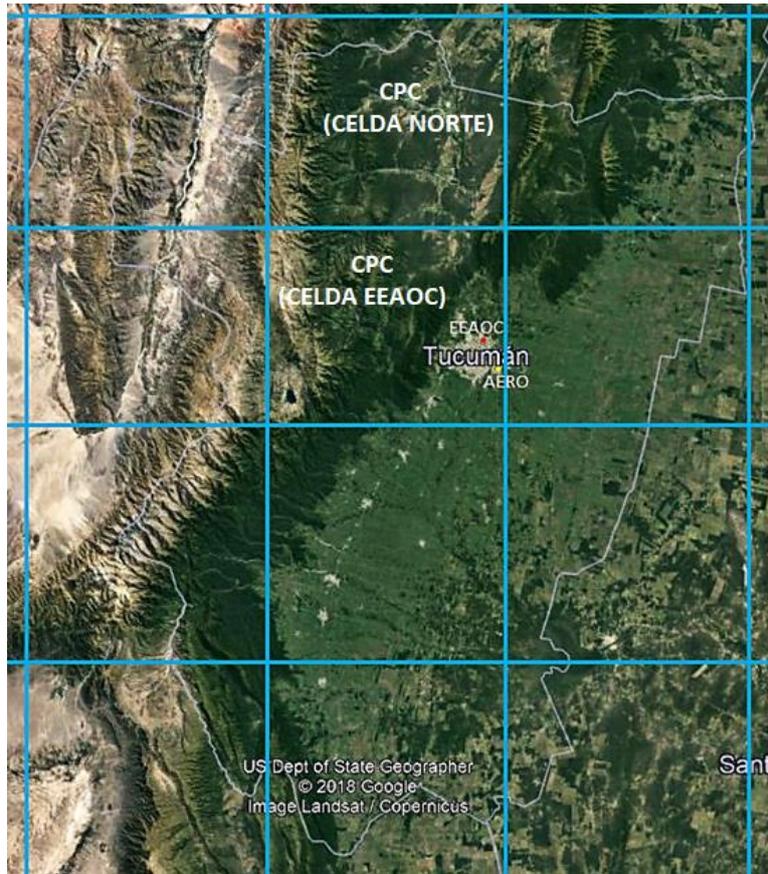


Figura 6. 1 Mapa de relieve de Tucumán sobre el cual se marcaron las celdas que constituyen el grillado de CPC. (Adaptado de Google Maps).

6.2 Presentación de datos y análisis de tendencias

Los datos de precipitación diaria cedidos por la EEAOC abarcan desde 1910 hasta diciembre del 2016, por lo que se toman datos de CPC hasta el 2016 para poder comparar ambas series de datos.

Se determinó la precipitación máxima diaria de cada año (precipitación máxima anual), para ambas series. Todo el trabajo de análisis de datos se realizó con el programa Excel 2016. Se analizaron los datos usando tendencias lineales (método de mínimos cuadrados).

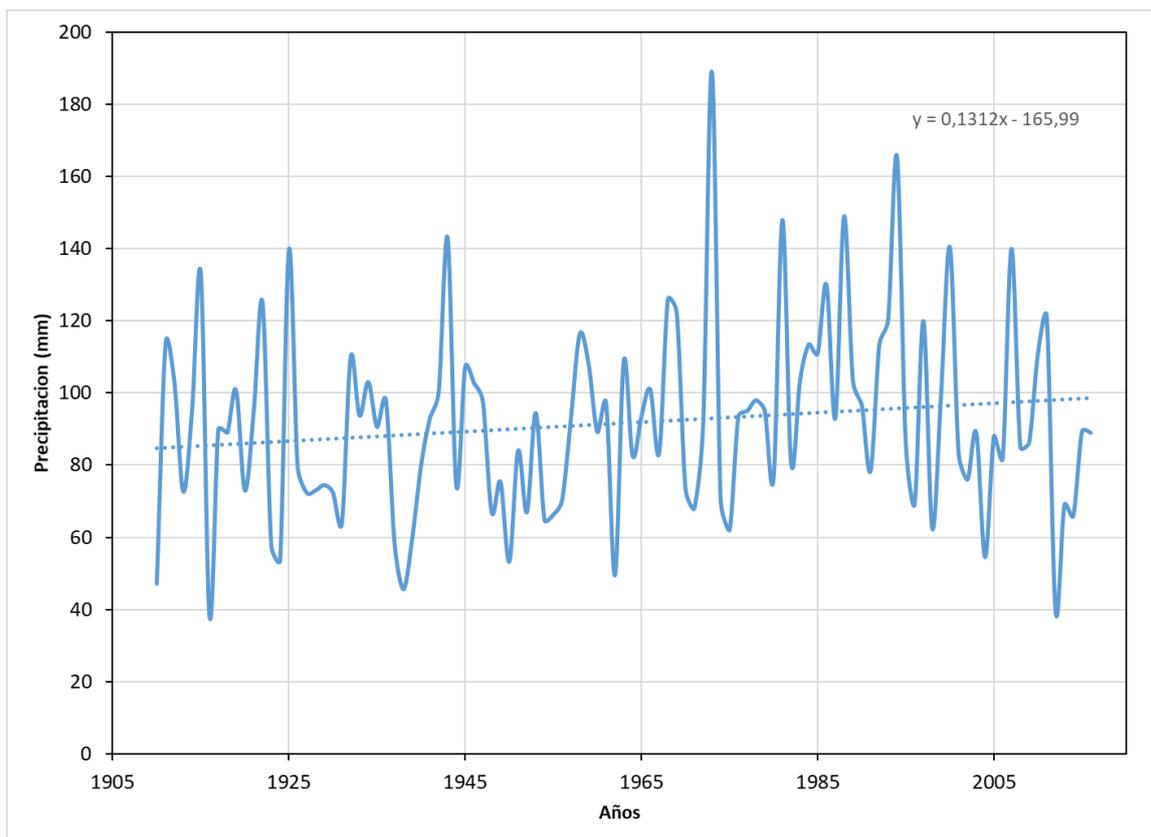


Figura 6. 2 Tendencia lineal de la precipitación máxima anual medida en la EEAOC para 1910-2016.

La tendencia lineal de la precipitación máxima anual para 1910-2016 en la EEAOC (fig. 6.2) es positiva. El aumento es de 0,13 mm/año, lo que representa un 16% de aumento en la cantidad de precipitación diaria en todo el periodo. Sin embargo, se observan importantes variaciones interanuales, y la tendencia lineal positiva no es sostenida a lo largo del periodo analizado.

En el caso de la serie de precipitación de CPC (fig. 6.4), se obtuvieron datos para la ubicación correspondiente a la EEAOC. Al ser un reticulado, los datos de la celda que corresponde a la EEAOC, son promedios de lluvia diaria esperados en una región de tamaño $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ (latitud x longitud). Por esto, y al ser la precipitación una de las variables meteorológicas con mayor variabilidad espacial, puede ocurrir que los datos de CPC difieran en cierto grado a los medidos en EEAOC. En el periodo 1979-2016 se observa una tendencia lineal positiva de casi +0,40 mm/año. Si se toma el mismo periodo para los datos de la EEAOC, se observa un comportamiento opuesto (fig 6.3). La precipitación máxima anual medida en la EEAOC muestra una disminución de -0,83 mm/año desde 1979.

La serie de CPC usa datos de la estación del Servicio Meteorológico, la cual forma está 13 km hacia el este de la ciudad de S.M. de Tucumán, en la zona de llanura. En cambio, la EEAOC está 4 km al norte de la ciudad, cercana a la zona serrana de la provincia. El gran contraste en el relieve de Tucumán, es un factor que afecta la distribución espacial de las lluvias, y podría explicar las discrepancias observadas entre las series de datos.

Al tomar datos de CPC para la celda que abarca la parte norte de la provincia de Tucumán (ver mapa), se observa una tendencia lineal negativa de la lluvia máxima anual de -0,37 mm/año (fig. 6.5). Se concluye, entonces, que la EEAOC está en una región de la provincia de Tucumán en la cual la lluvia disminuyó en las últimas décadas. Ésta región es la parte norte de la provincia, a diferencia de la zona centro-sur, correspondiente a la llanura, donde la precipitación máxima anual registró un aumento, según los datos del CPC. De esta manera, los datos reticulados globales de precipitación son un elemento de gran utilidad para determinar tendencias climáticas a nivel regional, complementando las mediciones de las estaciones meteorológicas.

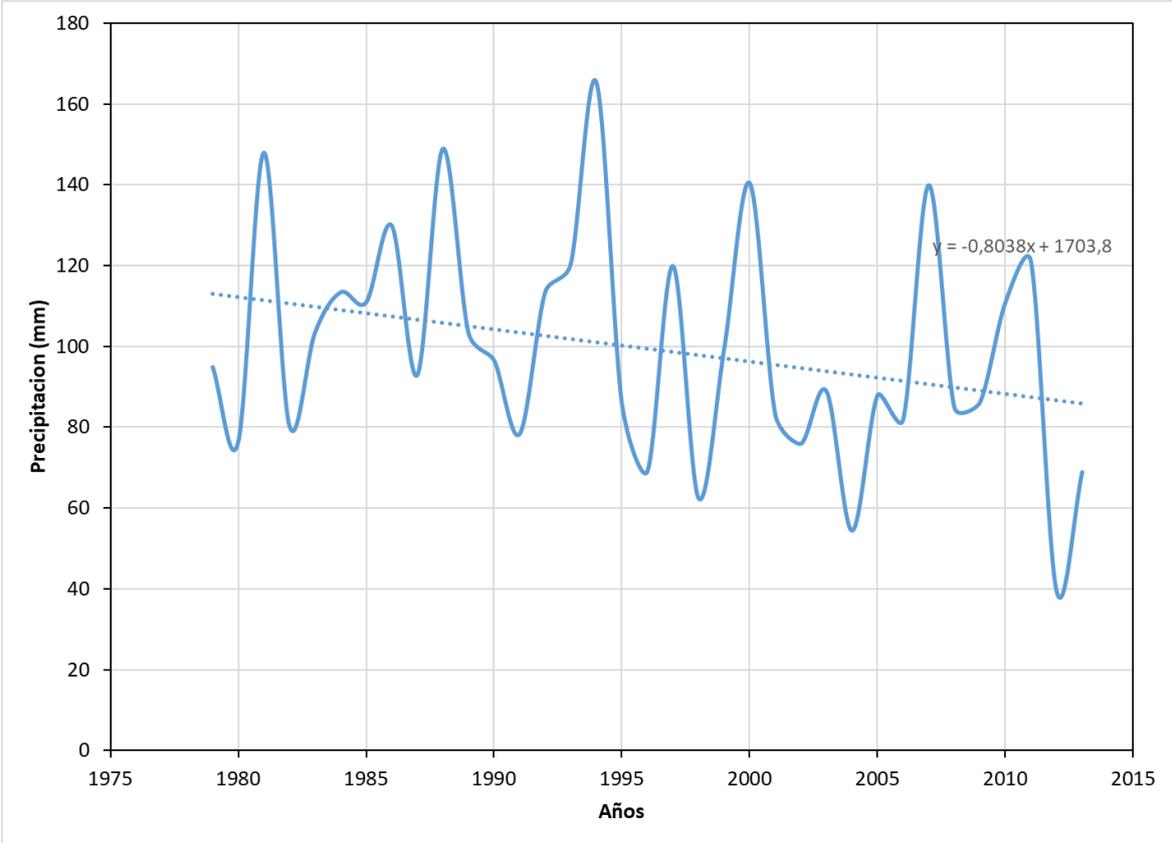


Figura 6. 3 Ídem a figura 6.2, para el periodo 1979-2016.

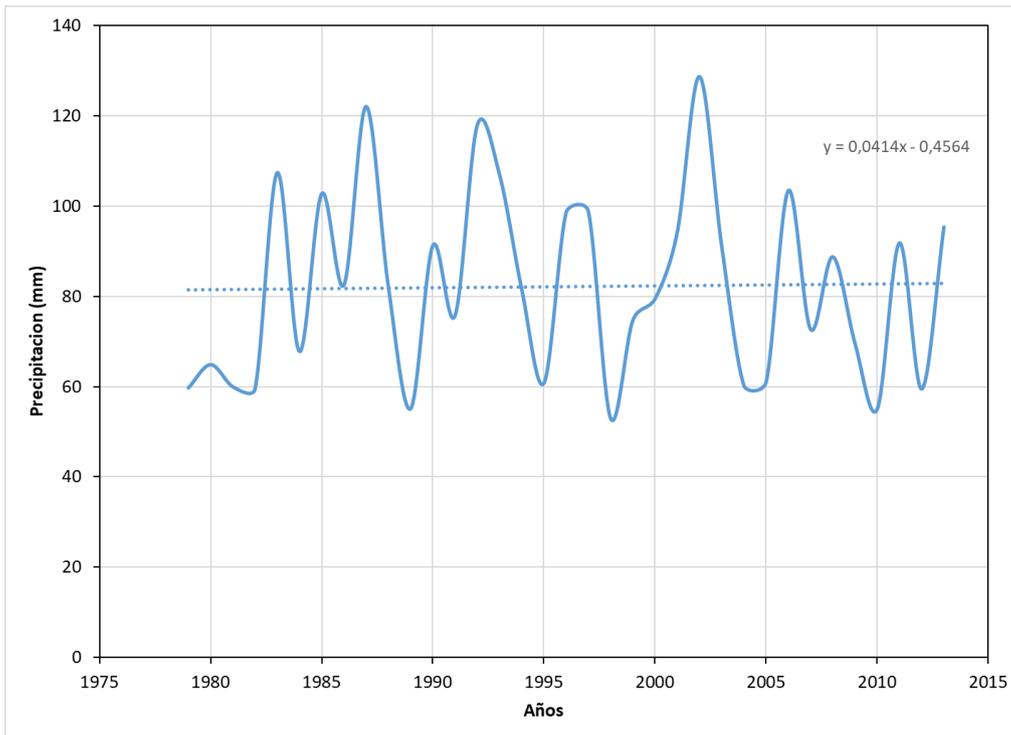


Figura 6. 4 Tendencia lineal de la precipitación máxima anual según datos de CPC para la ubicación correspondiente a la EEAOC.

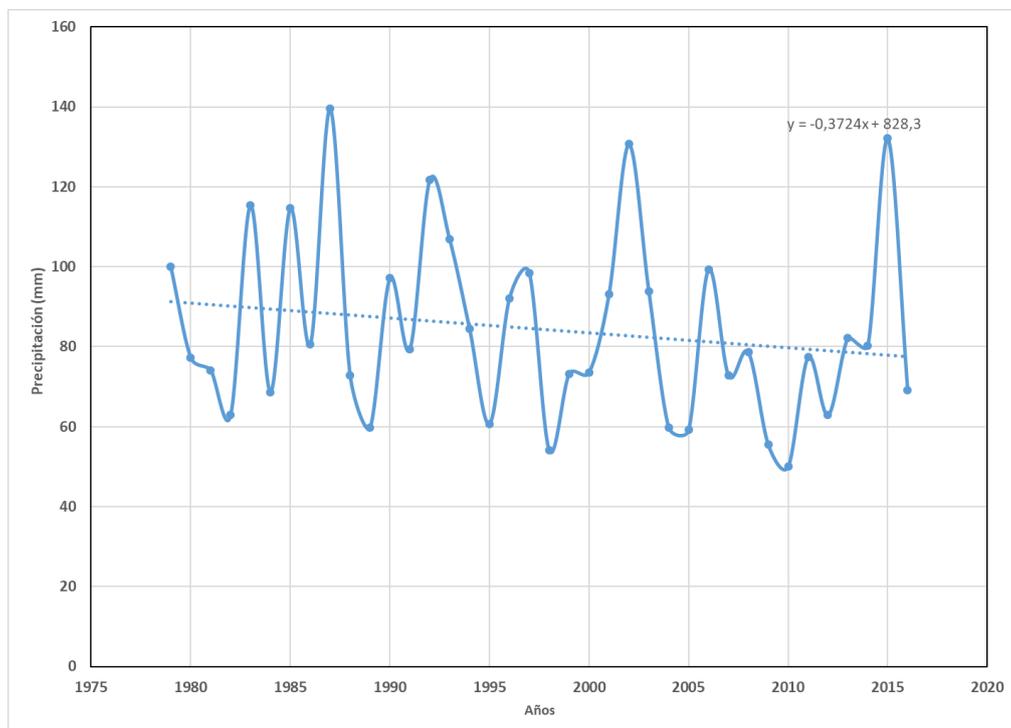


Figura 6. 5 Ídem a figura 6.4, para el norte de la provincia de Tucumán.

