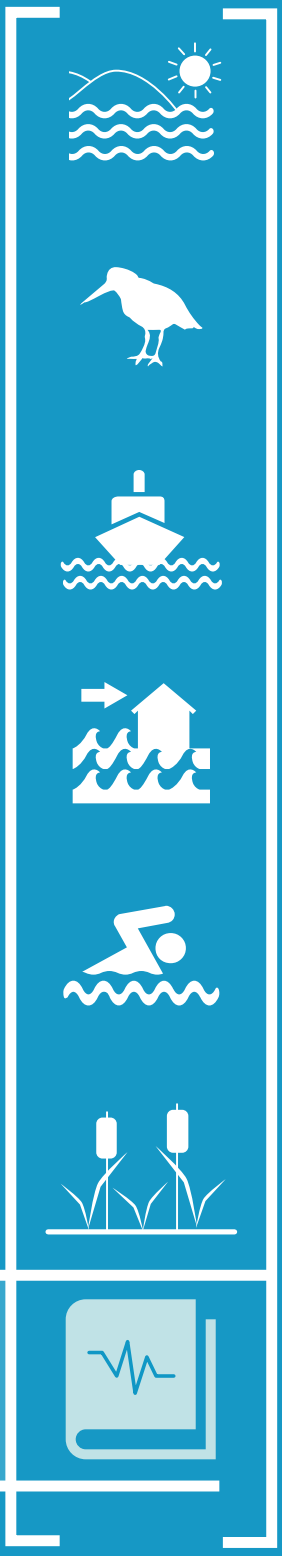
NAP Costas

Plan Nacional de Adaptación Costera de Uruguay



Documento preparatorio

Variabilidad y cambio climático en Uruguay. Material de capacitación dirigido a Técnicos de Instituciones Nacionales

MVOTMA
Ministerio de Vivienda Ordenamiento Territorial y Medio Ambiente

SNRCC
Uruguay

Variabilidad y Cambio Climático en Uruguay

Marcelo Barreiro
Fernando Arizmendi, Romina Trinchín

Departamento de Ciencias de la Atmósfera
Instituto de Física, Facultad de Ciencias
Universidad de la República

Material para Capacitación de Técnicos en Instituciones Nacionales

Convenio MVOTMA-UdelaR Proyecto PNUD-URU/16/G34

Octubre 2019

1. Introducción al sistema climático

El sistema climático está formado por los continentes, océanos, atmósfera, criósfera y biósfera, componentes entre los cuales hay un continuo flujo de energía y masa. Así, el sistema climático es una máquina que convierte y distribuye la energía que recibe del sol, que es cerca de 240 W/m^2.

Todos los componentes evolucionan a diferentes velocidades, o tienen escalas de tiempo características, pero cualquier perturbación en uno de ellos repercute en los demás que responden a su propio ritmo. Por lo tanto, el sistema climático tiene variabilidad en todas las escalas de tiempo, desde segundos hasta millones de años.

Debido a la complejidad del sistema climático y sobre la base de los tiempos de respuesta es conveniente considerar una jerarquía de componentes, tomando primero los componentes con tiempos mas rápidos de respuesta de tal forma que los otros componentes se consideran parte del sistema externo. Por ejemplo para la escala de horas a días la atmósfera puede considerarse como el único componente interno del sistema climático (S=A), con los océanos, hielos, continente y biósfera considerados como forzantes externos o condiciones de borde. Para escalas de semanas a décadas el sistema climático interno debe considerar el océano, la cobertura de nieve y parte de la biósfera (S=A+O). Para el estudio de la variabilidad climática mas allá de centenares de años toda la criósfera y la biósfera deben incluirse (S=A+O+B+C) y la litósfera se considera como un forzante externo.

Aún en condiciones de forzantes externos constantes el sistema climático interno está siempre sujeto a fluctuaciones randómicas en el tiempo y espacio. Si consideramos el caso tradicional de tomar a la atmósfera como el sistema interno (S=A) podemos definir el clima en términos del estado de la atmósfera (media y varianza) junto con las condiciones medias de los océanos, criósfera, continentes y otros forzantes externos. Por lo tanto, en este caso para definir el estado del clima es necesario promediar sobre un intervalo de tiempo que al menos debe exceder la escala sinóptica (5 a 7 días). Podemos así definir el estado del clima para una estación del año, una década, etc. El promedio estándard de considerar 30 años (definición de Organización Meteorológica Mundial) es un caso particular para la atmósfera.

Para un conjunto diferente de condiciones externas podemos obtener un estado del clima diferente y podemos definir el cambio climático como la diferencia entre dos estados climáticos del mismo tipo, por ejemplo, la diferencia entre dos inviernos, dos décadas, etc. Esta diferencia debe incluir cambios en la media y varianza. Una anomalía climática se puede definir entonces como la desviación de un estado climático particular para un intervalo de tiempo dado del conjunto de estados posibles.

El clima terrestre ha variado significativa y continuamente en escalas de tiempo desde años, a períodos glaciales, y mas largos (Figura 2). La variabilidad del clima tiene dos componentes:

- las variaciones forzadas, que son la respuesta del sistema climático a cambios en los forzantes externos
- las variaciones libres o internas debido a inestabilidades propias y retroalimentaciones que dan lugar a interacciones no lineales entre los varios componentes del sistema climático.

Las causas externas incluyen forzantes astronómicos y terrestres. Entre los astronómicos estan (a) cambios en la intensidad solar, (b) en los parámetros orbitales (eccentricidad de la órbita, precesión de los equinoxios y obliquidad), (c) en la razón de rotación de la Tierra. Entre los terrestres se encuentran (d) variaciones en la composición atmosférica debido a erupciones volcánicas y actividades humanas, (e) variaciones en la cobertura del suelo (deforestación, desertificación, etc), (f) movimientos tectónicos. Ejemplos de variabilidad forzada son el ciclo diario y el ciclo anual.

Las causas internas se asocian con los mecanismos de retroalimentación positivos y negativos y otras fuertes interacciones entre los componentes del sistema climático. Estos procesos pueden dar lugar a inestabilidades y oscilaciones en el sistema. Ejemplo de variabilidad interna es la variación diaria del tiempo debido al pasaje de perturbaciones atmosféricas como frentes.

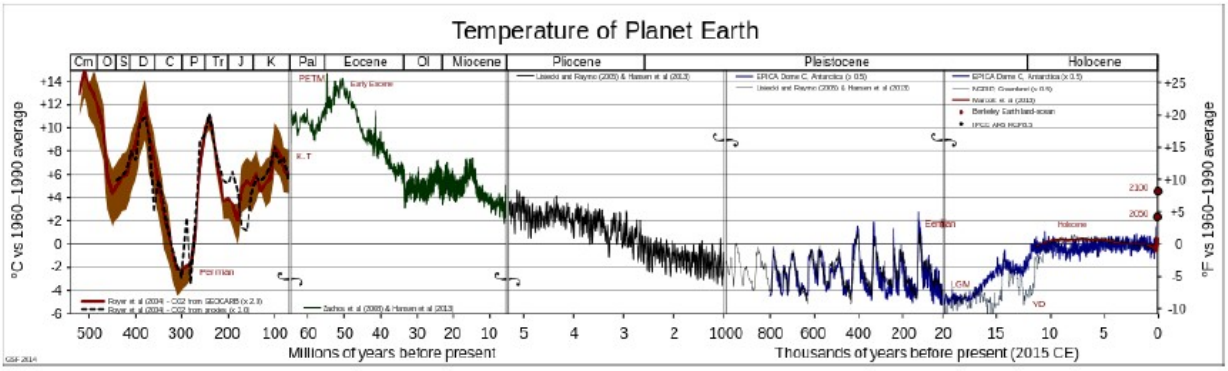


Figura 1 – Evolución de la temperatura media de la Tierra. Fuente: Wikipedia.

2. Problema del cambio climático

El cambio climático es, por definición, el cambio en el clima consecuencia de las actividades humanas. Su estudio consta de dos pasos:
a) Detección: detectar cambios durante un período relativamente largo de tiempo generalmente mayor a 30 años en alguna variable de interés.
b) Atribución: probar que la acción humana es responsable del cambio detectado.

Para poder atribuir un cambio es necesario caracterizar la variabilidad climática natural ya que debe probarse que el cambio climático detectado no es parte de esta variabilidad. Dado que el clima varía en muchas escalas de tiempo, se necesita:
a) series de observaciones largas y de buena calidad, al menos a paso diario.
b) teoría, modelos numéricos del clima
c) datos paleoclimáticos que permitan validar los modelos climáticos en situaciones muy diferentes a las actuales.

3. Balance de energía terrestre

Las principales fuente y sumidero de energía de la Tierra son la radiación solar de onda corta y la radiación terrestre de onda larga, respectivamente. La radiación solar cubre todo el espectro electromagnético desde rayos gamma a ondas de radio. No obstante, la porción mas significativa de su espectro asociado a la transferencia de energía en el sistema climático es en el rango del ultravioleta al infrarojo. Esta radiación solar incidente es parcialmente absorbida, parte dispersada y parte reflejada por los gases, aerosoles y nubes. La porción que llega a la superficie es absorbida por los océanos, tierra y biósfera, y una parte pequeña es reflejada.

Para mantener un equilibrio la cantidad de energía que entre y sale de la Tierra debe ser igual. La energía saliente es emitida por la superficie y por la atmósfera. Debido a la diferencia de temperatura solar y terrestre, la radiación solar tiene el pico de energía en el rango visible (~0.5μm), mientras que la radiación terrestre de onda larga tiene el pico en el rango infrarojo (~10μm). Esta separación es la razón por la cual se separa la energía radiativa en aquella que calienta de aquella que enfría el sistema climatico en dos partes: la radiación de onda corta solar con $\lambda<4\mu m$ y la radiación terrestre de onda larga con $\lambda>=4\mu m$.

Un esquema del balance de energía terrestre se muestra en la figura 2.

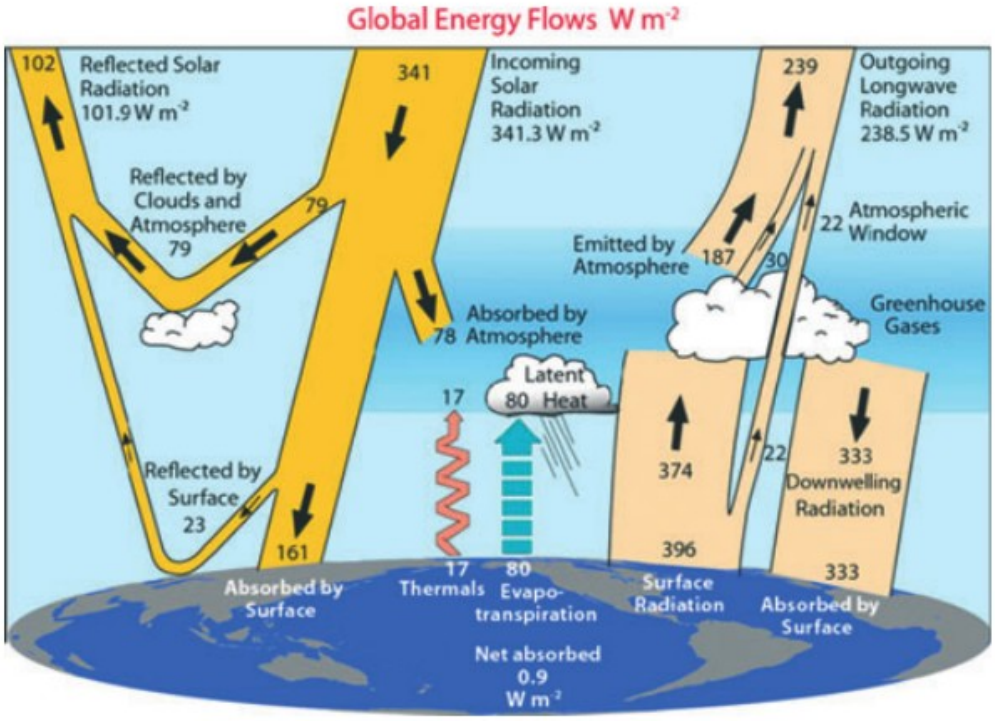


Figura 2 – Balance de energía global. Fuente: Trenberth et al (2009).

¿De qué forma puede el hombre alterar el balance energético terrestre e influenciar el clima?
En dos formas fundamentales:
(I) aumentando los gases de efecto invernadero. Estos gases existieron siempre en la atmósfera y son los responsables de mantener la temperatura de superficie global cerca de 15 C. La acción humana ha aumentado estos gases haciendo la atmósfera mas opaca a la radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra. Así, estos gases absorben la radiación terrestre y la emiten nuevamente hacia la superficie aumentando el efecto invernadero y calentando el planeta.
(II) cambiando la reflectividad (o albedo) terrestre. En promedio el planeta refleja cerca del 30% de la radiación que llega del sol, a través de la reflexión realizada por las nubes y la superficie. La reflectividad depende por lo tanto de la concentración de aerosoles en la atmósfera y del uso de la tierra. Una mayor concentración de aerosoles aumenta la reflectividad terrestre enfriando el clima. Además, los aerosoles actúan como núcleos de condensación de nubes y por lo tanto un cambio en la distribución de aerosoles puede cambiar las nubes que se forman y su reflectividad.

A nivel latitudinal el tope de la atmósfera recibe mas radiación solar por metro cuadrado en los trópicos que en los polos. Esta diferencia de energía recibida pone en movimiento a la atmósfera y los océanos que redistribuyen el calor para reducir el gradiente latitudinal de temperatura entre ecuador y polo. El transporte de energía implicado conecta climas de regiones remotas a través de la circulación atmosférica y oceánica. Mas allá de 15 S,N la atmósfera es el principal agente transportador de energía.

Además, existe una interacción contínua entre atmósfera y océano que se puede resumir de la siguiente forma: (I) el contraste de temperatura entre ecuador y polos pone a la atmósfera en movimiento creando los vientos, (II) los vientos fuerzan al océano a través del esfuerzo tangencial y de flujos de calor creando las corrientes, (III) las corrientes oceánicas cambian la distribución de la temperatura de superficie del mar y de los hielos marinos influenciando la atmósfera y sus vientos. Por lo tanto, no es posible separar el estudio de la atmósfera del de los océanos en escalas de cambio climático.

4. Circulación atmosférica

Como vimos antes, la atmósfera se tiene que poner en movimiento para transportar energía desde los trópicos hacia los polos. ¿Cómo lo hace?

4.1 Región tropical

Como la región ecuatorial recibe mucha energía, la superficie está cálida y el aire cálido y húmedo asciende. Al ascender el aire se enfría y condensa formando nubes y lluvias intensas. En altura (cerca de 12 km) el aire comienza a moverse hacia los polos en cada hemisferio descendiendo entre los 10 y 30 °, retornando en superficie hacia la región ecuatorial. Este movimiento se denomina celda de Hadley y un esquema se muestra en la figura 3. Los vientos en superficie se denominan alisios y la región de lluvias intensas ubicada entre las dos celdas de Hadley se denomina Zona de Convergencia Intertropical.

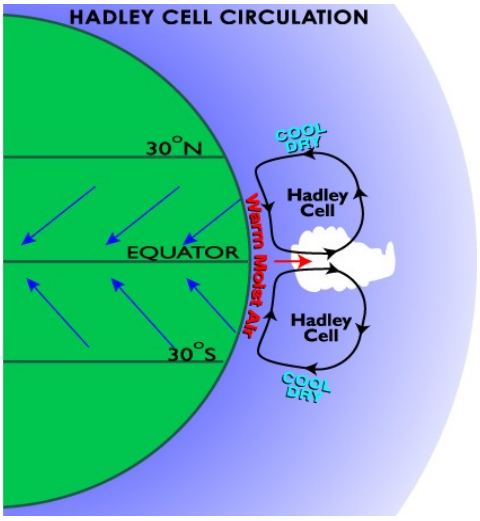


Figura 3 – Esquema de celda de Hadley. Fuente: www.windows2universe.org.

Como resultado, en superficie existen cinturones de baja presión en la región ecuatorial y alta presión en las regiones subtropicales de ambos hemisferios. Los máximos de alta presión ubicados sobre los océanos se denominan anticiclones semi-permanentes del Atlántico Sur, Atlántico Norte, Pacífico Sur, Pacífico Norte e Índico. En el márgen extratropical de los máximos de alta presión se tienen vientos del oeste en ambos hemisferios (figura 4).

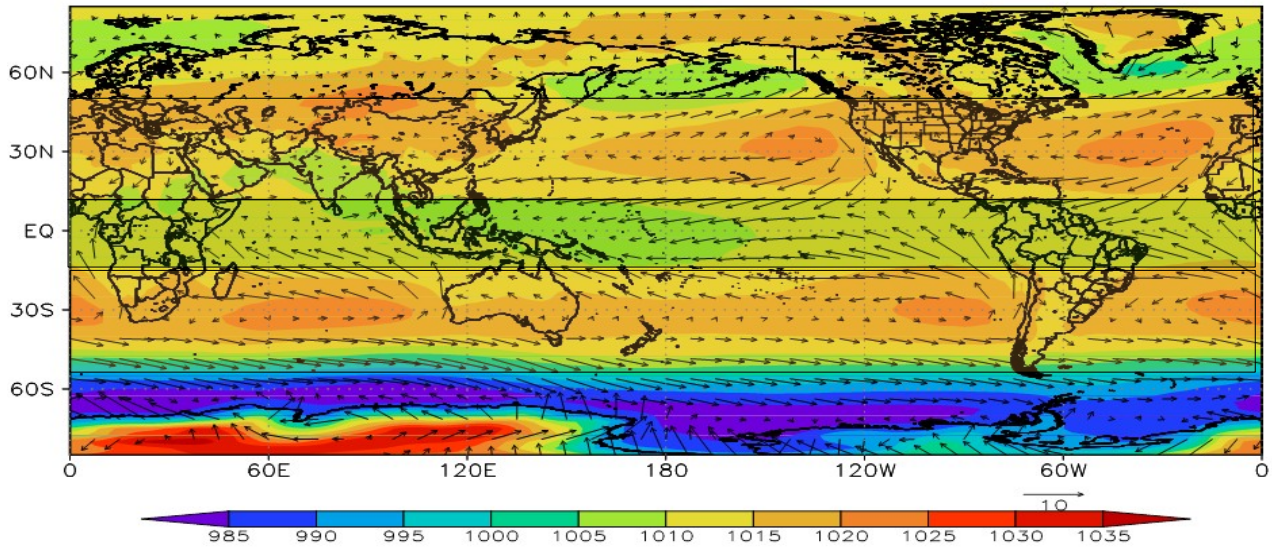


Figura 4 – Presión y vientos en superficie. Fuente: Reboita et al (2012).