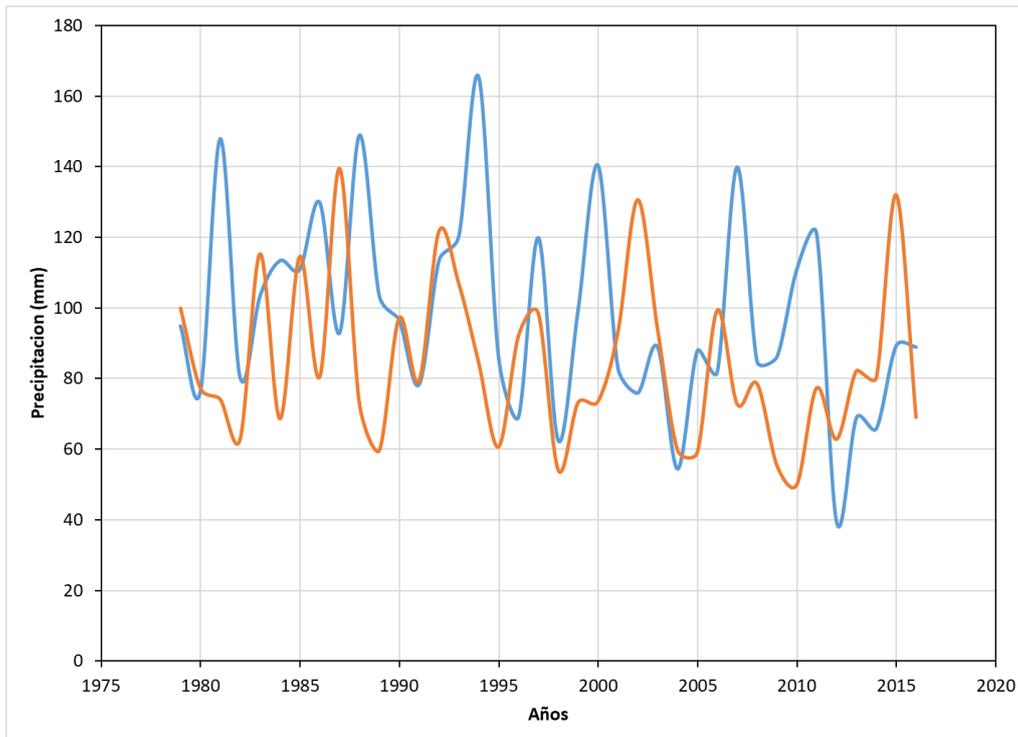


Figura 6. 6 Precipitación máxima anual: medida en la EEAOC (azul) y datos de CPC para el norte de Tucumán (naranja) para 1979-2016.

Si bien, las tendencias a largo plazo en ambas series de precipitación indican una disminución de la precipitación máxima anual desde 1979, la correlación lineal entre ellas es de solo 0,1 (fig. 6.6). Esto se debe a que lluvia en escalas diarias suele tener una distribución espacial muy irregular, en especial en regiones con cambios bruscos de relieve, como es el caso de Tucumán.

Se obtuvieron datos de precipitación total anual, con el objetivo de detectar tendencias en la misma y relacionarlas con las tendencias observadas en la precipitación máxima del año. Se esperaba que ambas muestren cierta correlación, debido a que el régimen de precipitación en Tucumán es de tipo pseudo-monzónico. Esto implica que las precipitaciones están concentradas en el periodo estival, de manera tal que en los meses de verano se da la mayor parte de la lluvia (incluido el máximo anual).

La lluvia total anual en la EEAOC (fig. 6.7) muestra un aumento de +2,7 mm/año, en el periodo 1910-2016. Sin embargo, cuando se analiza el periodo 1979-2016 (fig. 6.8), hay una disminución de -4,5 mm/año, lo que representa una disminución de -13% en la lluvia total anual hasta el año 2016. En el mismo periodo, según los datos del CPC, en el norte de Tucumán se observaron disminuciones similares. La correlación entre la lluvia total anual medida en la EEAOC y para el norte de la provincia obtenida de CPC es alta (0,75). Esto implica que la lluvia en el norte del Gran San Miguel de Tucumán tiene una tendencia similar a la de la lluvia en el norte de la provincia.

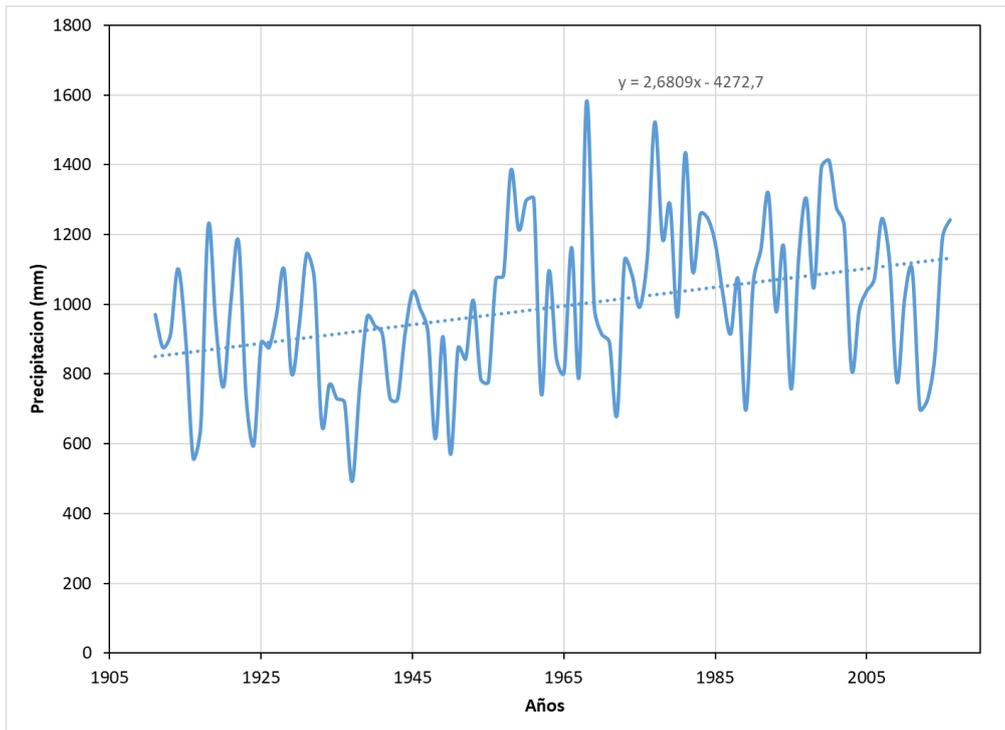


Figura 6. 7 Tendencia lineal de la lluvia total anual medida en la EEAOC para 1910-2016.

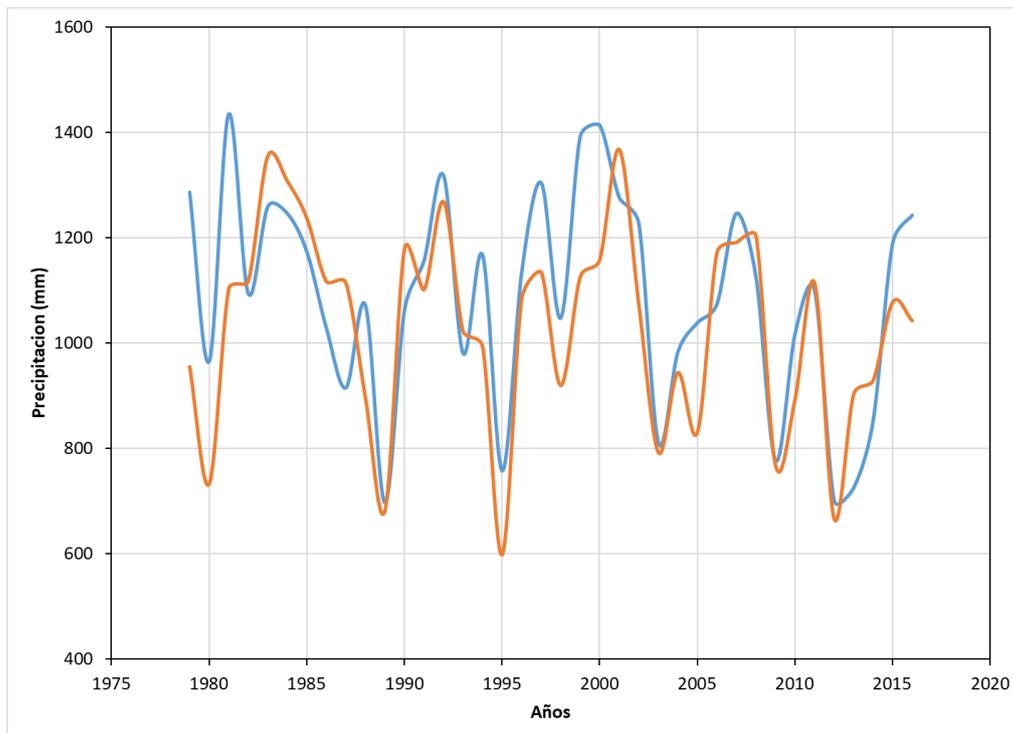


Figura 6. 8 Lluvia total anual: medida en la EEAOC (azul) y datos de CPC para el norte de Tucumán (naranja)

Por lo tanto, en 1979-2016 los valores de precipitación (máxima y total anuales) disminuyeron en el norte de la provincia de Tucumán (incluido el norte del Gran S.M. de Tuc.). La disminución, según tendencia lineal, fue del orden del 10% en un periodo de 37 años. La zona centro-sur de la provincia tuvo la tendencia opuesta (aumento de la precipitación) en dicho periodo.

A más largo plazo, desde 1910 se observa un aumento de la precipitación medida en la EEAOC, tanto la máxima anual como la total. El aumento se dió en 1910-1980, y superó a la disminución registrada en el periodo 1980-2016, de manera que la tendencia lineal en 1910-2016 fue +0,13 mm/año.

Datos y software

-Datos de precipitación diaria cedidos por la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC).

-Datos de precipitación de "CPC Global Unified Precipitation data" provisto por NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, desde su sitio Web: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>

-NetCDF Extractor: (<https://agrimetsoft.com/Netcdf-Extractor.aspx>)

7. TENDENCIAS Y POSIBLES FORZANTES DE LA PRECIPITACIÓN A LARGO PLAZO EN TUCUMÁN

7.1 Antecedentes

En Argentina, al norte de 40°S, en verano, la circulación esta frecuentemente bajo la influencia del anticiclón cuasi-estacionario del Atlántico Sur (AA), con vientos leves prevalentes del noreste. Al sur de dicha latitud, por el contrario, la circulación es muy intensa y prevalente del oeste. Esto explica por qué la mayor parte de la humedad en Argentina subtropical proviene del norte. Cuando el flujo del oeste permanece al sur de su posición media, el número de días con advección de calor y humedad desde el norte o noreste es mayor a lo normal, lo que implica que las lluvias frontales y pre-frontales pueden ser más abundantes.

Tendencias positivas en la precipitación fueron observadas durante 1916-1991, especialmente desde los cincuenta (fig. 7.1), sobre la mayor parte del territorio argentino (Barros et al.,2000). Minetti y Vargas (1998) encuentran que el aumento de la precipitación al este de la cordillera de los Andes podría ser causado por un incremento en la temperatura superficial del mar y un salto en los valores de advección húmeda desde el noreste, aunque no se identifica la causa de este salto en la circulación.

En Gibson (1992) se reporta un desplazamiento de 3° de latitud hacia el sur para la posición media (35°S) del Jet Subtropical (máximo de viento en 200 hPa) en el hemisferio Sur. Desde 1976, también se observa un desplazamiento similar de las altas subtropicales (Escobar et al., 2003; Camillioni, 2005).

Algunos autores indican que las tendencias en los campos de precipitación, durante la segunda mitad del siglo XX, pueden ser explicadas principalmente por un desplazamiento del Jet Subtropical, 5° de latitud hacia el sur (Barros et al.,2000). La posición del Jet Subtropical está relacionada con la extensión meridional de la Celda de Hadley (HC), cuyo límite sur, en superficie, se manifiesta como el máximo de presión de la franja de altas presiones subtropicales (cap. 3).

Así, los cambios observados en la precipitación en Argentina, para la segunda mitad del siglo XX, respondieron en gran parte a un cambio en la posición de los sistemas de circulación

meridional relacionados con la extensión de la HC. Analizar los factores que afectan la HC es, por lo tanto, fundamental para explicar las tendencias observadas en la precipitación en Tucumán, y para mejorar la predicción, a largo plazo, de los cambios en la misma.

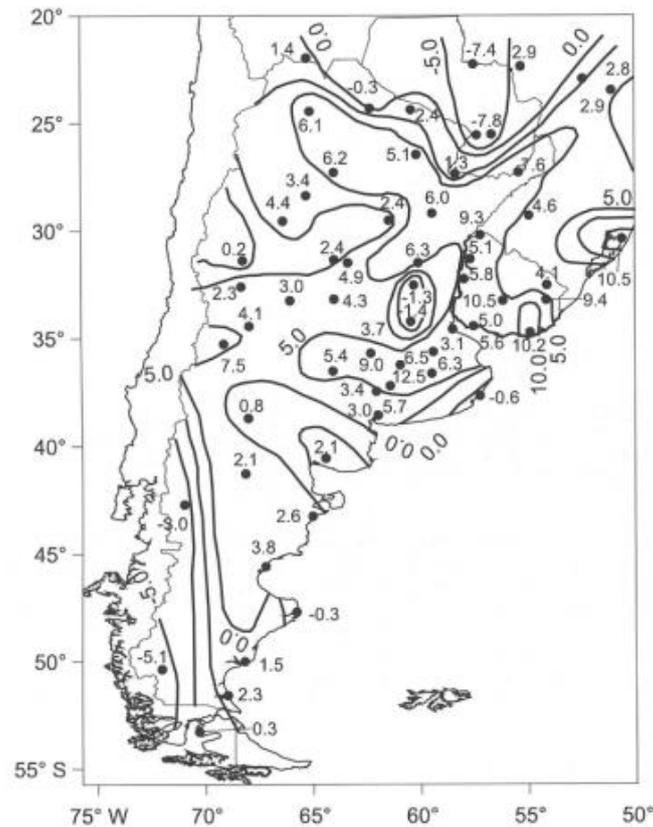


Figura 7. 1 Tendencia lineal de la precipitación anual en Argentina en mm/año para 1956-1991. (Barros et al., 2000)

7.2 Hipótesis

En este trabajo, se investigaron como posibles forzantes de las variaciones a largo plazo de la precipitación en Tucumán:

- El aumento de gases de efecto invernadero. Los GEI son un forzante de origen antropogénico, es decir debidos a la actividad humana. Entre 1850 y 2016 aumentó considerablemente la cantidad de CO₂ en la atmosfera, llegando casi al doble y alterando el equilibrio radiativo del sistema climático. Además de un aumento de la temperatura media global, se produjeron cambios en la circulación global, la cual, como se mencionó en otros capítulos, regula los climas regionales. En particular, el aumento del flujo de calor, producto de los cambios radiativos del sistema, intensificaría la circulación de la Celda de Hadley (HC), produciendo posiblemente su expansión hacia el polo y la intensificación del AA.

Además, el aumento de temperaturas provocaría un aumento de la capacidad del aire de contener vapor (ecuación de Clausius-Clapeyron), por lo que debería esperarse un aumento de la evaporación a nivel global y consecuentemente de las lluvias.

- Los cambios en la concentración de ozono estratosférico. Fueron incluidos como forzantes de cambios en la circulación atmosférica, a través de los cambios térmicos que provocan en la atmosfera media y sus consecuencias en la troposfera.

- Las variaciones en la actividad solar. La actividad solar es un forzante de origen natural, es decir, no está relacionado con las actividades humanas. El sol interactúa con la atmosfera no solo a través de la radiación electromagnética, sino también a través de la emisión de partículas cargadas. Estas partículas son desviadas por el campo magnético terrestre, penetrando algunas en la alta atmosfera, y produciendo alteraciones térmicas y dinámicas, las cuales podrían afectar la dinámica de la troposfera, y, por lo tanto, el clima a nivel global. El flujo de partículas solares no es de magnitud constante en el tiempo, sino que tiene diferentes periodicidades. Dentro de un ciclo de 11 años, el flujo de partículas pasa de un mínimo a un máximo. La magnitud del máximo, varía entre un ciclo solar y los siguientes. Una de las periodicidades importantes para los máximos es la de ~80 años, en el cual el máximo del flujo de partículas solares hacia la Tierra disminuye drásticamente. Se investigó el posible efecto de estas variaciones a largo plazo (décadas) del flujo de partículas solares sobre la circulación atmosférica y su posible efecto en la precipitación.

Por lo tanto, la hipótesis principal de este trabajo es que la dinámica del sistema climático respondería al aumento de gases de efecto invernadero, cambios en la concentración de ozono y cambios en la actividad solar. En su conjunto, estos forzantes regularían la circulación, alterando el flujo global de vapor y las precipitaciones a nivel regional.

7.3 Cambios en la circulación atmosférica

Saurral et al. (2016) calculan los campos medios de presión a nivel del mar (SLP) y vientos en niveles bajos (de superficie hasta 850 hPa) para los periodos 1948-1978 y 1979-2013 usando datos de reanálisis NCEP-NCAR (fig. 7.2). Cuando se calcula la diferencia entre ambos periodos, se encuentra un aumento de presión alrededor de 20°S al este de la cordillera y sobre el Atlántico. Este aumento de presión también se hace evidente en la zona marítima adyacente a la región patagónica y sur de la pampa húmeda, con valores de hasta +1,5 hPa en verano.

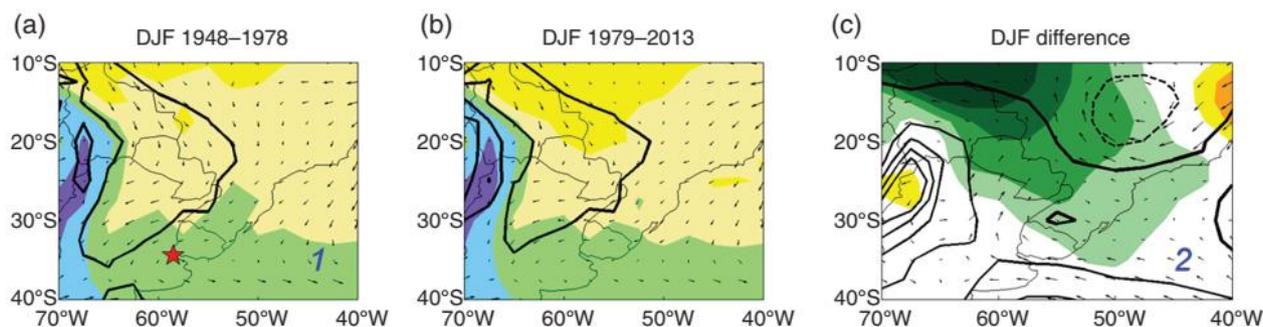


Figura 7. 2 a) y b) Campo de presión (curvas negras), viento en niveles bajos y agua precipitable (color), obtenidos de NCEP-NCAR. DJF hace referencia a los meses de diciembre, enero y febrero, correspondiente al verano del Hemisferio Sur. En la figura (c), los contornos continuos marcan las regiones con aumentos de presión media en 1979-2013 respecto al periodo 1948-1978, mientras que los contornos punteados indican una disminución. (Saurral et al., 2016)

La banda de altas presiones subtropicales, en promedio, tiene su máximo de presión alrededor de 35°S en verano. En las figuras 7.3, 7.4 y 7.5 se muestran las presiones medias en Tucumán (26°S), Norte de Catamarca (26°S) y Buenos Aires (35°S) para los meses de diciembre, enero y febrero (DJF), para el periodo 1948-2013 a partir de datos de reanálisis NCEP-NCAR (resolución 2,5° latitud x 2,5° longitud). Se seleccionaron esos meses ya que son los meses de máxima ocurrencia de lluvias en el NOA. Se observa que en el periodo 1948-1978 la presión disminuye en ~1 hPa en las tres ubicaciones mencionadas. La disminución de la presión es un indicador de que el máximo de movimiento descendente de la HC (y la banda de altas presiones) se desplazaba hacia el sur y/o estaba debilitándose. Sin embargo, en 1979-2013 la presión presenta una tendencia contraria aumentando ~5 hPa en Catamarca, ~2 hPa en Tucumán, y ~1 hPa en Bs. As.

Poblete y Minetti (2017) encuentran un aumento significativo en la presión desde 1977 en la zona de influencia del anticiclón pacífico sur, y lo asocian con un aumento de la actividad de la HC, con expansión hacia el polo sur debido al calentamiento global. Esto provocó la disminución en las nevadas en los Andes centrales a causa de los cambios de circulación. Lo que concuerda con las tendencias de aumento de presión observadas desde ~1979 en la zona del Atlántico y en Argentina, antes mencionadas, y que forman parte de un patrón de cambio a nivel global con posible origen antropogénico.

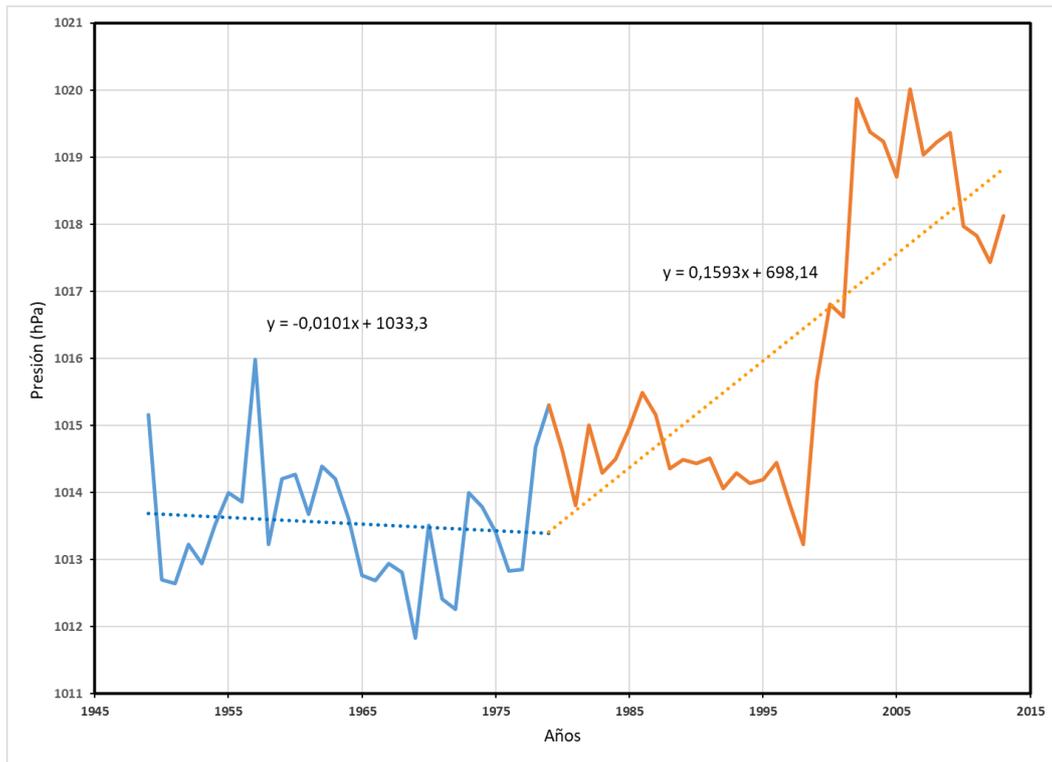


Figura 7. 3 Presión media, reducida a nivel del mar, y tendencia lineal, para el Norte de Catamarca según reanálisis NCEP-NCAR para DJF 1948-2013.

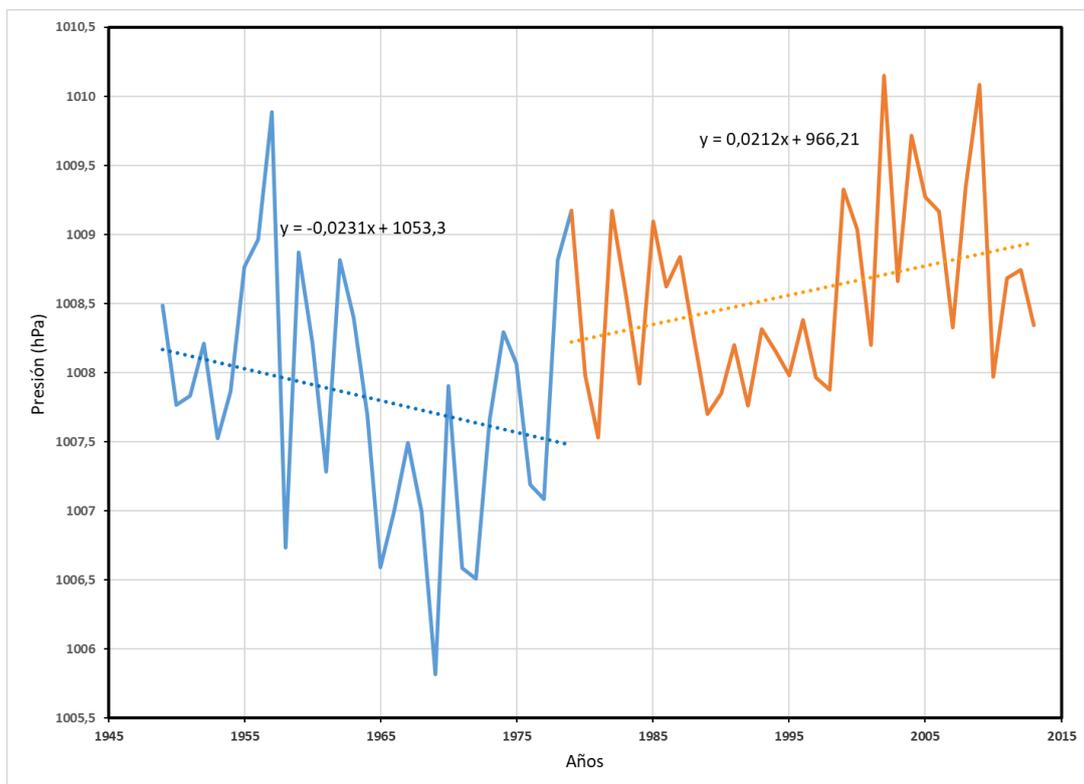


Figura 7. 4 Ídem a figura 7.3, para Tucumán.

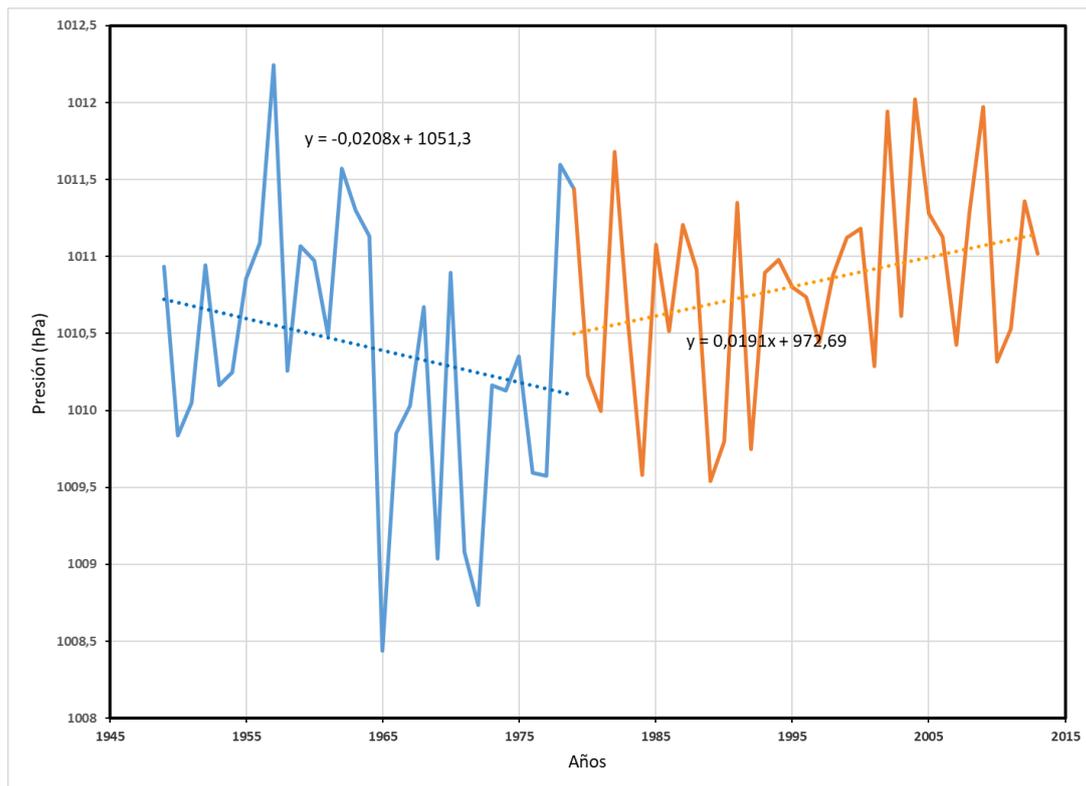


Figura 7. 5 Ídem a figura 7.3, para ciudad de Buenos Aires.

A diferencia de lo ocurrido en los sistemas de presión sobre los océanos, Saurral et al. (2016) concluyeron que la HC sobre la parte continental de Sudamérica (SA), al este de la cordillera de Los Andes, se desplazó hacia el ecuador durante los últimos 60 años tanto en verano (DJF) como en invierno (JJA). Esto implicó un desplazamiento hacia el ecuador de los sistemas de circulación sobre el continente, en contraposición a lo que ocurre a nivel global, donde se observa un acercamiento hacia los polos (Marshall, 2003; Seidel and Randel, 2007). El resultado es una intensificación del movimiento descendente del aire sobre latitudes subtropicales de SA, más específicamente entre 20-40°S. Saurral et. al. (2016) proponen que el comportamiento particular de HC sobre SA podría explicarse por la influencia de la topografía sobre la circulación. Esto concuerda con el hecho de que la presión en el NOA aumentó más que en Bs. As., por estar menos influenciada por la cordillera de los Andes.

7.4 El aumento de gases de efecto invernadero y las variaciones de ozono como forzantes de los cambios de circulación

7.4.1 Extensión de la Celda de Hadley

El límite de la Celda de circulación de Hadley está dado por la posición de su rama descendente. La posición latitudinal, ϕ , de la rama descendente depende del gradiente meridional de temperaturas tropical-polar y de la altura de la tropopausa ecuatorial, entre otros factores. La HC migra hacia los polos cuando el gradiente térmico y/o la altura de la tropopausa tropical aumentan. Esto último es esperable en el contexto de calentamiento global actual, debido a la expansión térmica de la troposfera y a la disminución de temperatura

de la estratosfera. La ecuación 7.1 (Vallis, 2006) resume esta dependencia, y se dedujo en el marco de un modelo que considera simetría zonal en una atmosfera sin roce y sin flujo de latitudes medias (ondas de Rossby), a partir de consideraciones termodinámicas y de dinámica de fluidos.

$$\phi = \left(\frac{5}{3} \frac{g H \Delta h}{a^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (7.1)$$

Donde:

a = radio terrestre

g = aceleración de la gravedad,

H = altura de la tropopausa tropical,

Δh = diferencia de temperaturas entre el ecuador y el polo relativa a la temperatura ecuatorial, y

ω = velocidad angular de la Tierra.