El clima de nuestra región está fuertemente influenciado por el anticiclón del Atlántico Sur. La figura 5 muestra las lluvias promedio y los vientos en capas bajas de la atmósfera (850 hPa) sobre Sudamérica y el océano Atlántico adyacente para verano (DEF) e invierno (JJA). Se observa un cambio sustancial en el régimen de lluvias de verano e invierno. Durante la estación cálida llueve sobre la mayor parte de Sudamérica, mientras que en invierno solo llueve en la región norte, sobre Uruguay y sur de Brasil y en el sur de Chile.

El aumento en las lluvias sobre Sudamérica está asociado al Monsón de América del Sur que comienza a desarrollarse en la primavera, tiene su máximo en verano y se retrae hacia el norte en otoño. Este Monsón está caracterizado por un máximo de lluvias en la cuenca Amazónica y por una banda de intensas lluvias que se extiende desde la Amazonia hacia el sureste hasta el océano Atlántico en forma diagonal, denominada Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). Si bien la ZCAS no está ubicada sobre Uruguay, su variabilidad influye en nuestro clima.

Asociados a los cambios en las lluvias se observa un cambio en los vientos de bajos niveles. El invierno está caracterizado por un anticiclón semi-permanente que ingresa sobre el continente generando vientos medios con componente norte sobre nuestra región. Así, el transporte de humedad necesario para las lluvias proviene de los vientos asociados a este anticiclón desde el Atlántico a latitudes entre 10 y 20S, que luego giran hacia el sur. Durante el verano el anticiclón semipermanente se retrae hacia el océano debido a la generación de una baja presión continental. Esa baja presión tiene asociado vientos del norte llamado Jet de niveles bajos. Así, durante el verano, la humedad llega hasta nuestra región principalmente en una trayectoria que viene desde

el sur de la Amazonia. Cuando el Jet de niveles bajos está mas intenso y llega al sur de 25 S se producen eventos intensos de lluvia en nuestro país.

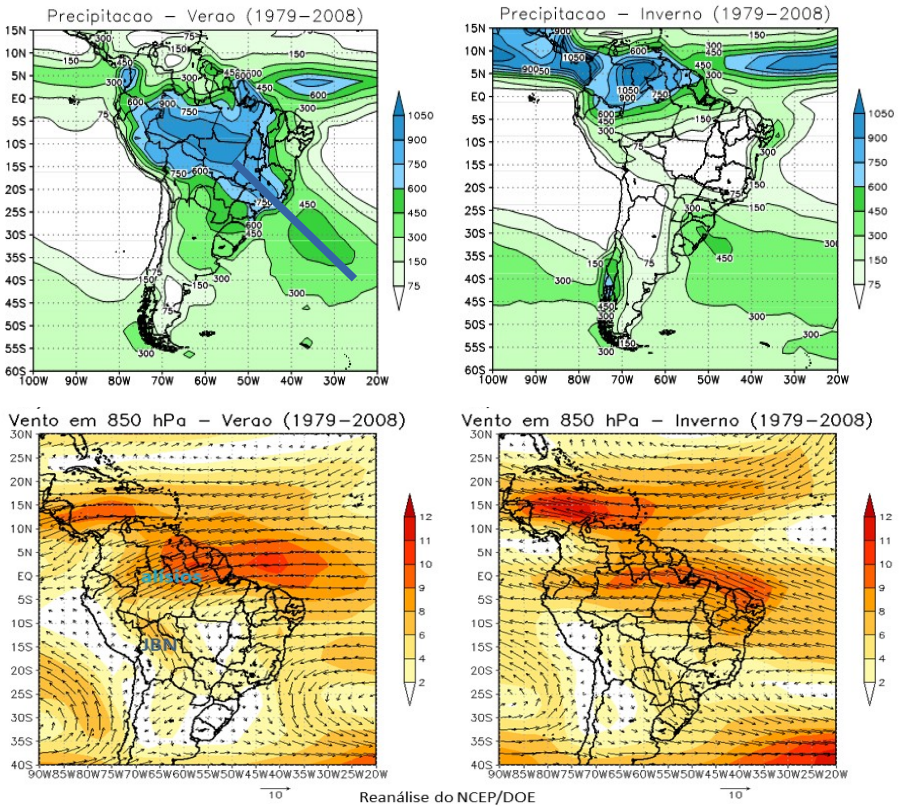


Figura 5 – Climatología de lluvias y vientos en capas bajas. La línea azul marca la ZCAS. Fuente: Reboita et al (2012).

4.2 Región extratropical

En la región tropical la temperatura tiene poca variación latitudinal. Pero, mas allá de los 30° y, en particular, en latitudes medias (30 a 60°) la atmósfera tiene gradientes latitudinales de temperatura importantes lo cual le permite transportar energía hacia los polos a través de la mezcla horizontal. Esta mezcla es realizada por ciclones y anticiclones transientes.

Un ciclón (o depresión atmosférica) es un centro de baja presión en superficie. En el hemisferio sur los vientos giran alrededor del centro de baja presión en sentido horario.

Un anticiclón es un centro de alta presión en superficie. En el hemisferio sur los vientos giran alrededor del centro de alta presión en sentido antihorario.

A diferencia del anticiclón semi-permanente, que es resultado del descenso del aire en la celda de Hadley, y por lo tanto se puede encontrar casi siempre, los ciclones y anticiclones transientes duran cerca de 5-7 días. En ese ciclo de 5-7 días el ciclón o anticiclón se desarrolla, llega a una amplitud máxima y luego decae. Por eso se los llama transientes.

Al girar en sentido horario, los vientos asociados a un ciclón tienen asociado un frente frío al oeste del centro y un frente cálido al este del centro (figura 6). Esos frente se desplazan latitudinalmente mezclando aire frío con aire cálido y realizando así un transporte de calor. Además el aire frío está generalmente mas seco que el cálido por lo que transportan humedad latitudinalmente y por ende también energía.

Los frentes fríos y cálidos son zonas de transición entre masas de aire frío y cálido y están caracterizados muchas veces por lluvias y cambios bruscos de temperatura. Asimismo, el desarrollo de ciclones sobre nuestro país es común y los fuertes vientos asociados generan daños y perjuicios socio-económicos importantes en particular en toda la franja costera. Por lo tanto estos ciclones y anticiclones transientes determinan el tiempo día a día en nuestra región.

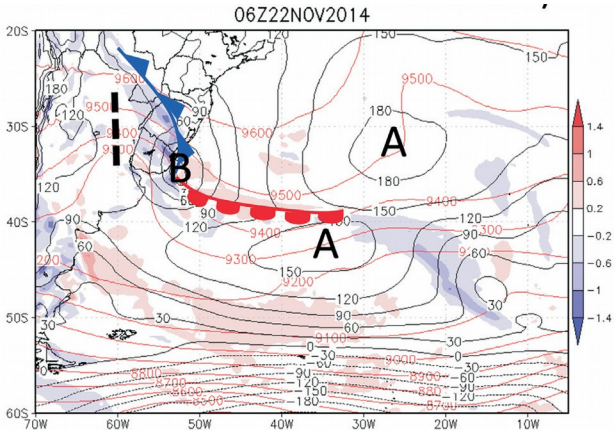


Figura 6 – Ejemplo de ciclón transiente y frentes asociados. La letra B indica la ubicación del centro de baja presión y los colores indican transporte horizontal de aire frio (azul) o cálido (rojo). Fuente: Reboita et al (2017).

El desarrollo de los ciclones está condicionado por los vientos en altura, en particular por la curvatura e intensidad de la corriente en chorro. La corriente en chorro es una región de máximo de vientos en altura, a unos 10 km sobre la superficie. La figura 7 muestra los vientos climatológicos para verano e invierno en el hemisferio sur. Se observa que en verano existe un máximo de vientos en latitudes cercanas a 40-50°S, que indica la existencia de la corriente en chorro. En invierno la situación es mas complicada existiendo una corriente en chorro subtropical que pasa por arriba de Uruguay, y una corriente en chorro polar en latitudes cercanas a los 60°S que se observa fundamentalmente en el sector del océano Pacífico.

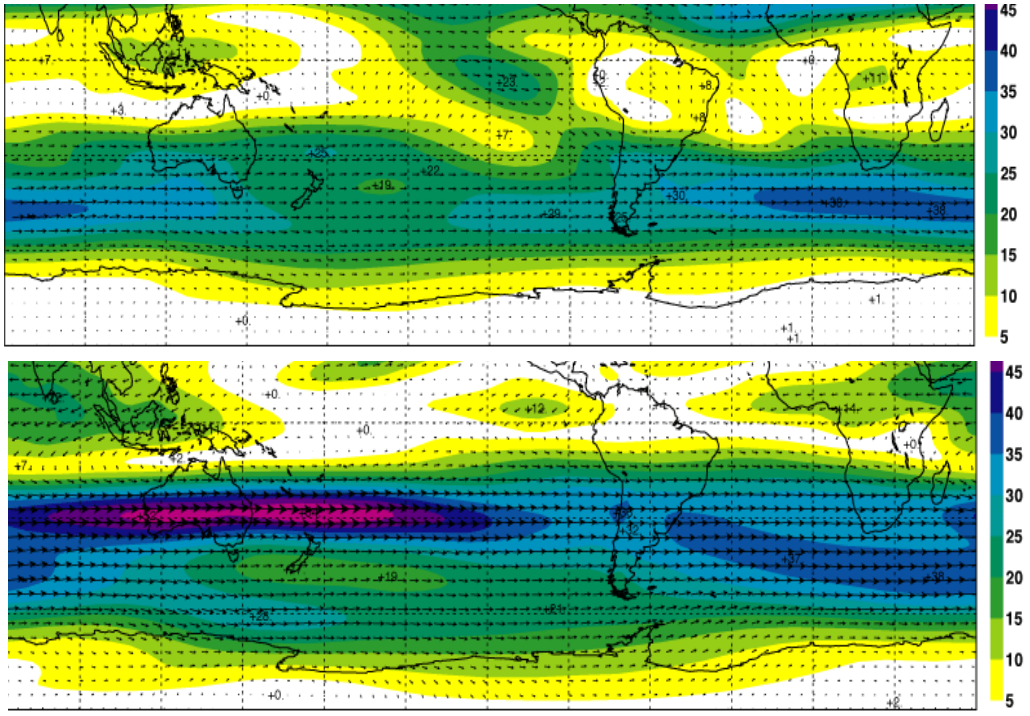


Figura 7 – Vientos climatológicos para verano (arriba) e invierno (abajo). Fuente: ERA40 Atlas.

La climatología de formación de ciclones extratropicales sobre Sudamérica se muestra en la figura 8. Se observa que Uruguay es una zona de formación de ciclones tanto en invierno como en verano. En invierno, particularmente, nuestro país se encuentra en la región de mayor desarrollo de ciclones de todo Sudamérica.

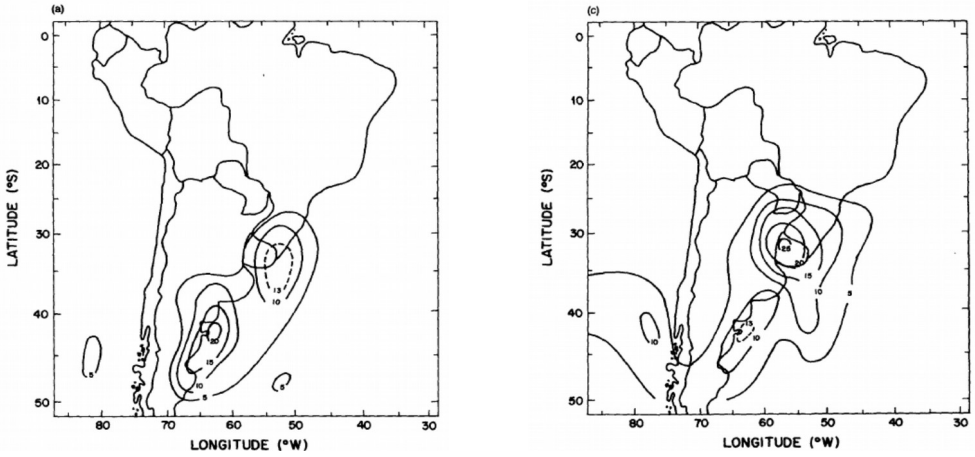


Figura 8 - Climatología de ciclogénesis para verano (izquierda) e invierno (derecha). Fuente: Gan y Rao (1991)

4.3 Complejos Convectivos de Mesoescala

Uruguay se encuentra en una zona de transición entre el clima tropical y el clima extratropical de latitudes medias. Por lo tanto tiene características de ambos climas. En invierno el tiempo en nuestra región está dominado por la presencia de ciclones/anticilones transientes y frentes. En la estación cálida, además de tener frentes hay otros fenómenos de escala mas pequeña que son comunes y traen tiempo severo: los complejos convectivos de mesoescala (CCM). Los CCM son sistemas convectivos organizados con estructura circular. Estos CCMs pueden tener asociados lluvias extremas, granizo, vientos fuertes localizados, actividad eléctrica y tornados. La figura 9 muestra una imagen satelital donde se distingue claramente un CCM afectando nuestro país.

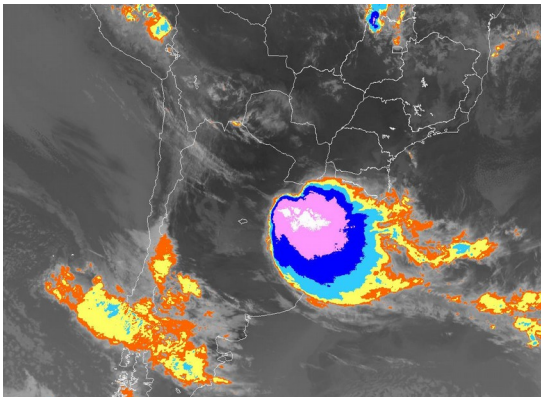


Figura 9 – Imagen satelital de un complejo convectivo de mesoescala. Fuente: Vlab.

El máximo en la frecuencia de ocurrencia de los CCM es en Paraguay y ocurren sobre Uruguay cuando el Jet de capas bajas se extiende mas al sur de 25°S trayendo aire cálido y húmedo que desestabiliza la región (figura 10).

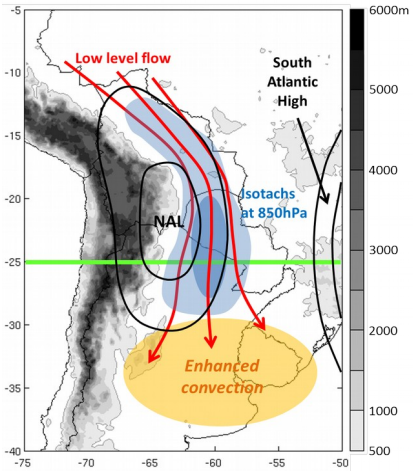


Figura 10 – Esquema de condiciones de superficie que favorecen el desarrollo de CCM. En rojo se indica el Jet de capas bajas. Fuente: Vlab.

4.4 Resumen

La figura 11 resume los fenómenos meteorológicos más importantes para Sudamérica. Para nuestro país en niveles bajos los fenómenos mas importantes son: ciclones extratropicales y sus frentes asociados, complejos convectivos de mesoscala y la existencia del Jet de niveles bajos. En niveles altos el clima sobre Uruguay depende fuertemente de la existencia de la corriente en chorro subtropical que pasa por arriba a una altura cercana a los 10 km.

La variabilidad climática natural generará cambios en la circulación atmosférica, como por ejemplo en la posición e intensidad de la corriente en chorro, que modula la ocurrencia de ciclones, frentes, CCM y otro fenómenos meteorológicos, afectando por lo tanto las lluvias, temperaturas y vientos sobre Uruguay.

La actividad humana altera el balance radiativo terrestre por lo que la atmósfera y el océano deberan cambiar su circulación (además del albedo) para volver a obtener un balance energético global. Estos cambios en la circulación tienen su correlato a nivel regional, que terminarán cambiando la frecuencia de ocurrencia de los fenómenos meteorológicos afectando así la distribución de lluvias, temperatura y otras variables de interés.

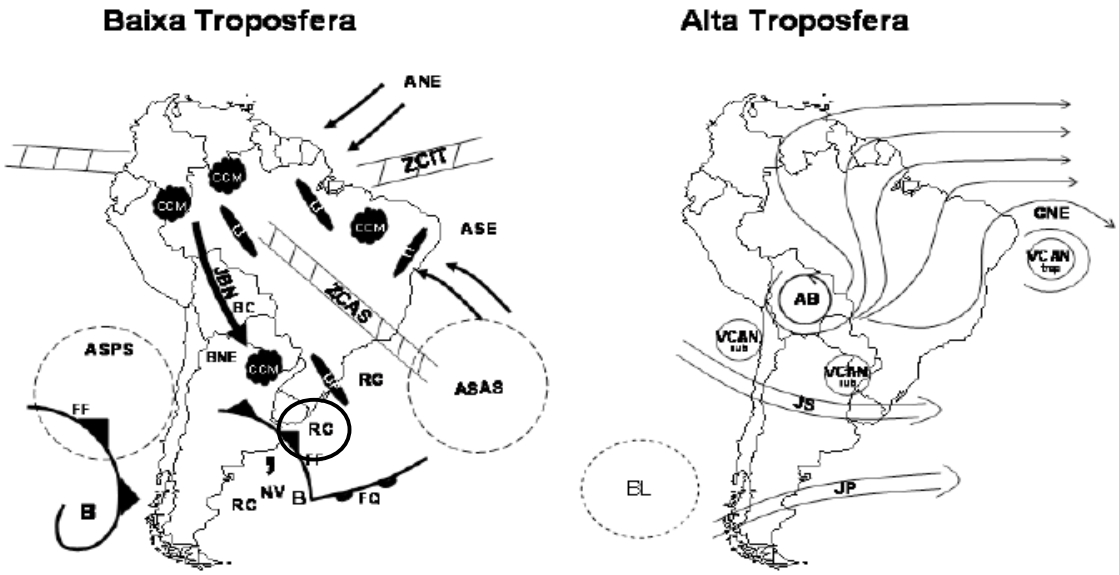


Figura 11 – Sistemas meteorológicos en niveles bajos (izquierda) y altos (derecha) para Sudamérica. Fuente: Reboita et al (2010).

5. Circulación oceánica

Así como la atmósfera es rápida y tiene poca memoria -el estado de la atmósfera en un tiempo dado no tiene relación con su estado 2 semanas mas adelante- el océano tiene tiempos característicos de evolución mas lentos y una memoria mas larga. Por lo tanto impone el ritmo de las variaciones climáticas desde escalas de semanas en adelante. Esto se debe a que el océano tiene tres propiedades fundamentales que afectan el clima:
- gran capacidad de almacenamiento
- puede transportar cantidades
- intercambia continuamente con la atmósfera

Debido a las leyes de conservación, estas tres funciones no son independientes sino que cumplen la siguiente relación:

$$Intercambio = Almacenamiento + Transporte$$

y se aplica a la masa, energía y sustancias químicas como el carbono. Tomando como ejemplo la energía esa relación establece que la energía neta intercambiada con la atmósfera en una determinada región del océano se convierte en un aumento de energía de esa región oceánica y un transporte (fundamentalmente lateral) de energía por las corrientes.