Con el objeto de explicar físicamente cambios en la HC, se analizan las variaciones de Δh y H ocurridas en siglo XX y proyectadas para el siglo XXI por aumento del CO₂.

7.4.1.1 Cambios en el gradiente de temperaturas ecuador-polo

A mayor gradiente de temperatura ecuador-polo, la circulación de la HC se ve intensificada, debido a que el sistema climático necesita aumentar el transporte de calor meridional para mantenerse en equilibrio energético. De esta manera, la intensificación de la circulación se asocia a un ensanchamiento de la HC hacia el polo, tal como se expresa en la ecuación 7.1. En el límite cuando la temperatura del ecuador es igual a la del polo (no hay gradiente), el sistema no requiere transportar calor, y dicha ecuación predice que la descendente estará en la latitud 0°, lo cual implica que la HC no tendría extensión, es decir, no existiría.

El patrón de calentamiento zonal medio proyectado para el siglo XXI por modelos climáticos forzados por CO₂, varía con la latitud y la altura en la atmosfera. Según el reporte del 2007 del IPCC (Solomon et al. 2007), hay regiones de relativamente fuerte calentamiento sobre los trópicos en la alta troposfera, y sobre regiones polares en la baja-media troposfera. El gradiente de temperaturas ecuador-polo se incrementa en la troposfera alta debido al calentamiento tropical, y disminuye en niveles bajos y superficie por el mayor calentamiento polar (Harvey et al., 2013). Por lo tanto, se proyecta que, debido al aumento de CO₂, disminuya el valor de Δh superficial.

Barros et al. (2000) calcularon el gradiente térmico superficial subtropical-polar para el periodo 1956-1991 sobre el hemisferio Sur, obteniendo una disminución de 1,5°C en especial hacia la década del 70 (el polo se calentó más rápido que el trópico). Esto explicaría el desplazamiento hacia el ecuador de la HC en la zona continental de SA. Sin embargo, a nivel

global se observa un desplazamiento hacia el polo que no es explicable con el gradiente de temperaturas, por lo cual se debe analizar la tendencia de H .

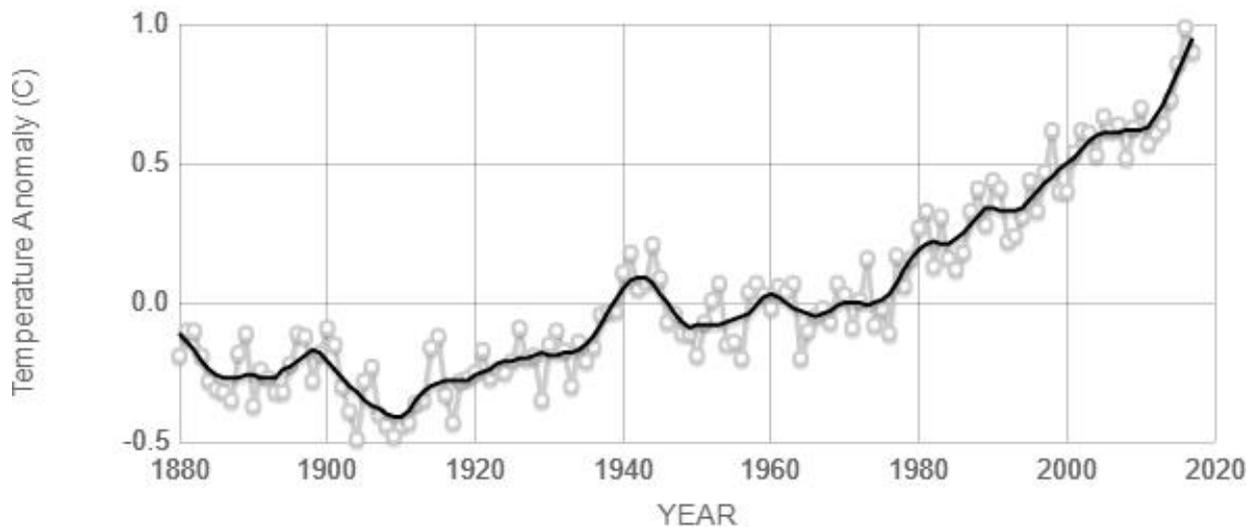
7.4.1.2 Cambios en la altura de la tropopausa tropical

Post et al. (2014) calculan que a lo largo del HS la tasa media de expansión de los trópicos hacia el polo (es decir, HC) ha sido de aproximadamente $0,5^\circ$ de latitud por década desde 1979. La expansión de la HC es al menos parcialmente atribuible a las actividades humanas a través del aumento de gases de efecto invernadero según la mayoría de los modelos CMIP (AR4) [Lu et al., 2007; Previdi y Liepert, 2007; Johanson y Fu, 2009; Tandon et al., 2013]. Estos modelos climáticos, además, muestran un incremento de la intensidad de la cresta subtropical (franja de altas presiones) de entre 10 y 14 Pa/década desde el siglo pasado.

Seidel y Randel (2007), en base a datos de radiosondeo y reanálisis, calcularon las tendencias de la altura de la tropopausa en latitudes tropicales y subtropicales (hasta 45° norte y sur), definiendo la zona tropical como aquella en la cual la tropopausa tiene una altura de al menos 15 km 300 días al año. Encuentran que, en los subtrópicos, la cantidad de días con condiciones de tropopausa tropical aumentó de 1 a 3 semanas/década, lo que implica una expansión de los trópicos hacia el polo, y una tendencia de aumento de altura de la tropopausa en toda la zona de estudio. Este aumento de altura de la tropopausa mostró alta correlación con la serie de temperaturas en la alta troposfera, y anti-correlación con la baja estratosfera.

La expansión se puede entender considerando que, debido al calentamiento global, hay más radiación incidente en la superficie en el ecuador (efecto invernadero reforzado por aumento de CO_2). Esto provoca un aumento de la evaporación y la convección, generando un aumento del calor latente liberado a la atmósfera. El mayor calor latente provoca una mayor flotabilidad del aire (las parcelas de aire que ascienden se enfrían más lentamente), por lo que deberán recorrer un camino mayor para enfriarse lo suficiente y poder descender. Por lo tanto, la latitud a la cual se produce la subsidencia del aire será mayor, resultando en una expansión de la HC hacia los polos. Como en esta zona de subsidencia se ubican los anticiclones subtropicales, los mismo tienden a desplazarse hacia los polos. La mayor flotabilidad se asocia con un aumento en la altura H de la tropopausa ecuatorial, que aumenta \emptyset según ec. 7.1. Esto es consistente con el hecho de que la temperatura en la alta troposfera tropical aumentó, ya que el transporte vertical de calor latente se vio incrementado, lo que a su vez impidió que la energía "extra" que tiene el sistema se utilice para aumentar la temperatura superficial tropical en valores similares al aumento de la polar. Así, a nivel global, el aumento de H habría aportado a la tendencia de \emptyset más que la disminución de Δh , dando como resultado la expansión de la HC.

En la fig. 7.6 se muestra la anomalía de temperatura media global desde 1880 hasta el 2017, respecto al periodo de referencia 1951-1980. Se observa que el calentamiento global se aceleró desde la década de 1970, lo que explicaría que la expansión de HC se vuelva notable desde entonces (por mayor calor latente ecuatorial liberado). Entre 1940 y fines de la década de 1970 la temperatura global no sufrió grandes cambios, por lo que la HC no se vio afectada apreciablemente por el calentamiento global antropogénico.



Source: climate.nasa.gov

Figura 7. 6 Anomalía de temperatura media global respecto al promedio del periodo 1951-1980: los puntos grises corresponden a datos anuales y la curva negra es el promedio móvil de años.

Datos de NASA's Goddard Institute for Space Studies (GISS). (<https://climate.nasa.gov/vital-signs/global-temperature/>)

7.4.1.3 Cambios en la concentración de ozono estratosférico

En 1950-2000, la disminución del ozono (O₃) estratosférico (fig. 7.7) provocó un enfriamiento de la estratosfera, especialmente en zonas polares a partir de 1970. La circulación troposférica se vería afectada de la siguiente manera:

- debido a la contracción térmica de la estratosfera, hubo un aumento de la altura H de la tropopausa, y, por lo tanto, se favoreció la expansión hacia el polo de la HC
- el mayor enfriamiento de la estratosfera polar produjo la intensificación del flujo del oeste en la baja estratosfera y alta troposfera por encima del frente polar, debido a la intensificación del gradiente térmico entre latitudes. Por conservación del momento angular en la atmosfera (ver sección 3.2.3), ante un aumento de velocidad del viento del oeste, la distancia respecto al eje de giro (eje de rotación de la Tierra) debe disminuir. Ésta es la razón por la cual, el aumento de la intensidad de vientos del oeste en altura, produce que este cinturón de vientos se desplace hacia el polo, ya que de esta manera su distancia al eje de giro es menor. Así, el resultado es que la celda polar se contrae hacia el polo, y, por lo tanto, los sistemas de circulación tropicales (HC) se expanden.

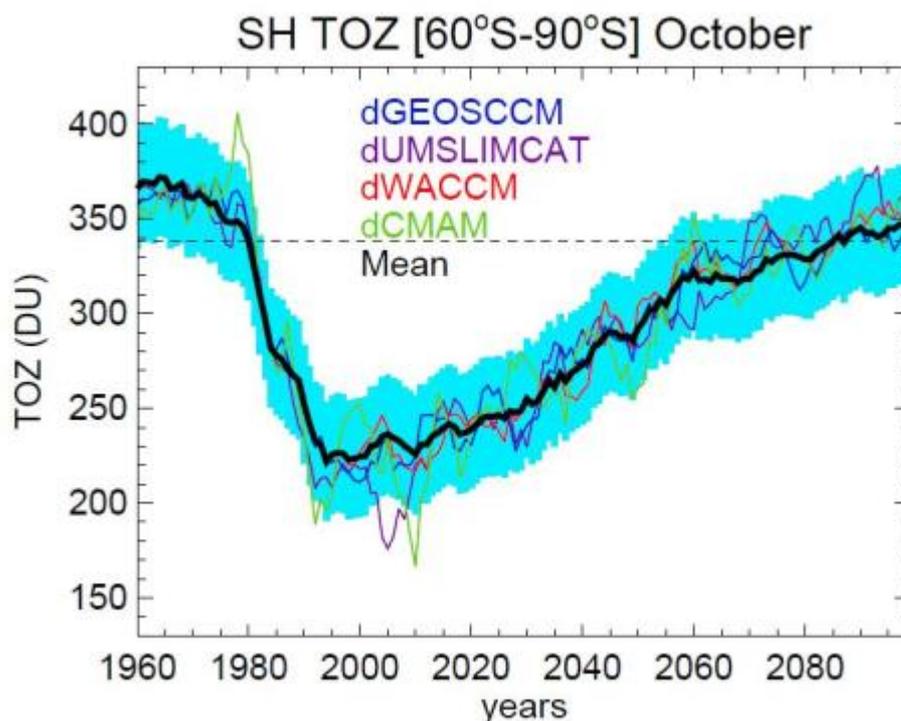


Figura 7. 7 La línea negra muestra la evolución temporal de la media de varios modelos del ozono total polar (60 °- 90° octubre del hemisferio sur). El sombreado turquesa es la desviación estándar. La línea discontinua horizontal es el valor promedio de 1980. WMO, World Meteorological Organization, (2014).

Cai and Cowen (2007) remarcaron la importancia de contar con modelos que cuantifiquen la contribución del O₃ de maneras más realistas, debido a que se proyecta que el O₃ estará completamente recuperado hacia el 2050, y su impacto en el clima del hemisferio sur será opuesto al del incremento del CO₂.

Gonzalez et al. (2014) mostraron que la disminución de la concentración de O₃ produjo un importante aumento del vapor de agua disponible y de la precipitación en el sudeste de SA en 1960-1999. El impacto del O₃ en la precipitación en esta región ha sido de igual, o incluso mayor magnitud, que el aumento de CO₂.

Mientras el O₃ disminuyó a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, en especial en la década de 1970, se reforzó el desplazamiento, a nivel global, de HC hacia el polo. Alrededor del 2000, la concentración de O₃ comenzó a recuperarse, por lo tanto, comenzaron a revertirse parcialmente los cambios ocurridos en la segunda mitad del siglo XX debido al O₃.

La HC se comporta diferente ante el aumento de CO₂, según se analice el promedio global, o solo al este de la cordillera de los Andes.

Globalmente, el aumento de CO₂ favorece la expansión hacia el polo, y el aumento de O₃ favorece la contracción hacia el ecuador de la HC. Así, en lo que va del siglo XXI, la expansión de la HC global se vio desacelerada, debido a que el O₃ dejó de contribuir a dicha expansión. Sin embargo, como se analizó, el aumento de CO₂ produce la contracción de la HC al este de la cordillera de los Andes. Por lo que, en especial desde el 2000, tanto la recuperación del O₃ como el aumento de CO₂, favorecieron la contracción hacia el ecuador de la HC en esta región.

Esto explicaría los aumentos notables en la presión alrededor del 2000 en las ciudades argentinas analizadas (figuras 7.2, 7.3 y 7.4).

Todavía es un desafío para la comunidad científica lograr modelos más realistas que los actuales, que permitan cuantificar los efectos en la circulación de la recuperación del O₃ y del aumento del CO₂, con el fin de disminuir las incertidumbres en las predicciones climáticas a largo plazo.

7.4.2 Tendencia de la HC en el NOA

Saurral et al. (2016) encuentran que la excepción al patrón de expansión hacia el polo, observado globalmente, es la zona continental de Sudamérica ubicada al este de la cordillera de los Andes. Atribuyen esto a un posible efecto orográfico sin analizar los mecanismos físicos que intervienen.

Una posible explicación de la interacción entre la HC y la cordillera podría ser:

- La presencia de la cordillera provocaría que, en altura, la temperatura en esta zona sea mayor sobre la cordillera que en el resto de la atmósfera al mismo nivel (calentamiento continental). Ante un dado aumento de la radiación que vuelve a la superficie (por aumento del efecto invernadero por CO₂ y otros gases), el suelo se calienta más que el aire y el agua. Por lo tanto, a mayor calentamiento global, disminuye el gradiente de temperatura entre las parcelas de aire húmedo provenientes del ecuador, y el aire en los alrededores de la cordillera. Al disminuir el gradiente térmico, pierden flotabilidad y la subsidencia de dichas parcelas se da a latitudes menores. Lo que resultaría en una contracción de la HC sobre el oeste de Argentina, como se observa.
- La cordillera favorece la circulación N-S. El anticiclón atlántico (AA) migró hacia el sur, debido a la expansión hacia el polo de la HC sobre el océano, por lo que hay más flujo de calor en superficie hacia latitudes más altas. Esto favorece la disminución del gradiente de temperaturas trópico-polo y, por lo tanto, se vería reforzada la contracción hacia el ecuador de la HC al este de la cordillera.
- Otro posible efecto de la cordillera, no contemplado en el modelo de atmósfera con el cual se deduce la ecuación 7.1, es la intensificación de las ondas de Rossby, mediante la “canalización” de vientos en altura desde el polo (de componente sur en Sudamérica). Esto favorecería el intercambio de masas de aire entre los polos y las latitudes tropicales, haciendo que los sistemas de latitudes medias se expandan al ecuador, y, por lo tanto, la HC al este de la cordillera se contraiga.

La consecuencia de la contracción de HC fue que las zonas de presiones más altas que se ubicaban alrededor de 35°S en verano sobre el continente, se muevan gradualmente hacia el norte, generando el aumento de presión observado en el NOA (centrado en ~26°S).

Un estudio de Wu y Polvani (2015) para el hemisferio sur, proyecta un desplazamiento neto de HC hacia el ecuador en las próximas décadas. La recuperación reciente de la ozonósfera,

que se proyecta que continúe, podría contrarrestar el desplazamiento hacia el polo de la HC a nivel global esperable por el aumento de gases de efecto invernadero. Sin embargo, aún son necesarios más estudios sobre la relación ozono-circulación atmosférica para reducir las incertezas.

El aumento de O₃, reforzaría la contracción de la HC continental hacia el ecuador lo que tendría impactos en las próximas décadas sobre la precipitación regional.

7.4.3 Efecto sobre la precipitación en Tucumán

El cambio de posición de los sistemas de presión, tanto continentales como oceánicos, afecta el flujo de vapor. El cambio observado produjo un aumento de la convergencia de humedad en niveles bajos sobre el sur de Brasil y el noreste de Argentina, y una disminución sobre el NOA. Además, el incremento de la presión atmosférica en el océano adyacente a la Patagonia y centro de Argentina, aumentó la frecuencia de vientos marítimos de componente E (fig. 7.1), y disminuyó la del viento del NE.

La HC sobre el continente sudamericano, al este de Los Andes, se contrajo y desplazó al norte en las últimas décadas, en especial desde el 2000, lo que aumentó la presión en el NOA (figs. 7.2 y 7.3). Al aumentar la presión, disminuyó el flujo de vapor y, por lo tanto, la precipitación. Esto se observó en el norte de Tucumán (datos CPC y EEAOC), en el periodo 1979-2013 para la lluvia total anual y la máxima anual (figs. 7.8, 7.9 y 7.10). Para poder comparar los resultados de este trabajo, enfocado en Tucumán y el NOA, con los resultados de Saurral et al. (2016), quienes realizaron un análisis de mayor escala espacial, pero sin énfasis regional, se seleccionaron los periodos 1948-1978 y 1979-2013.

La disminución de la precipitación en el norte de Tucumán se acentúa desde el año 2000 debido a que la recuperación de O₃ reforzó la contracción de la HC continental, que se daba debido al aumento de CO₂. El aumento la presión sobre el NOA, disminuye marcadamente la disponibilidad de vapor de agua.

Al centro-sur de Tucumán, la precipitación desde el 2000 tuvo un leve aumento. La HC sobre el Océano Atlántico se expandió hacia los polos, al igual que lo hizo a nivel global, provocando que el AA migre hacia el sur. Esto generó un cambio de viento en niveles bajos sobre el NOA, del NE al E (fig. 7.1), que, a partir del forzante orográfico, podría haber favorecido la lluvia al centro-sur de Tucumán (fig. 7.11). La explicación podría ser que la topografía de Tucumán, para determinadas direcciones de flujo de aire, favorecería el ascenso de aire aumentando el desarrollo de las nubes en algunas zonas.

Esto debería ser estudiado con modelos de alta resolución que representen los cambios de relieve de manera adecuada.

Por lo tanto, se puede concluir que el efecto del calentamiento global antropogénico sobre la precipitación en Tucumán se manifiesta de manera indirecta, a través de cambios en la circulación atmosférica, fundamentalmente por cambios en la extensión de la HC.

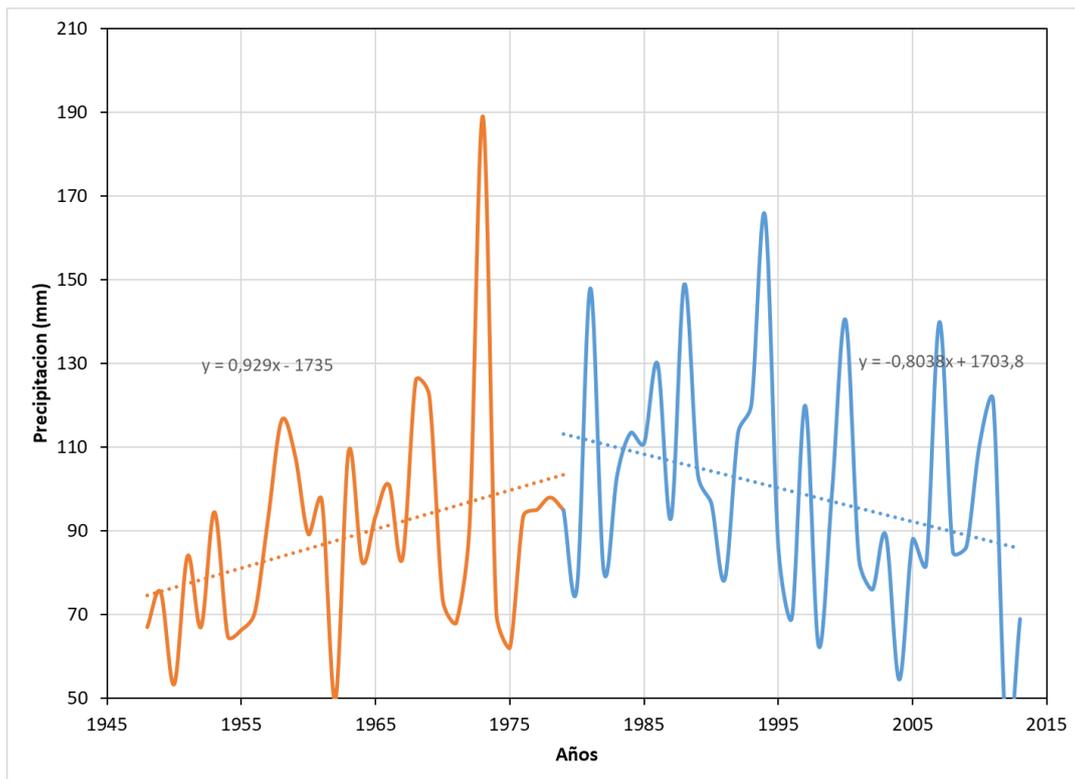


Figura 7. 8 Tendencia lineal de la lluvia máxima anual en la EEAOC para 1948-1978 y 1979-2013.

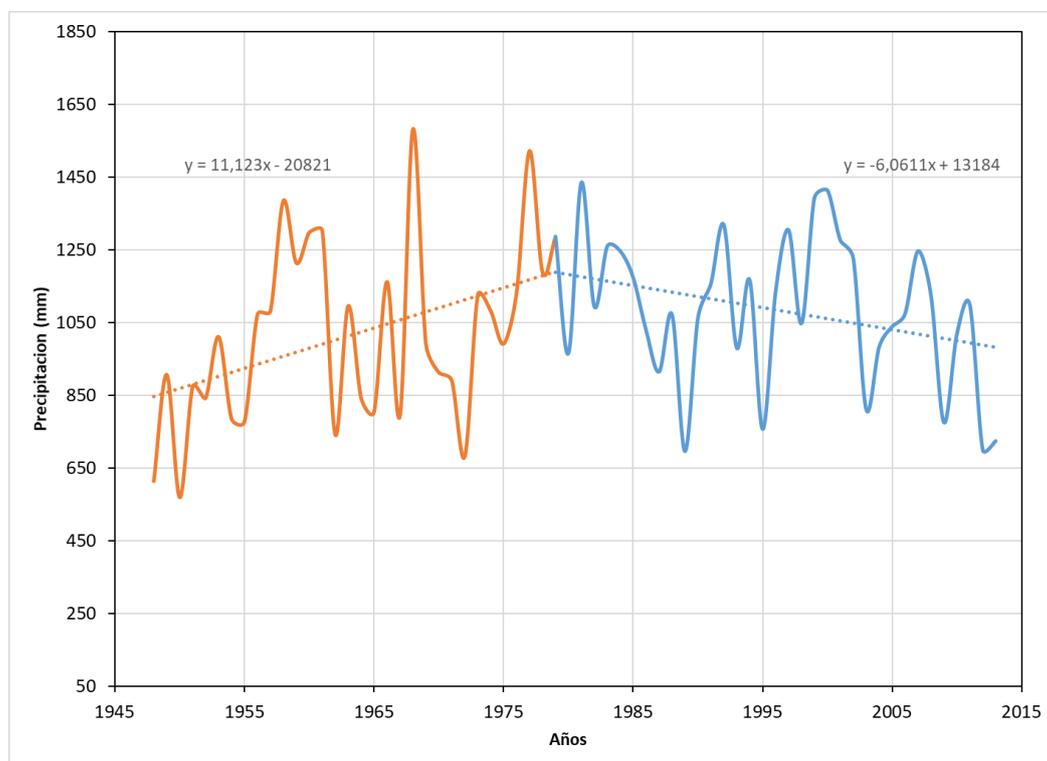


Figura 7. 9 Tendencia lineal de la lluvia total anual en la EEAOC para 1948-1978 y 1979-2013.

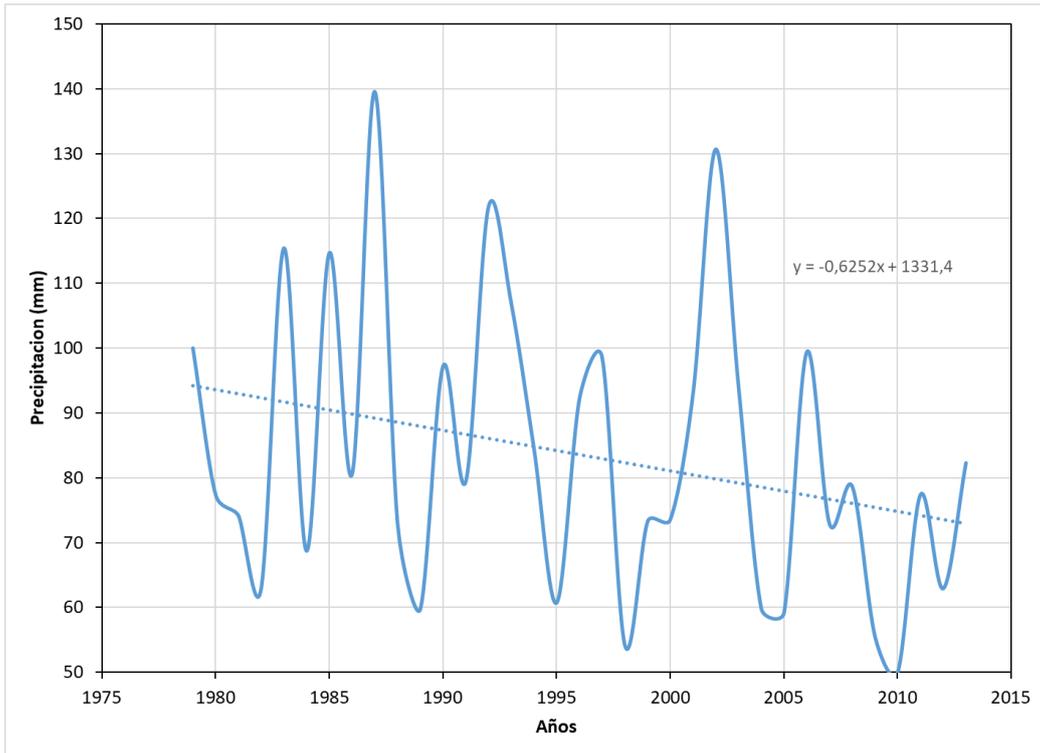


Figura 7. 10 Tendencia lineal de la lluvia máxima anual en el norte de Tucumán para 1979-2013 según datos de CPC.

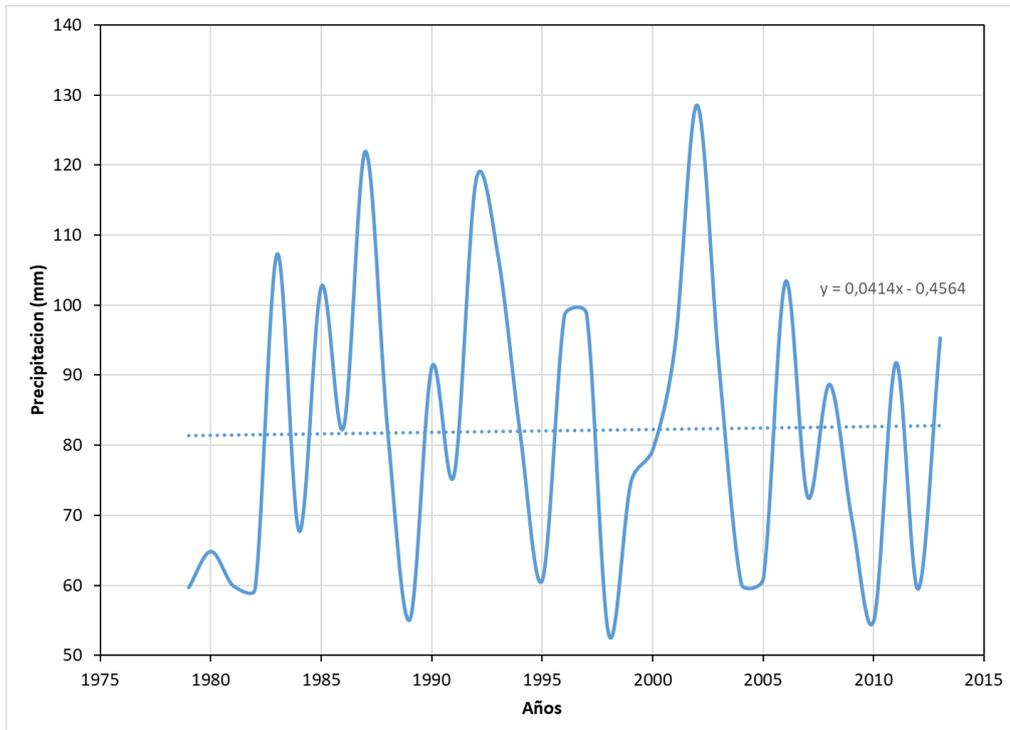


Figura 7. 11 Tendencia lineal de la lluvia máxima anual en el centro-sur de Tucumán para 1979-2013 según datos de CPC.

7.5 Predicción de Clausius-Clapeyron para la tendencia de la precipitación

Un efecto directo del calentamiento global es el aumento de la cantidad de vapor que puede contener el aire, lo que podría tener impacto en el volumen de las precipitaciones. La presión de vapor de saturación (e_s) es en buena aproximación exponencial con la temperatura y crece $\sim 6\%/^{\circ}\text{C}$ a 0°C y $\sim 7\%/^{\circ}\text{C}$ a 24°C (ecuación de Clausius-Clapeyron). Asumiendo humedad relativa (H) constante a nivel global, esto podría conducir a un incremento de la humedad disponible para precipitación según la ecuación de CC.

Sin embargo, Collins et al. (2013) predicen una disminución en la H en algunas áreas continentales, lo que implica que el aumento de vapor, que predice CC, no se distribuye uniformemente en todo el planeta. Sin grandes cambios en los patrones de circulación, ese vapor sería transportado hacia zonas de convergencia neta de humedad. Por lo tanto, podría esperarse que en las regiones húmedas del planeta se incremente la intensidad de las lluvias, debido al aumento del transporte de vapor (Westra et al., 2014). En síntesis, las regiones húmedas se tornarían más húmedas, y las zonas secas, más secas.

Westra et al. (2013) han confirmado desde registros de largo plazo que la intensidad media de la lluvia máxima diaria anual a nivel global se incrementó a una tasa de 5,9 a 7,7% por grado centígrado, pero con grandes variaciones según la latitud. La precipitación es más sensible a los cambios de temperatura en las regiones tropicales y en altas latitudes.

Se analiza la temperatura media promedio mensual, con el objetivo de detectar el aporte de los cambios de temperatura a las tendencias observadas en la precipitación en Tucumán. Se usaron datos de la grilla global de temperatura "Jones (CRU) Air Temperature Anomalies Version 4: CRUTEM4", que combinan observaciones atmosféricas y marítimas. Estos datos, en forma de anomalía respecto del periodo 1961-1990, abarcan un período desde ~ 1900 a la actualidad en SA.