La superficie de los océanos cubre 360 millones de km^2, lo cual representa el 71% de la superficie de la Tierra. Su masa es de $1.4x10^{21}$ kg y contiene el 97% del agua, siendo la fuente de las lluvias que permiten la vida en los continentes. Así, el océano es un gigantesco reservorio de agua que alimenta el ciclo hidrológico, de varios compuestos químicos y de energía. Se evapora 1 m de agua por año de los cuales 90 cm vuelven directamente al océano y los 10 cm restantes llueven sobre los continentes manteniendo el ciclo hidrológico continental.

El océano es el mayor reservorio de carbono en el ciclo global de este elemento y por lo tanto juega un rol fundamental en el cambio climático. La atmósfera es un reservorio relativamente pequeño de carbono comparado con las rocas sedimentarias, los océanos y la biósfera terrestre (incluye el suelo). Mas de $50x10^6$ GtC se encuentran en la corteza terrestre, lo cual es mas de 1000 veces el stock en el océano, mas de 20000 el stock en el suelo y mas de 50000 veces el stock en la atmósfera. No obstante, los cambios en la concentración de carbono en las rocas sedimentarias son muy pequeños y los flujos asociados (del orden de 0.2 GtC/año) son mucho menores que aquellos entre el océano, la atmósfera y el suelo. Los océanos contienen cerca de 40.000 Gt de carbono o sea 50 veces mas que la atmósfera. El intercambio con la atmósfera es de 90 GtC/año y ocurre fundamentalmente con las capas superficiales del océano. En comparación, el intercambio de la atmósfera con las regiones continentales es de 120 GtC/año.

En cuanto a la energía, el océano es el medio que acumula la mayor cantidad de la energía que el planeta recibe desde el sol. Se estima que el 70% del flujo radiativo solar es absorbido y almacenado en las capas superficiales de los océanos tropicales. Esta gran capacidad de

almacenamiento de energía térmica está relacionada con su gran masa (300 veces mayor que la de la atmósfera) y al calor específico del agua de mar (4 veces mayor que el del aire) lo cual da lugar a una inercia térmica oceánica mas de 1200 veces mas grande que la de la atmósfera. La entrega de energía desde el océano, mayormente en forma de calor latente de evaporación, es la fuente fundamental para el funcionamiento de la atmósfera.

A nivel promedio anual se observa que el océano absorbe calor en las regiones ecuatoriales y tropicales y pierde calor hacia la atmósfera en latitudes altas, lo cual implica un transporte meridional de energía, como se mencionó en la introducción.

La circulación oceánica se puede dividir en dos componentes de acuerdo al forzante. La circulación forzada directamente forzada por los vientos ocupa el primer kilómetro de la columna de agua y está caracterizada por giros subtropicales antihorarios en el hemisferio sur y horarios en el hemisferio norte. En nuestra región el giro subtropical del Atlántico sur contiene a la corriente de Brasil en el borde oeste que transporta aguas cálidas y salinas hacia el sur. Esta corriente se encuentra frente a la provincia de Buenos Aires con la corriente de Malvinas que transporta aguas frías y diluídas desde el sur, generando la confluencia Brasil-Malvinas, una de las zonas oceánicas mas energéticas a nivel mundial. Alrededor de Antártida los vientos generan la circulación circumpolar Antártica que da la vuelta al mundo.

La otra componente de la circulación se denomina termohalina ya que es forzada principalmente por variaciones en la temperatura y salinidad, que dan lugar a cambios en la densidad. Esta circulación está caracterizada por la formación de aguas profundas (hundimiento) en el mar de Labrador y de Groenlandia en el hemisferio norte, que luego fluyen en el Atlántico hacia el sur a una profundidad de entre 1500 y 3500 m y luego siguen su camino hacia el océano Índico y Pacífico norte. Tambien existe formación de aguas profundas en el mar de Weddel y de Ross que debido a su mayor densidad tienden a circular a mayores profudidades. La circulación tiene escalas de tiempo de cientos a mil años y las aguas mas viejas en el océano se encuentran en el Pacífico norte.

La figura 12 muestra un esquema de las corrientes en superficie que son resultado de las dos componentes de la circulación oceánica, mientras que la figura 13 muestra un esquema de la circulación termohalina que domina en profundidad.

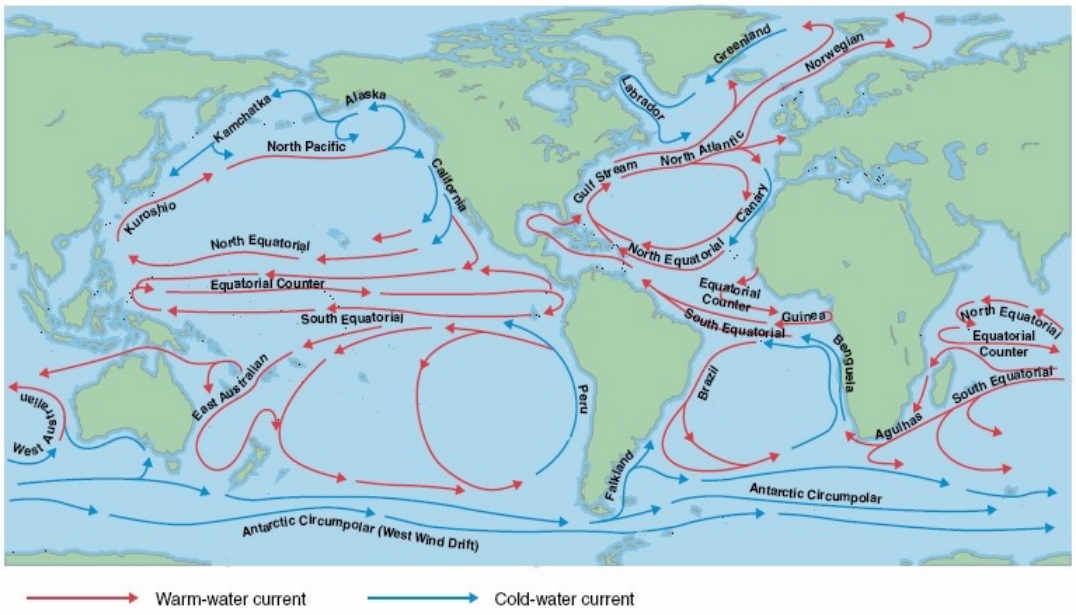


Figura 12 – Esquema de las corrientes en superficie. Se indican en azul las corrientes frías y en rojo las corrientes cálidas. Fuente: www.areaciencias.com.

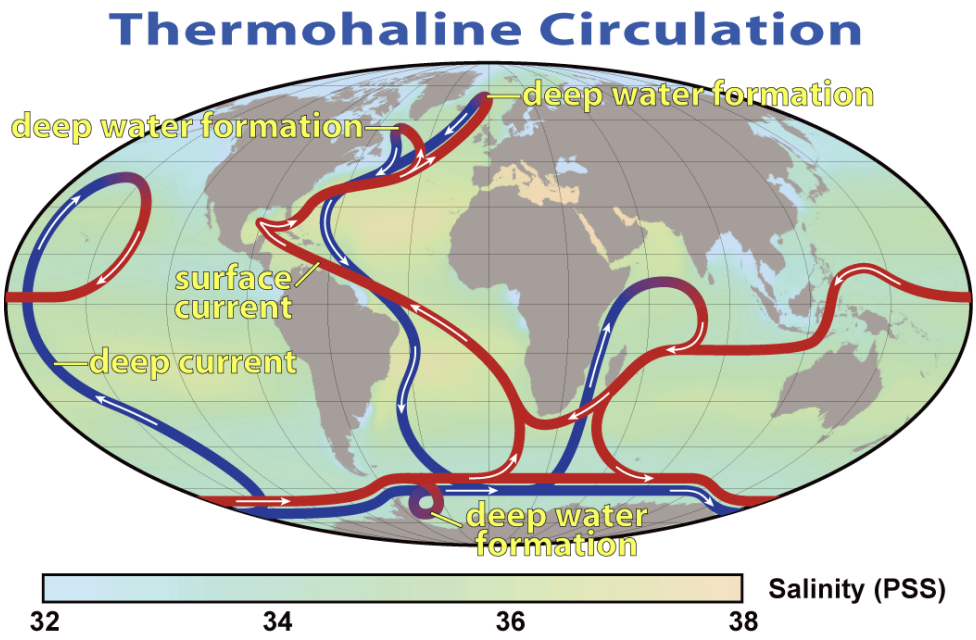


Figura 13 – Esquema de circulación termohalina, con sitios de formación de aguas profundas (“deep water formation”) y corrientes en superficie (rojas) y en profundidad (azules). Fuente: Wikipedia.

Las corrientes en superficie son cálidas si van de bajas a altas latitudes y frías en caso contrario, ya que en su movimiento transportan agua con una temperatura dada. Así, las corrientes modifican la estructura de temperatura de superficie del mar con respecto a un océano en reposo. En este último caso las isotermas tenderían a ser paralelas a círculos de latitud ya que la insolación es máxima en el ecuador y mínima en los polos. Por lo tanto, las desviaciones del patrón de isotermas en superficie observado con respecto a isotermas paralelas a los círculos de latitud son consecuencia de las corrientes. Como se ve en la figura 14, hay grandes desviaciones, en particular, en la región tropical. Por ejemplo, para ambos hemisferios el Pacífico tropical este tiene temperaturas mucho mas frías que el Pacífico tropical oeste. Lo mismo sucede en el océano Atlántico y es resultado de los giros oceánicos subtropicales.

La diferencia de temperatura entre el este (costas de Perú) y oeste (costas de Australia) del oceáno Pacífico ecuatorial es cercana a 6° C, y la atmósfera responde a este gradiente. Al estar mas cálido, el aire sobre el Pacífico oeste tiende a subir generando lluvias intensas sobre el norte de Australia y Oceanía. Una vez que este aire llega a unos 12-15km de altura comienza a moverse hacia el este descendiendo en el Pacífico este. La circulación se cierra en superficie con los vientos alisios yendo de este a oeste. Esta circulación se denomina celda de Walker y es fundamental para comprender el fenómeno de El Niño-oscilación Sur.

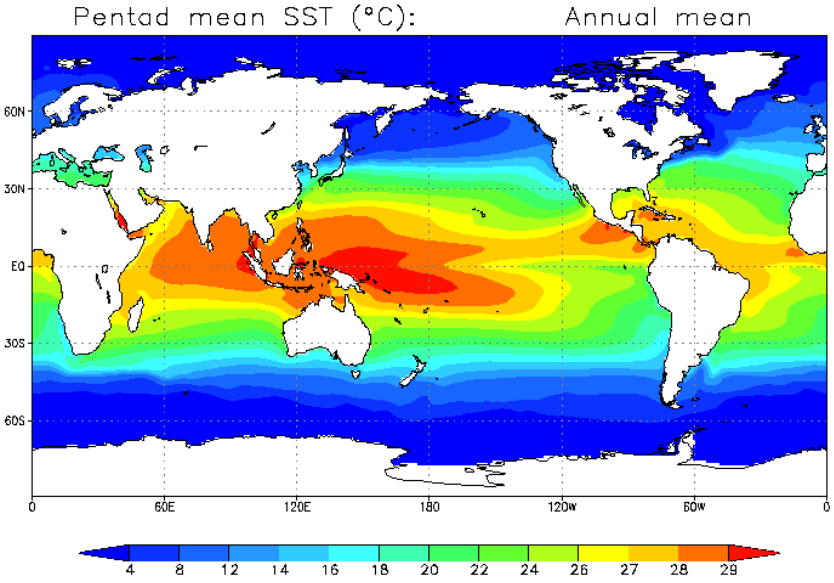


Figura 14 – Temperatura media anual en superficie del mar. Fuente: NOAA CPC.

6. Condiciones medias y variabilidad climática en Uruguay

La variabilidad climática se define como las desviaciones (anomalías) en la variable de interés con respecto al ciclo anual promedio (climatológico) calculado sobre un período de al menos 30 años.

6.1 Condiciones climáticas promedio

Se describirá primero las condiciones medias de temperatura y precipitación en la región para situar climáticamente a Uruguay. La figura 15 muestra claramente que Uruguay se encuentra en una región de transición caracterizada por fuertes gradientes meridionales que separan la región tropical cálida y la zona mas fría de latitudes altas. Durante el verano la región norte de nuestro país llega a adquirir temperaturas altas comparables a las temperaturas de otras regiones mas tropicales, mientras que en invierno el norte del país tiene condiciones mucho mas frías que las anteriores regiones. La figura 15 muestra también que las estaciones intermedias tienen características similares entre sí, aunque el contraste norte-sur es mayor durante la primavera.

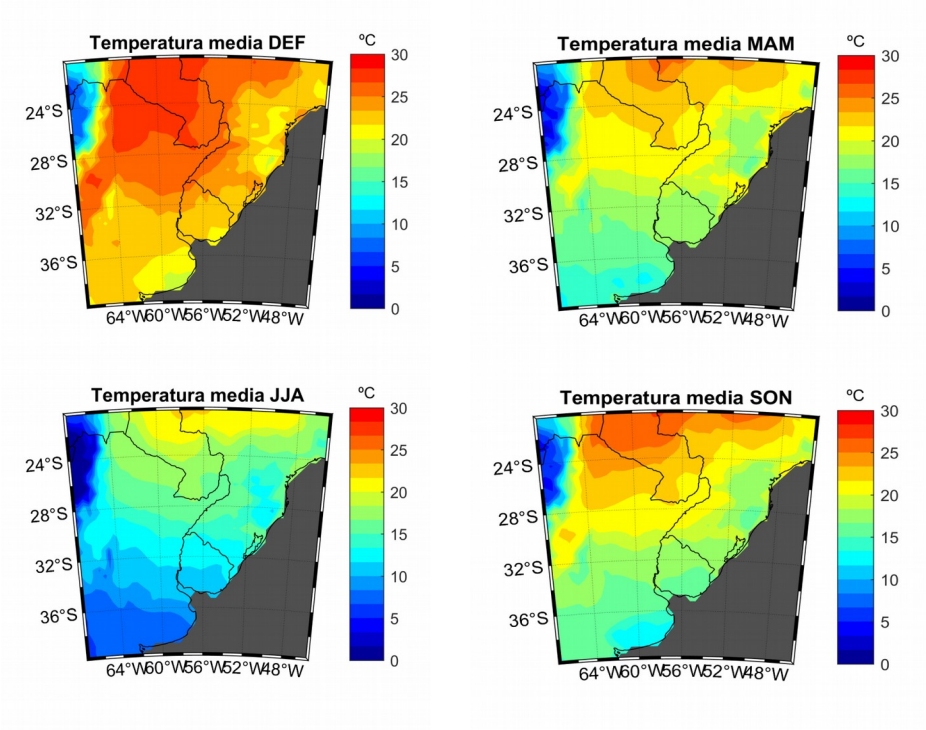


Figura 15 – Temperatura media promedio para las 4 estaciones del año.

Las temperaturas máximas y mínimas tienen las mismas características que la temperatura media, siendo los contrastes norte-sur mayores (menores) en la temperatura máxima (mínima).

Los mapas de precipitacion nos brindan información aún más interesante (Figura 16). En el verano el máximo de precipitación continental se encuentra en el Amazonas y se extiende en la dirección sureste marcando la parte continental de la Zona de Convergencia del Atlantico Sur con valores acumulados superiores a los 450 mm. Este régimen de lluvias es característico del monsón de América del Sur mencionado antes. En esta estación la región de lluvias se extiende hacia el sur del continente cubriendo nuestra región, hasta unos 40°S. Mas al sur las lluvias son mínimas, como por ejemplo en la Patagonia.

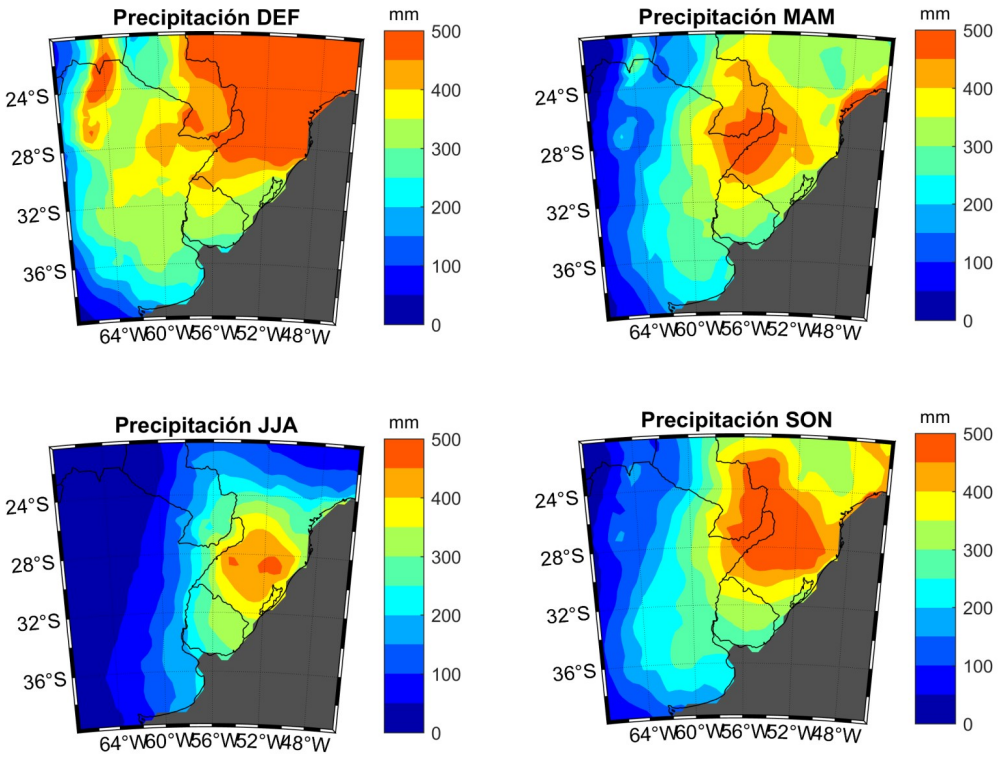


Figura 16 - Precipitación acumulada media para las 4 estaciones del año.

Una característica importante de nuestra región es que necesita del transporte lateral de humedad para mantener las lluvias; la evaporación local no es suficiente. En verano este transporte de humedad es realizado por el Jet de capas bajas. Un Jet intenso y extendido hacia el sur aumenta el transporte de aire cálido y húmedo hasta nuestras latitudes favoreciendo el desarrollo de los complejos convectivos de mesoescalas. Durante esta estación el anticiclón semi-permanente del Atlántico sur es relativamente débil y está situado un poco más al sur que su media anual. Por lo tanto los vientos asociados no penetran mucho en el continente y juegan un papel secundario en el transporte de humedad a nuestra región.