Uno de los datos usados es la anomalía de temperatura media de DJF en Tucumán en el periodo 1948-2013. Como se observó un aumento de este valor desde 1980 (fig. 7.12), se espera que el aire aumente su capacidad de contener vapor y por lo tanto se debería observar un aumento de la precipitación. Sin embargo, la lluvia disminuyó desde ese momento.

También se obtuvieron datos de un punto de grilla ubicado en el mismo meridiano que Tucumán, pero cercano al ecuador ($2,5^{\circ}\text{S}$ 65°O), de manera tal que está comprendido dentro de la región del Amazonas, la cual es una de las fuentes de vapor en nuestra región. Se observa un aumento sostenido de $\sim 2^{\circ}\text{C}$ desde 1950 al 2013 (fig. 7.13), lo que, según CC, implicaría que el flujo de aire desde allí hacia el norte de Argentina (por el monzón sudamericano) contiene más vapor. Hay que destacar que la ecuación de CC no tiene en cuenta los cambios de circulación, los cuales ocurrieron según lo expuesto en la sección anterior.

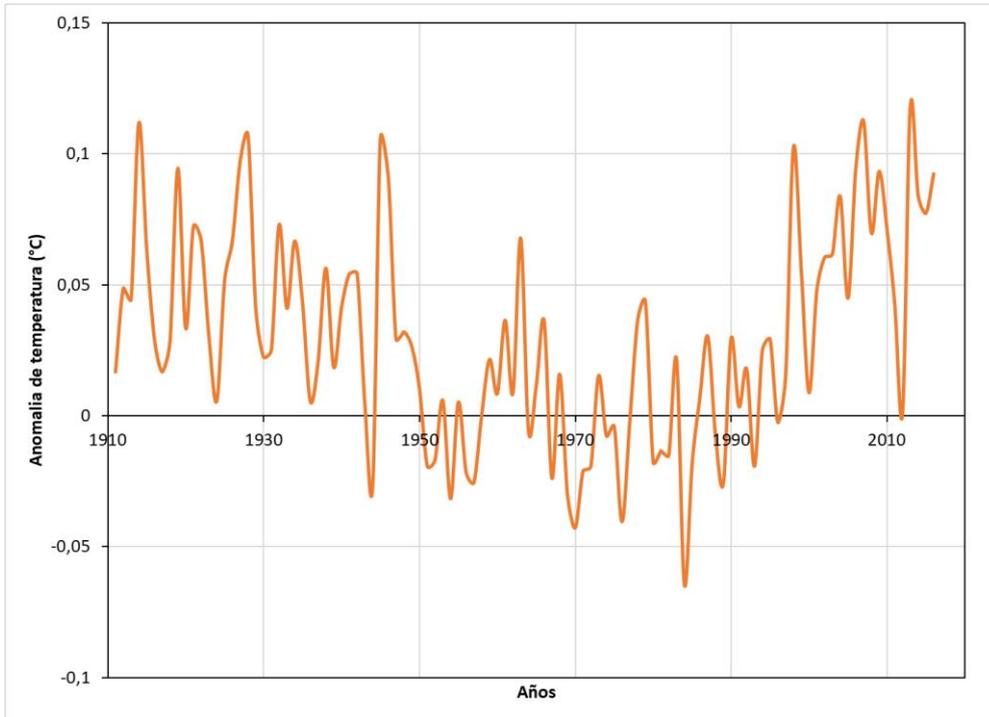


Figura 7. 12 Anomalía de temperatura media para DJF en Tucumán, según reanálisis NCEP-NCAR.

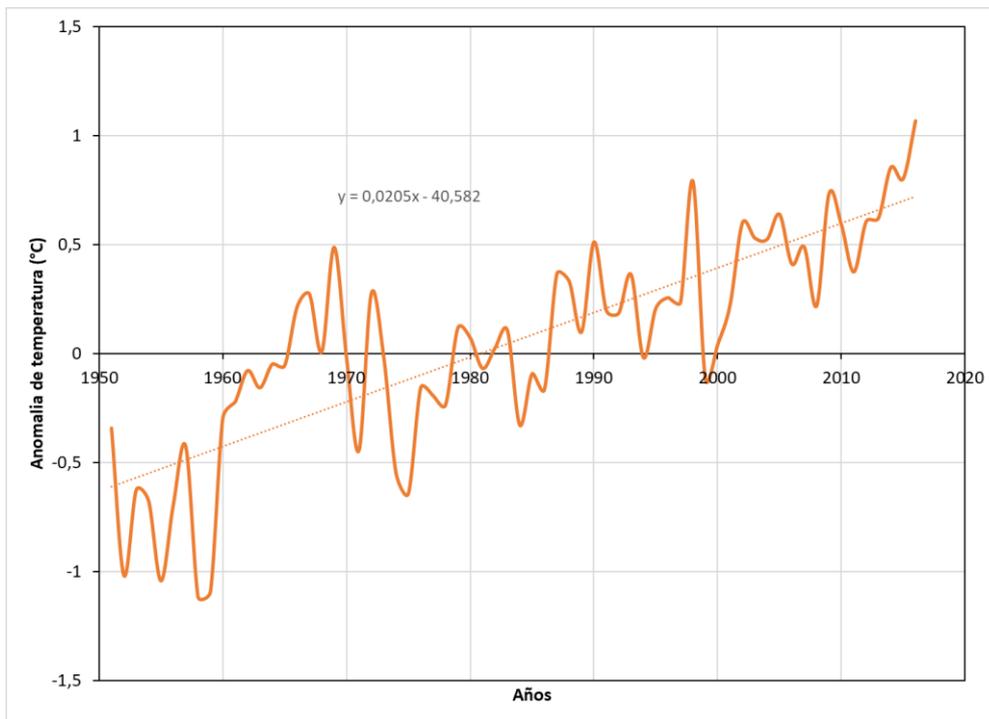


Figura 7. 13 Ídem a figura 7.12, para la ubicación 2,5°S 65°O.

El agua precipitable (PWT) es la cantidad total de agua en forma de vapor contenida en una columna de aire de sección unidad. Datos de reanálisis NCEP-NCAR (con resolución 2,5°x2,5°) correspondientes a Tucumán muestran un aumento del PWT en el periodo 1948-1978, y una

disminución en 1979-2016 que compensó el aumento dado en 1948-1978 (fig. 7.14). Se observa también un incremento sostenido de la disponibilidad de PWT en el este de Argentina (fig. 7.15) para el periodo 1948-2016, según datos correspondientes a 26°S 55°O (en la provincia de Misiones aproximadamente).

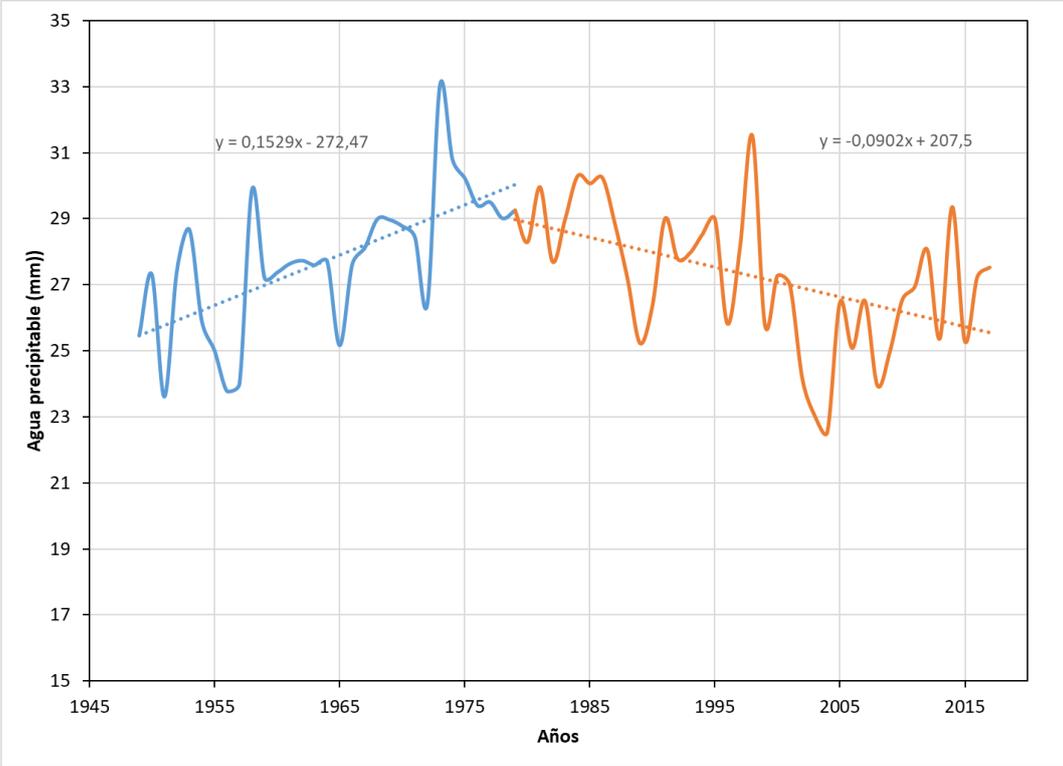


Figura 7. 14 Tendencia lineal del contenido de agua precipitable en Tucumán, según reanálisis NCEP-NCAR.

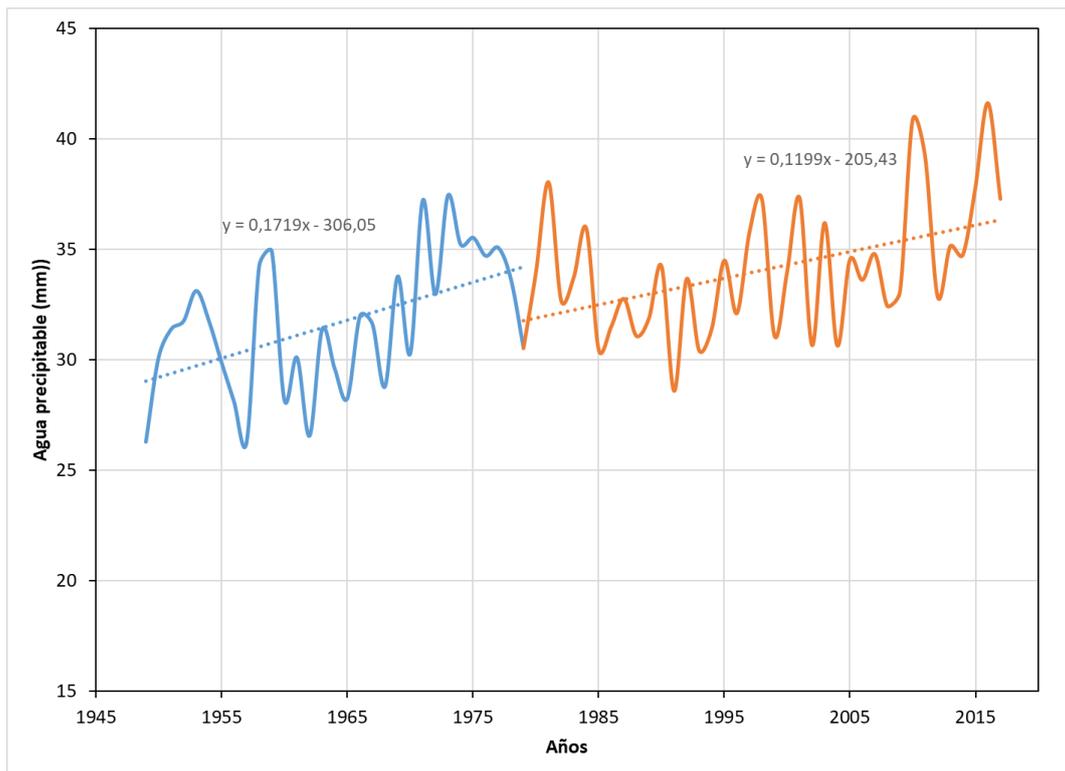


Figura 7. 15 Ídem a figura 7.14, para Misiones (26°S 55°O).

El aumento de PWT en el este de Argentina es del orden del 20% (en el periodo 1948-2016), lo que representa más del doble del aumento de vapor que predice CC.

Esta desviación con respecto a la predicción de CC es explicable a partir del cambio de circulación. El aumento de presión en el NOA y el movimiento hacia el sur de AA favorecen la convergencia de la humedad que viene del norte, sobre el este de Argentina, especialmente el NEA, mientras que en el NOA hay una disminución. Por lo tanto, hay una redistribución del vapor debido a los cambios de circulación inducidos por un aumento de gases de efecto invernadero, que resulta en mayor precipitación en el este de Argentina.

Una disminución de PWT explicaría la tendencia decreciente en la precipitación en el norte de Tucumán.

Sin embargo, en la zona centro-sur de la provincia de Tucumán, se observó un aumento de la lluvia en el mismo periodo considerado, a pesar de la tendencia del PWT. El aumento de la efectividad del forzante orográfico, mencionado en la sección anterior, sería una explicación para este comportamiento.

Se puede concluir que no se puede explicar el cambio observado en las precipitaciones utilizando solamente la ecuación de CC. Es necesario tener en cuenta los cambios en la circulación, que redistribuyen el vapor de agua y que según se pudo observar resultaron altamente significativos en las últimas décadas, a partir del cambio en la extensión de la HC por efecto antropogénico. Este cambio en la HC, produjo una redistribución del vapor de agua, provocando algunas regiones con “faltante” y otras con “exceso” de humedad respecto a lo

que predice la ecuación de CC, dando como resultado un aumento no uniforme de las lluvias a nivel global.

7.6 Variaciones solares y geomagnéticas como forzantes de la precipitación

La posible relación entre el clima terrestre y los parámetros solares ha sido ampliamente estudiada desde hace algunos siglos. El estudio más antiguo del que se tiene registro es el realizado por Antonio Maria Schyrleo de Rheita en 1645 (Hoyt y Schatten, 1997). Estas investigaciones cobraron fuerza en las últimas décadas, debido a la necesidad de discriminar los cambios climáticos inducidos por forzantes naturales, de los producidos por actividad antropogénica.

Aunque muchos trabajos muestran correlaciones estadísticamente significativas entre parámetros climáticos y variaciones solares, no hay una explicación física convincente para estos resultados estadísticos, debido a la complejidad del sistema climático (Heredia y Elías, 2013).

En este trabajo, se analiza la posible relación entre la tendencia a largo plazo de la precipitación máxima anual en Tucumán, medida en la EEAO, con el número de manchas solares (S_n) y el índice de actividad geomagnética (aa), los cuales son parámetros indicadores de actividad solar y relación sol-campo geomagnético respectivamente.

7.6.1 Posible relación de la actividad solar y geomagnética con el clima

La actividad geomagnética afectaría la dinámica del clima. En lugar de un efecto radiativo directo, habría una respuesta dinámica de la troposfera a las variaciones que se producen en la alta atmósfera debido a la actividad solar (Boberg y Lundstedt, 2002; Bucha, 2002; Thejll et al., 2003; Palamara y Bryant, 2004). En periodos de alta actividad solar, aumenta la cantidad de partículas solares de alta energía que llegan a la Tierra. Éstas interactúan con el campo magnético terrestre, siendo desviadas, y eventualmente, precipitando a la termosfera polar. En esta situación, por efecto Joule, la temperatura de la alta atmósfera, en regiones subpolares, aumenta entre 500 y 1000 K aproximadamente. Los aumentos de temperatura en la termosfera provocan aumentos de presión, aumentando el flujo de aire descendente desde allí hacia la estratosfera y troposfera. Como resultado de esto se produciría una intensificación de los sistemas de presión superficial de latitudes medias y polares, lo que implicaría un aumento del flujo zonal (de componentes este u oeste).

Los cambios en la circulación, como ya se mencionó, redistribuyen el vapor de agua a nivel global, con efecto sobre la precipitación. Por lo tanto, debemos evaluar si las variaciones de las últimas décadas en la actividad geomagnética se manifestaron en la precipitación, de la forma en que se esperaría, si esta hipótesis dinámica sobre el mecanismo de interacción sol-clima, es válida.