Durante el invierno la distribución de lluvias en los subtrópicos es diferente a la del verano. El máximo de lluvias se encuentra al sur de Brasil y se observa una distribución con un gradiente longitudinal con mayores lluvias al este hasta los 24°S. Durante esta estación el anticiclón del Atlántico Sur se intensifica y se mueve un poco hacia el noroeste de forma tal que penetra en el continente hasta cerca de los 60°W. Los vientos asociados transportan vapor de agua desde el océano Atlántico tropical hasta nuestra región convirtiéndose en un factor fundamental para mantener las lluvias.

En invierno, en niveles altos los vientos son del oeste en casi todo el continente al sur del ecuador y la corriente en chorro subtropical se ha corrido al norte de nuestro país. La combinación de un gran gradiente latitudinal de temperatura en superficie y la inestabilidad propia de los intensos vientos del oeste en altura genera condiciones propicias para el desarrollo de ciclogénesis, o sea la formación de centros de baja presión intensos y desarrollo de tormentas. Esto explica el máximo de precipitaciones en el sudeste de Sudamérica durante el invierno. La formación de ciclones también contribuye en forma importante a las lluvias en las demás estaciones, principalmente en primavera, en Uruguay (Gan y Seluchi 2009).

En las estaciones de transición la circulación atmósferica tiene características intermedias y parecidas entre sí. En primavera el anticiclón del Atlántico es más intenso, la baja continental está mas desarrollada y consecuentemente los vientos de capas bajas del norte son más intensos que en el otoño. Estas condiciones, sumadas a que en altura la corriente en chorro es más intensa y se encuentra sobre Uruguay propician el desarrollo de complejos convectivos de mesoscala y contribuyen sustancialmente a las lluvias observadas. Por otro lado, en otoño el máximo de lluvias en el sudeste de Sudamérica se encuentra más al sur que durante la primavera lo que implica mayores lluvias acumuladas al norte del país.

Nos enfocamos ahora con mas detalle en el clima de Uruguay. La figura 17 muestra la temperatura máxima media para las 4 estaciones del año, mientras que la figura 18 muestra la temperatura mínima media. La ausencia de topografía significativa resulta en que las isotermas sean, como sería de esperar basado solamente en la radiación recibida, aproximadamente paralelas a los círculos de latitud con mayores valores al norte del país. Las desviaciones con respecto a ese patrón son debido a la influencia marítima y continental.

La región norte es en promedio alrededor de 3 °C mas cálida que la región sur. No obstante, se observa en particular en primavera y verano una inclinación suroeste-noreste que evidencia la presencia del mar, el cual modera el calentamiento de la región costera. En invierno este mismo efecto resulta en un menor enfriamiento de la costa rochense comparada con la región sur del país. El efecto depende de la cercanía al mar pues esto implica un mayor contenido de humedad en la region costera lo cual disminuye las variaciones de temperatura. Un papel secundario también lo juega la corriente cálida de Brasil que tiende a extender la zona tropical hacia el sur, aunque este efecto es más acentuado en la costa este de Brasil y no tanto en nuestras latitudes. Como consecuencia, si bien la amplitud del ciclo estacional es en general cercano a los 10-11 °C

entre invierno y verano para las diferentes regiones, es un poco mayor en el norte que en el sur. El otoño tiene menor diferencia térmica entre las diferentes regiones del país que las otras estaciones.

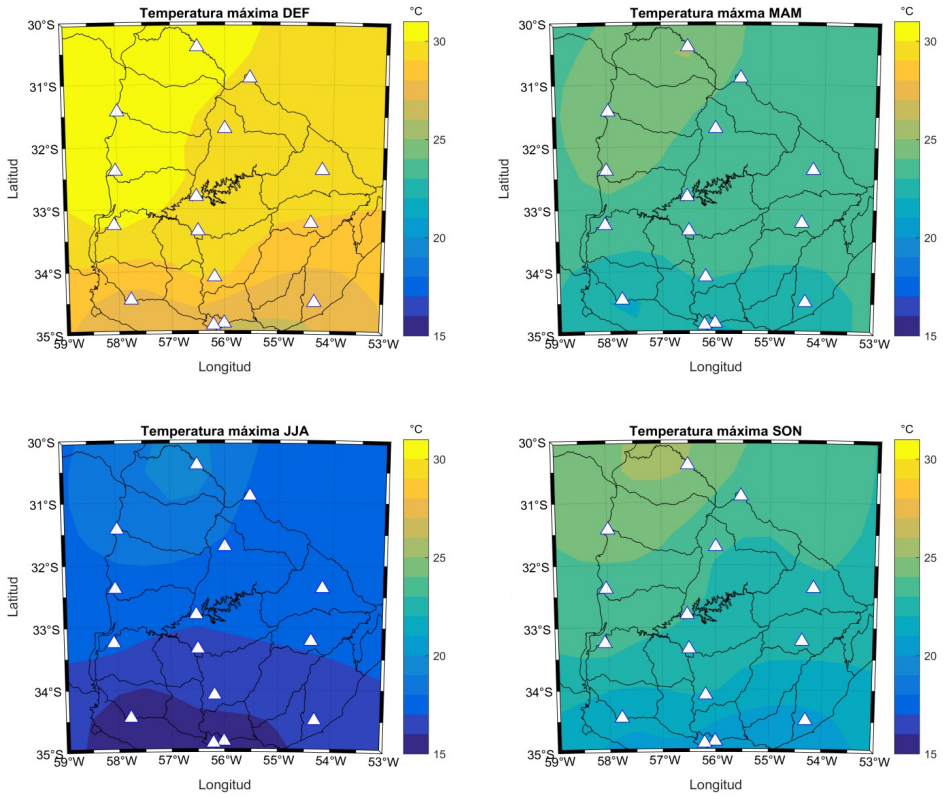


Figura 17– Temperatura máxima media para las 4 estaciones del año sobre Uruguay.

Las precipitaciones climatológicas acumuladas en cada trimestre se muestran en la Figura 19. En general los acumulados de lluvia están igualmente distribuídos en las 4 estaciones del año con valores cercanos a los 300-350 mm por trimestre, lo cual implica unos 1300 mm por año. No obstante, hay diferencias significativas a nivel de trimestres y regiones del país. Por ejemplo, la distribución de lluvias durante primavera, verano y otoño es latitudinal con mayores registros en el norte donde pueden llegar a valores de 400 mm, mientras que en el sur los registros son más cercanos a los 300 mm. Consistente con lo visto anteriormente, durante el invierno la distribución de lluvias es longitudinal con mayores valores al este (mayores a 300 mm) y menores al oeste del país donde llueve alrededor de 200 mm.

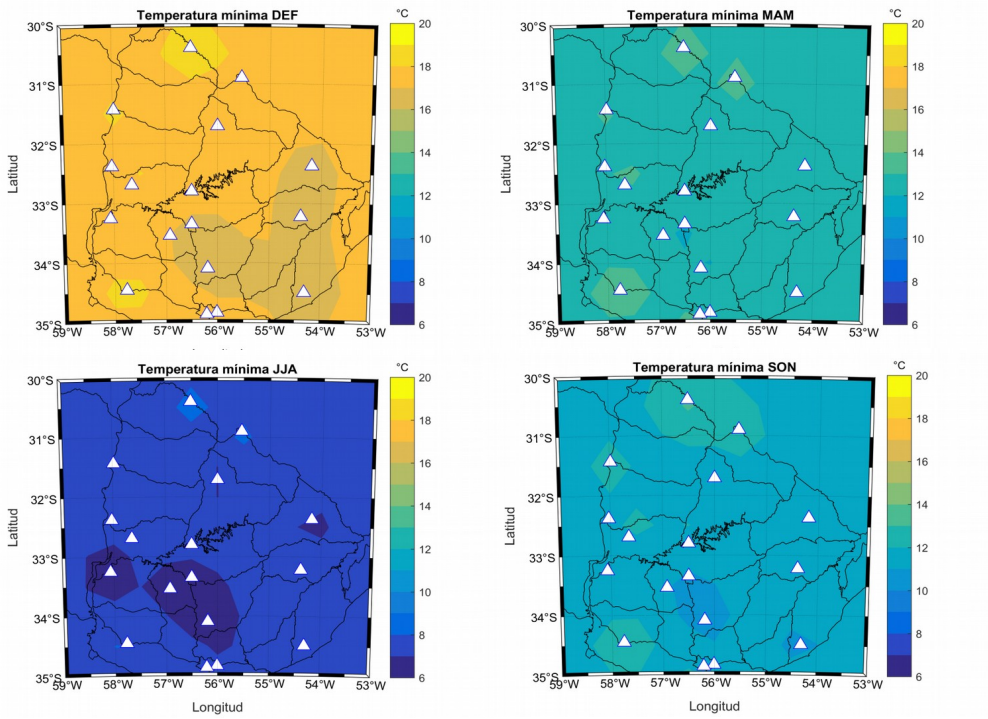


Figura 18 – Temperatura mínima media para las 4 estaciones del año sobre Uruguay.

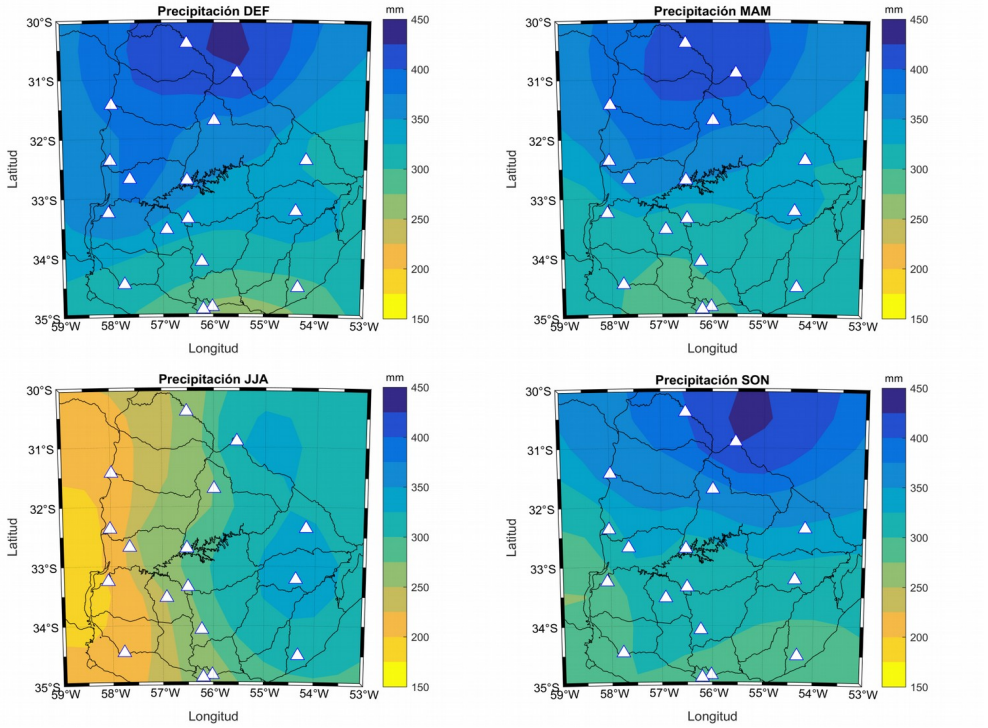


Figura 19 – Precipitación media acumulada en las 4 estaciones del año.

A nivel anual nuestro país tiene un balance de (precipitación-evaporación) positivo, es decir llueve más de lo que evapora por lo que es necesario un transporte lateral de humedad para mantener las lluvias. A nivel estacional este balance positivo es válido para todas las estaciones excepto el verano cuando la evaporación excede las lluvias.

Los vientos climatológicos trimestrales en el océano Atlántico adyacente se muestran en la figura 20 y dependen de la posición del anticiclón semipermanente del Atlántico sur. Durante verano los vientos son fundamentalmente del noreste y relativamente intensos. En otoño los vientos siguen teniendo componente norte pero son mas débiles. En invierno el ingreso al continente del anticiclón del Atlántico sur genera vientos con componente oeste con un marcado aumento de la intensidad hacia el sur. Finalmente durante la primavera los vientos medios son relativamente débiles y tienen principalmente componente este.

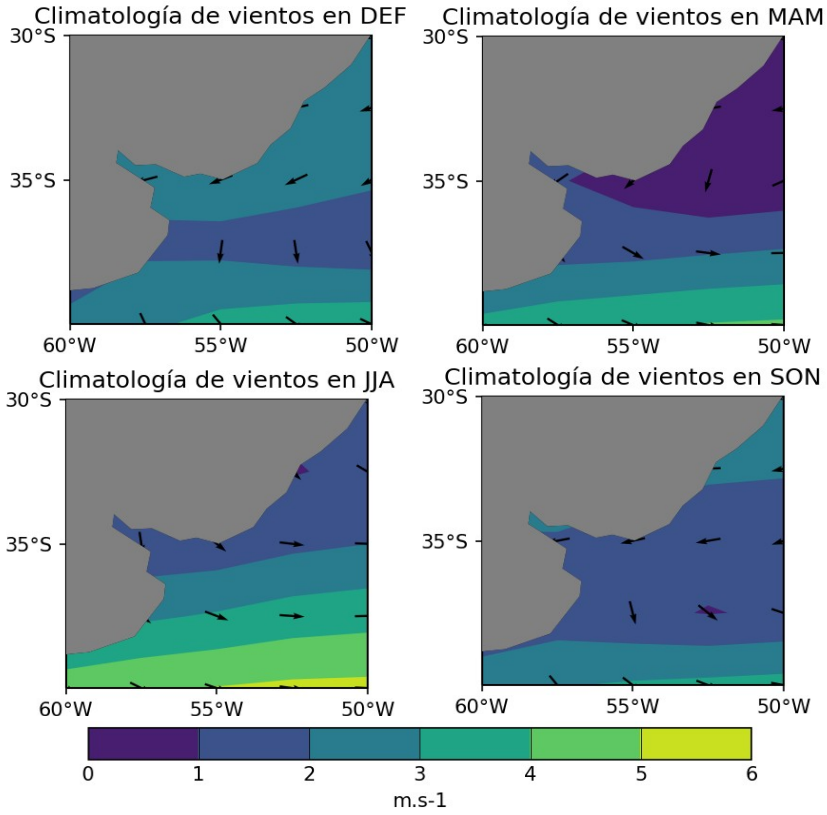


Figura 20 – Vientos climatológicos para las diferentes estaciones del año.

6.2 Variabilidad interanual

En esta sección describiremos desviaciones del clima respecto a las medias climáticas. Como vimos, el clima medio resulta de la interacción de diferentes elementos de la circulación atmosférica con las condiciones terrestres y oceánicas locales. Por lo tanto variaciones en estos campos, por ejemplo, en la intensidad de los vientos del norte, en la posición del anticiclón del Atlántico Sur, de la corriente en chorro en altura, etc, pueden afectar el régimen de lluvias y de temperatura de Uruguay en los diferentes años.

Una forma de describir la variabilidad es calcular la desviación estándard de las anomalías. Por ejemplo, si la distribución de anomalías de una variable sigue una distribución normal, o en forma de campana, con promedio nulo (por definición) cuanto mas ancha es la campana mayor es la variabilidad. La desviación estándard provee una medida del ancho de la distribución.

La figura 21 muestra la desviación estándard de la temperatura media promedio por trimestre. Se observa que a nivel interanual la variabilidad de la temperatura media no varía mucho. El Invierno es la estación del año con mayor variabilidad trimestral, cercano a 1 C en el noroeste del país. Verano es la estacón con menor variabilidad interanual.

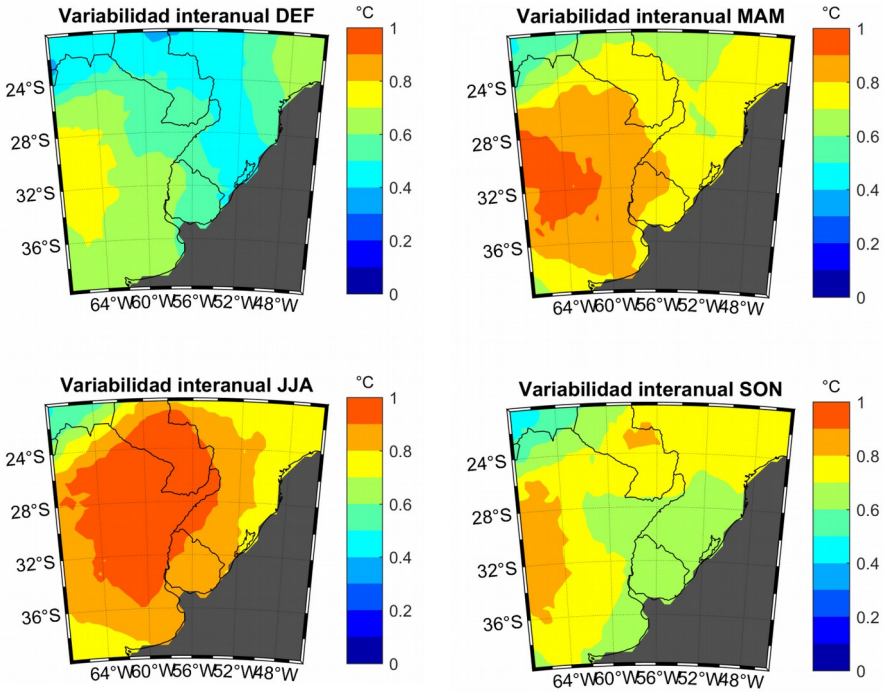


Figura 21 – Desviación estándard de la temperatura media.

En cambio, en el caso de las precipitaciones la variabilidad año a año es muy significativa con máximos en el norte del país durante verano y otoño. La variación interanual típica es mínima en invierno en toda la región, mientras que es máxima en otoño en la cuenca del río Uruguay.

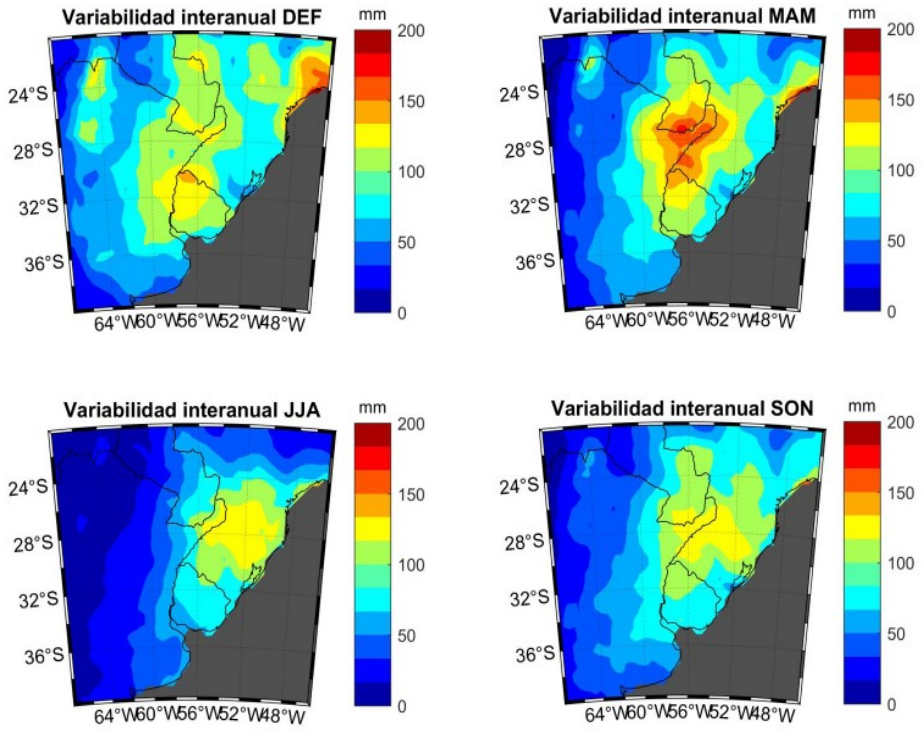


Figura 22- Desviación estándard de las lluvias acumuladas trimestrales.

Enfocando sobre Uruguay se observa que en verano el litoral noroeste tiene desviaciones estándard típicas cercano a 200 mm, o sea casi un 50% del acumulado trimestral (figura 23). En otoño es un poco menor pero se ve una variabilidad típica de 180 mm en la región norte, mientras que en primavera disminuye . Invierno es claramente la estación de menor variabilidad interanual en las lluvias.

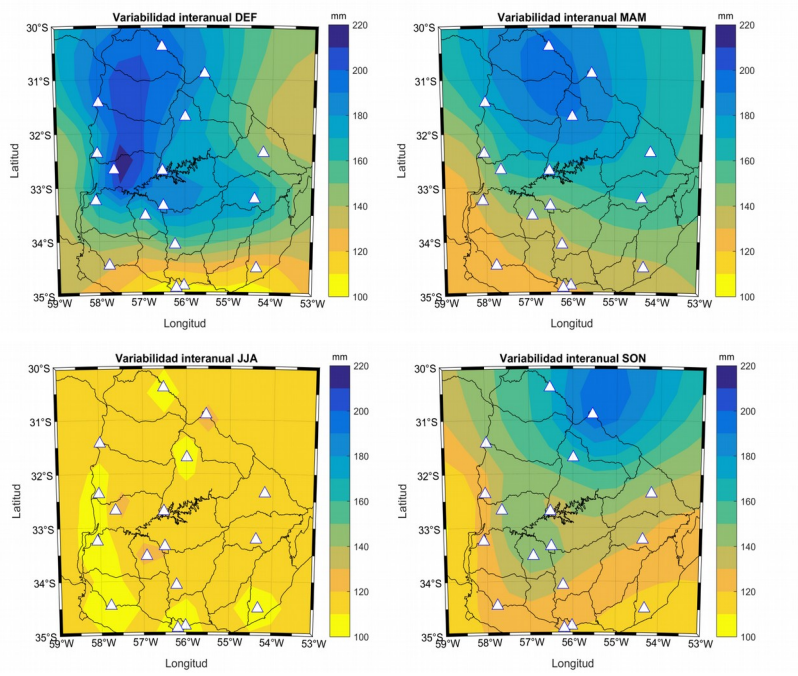


Figura 23 – Desviación estándard del acumulado trimestral de lluvias.

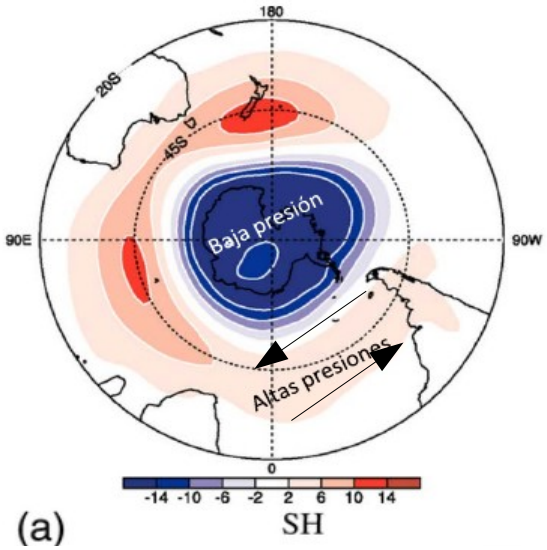
7. Modos de variabilidad climáticos

Como vimos en la introducción el clima varía en una amplia gama de escalas de tiempo y espacio debido a inestabilidades internas al sistema climático y a forzantes externos. En general la escala de tiempo característica es mas larga para fenómenos de escala espacial (horizontal) grande. Por ejemplo, los tornados en la atmósfera tienen escalas de minutos/horas y de cientos de metros. Las tormentas convectivas duran varias horas y su extensión es de varios kilómetros. Los ciclones duran días y su radio característico es del órden de los cientos de kilómetros. Todos estos son fenómenos meteorológicos que definen el tiempo en una región.

A nivel climático, es decir para escalas mayores a un par de semanas, la Oscilación de Madden-Julian (OMJ) tiene escalas de tiempo de 40-60 días y miles de kilómetros de extensión. La OMJ es el fenómeno climático mas importante a nivel intra-estacional. El fenómeno de El Niño-Oscilación Sur, ocurre en escalas interanuales pues tiene un ciclo de entre 2 y 7 años y una extensión típica de 5.000-10.000 km. En escalas de tiempo mas largas, decaderiales e inter-decaderiales, es posible identificar a la Oscilación Decadal del Pacífico y a la Oscilación Multidecadal del Atlántico que son fenómenos fundamentalmente oceánicos que ocupan toda una cuenca.

7.1 Modo Anular del Sur

El Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés) representa una redistribución de masa entre la atmósfera de latitudes medias y latitudes altas de tal forma que da lugar a anomalías de presión en superficie y por lo tanto de vientos. El SAM tiene variabilidad diaria y de menor frecuencia en la que alterna entre fases positivas y negativas. La figura 24 muestra las anomalías de presión en superficie asociadas a la fase positiva del SAM (la negativa tiene anomalías opuestas)



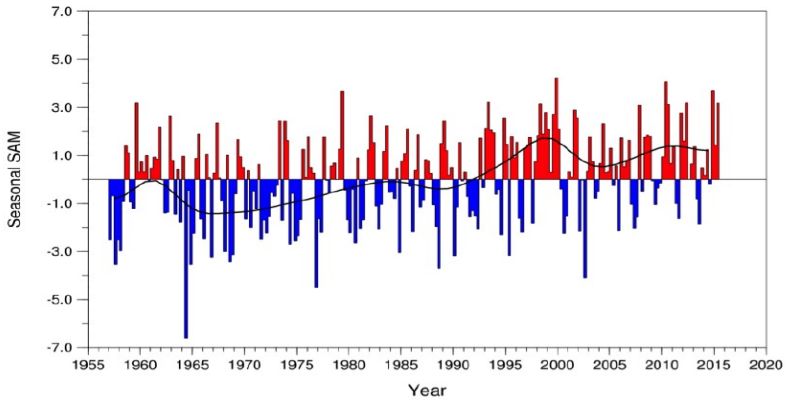


Figura 24 – Anomalías de presión en superficie en la fase positiva de SAM (panel superior). Las flechas indican la dirección del viento asociado. Serie temporal de SAM (panel inferior). Fuente: Wikipedia

Desde la década de los ‘90 la fase positiva de SAM se ha vuelto mas frecuente que la negativa observándose así una tendencia en superficie a tener presiones mas altas que lo normal en el cinturón entre 40-60S. Esta tendencia es mas acusada durante el verano y se ha asociado fundamentalmente al debilitamiento de la capa de ozono en la Antártida.

En cuanto a impactos, se ha mostrado que SAM tiene influencia sobre Sudamérica durante Octubre-Diciembre. En particular, durante la fase positiva de SAM los vientos que traen humedad desde el norte hacia Uruguay se debilitan disminuyendo así las lluvias en nuestro país y la región. Los cambios en temperatura no son tan marcados.

7.2 El Niño-Oscilación Sur

El fenómeno por excelencia que genera variabilidad y da predictibilidad a anomalías climáticas año-a-año en nuestra región es el fenómeno de El Niño-Oscilación Sur (ENOS). Asimismo, este fenómeno está muchas veces asociado a eventos climáticos extremos (lluvias extremas, sequías, inundaciones, etc). ENOS tiene una fase cálida denominada El Niño y una fase fría denominada La Niña.

ENOS es un fenómeno que resulta del acoplamiento entre el océano y la atmósfera del océano Pacífico tropical. A nivel oceánico El Niño (La Niña) consiste en un calentamiento (enfriamiento) anómalo de las aguas ecuatoriales del océano Pacífico central y oriental (figura 25). Durante un evento Niño el calentamiento corre hacia el este la región de máximas lluvias sobre el ecuador lo cual altera las regiones de liberación del calor que gobiernan los movimientos atmosféricos. Como respuesta la atmósfera genera ondas que se propagan dentro de la región tropical y hacia latitudes medias. Estas ondas inducen anomalías de circulación sobre nuestra

región alterando la posición e intensidad de la corriente en chorro en altura, así como el Jet de capas bajas (Barreiro 2010, Arizmendi y Barreiro 2017). Así El Niño (y La Niña) es capaz de alterar las precipitaciones y la temperatura de nuestro país. Durante El Niño la corriente en chorro en altura se intensifica y adquiere una forma que favorece el ascenso de aire sobre Uruguay, lo cual junto con un Jet de capas bajas intensificado, favorecen las lluvias en Uruguay.

Un evento ENOS tiene una duración aproximada de entre 9 y 12 meses, comenzando típicamente en setiembre y finalizando en mayo con amplitud máxima durante noviembre-enero. ENOS tiene una periodicidad de entre 2 y 7 años. Todos los eventos El Niño son diferentes ya sea por intensidad del máximo de anomalía de temperatura del mar, o por el patrón mismo de las anomalías de temperatura. También pueden tener evoluciones diferentes: por ejemplo, pueden tener una fase de crecimiento caracterizada por un desplazamiento de las anomalías desde la costa este hacia el centro de la cuenca, o por una fase de crecimiento estacionario con un aumento de la amplitud en el centro de la cuenca. Lo mismo sucede para los eventos La Niña, y por lo tanto, es esperable que haya variaciones en el impacto de los diferentes eventos sobre nuestro país y el mundo. No obstante, es posible definir un impacto promedio de los eventos Niño y Niña, lo cual se muestra en la figura 26 para las lluvias.

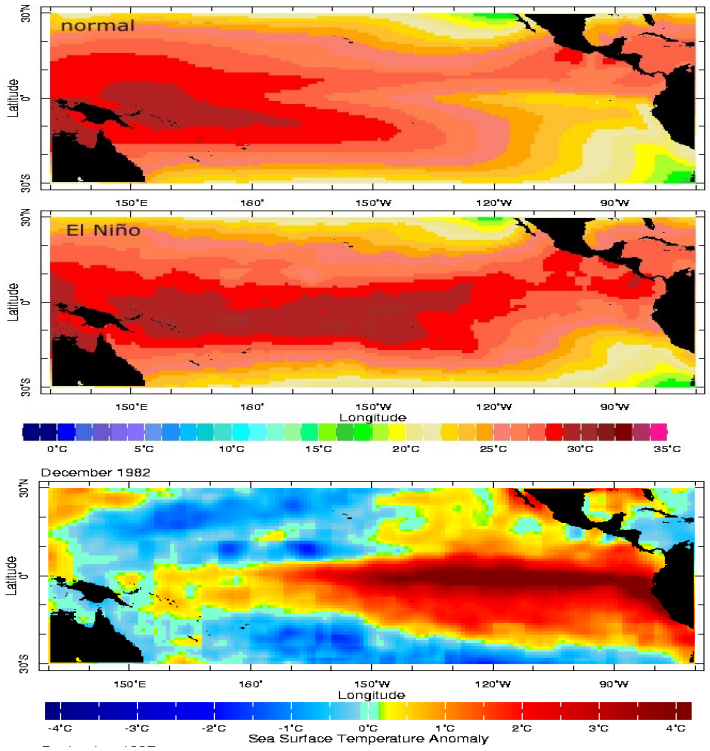


Figura 25 – Temperatura de superficie del mar en diciembre. Condiciones normales (panel superior), condiciones durante El Niño de diciembre de 1982 (panel central) y anomalías durante diciembre de 1982 (panel inferior).

Como generalmente ENOS es débil durante el invierno, nos centraremos en el impacto durante primavera (Setiembre-Octubre-Noviembre, SON), verano (DEF) y otoño (Marzo-Abril-Mayo, MAM). Se observa que durante El Niño hay un aumento significativo de las lluvias en SON y DEF principalmente al norte del río Negro. Durante La Niña hay disminución de lluvias en todo el territorio para SON, DEF y MAM.

La variabilidad en el impacto de los diferentes eventos Niño y Niña se puede mostrar con diagramas de cajas de la figura 27 separando las regiones norte y sur del río Negro.

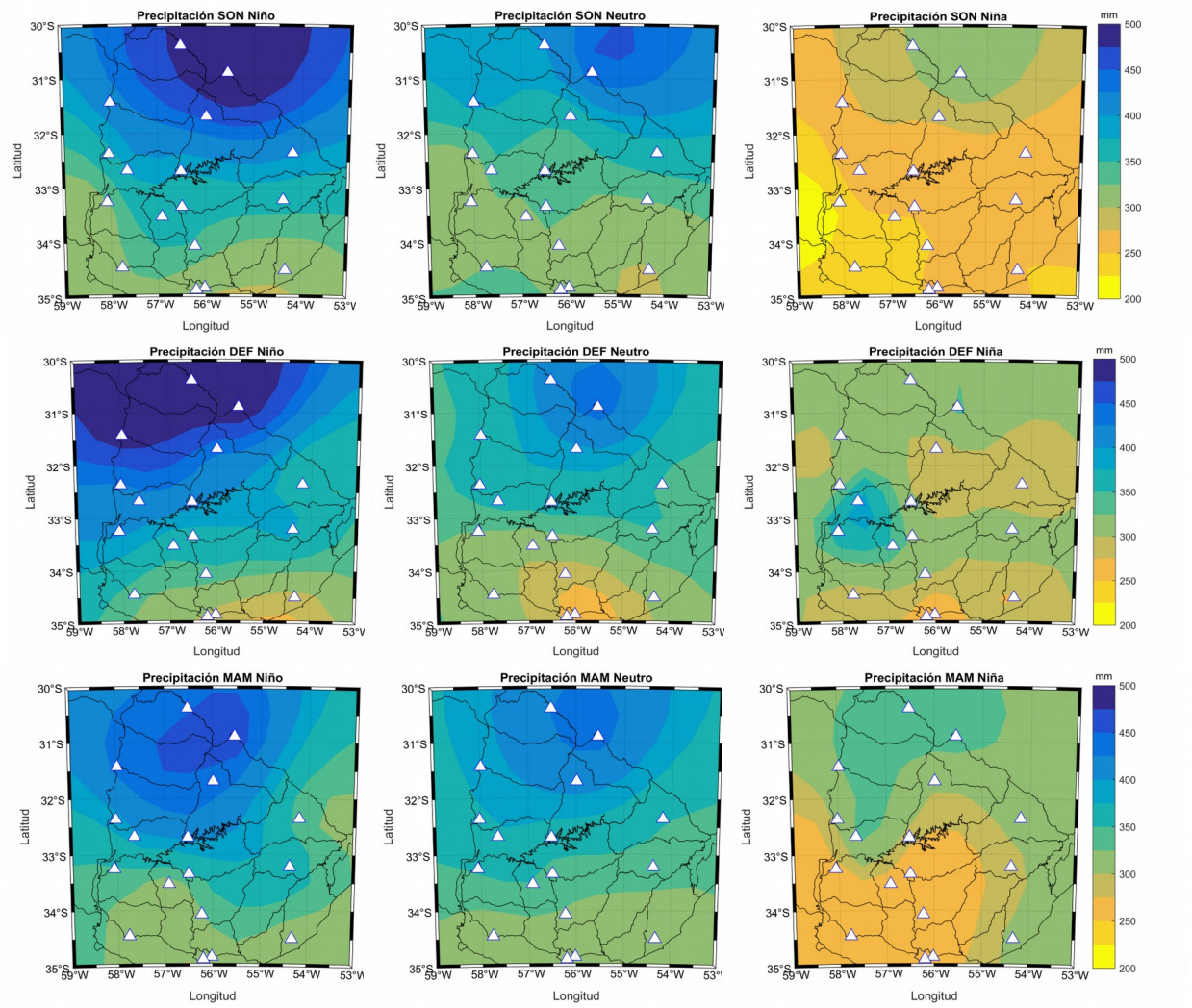


Figura 26 – Impacto promedio de El Niño (columna a la izquierda) y La Niña (columna a la derecha) sobre las lluvias en Uruguay. La comuna del centro es el caso para años neutros. La primer fila es para SON, la segunda para DEF y la tercera para MAM.

Se observa que:

- SON
  - Norte:
    - Durante años que no son ENOS la variabilidad en las lluvias es grande: puede llover 250 o 600 mm
    - Hay eventos Niña que llueve mas que la mediana de años Neutros (400 mm) pero en otros se reduce a 100 mm
    - Años Niño no son tan diferente a años Neutros, excepto los casos extremos.
  - Sur:

    clara disminución en las lluvias durante años Niña.
- DEF
  - Norte:
    - El Niño aumenta mediana y varianza frente a años Neutros
    - La Niña disminuye mediana frente a años Neutros
  - Sur:
    - Aumento de varianza durante años La Niña comparado con años Neutros y Niño.
- MAM
  - Norte:
    - El Niño aumenta mediana frente a años Neutros
    - La Niña disminuye mediana frente a años Neutros
    - Gran varianza en las lluvias durante MAM independiente de la fase de ENOS
  - Sur:
    - Disminución de mediana y varianza durante años La Niña
    - Aumento de varianza durante años El Niño

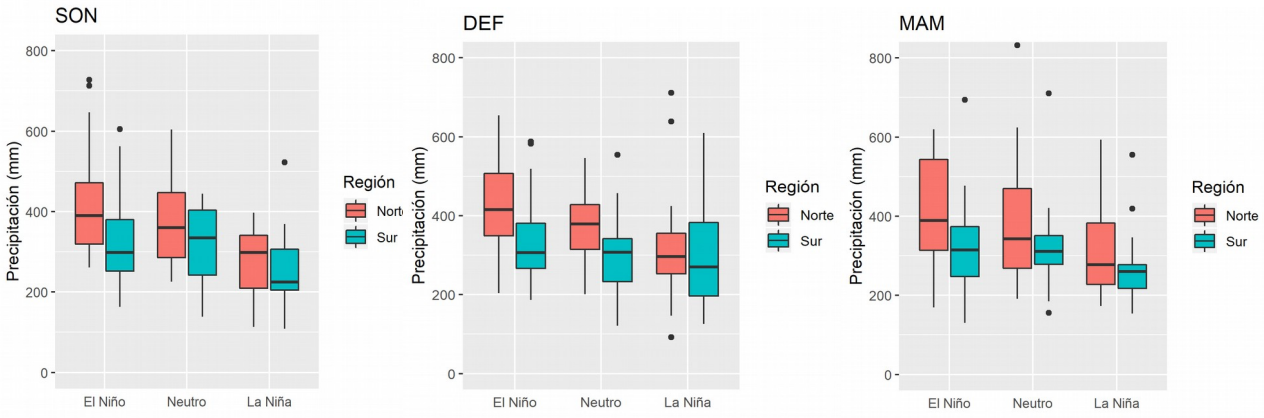


Figura 27 – Diagrama de cajas para años Niño. Neutros y Niña, para diferentes estaciones del año: SON (panel izquierdo), DEF (panel central), MAM (panel derecho).