7.6.2 Análisis de correlación con parámetros solares y geomagnéticos

Series de datos anuales de Sn y aa se obtuvieron de National Geophysical Data Center. Se obtuvieron promedios anuales de 1910 a 2016. Se hizo un promedio móvil de 11 y 22 años, tanto para estos índices como para la precipitación máxima anual, con el fin de detectar las interacciones sol-precipitación debido a variaciones entre ciclos solares.

Luego, se seleccionaron los periodos 1948-1978 y 1979-2013, para comparar los resultados del análisis del forzante natural (actividad solar) con los del análisis del forzante antropogénico (aumento de gases de efecto invernadero) realizado en la sección anterior.

Se calculó la correlación lineal de la serie de máxima precipitación anual con Sn y aa, a las que se les aplicaron promedios móviles de 11 y de 22 años. Los resultados para los periodos de análisis se muestran en la tabla 7.1.

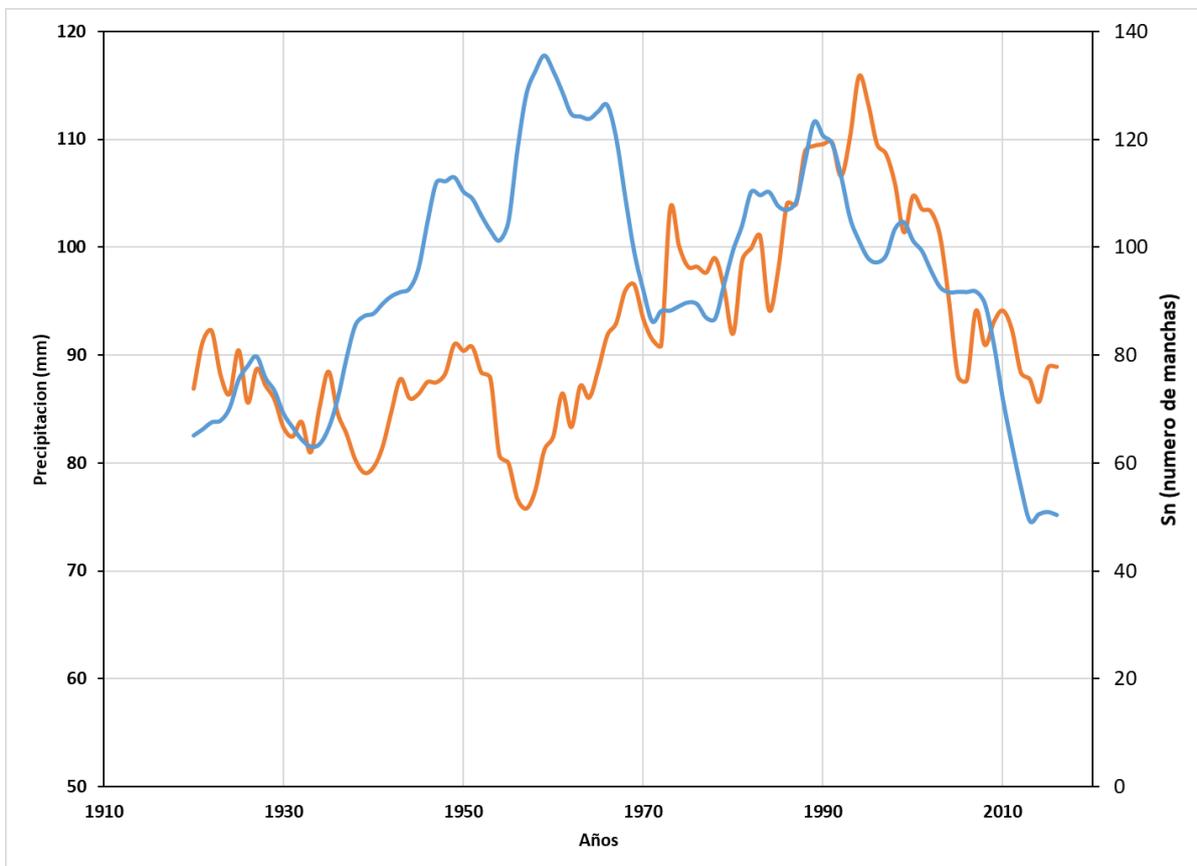


Figura 7. 16 Promedio móvil de 11 años para el número de manchas solares Sn (azul) y la lluvia máxima anual (naranja).

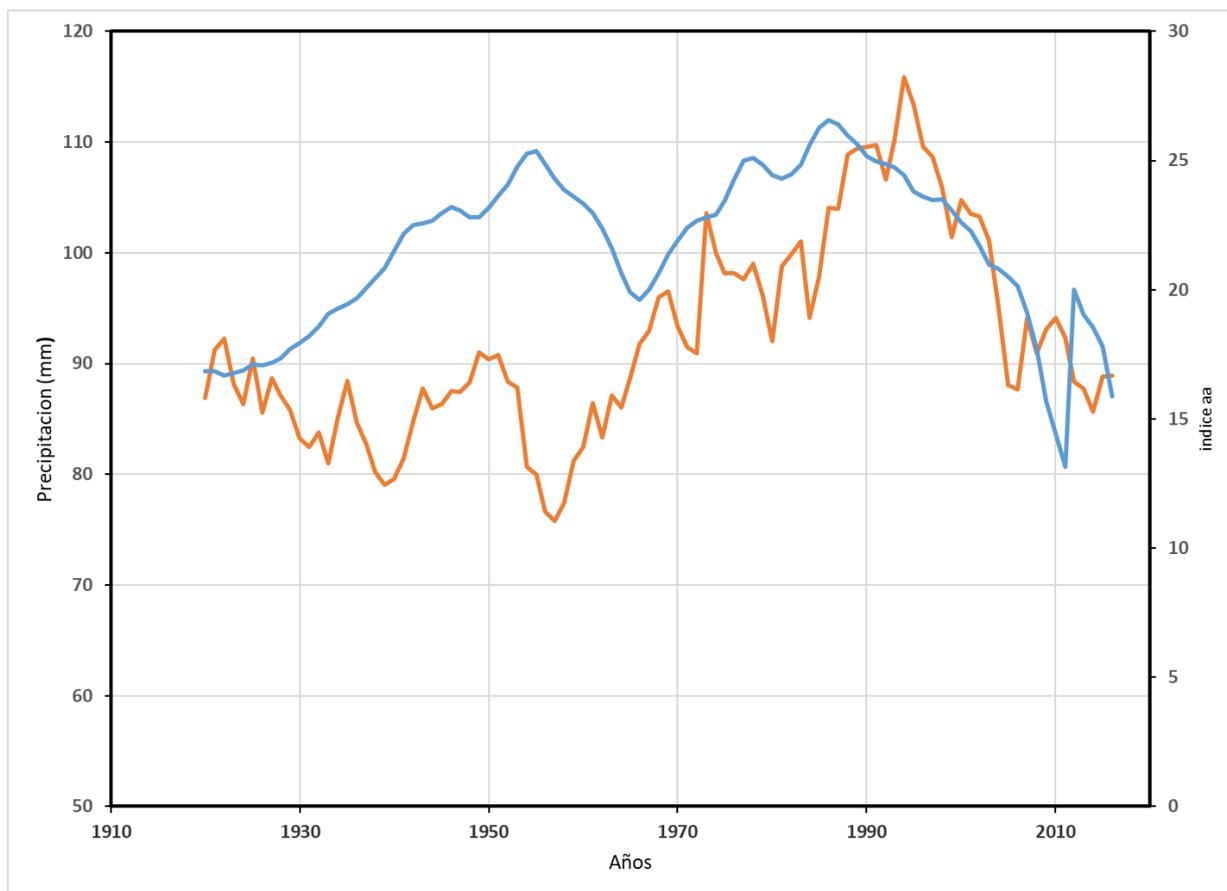


Figura 7. 17 Ídem a figura 7.15, para lluvia máxima anual (naranja) y el índice de actividad geomagnética aa (azul).

Tabla 7.1 Coeficientes de correlación lineal, para promedio móvil de 11 años, entre la precipitación máxima anual y los índices Sn y aa.

Series correlacionadas		Coeficientes de correlación		
		1910-2016	1948-1978	1979-2013
Promedio móvil 11 años	Precipitación vs Sn	0,19	-0,71	0,72
	Precipitación vs aa	0,37	-0,21	0,67
Promedio móvil 22 años	Precipitación vs Sn	0,19	-0,09	0,79
	Precipitación vs aa	0,67	0,23	0,86

Un problema de los análisis estadísticos, en general, es que las asociaciones podrían cambiar de acuerdo a los periodos considerados, apareciendo correlaciones positivas, negativas o ninguna correlación en los mismos (Heredia y Elias, 2013). Esto se observa en el análisis realizado en este trabajo.

Para el periodo 1910-2016 la correlación más alta de la precipitación se da con el índice de actividad geomagnética (aa), con un valor de 0,67 para el suavizado de 22 años, mientras que es de 0,37 para el caso de 11 años. La correlación de la precipitación con el número de manchas solares (S_n) es de 0,19 en ambos casos.

Estos resultados indican que, a largo plazo (periodo analizado ~ 100 años), los cambios en la precipitación responden en mayor medida a las variaciones en la actividad geomagnética, que a cambios en el número de manchas solares.

Por lo tanto, entre los forzantes solares, la actividad geomagnética es el que mejor se correlaciona (entre los analizados) con las variaciones a largo plazo de la precipitación.

El mecanismo físico de interacción entre estas variables, como se mencionó, es de naturaleza dinámica, a través de la inducción de cambios de circulación desde la alta atmosfera, hacia la troposfera, en periodos de alta actividad geomagnética.

7.6.3 La actividad geomagnética como forzante de la precipitación en Tucumán

Desde la década de 1980, los valores de actividad geomagnética y precipitación muestran una marcada disminución, tal como se observa en la figura 7.17. Al dividir las series de datos en dos periodos: 1948-1978 y 1978-2013, se obtienen correlaciones altas entre aa y precipitación para el segundo periodo: 0,86 en el caso del promedio móvil de 22 años. Mientras que en el primer periodo la correlación es baja, $\sim 0,20$, y además cambia de signo siendo positiva para el promedio móvil de 11 años y negativa en el de 22 años.

De esta manera, la actividad geomagnética sería un forzante que aportó de manera significativa, cambios en la dinámica atmosférica del periodo 1978-2013.

Por otra parte, se observa que el forzante antropogénico fue significativo en el caso de la precipitación a través de los cambios que produjo también en la circulación (HC).

Una hipótesis de la relación sol-clima, que se ajusta a estos resultados, es que el aumento de la actividad geomagnética afectaría la circulación, intensificando el flujo zonal océano-continente (Bucha y Bucha, 2002). Esto resulta en un aumento del flujo de vapor hacia el continente, provocando un aumento de los valores de lluvia. La posible interacción podría haberse dado de la siguiente manera:

- En 1948-1978 hay anti-correlación entre las variables precipitación y aa, promedio móvil de 11 años, ($r = -0,21$). Como ya se analizó, la disminución del O_3 en este periodo, en especial en la década de 1970, provocó un acercamiento de los anticiclones subtropicales hacia los polos. Esto aumentó el flujo de vapor en la dirección Norte-Sur en SA, resultando en un aumento de la lluvia.
En este periodo, además, la actividad geomagnética disminuyó (entre años 1950-1970). Esto, debería haber provocado un debilitamiento de los anticiclones

subtropicales, y un debilitamiento del flujo de vapor océano-continente, resultando en una disminución de la precipitación.

Así, la disminución de O_3 y la disminución de la actividad geomagnética, actuarían de manera opuesta sobre la tendencia de la precipitación.

En este periodo, se observó que la precipitación aumentó. Entonces, el aumento del flujo de vapor N-S, debida a la disminución de O_3 , habría superado ampliamente el debilitamiento de la circulación océano-continente esperable con la disminución observada en la actividad solar. Por lo tanto, el resultado fue un aumento neto de precipitación.

- En 1979-2013 el calentamiento global antropogénico se aceleró. Esto dio como resultado la contracción de la HC sobre la zona continental de Sudamérica, la disminución del flujo de vapor al NOA y de la precipitación en el norte de Tucumán. En este periodo, la actividad geomagnética aceleró su tendencia decreciente entre ciclos de 11 años, y se tuvo alta correlación positiva con la precipitación (+0,67 y +0,86). La disminución de la actividad geomagnética produciría una disminución del flujo de vapor océano-continente, lo que habría reforzado la disminución de vapor inducida indirectamente por el aumento de gases de efecto invernadero. Por lo tanto, en 1979-2013 la disminución de la actividad geomagnética junto con el aumento de gases de efecto invernadero habrían provocado una disminución de la precipitación máxima anual en Tucumán, debido a que, en su conjunto, provocaron un debilitamiento en el flujo de vapor océano-continente sobre el NOA.

Con el objetivo de detectar la viabilidad de la hipótesis que relaciona el aumento de la actividad geomagnética con el aumento del flujo de vapor zonal océano-continente, se comparan las series de datos del periodo 1948-2016 de agua precipitable (PWT), promedio para DJF, en Tucumán, con el índice aa, ambos con suavizado de 11 años. Los datos se muestran en la figura 7.18. La correlación lineal entre estas variables es alta, de 0,81. Al igual que con la precipitación, al tomar el periodo 1978-2013, hay un aumento considerable en el coeficiente de correlación, obteniéndose 0,90.

Por lo tanto, la alta correlación obtenida en este análisis estadístico, refuerza la hipótesis de que la actividad geomagnética podría ser un regulador a largo plazo (décadas), del flujo de vapor desde el océano hacia el NOA. El efecto fue más notable desde 1980, debido a que, desde entonces, ambos produjeron cambios en el mismo sentido (disminuyendo el flujo de vapor).

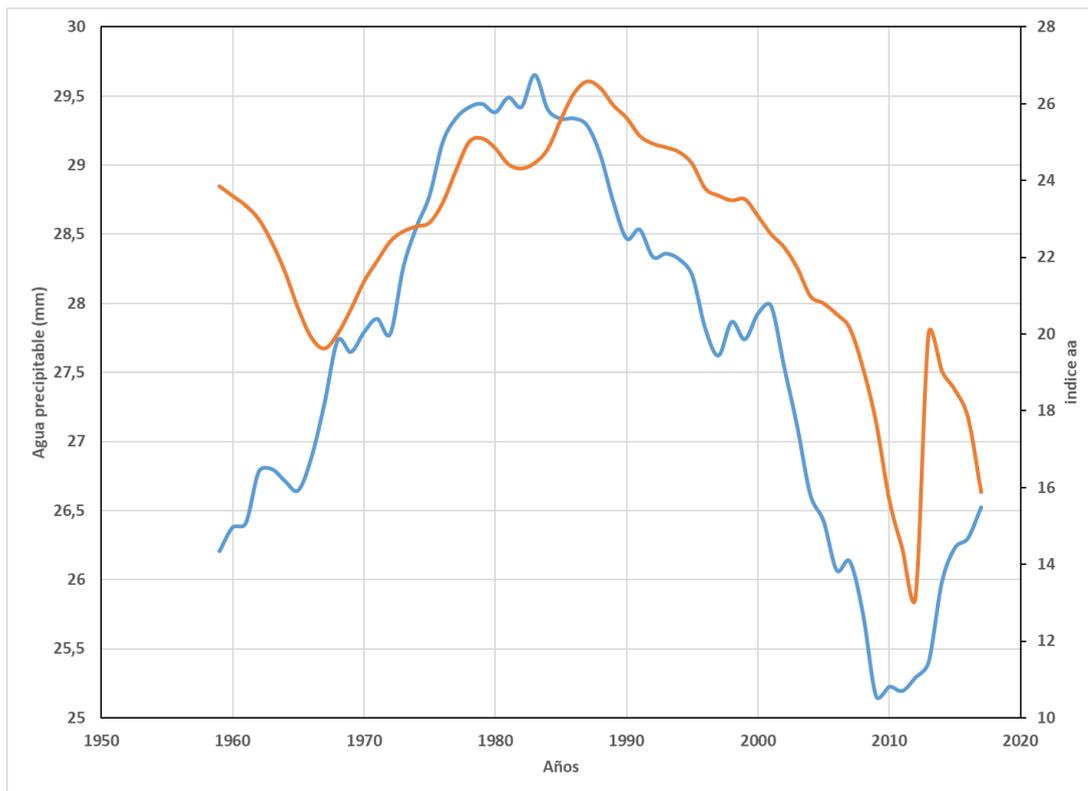


Figura 7. 18 Promedio móvil de 11 años del contenido de agua precipitable para Tucumán en DJF (azul) y el índice de actividad geomagnética aa (naranja).

7.6.4 Conclusiones de la relación actividad geomagnética - precipitación

En resumen, si es que la actividad geomagnética modula en parte los patrones de circulación, su efecto no fue evidente en el periodo 1948-1978 debido a que el cambio de origen antropogénico que tuvo la atmosfera (disminución del O_3 y aumento del CO_2) actuó de manera opuesta y con mayor impacto que la aa.

En el periodo 1979-2013, el aumento de CO_2 y la disminución de la actividad geomagnética habrían sumado sus efectos produciendo una disminución del flujo de vapor océano-NOA. De manera que, al evaluar los cambios a largo plazo inducidos por el efecto antropogénico, es importante considerar los efectos del forzante natural (aa) que pueden intensificarlo o atenuarlo.

Faltaría aún un estudio más profundo de la interacción partículas solares-campo geomagnético-atmosfera, y de la interacción alta atmosfera-troposfera, que mejore la comprensión y permita cuantificar el efecto solar en la precipitación (u otros parámetros climáticos). Esto permitiría predecir, con menores incertezas que las actuales, los futuros cambios climáticos a nivel regional.

CONCLUSIONES

Las precipitaciones máxima y total, anuales, en Tucumán, según datos medidos en la EEAOC, presentaron tendencias positivas en el periodo 1910-2016. Desde la década del 80, se desaceleró la tendencia, volviéndose marcadamente negativa desde el 2000.

La base de datos reticulados de precipitación diaria del CPC, permitió hacer un análisis espacial de la distribución de tendencias en parte de la provincia de Tucumán (26°S a 27°S y 65°O a 65,5°O) en el periodo 1979-2016, y además comparar con los resultados obtenidos a partir de los datos de la EEAOC. El resultado de este análisis fue que el norte de la provincia (desde el norte del Gran San Miguel de Tucumán), mostró tendencias negativas en las precipitaciones en 1979-2016. En contraste, la zona centro-sur de la provincia mostró una ligera tendencia positiva en la precipitación en dicho periodo.

La precipitación en el periodo analizado respondió principalmente a cambios en la circulación atmosférica, tanto de la troposfera como de la baja estratosfera. Se identificaron dos tipos de forzantes de los cambios de circulación atmosférica: antropogénico (cambios en la concentración de CO₂ y de O₃), y natural (variación en la actividad solar y geomagnética).

La disminución en la concentración de O₃ estratosférico produjo un enfriamiento de la estratosfera, en especial desde la década del 70. A su vez, desde los 70 se aceleró el aumento de gases de efecto invernadero, en especial CO₂, con notable efecto sobre la tendencia de temperatura superficial global. Ambos forzantes, permitieron la expansión hacia el polo e intensificación de la Celda de Hadley en el hemisferio Sur, produciendo un aumento y desplazamiento al sur del anticiclón Atlántico. Esto aumentó el flujo de vapor desde el océano hacia el interior del continente sudamericano, en especial en centro y norte de Argentina, durante la segunda mitad del siglo XX. Como consecuencia, estos cambios antropogénicos produjeron un importante aumento de las precipitaciones en dicho periodo.

A partir del 2000, el O₃ comenzó a recuperarse, de manera tal que su efecto sobre la circulación de la Celda de Hadley (HC) comenzó a revertirse. Por lo tanto, desde el 2000 el aumento de CO₂ y la recuperación de O₃ tuvieron efectos opuestos sobre la HC global. Algunos estudios de los últimos años (Gonzalez et al. (2014), Wu y Polvani (2015)) muestran que, en el hemisferio Sur, el efecto del O₃ sobre la HC será mayor que el producido por el aumento de CO₂. De acuerdo a esto, desde el 2000 la expansión hacia el polo de la HC se desaceleró, disminuyendo su aporte a la tendencia de la precipitación. La proyección para las próximas décadas es que, la HC se contraiga hacia el ecuador en el hemisferio sur, revirtiendo las tendencias en la precipitación observadas en el siglo pasado, es decir, disminuyendo la misma.

Al este de la cordillera de los Andes, a diferencia de lo que ocurrió a nivel global, la HC se contrajo hacia el ecuador en las últimas décadas, dando como resultado un aumento de la presión atmosférica en el NOA. Esta contracción tiene un posible origen topográfico. De esta manera, la contracción de la HC esperada con la recuperación de O_3 , se vería reforzada por el efecto de la cordillera sobre la circulación. Como resultado de esto, en especial desde el 2000, se observó una importante disminución del flujo de vapor y de la precipitación en Tucumán.

A pesar de la disminución de la disponibilidad de vapor, el centro-sur de la provincia de Tucumán no mostró disminución en la precipitación. Los cambios mencionados en la HC provocaron un aumento de la frecuencia del viento desde el este en la troposfera baja del NOA, y esto habría aumentado la efectividad del forzante orográfico en el proceso de precipitación.

Por otra parte, Clausius-Clapeyron (CC) predice que, ante un escenario de aumento de la temperatura global debido al aumento de CO_2 , aumenten la cantidad de vapor en la atmósfera y la precipitación. Sin embargo, la ecuación de CC no tiene en cuenta los cambios de circulación, los cuales fueron significativos en las últimas décadas. Se verificó que CC no predice las tendencias observadas en la precipitación en Tucumán. Sin embargo, teniendo en cuenta CC y los cambios de circulación se pudo explicar el significativo aumento del agua precipitable en el este de Argentina en las últimas décadas.

En cuanto al forzante natural, se obtuvo alta correlación lineal entre el índice de actividad geomagnética (aa) y las series de precipitación y agua precipitable en Tucumán. A partir de la década del 80, la actividad geomagnética (aa) reforzó la disminución del flujo de vapor desde el océano hacia el NOA, debido a que la disminución de aa produjo un debilitamiento de los sistemas de alta presión oceánicos mediante el acoplamiento estratosfera-troposfera. Así, aa reforzó la disminución del gradiente de presión océano-continente, esperable por recuperación del O_3 en el NOA. Antes de la década del 80, no fue notable una relación entre aa y la precipitación, debido a que la disminución del O_3 y el aumento de CO_2 tuvieron efectos más importantes, y opuestos a la actividad geomagnética, sobre la circulación.

En resumen, desde la década del 80, los tres forzantes (aa, CO_2 y O_3) en su conjunto produjeron un aumento de la presión atmosférica en el NOA, disminuyendo el flujo de vapor que proviene de las zonas tropicales (oceánicas y continentales). El forzante más importante sobre los cambios en la circulación sería el O_3 . Los cambios mencionados, produjeron una importante disminución de las precipitaciones en el norte de la provincia de Tucumán.

El resultado del análisis realizado en esta tesis, permite concluir que para el estudio del cambio climático a nivel regional es necesario hacer un estudio integral de la atmósfera, tanto de la troposfera como las capas superiores, y la interacción entre ellas. Además de los cambios en la concentración de CO_2 , se observó que la recuperación reciente de la concentración de O_3 y las variaciones a largo plazo de la actividad geomagnética tuvieron efecto sobre las variaciones en la precipitación en Tucumán en las últimas décadas.

Se avanzó en la identificación de los posibles forzantes de la precipitación, pero aun falta cuantificar el aporte de cada uno de ellos a la precipitación.

LINEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

Es necesario avanzar en la cuantificación de los efectos sobre la circulación atmosférica de la variación a largo plazo de la actividad geomagnética, lo cual aún no está desarrollado en los trabajos de investigación actuales sobre cambio climático. También, se debería avanzar en mejorar la cuantificación de los efectos sobre la presión atmosférica y la circulación atmosférica (con énfasis en el NOA) de los cambios en la concentración de O₃. Para todo esto, es necesario mejorar la comprensión de la interacción dinámica entre la alta atmosfera y la troposfera, por los posibles efectos sobre el clima, analizados en esta tesis.

Un análisis de escala regional (NOA) de las tendencias en la precipitación, permitiría validar la hipótesis de que los cambios antropogénicos produjeron una disminución del flujo de vapor al NOA, debido a la contracción continental de la HC en las últimas décadas.

Además, es necesario hacer un estudio de los cambios ocurridos en la dirección de los vientos en la baja troposfera, en las últimas décadas, sobre la región del NOA y a nivel Sudamérica. Esto serviría para poder avanzar en la cuantificación, mediante modelos teóricos apropiados, de la interacción entre la dirección de los vientos y la topografía de Tucumán. Así, conocidos los cambios de circulación atmosférica proyectados para las próximas décadas, se podrían estimar los cambios futuros (a largo plazo) de la precipitación en las diferentes regiones topográficas de la provincia con mucha menor incerteza que los modelos actuales.

REFERENCIAS

- Ahrens, C. D. (2009): "Meteorology Today", 9th edition.
- Barros V., Castañeda M.E., Doyle M. (2000) "Recent Precipitation Trends in Southern South America East of the Andes: An Indication of Climatic Variability". In: Smolka P., Volkheimer W. (eds) Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates. Springer, Berlin, Heidelberg. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-59694-0_13
- Barry, R. G. and Chorley, R. G. (2003): "Atmosphere, weather and climate", 8th edition.
- Bianchi A. R., Yanes C. E., Acuña L. R., "Base de datos mensuales de precipitaciones del Noroeste Argentino", INTA, 2005.
- Boberg, F. and Lundstedt, H., "Solar Wind variations related to fluctuations of the north Atlantic oscillation", Geophys. Res. Lett. 29 (15), 1718, 2002.
- Bucha, V., "Long-term trends in geomagnetic and climatic variability". Phys. Chem. Earth 27, 427–431, 2002.
- Bucha, Václav and Bucha, Václav, "Geomagnetic forcing and climatic variations in Europe, North America and in the Pacific Ocean", Quaternary International, Volume 91, Issue 1, 2002, Pages 5-15, ISSN 1040-6182, [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00097-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00097-0).
- Cai, W. and Cowan, T. (2007) "[Trends in Southern Hemisphere Circulation in IPCC AR4 Models over 1950–99: Ozone Depletion versus Greenhouse Forcing](https://doi.org/10.1175/JCLI4027.1)". *J. Climate*, 20, 681–693, <https://doi.org/10.1175/JCLI4027.1>
- Carslaw, K., "Cosmic rays, clouds and climate". Nature 460, 332–333, 2009.
- Castillo, M. C. y Jordán, M. A. (1999): "Meteorología y clima", 1ra edición, 1999.
- Climate Data Guide: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/cpc-unified-gauge-based-analysis-global-daily-precipitation>
- Collins, M., et al. (2013), Chapter 12: "Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility", in Working Group 1 Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report—Climate Change: The Physical Science Basis.
- Dominic Royé, "El uso de bases de datos climáticos netCDF con estructura matricial en el entorno de R", Universidad de Cantabria.

<https://www.researchgate.net/publication/284511228> El uso de bases de datos climaticas netCDF con estructura matricial en el entorno de R)

- Geoffrey K. Vallis, "Atmospheric and oceanic fluid dynamics. Fundamentals and large-scale circulation", Cambridge University Press (2006)
- González, PLM, Polvani, LM, Seager, R., (2014): "Stratospheric ozone depletion: a key driver of recent precipitation trends in South Eastern South America" *Clim Dyn* 42: 1775. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1777-x>
- Harvey, BJ, Shaffrey, LC y Woollings, "Equator-to-pole temperature differences and the extra-tropical storm track responses of the CMIP5 climate models", *TJ Clim Dyn* (2014) 43: 1171. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1883-9>
- Heredia, Teresita and Elias, Ana G., "A study on possible solar and geomagnetic effects on the precipitation over northwestern Argentina", *Advances in Space Research*, Volume 51, Issue 10, 2013, Pages 1883-1892, ISSN 0273-1177, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.01.020>.
- J.E. Hobbs, J. A. Lindsay and H. A. Bridgman, "Climates of the Southern Continents", 1999.
- Hoyt, D.V., Schatten, K.H., "The Role of the Sun in Climate Change", Oxford University Press, New York, pp. 288, 1997
- David J. Karoly and Dayton G. Vincent, "Meteorology of Southern hemisphere", American Meteorology Society, 1998.
- Minetti J. L. (2009): "El Clima del Noroeste Argentino", Laboratorio Climatológico Sudamericano.
- Minetti, J. L.; Vargas, W. M. (1998): "Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S", *Atmósfera*, vol. 11, núm. 4, 1998, pp. 205-221. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Palamara, D.R., Bryant, E.A., "Geomagnetic activity forcing of the northern annular mode via the stratosphere". *Ann. Geophys.* 22, 725–731, 2004.
- Pall, P., M. R. Allen, and D. A. Stone (2007), "Testing the Clausius-Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO2 warming", *Clim. Dyn.*, 28, 351–363
- Poblete, Arnobio German y Minetti, Juan Leonidas, (2017), "¿Influye el calentamiento global en la disminución de las nevadas en los Andes Áridos?", *Rev. Univ. de Geografía*, Jun 2017, vol.26, no.1, p.11-29. ISSN 1852-4265
- Post, D. A., B. Timbal, F. H. S. Chiew, H. H. Hendon, H. Nguyen, and R. Moran (2014), "Decrease in southeastern Australian water availability linked to ongoing Hadley cell expansion", *Earth's Future*, 2, 231-238, doi:10.1002/2013EF000194
- Saurral, R. I., Camilloni, I. A. and Barros, V. R. (2017), "Low-frequency variability and trends in centennial precipitation stations in southern South America". *Int. J. Climatol.*, 37: 1774-1793. doi:[10.1002/joc.4810](https://doi.org/10.1002/joc.4810)

- [Seidel, D. J., and W. J. Randel \(2007\), “Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations”, J. Geophys. Res., 112, D20113, doi:10.1029/2007JD008861](#)
- [Solomon S., Qin D, Manning M., Chen Z, Marquis M., Averyt K., MTignor, Miller H \(eds\) \(2007\) IPCC, 2007: climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA](#)
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., & Hsu, K.L. (2018). “A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons.” *Reviews of Geophysics*, 56. <https://doi.org/10.1002/2017RG000574>
- Svensmark, H., Friis-Christensen, E., “Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage -a missing link in solar-climate relationships”. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 59, 1225–1232, 1997.
- The COMET program, “Introducción a la meteorología tropical” 2da edición, (https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/navmenu.php?tab=6&page=1.2.0)
- Thejll, P., Christiansen, B., Gleisner, H., “On correlations between the North Atlantic oscillation, geopotential heights, and geomagnetic activity”. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1347, <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL016598>, 2003.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons (2003), “The changing character of precipitation”, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84,1205–1217
- Westra, S., L. V. Alexander, and F. W. Zwiers (2013a), “Global increasing trends in annual maximum daily precipitation”, *J. Clim.*, 26, 3904–3918
- Westra, S., H. J. Fowler, J. P. Evans, L. V. Alexander, P. Berg, F. Johnson, E. J. Kendon, G. Lenderink, and N. M. Roberts (2014), “Future changes to the intensity and frequency of short duration extreme rainfall”, *Rev. Geophys.*, 52, 522–555, doi:10.1002/2014RG000464
- Xie, P., M. Chen, S. Yang, A. Yatagai, T. Hayasaka, Y. Fukushima, and C. Liu, 2007: “A Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation over East Asia.” *J. Hydrometeor.*, 8, 607–626, <https://doi.org/10.1175/JHM583.1>
- WMO, World Meteorological Organization, (2014):
Report No. 55 “Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014”, Chapter 3. (http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ozone_2014/full_report_TOC.html)