Es importante mencionar también que El Niño cambia la distribución diaria de lluvias sobre nuestra región. Se ha mostrado que durante El Niño (La Niña) hay mayor (menor) probabilidad de ocurrencia de eventos extremos de lluvia diaria (Grimm y Tedeschi 2009). Esto ocurre pues durante El Niño se tiende a favorecer algunos regímenes de circulación atmosféricos que están asociados a eventos intensos de lluvia, como por ejemplo aquellos que están asociados a un aumento en la intensidad de los vientos de norte que traen humedad a nuestro país.

El Niño también afecta la temperatura en nuestra región. En particular, se ha mostrado que El Niño tiende a aumentar la temperatura media durante el fin del otoño (Barreiro 2010). Durante el verano la temperatura máxima es menor durante años Niño, particularmente en el norte del país, debido al aumento en las lluvias (Barreiro y Diaz 2011).

Acompañando el impacto en las lluvias se observa un cambio en los caudales del Río de la Plata y Uruguay. Para el río Uruguay durante años Niño aumenta el caudal en forma muy significativa en SON y DEF mientras que en MAM aumenta la varianza. Durante años La Niña disminuye el caudal en DEF y MAM (figura 28). Para el Río de la Plata el caudal aumenta en DEF y MAM durante años El Niño. En años La Niña la mediana del caudal disminuye en DEF y en SON disminuye la varianza (figura 29).

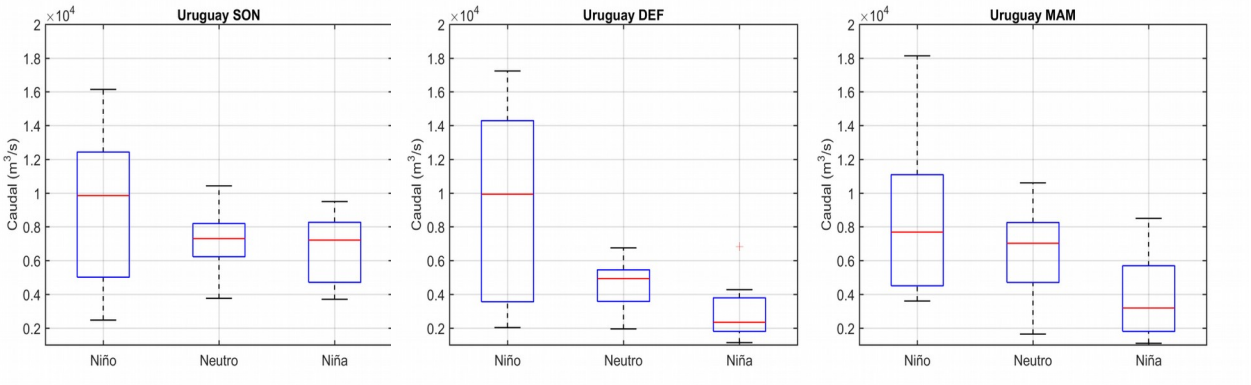


Figura 28 – Caudal en el río Uruguay durante años Niño, Neutros y Niña para diferentes estaciones del año: SON (panel izquierdo), DEF (panel central) y MAM (panel derecho).

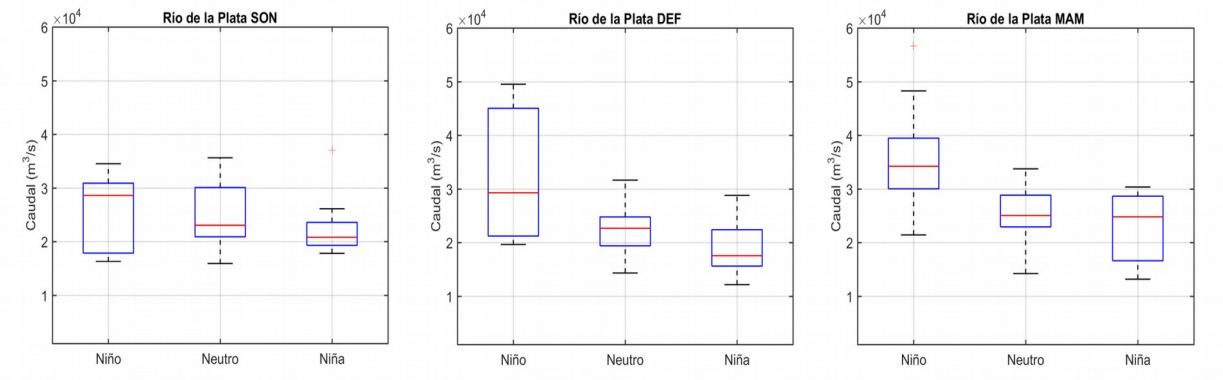


Figura 29 – Caudal en el Río de la Plata durante años Niño, Neutros y Niña para diferentes estaciones del año: SON (panel izquierdo), DEF (panel central) y MAM (panel derecho).

7.3 Oscilación Decadal del Pacífico

Una de las razones por las cuales el impacto de ENOS no es siempre el mismo (mas allá de las diferencias de patrones, amplitud y evolución de los eventos ENOS) es que su señal interacciona con las de otros océanos (Barreiro y Tipmann 2008, Martin-Gomez y Barreiro 2015) y modos de variabilidad. Entre estos modos se encuentra la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), que es un modo de variabilidad oceánico que consiste en una calentamiento (enfriamiento) de las aguas tropicales (extratropicales norte) del océano Pacífico, y vice versa. El patrón de anomalías de temperatura de superficie del mar para las fases de la PDO se muestra en la figura 30. Esta “oscilación” tendría un “período” cercano a los 50-60 años que modifica el estado base del océano Pacífico en el cual se desarrolla ENOS.

La PDO induce un aumento (disminución) en las lluvias de verano sobre Uruguay cuando se encuentra en su fase cálida (fría) (Barreiro et al 2014). Asimismo, cuando la PDO y ENOS están en la misma fase, es decir, ambos modos de variabilidad tienen anomalías cálidas (o frías) en el Pacífico tropical, el impacto de ENOS sobre Uruguay es mayor, y vice versa, fundamentalmente en el fin de la primavera (Kayano y Andreoli 2007).

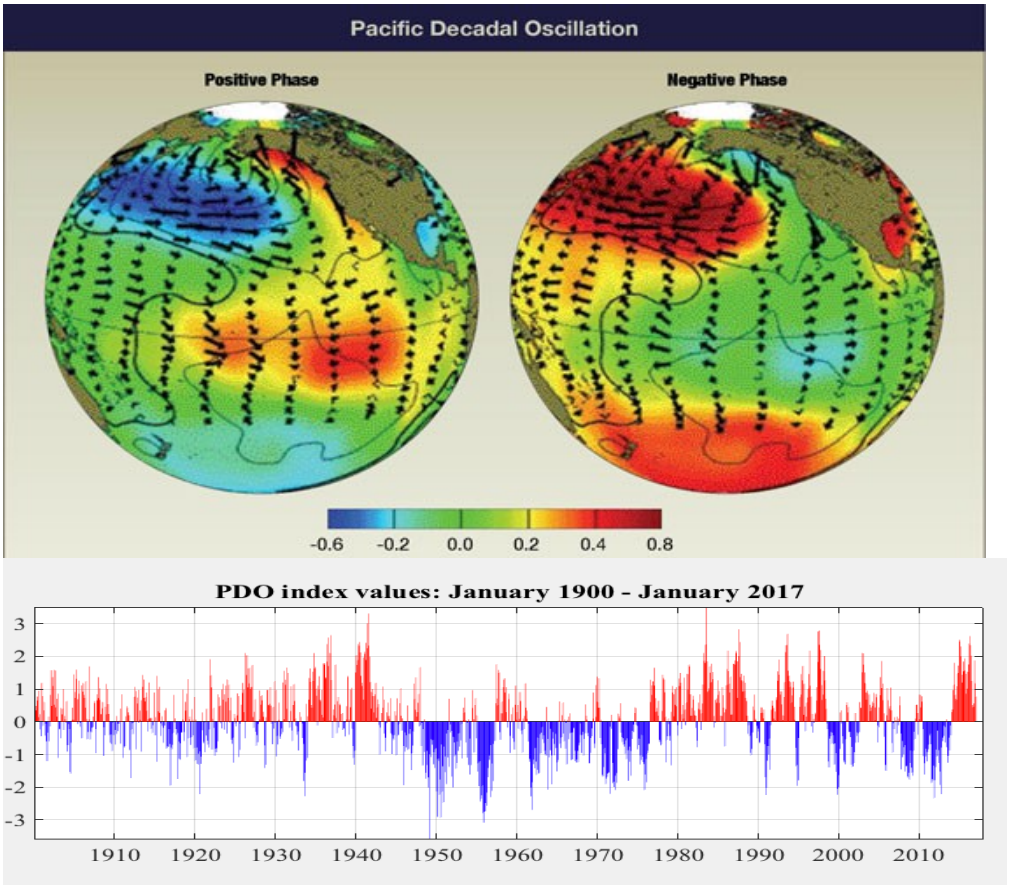


Figura 30 – Anomalías de temperatura de superficie del mar asociadas a las fases de la PDO, y evolución temporal. Fuente: Wikipedia.

7.4 Oscilación Multidecadal del Atlántico

Es un modo de variabilidad oceánico que consiste en un calentamiento/enfriamiento del Atlántico norte con un "período" de 65-80 años (AMO, por sus siglas en ingles). Al igual que la PDO, la AMO no tiene un período definido pues no existe una serie histórica suficientemente larga como para caracterizar su evolución temporal. El patrón de anomalías de temperatura de superficie del mar asociado a la fase cálida de la AMO se muestra en la figura 31.

El impacto de ENOS es modulado por la AMO. Cuando la AMO está en fase negativa los impactos en las lluvias de un evento El Niño (La Niña) son mas intensos (débiles). Esto ocurre para primavera y verano. Por lo tanto, AMO y ENOS interaccionan en forma constructiva cuando se encuentran en fases opuestas (Kayano y Capistrano 2013).

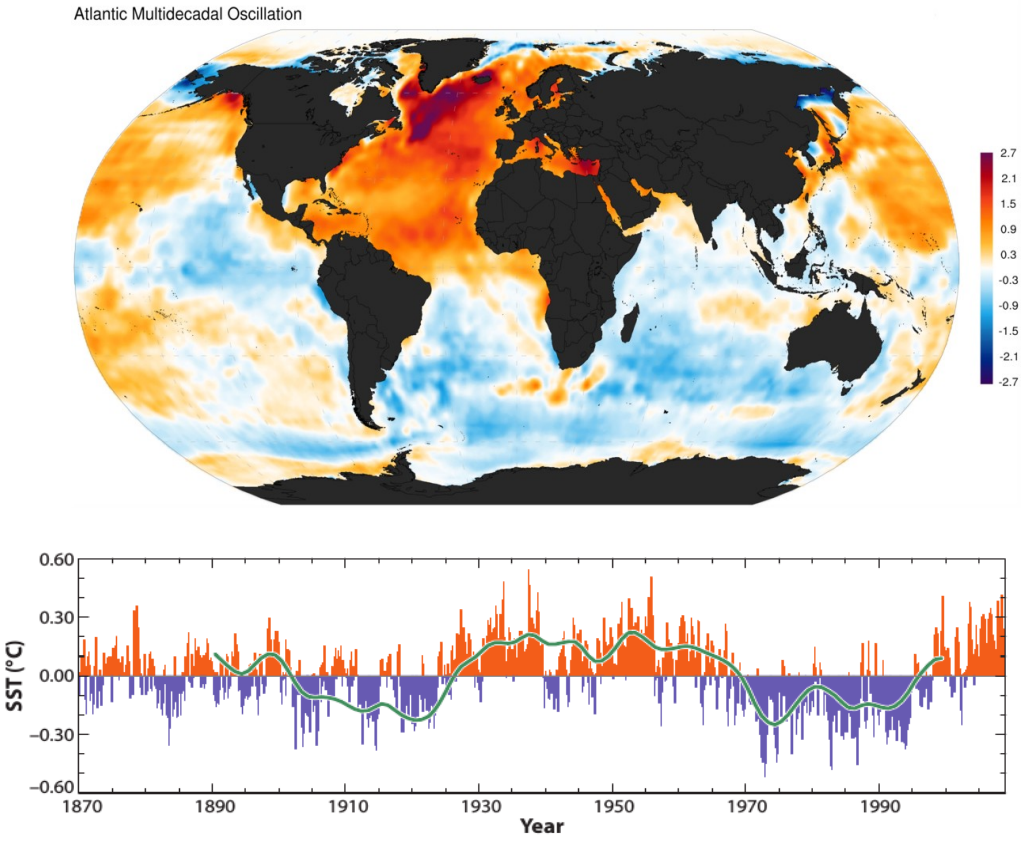


Figura 31 – Anomalía de temperatura de superficie del mar asociado a la fase cálida de la AMO, y evolución temporal. Fuente: Wikipedia.

8. Tendencias climáticas observadas

Las actividades humanas han generado un imbalance energético en el tope de la atmósfera cercano a 2.3 W/m^2. Este imbalance es el forzante antropogénico al cual el sistema climático debe ajustarse para llegar a un nuevo equilibrio y es el resultado de la emisión de gases de efecto invernadero y de aerosoles. Las contribuciones de las diferentes emisiones al forzante radiativo total se muestran en la figura 32.

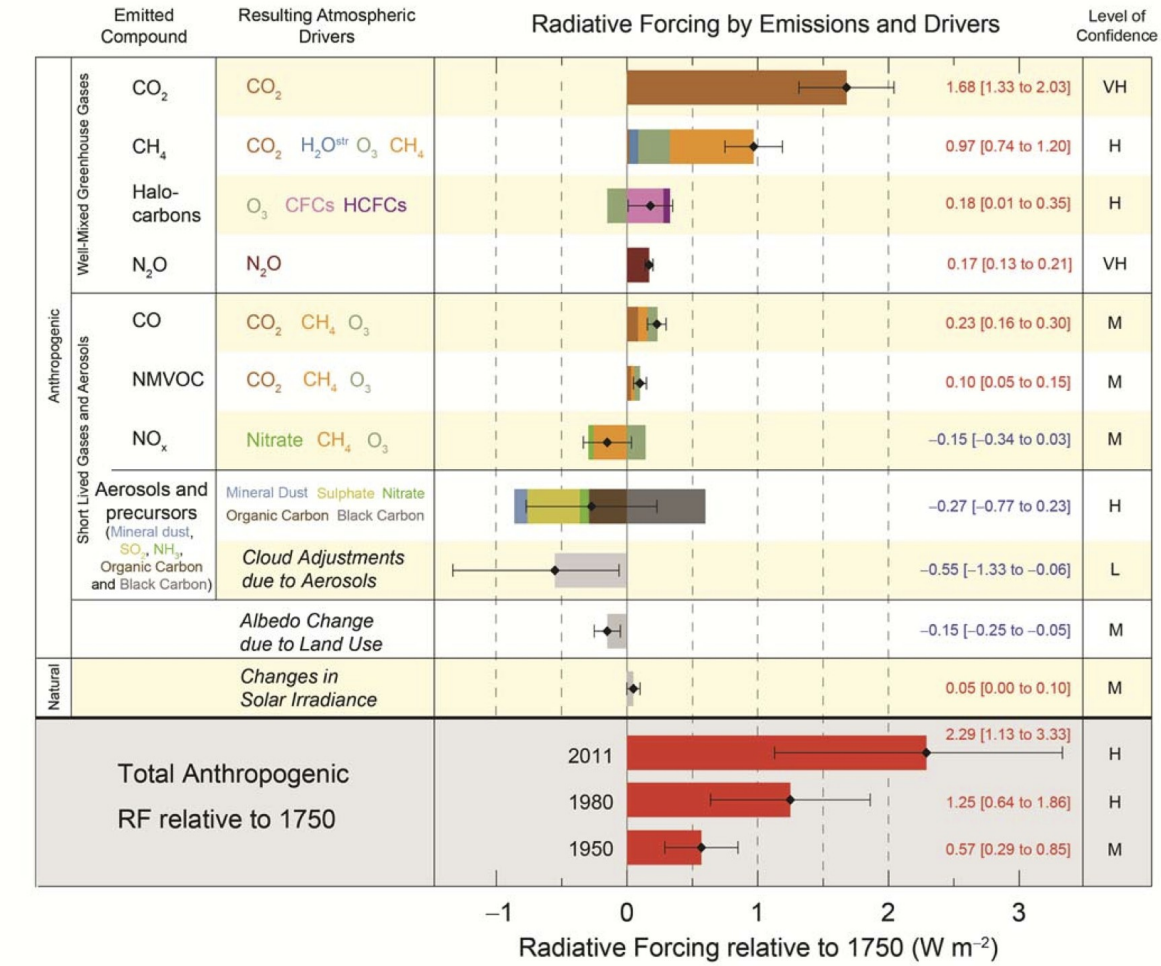


Figura 32- Contribuciones antropogénicas y naturales al forzante radiativo terreste actual con respecto a los valores pre-industriales. Fuente: IPCC AR5.

Claramente, la emisión de gases de efecto invernadero es el principal culpable del forzante radiativo, con CO_2 y CH_4 liderando el impacto. Si bien la mayor parte de las actividades humanas tienden a generar un forzante radiativo postivo, los aerosoles tienen un impacto fundamentalmente negativo, es decir tienden a enfriar el clima. La figura 32 también muestra

que el forzante radiativo generado por la acción humana ha ido aumentando con el tiempo: en 1950 el forzante era cercano a 0.5 W/m^2, en 1980 era 1.2 W/m^2 y en 2011 alcanzó los 2.3 W/m^2. Este forzante irá aumentando con el tiempo conforme las actividades humanas mantengan las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI).

El aumento en las concentraciones de GEI ha sido aproximadamente exponencial, lo cual implica que el aumento en la temperatura media global terrestre debe ser aproximadamente lineal con el tiempo. Esto es pues el forzante radiativo ΔQ asociado a un aumento de CO_2 es proporcional al logaritmo de la concentración de CO_2 y el aumento de temperatura media global es proporcional a ΔQ, es decir

$$\Delta T=\lambda \Delta Q$$

donde λ es la sensibilidad climática, que indica el calentamiento que debemos esperar para un aumento en el forzante radiativo. Cuanto mayor sea λ mayor será el calentamiento.

Por lo anterior, es esperable entonces un aumento lineal en la temperatura media terrestre con el tiempo, y por extensión se podría esperar una respuesta en otras variables, como la lluvia, también lineal, aunque es esperable que a nivel regional/local no se cumpla. Es por ello que cuando se habla de cambio climático se buscan tendencias. No obstante es importante recordar que mas allá de la detección de una tendencia, es fundamental atribuir esa tendencia a la acción humana ya que, como vimos, el clima tiene variabilidad en muchas escalas de tiempo y la tendencia encontrada podría ser consecuencia de algún modo de variabilidad natural.

La figura 33 muestra la tendencia en la temperatura de superficie global en el período 1951-2010. Se observa un calentamiento casi global aunque no uniforme. Por ejemplo, las regiones continentales en el hemisferio norte muestran un calentamiento mayor a 2.0 C, mientras que en el hemisferio sur es mas cercano a 1.0 C y en ciertas las regiones oceánicas es aún menor. En este período el cambio promedio en la temperatura global es de 0.78 C.

De acuerdo al Informe Especial SR1.5 del IPCC las actividades humanas causaron aproximadamente 1.0 C de calentamiento global por sobre niveles pre-industriales, con un rango probable de 0.8 C a 1.2 C. En consonancia con la atribución del calentamiento medio global a las actividades humanas, se muestra en la figura 34 la evolución de la temperatura media sobre Sudamérica. Se muestran 3 curvas: (a) temperatura observada, (b) temperatura simulada con modelos climáticos forzados solo con forzantes naturales y (c) temperatura simulada con modelos climáticos forzados con forzantes naturales y antropogénicos. Claramente, la evolución observada de la temperatura sobre Sudamérica solo se puede reproducir cuando se introducen en el modelo los forzantes antropogénicos lo cual permite atribuir gran parte del calentamiento observado (cercano a 0.8 C) a la acción humana.

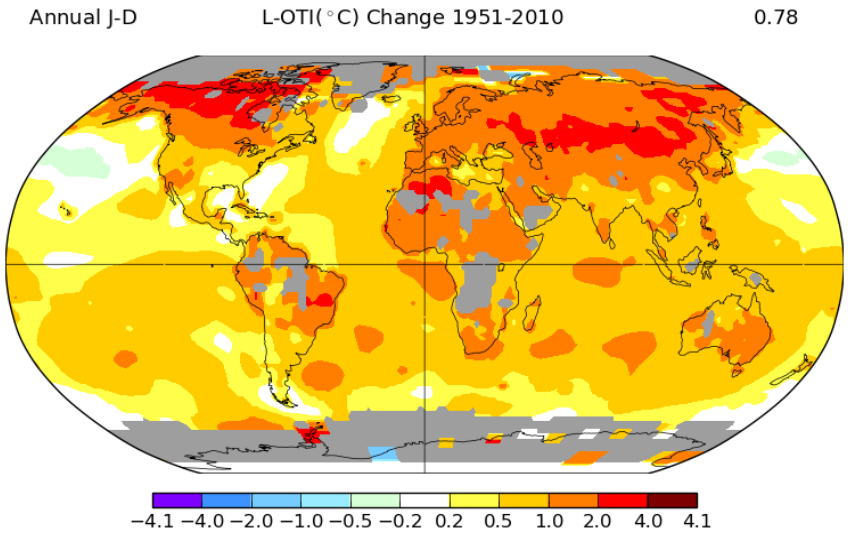


Figura 33 – Tendencia de temperatura de superficie entre 1951 y 2010. Fuente: Nasa GISS.

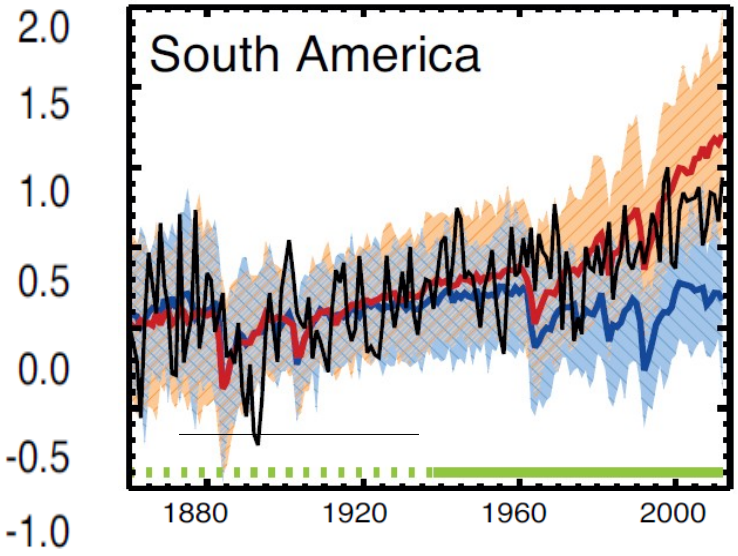


Figura 34 – Evolución de la temperatura media sobre Sudamérica observada (negra), simulada con modelos climáticos forzados solo con forzantes naturales (azul) y simulada con modelos climáticos forzados con forzantes naturales y antropogénicos (rojo). La sombra alrededor de las curvas roja y azul indican la dispersión de los modelos. Fuente: IPCC AR5.

Acompañando estos cambios en las temperaturas debería haber cambios en las lluvias. ¿Por qué? Pues (a) cambios en el gradiente de temperatura ecuador-polo cambia la circulación atmosférica,

(b) una atmósfera mas cálida puede contener mas vapor de agua y (c) un aumento de la radiación en superficie, consecuencia de la actividad humana, acelera el ciclo hidrológico.

Los modelos climáticos globales capturan la mayoría de los cambios de lluvia observados (figura 35). En particular simulan el aumento sobre el sudeste de Sudamérica, aunque con menor amplitud al observado. ¿Que cambios de todos esos son atribuíbles a la acción humana?

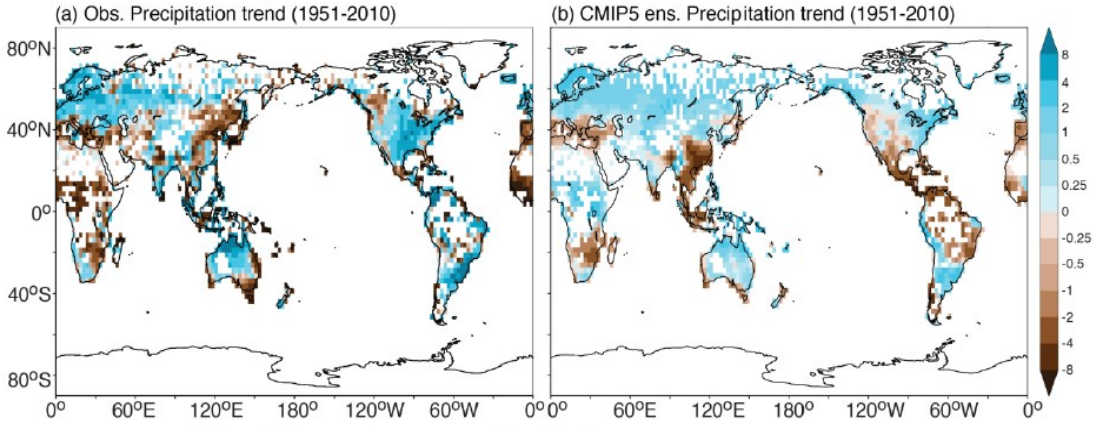


Figura 35 – Tendencias en las precipitaciones observadas (izquierda) y simuladas (derecha) en el período 1951-2010. Fuente: Knutson y Zeng (2018).

La figura 36 muestra las regiones donde el cambio detectado en las precipitaciones puede atribuirse, al menos en parte, a la acción humana. Solo el 16% de las regiones caen en esta categoría, y nuestra región se encuentra entre ellas. Por lo tanto, parte del aumento de lluvias en el sudeste de Sudamérica es debido al impacto antropogénico en el clima.

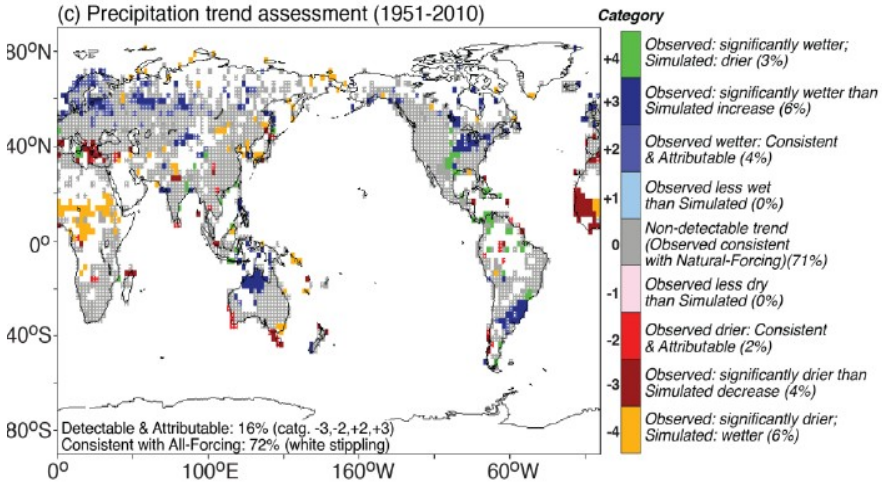


Figura 36 – Regiones donde la tendencia detectada puede atribuirse a la acción humana. Fuente: Knutson y Zeng (2018).

8.1 Tendencias de temperatura en Uruguay

La temperatura media sobre Uruguay aumentó cerca de 0.8 C comparando las décadas 1961-1980 y 1995-2015 (figura 37). La tendencia observada es comparable a la variabilidad año a año en la temperatura media de Uruguay lo cual facilita su detección.

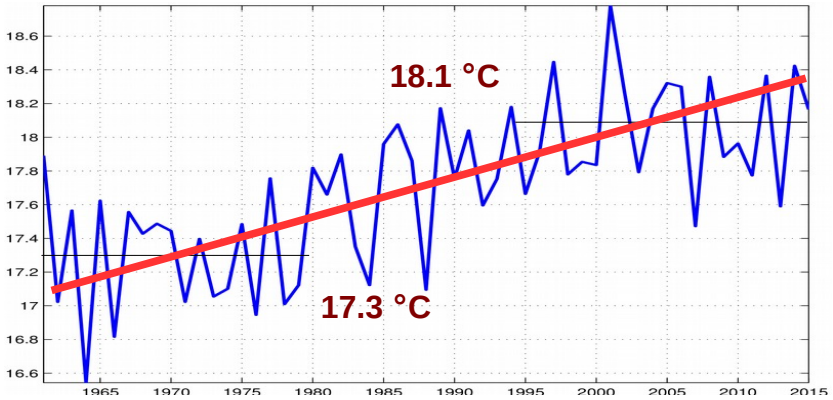


Figura 37 – Evolución y tendencia de la temperatura media anual en Uruguay.

Las tendencias son similares para la temperatura máxima y mínima considerando el norte y sur del río Negro por separado (figura 38).

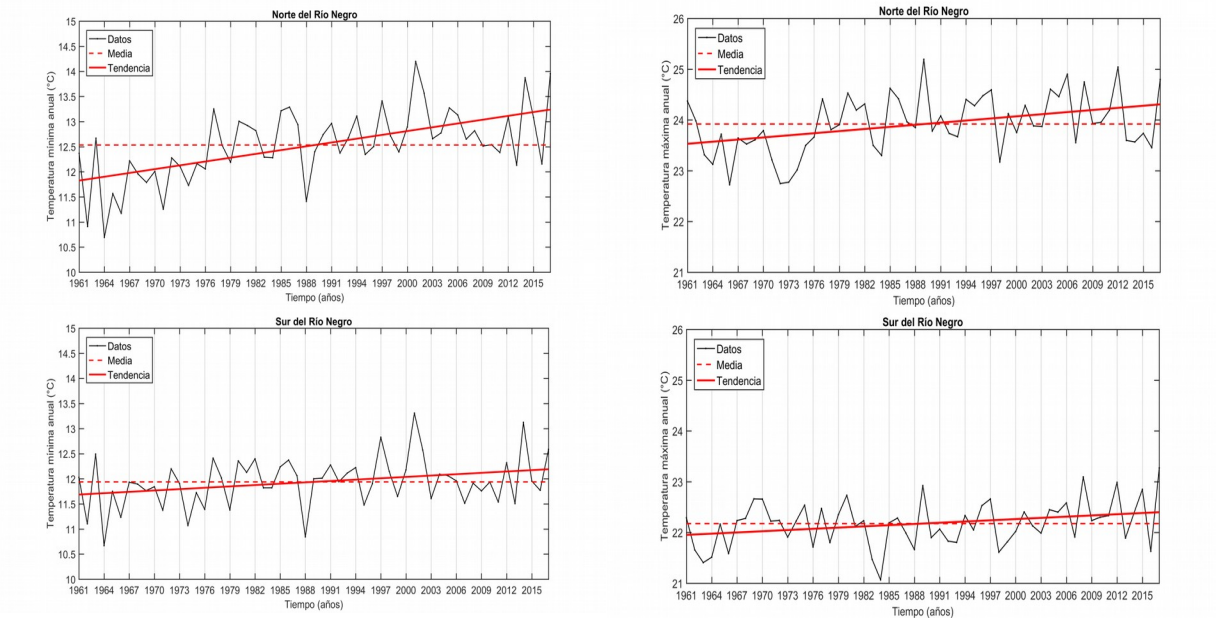


Figura 38 – Evolución y tendencias en la temperatura mínima media anual (izquierda) y máxima media annual (derecha) para la región al norte (arriba) y sur (abajo) del río Negro.

A nivel estacional se observa un aumento de la temperatura media en todas las temporadas (figura 39). La región este del país muestra un calentamiento mayor a un 1.0 C, mientras que el litoral oeste y sur tienen un calentamiento mas moderado. El área metropolitana muestra un calentamiento cercano a 0.7 C.

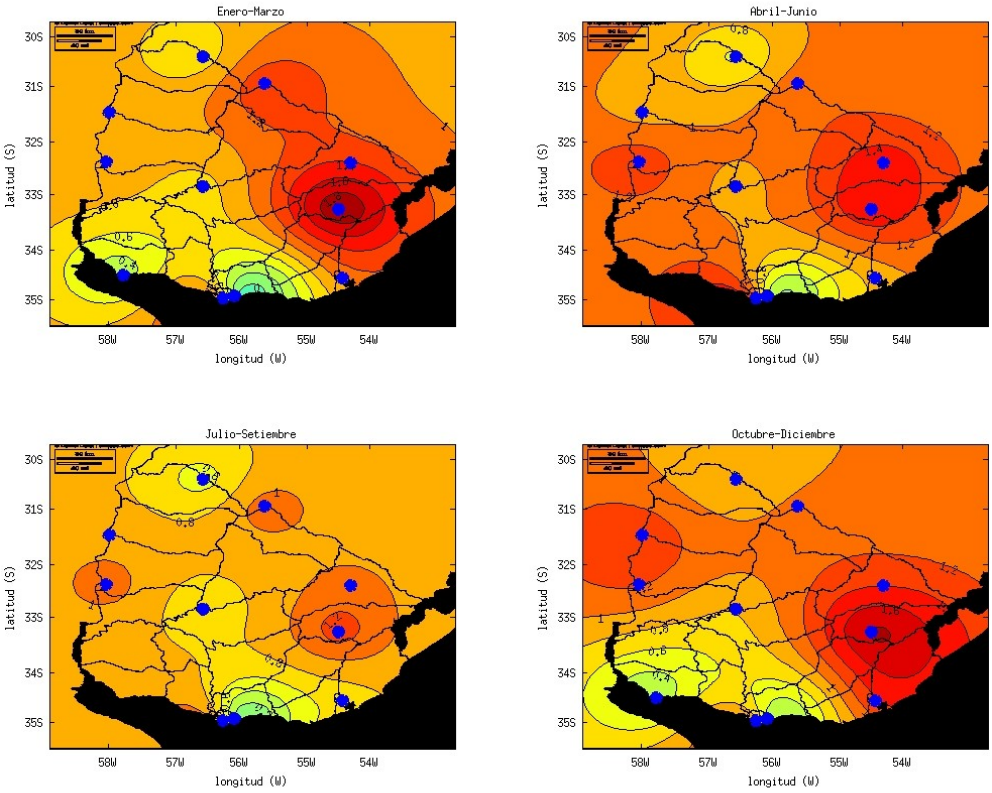


Figura 39 – Tendencias en la temperatura media para las temporadas EFM, AMJ, JAS y OND para el período 1961-2015.

El cambio en las medias está generalmente asociado a un cambio en los extremos de temperatura ya que la distribución de los valores diarios tiende a correrse hacia valores mayores y además puede cambiar su forma. A continuación mostramos las tendencias para extremos de temperatura basados en la temperatura mínima (TN) y máxima (TX):

- TN10: número de días con noches frías (percentil 10 de la distribución de TN)
- TN90: número de días con noches cálidas (percentil 90 de la distribución de TN)
- TX10: número de días fríos (percentil 10 de la distribución de TX)
- TX90: número de días cálidos (percentil 90 de la distribución de TX)

Los cambios son mas notorios en las temperaturas mínimas. A nivel anual se observa una disminución de TN10 y un aumento de TN90, lo cual indica un corrimiento de toda la

distribución de temperaturas mínimas diarias hacia valores mayores (figura 40). Los cambios observados si bien son pequeños, son estadísticamente significativos sobre todo el país

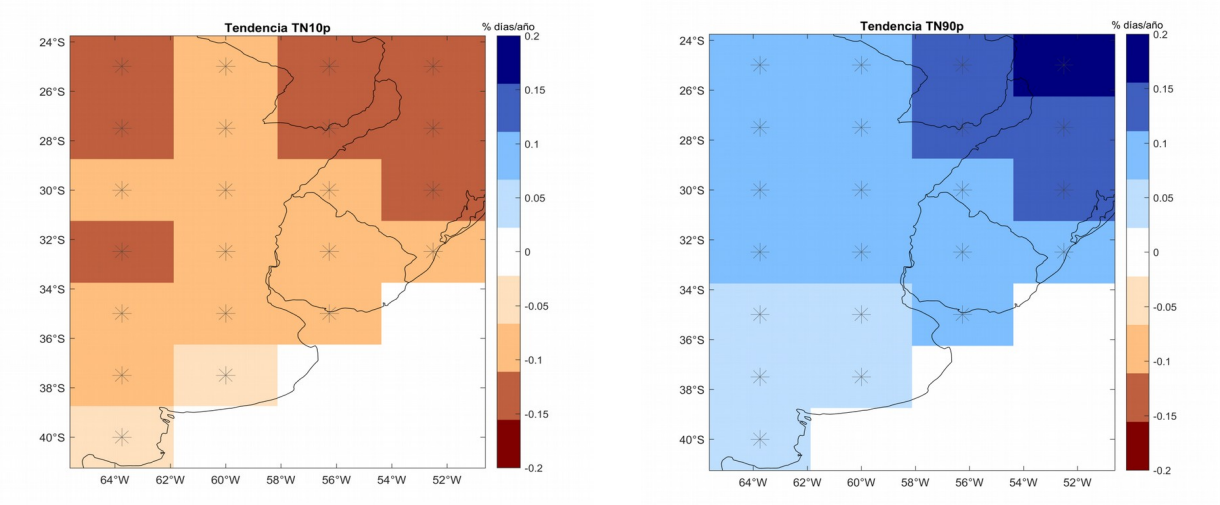


Figura 40 – Tendencias en TN10 y TN90 en Uruguay y la región, período 1948-2010. El "*" indica valores estadísticamente significativos. Fuente: CLIMDEX.

En cuanto a las temperaturas máximas, se observa una disminución de TX10 sobre Uruguay y una disminución en el número de días cálidos (TX90) sobre el sur del país (figura 41). Si bien en esta gráfica la disminución de TX90 en el sur de Uruguay no es estadísticamente significativo, si lo es en el trabajo de Renom (2009).

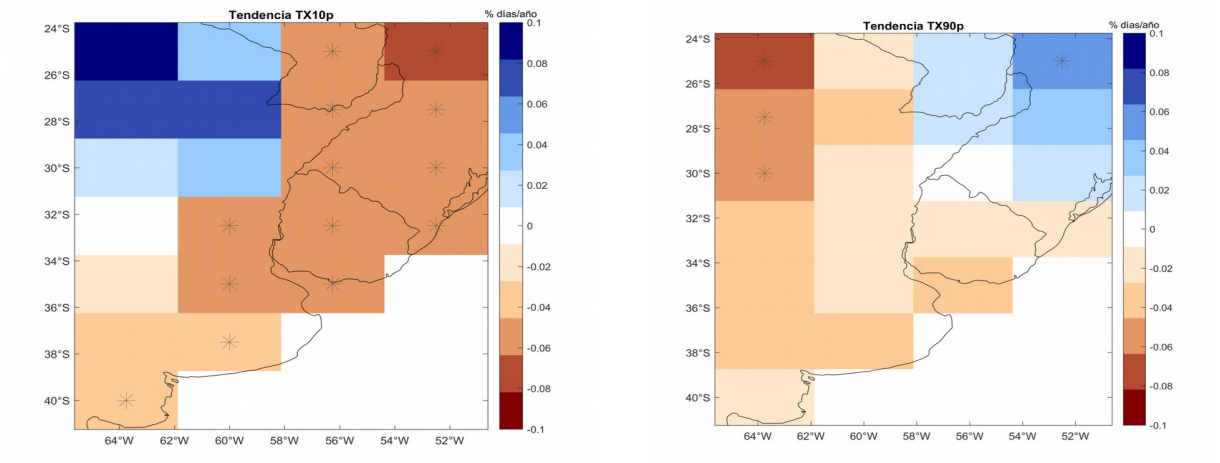


Figura 41 - Tendencias en TX10 y TX90 en Uruguay y la región, período 1948-2010. El "*" indica valores estadísticamente significativos. Fuente: CLIMDEX.

Por último mostramos las tendencias en el número total de días a nivel anual que son parte de una racha de días cálidos (WSDI, por su sigla en inglés). Una racha se define como al menos 6 días con temperaturas por encima de TX90. Se observa que su mapa es similar al de TX90 pero con menores valores de tendencias (figura 42). Es interesante notar que Uruguay se encuentra en una zona de transición de aumento/disminución de rachas cálidas entre Brasil y Argentina.

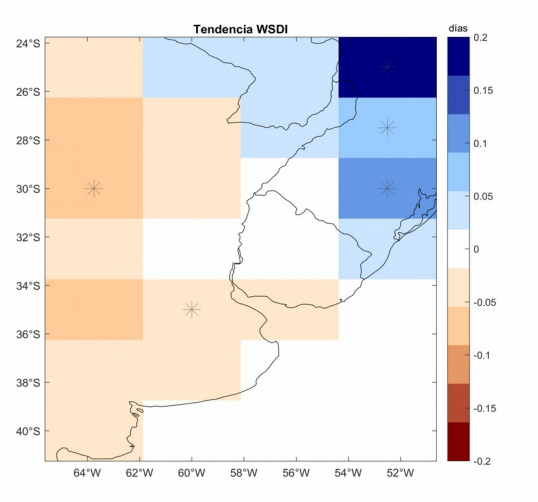


Figura 42 - Tendencia en número de días de rachas cálidas (WSDI) en Uruguay y la región, período 1948-2010. El "*" indica valores estadísticamente significativos. Fuente: CLIMDEX.

A nivel estacional, se observa que en verano (Diciembre-Enero-Febrero, DEF) ha habido un aumento en el número de noches cálidas (TN90) y una disminución en el número de noches frías (TN10), al igual que a nivel anual. Los extremos de TX, por otro lado, no muestran cambios significativos.
En invierno, Junio-Julio-Agosto (JJA), no hay tendencias significativas en extremos de TN y TX. Sin embargo, se ha podido constatar que existe una disminución en el período de ocurrencia de heladas (de Mello 2014). Renom (2009) hace un extenso estudio sobre los cambios observados en los extremos de temperatura sobre uruguay.

8.2 Tendencias en las precipitaciones sobre Uruguay

La tendencia observada en las lluvias es mucho menor que la variabilidad en el acumulado anual. Esto dificulta la detección y además muestra que nuestro país debe continuar su adaptación a la variabilidad climática que será muy útil para adaptarse a los cambios de mayor plazo. Tanto la región norte como sur de Uruguay muestran tendencias positivas en las lluvias, cercanas a un 10-20% entre 1961 y 2017(figura 43).

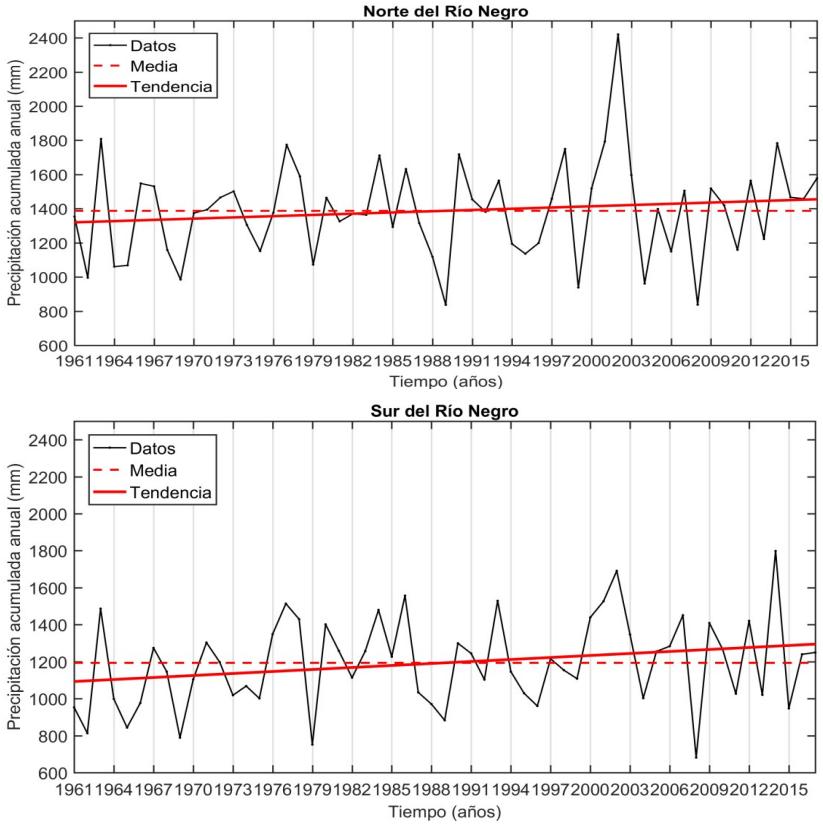


Figura 43 – Evolución y tendencia en las lluvias acumuladas anuales en la región al norte (arriba) y sur (abajo) del río Negro.

A nivel estacional se detecta una tendencia positiva durante verano, otoño y primavera en casi todo el país, siendo otoño la estación con cambios mayores concentrados en la región este (>50 mm). Durante invierno la tendencia es negativa, o sea a menores lluvias sobre todo al norte del río Negro (figura 44). Esta diferencia en las tendencias observadas durante las estaciones cálida y fría implican un aumento en la estacionalidad de las lluvias: mayor diferencia invierno-verano.

La figura 45 muestra el cambio en el régimen anual de lluvias en el litoral oeste del país: se observa un aumento de las lluvias en abril y primavera tardía, así como una disminución durante julio-setiembre, generando un ciclo anual mas marcado.

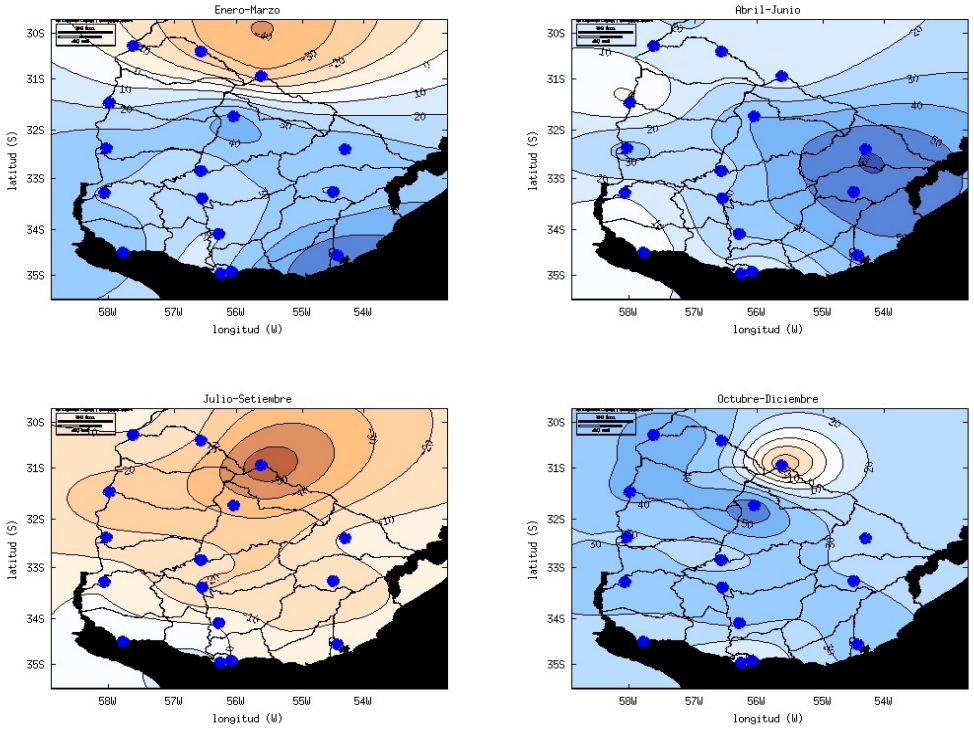


Figura 44 - Tendencias en el acumulado de lluvias para las temporadas EFM, AMJ, JAS y OND para el período 1961-2014.

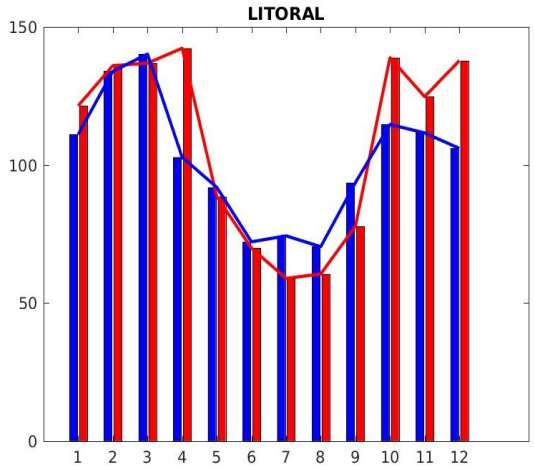


Figura 45 – Cambios en el ciclo estacional de lluvias en el litoral oeste de Uruguay. En azul se muestra la climatología 1961-1988 y en rojo la climatología 1989-2016.

El aumento en el acumulado de lluvias durante el verano ha sido atribuído al aumento de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera debido a la acción humana ya que permite que el jet de capas bajas llegue mas al sur (Vera y Diaz 2015). La disminución de la capa de ozono en la Antártida también juega un rol en el aumento de lluvias pues favorece el ascenso de aire en nuestra región (Gonzalez et al 2014).

La disminución en las lluvias durante invierno se ha relacionado con la contracción de la celda de Hadley hacia el ecuador, lo cual aumenta el descenso de aire entre las latitudes 20-40S y disminuye la humedad (Saurral et al 2017).

El aumento en el acumulado de lluvias implica un aumento en los eventos de lluvias mas intensos, ya sea en número y/o en intensidad. Por lo tanto, a continuación se muestran las tendencias en

- número de eventos diarios con lluvias mayor a 10 mm (R10)
- máximo mensual de acumulado de lluvias de 5 días consecutivos (Rx5d)

A nivel anual se ha detectado un aumento significativo en R10 en toda la región, observándose un claro gradiente sur-norte sobre nuestro país que indica un mayor aumento al norte del rio Negro y sur de Brasil (figura 46). Por otro lado, el Rx5d sobre Uruguay muestra gran variabilidad interanual y no presenta tendencias significativas.

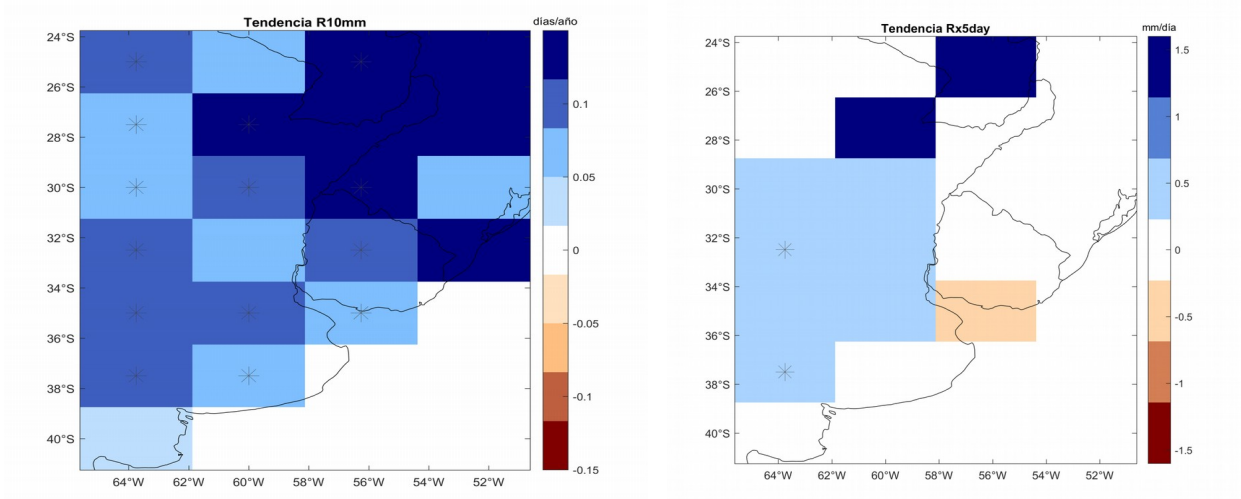


Figura 46 – Tendencia anual de R10 (izquierda) y de Rx5d (derecha). Fuente: CLIMDEX.

En cuanto a la intensidad de los eventos de lluvia, se detectó un aumento durante otoño y primavera cercano al 15%. Durante otoño se observa un gradiente este-oeste con mayores cambios en el este del país acompañando la tendencia en el sur de Brasil. En primavera el aumento sobre Uruguay forma parte de una región que incluye a la provincia de Buenos Aires.

En verano no hay una tendencia clara, mientras que en invierno se detecta una disminución en la intensidad de los eventos de lluvia en particular sobre el litoral oeste del país en consonancia con la Pampa argentina (figura 47).

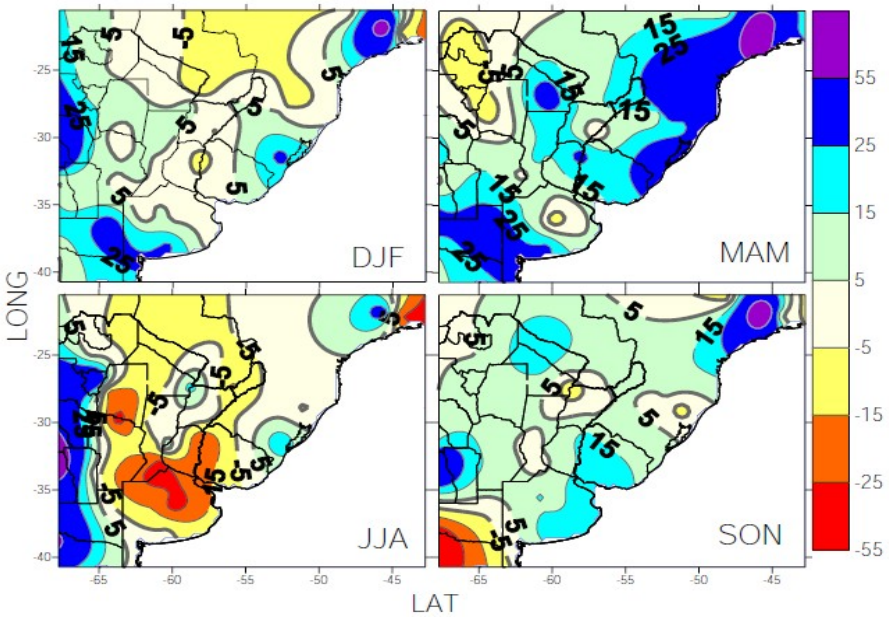


Figura 47- Tendencia en la intensidad de los eventos de lluvia para las diferentes estaciones del año. Fuente: Carril et al (2016).

8.3 Tendencias en los vientos de superficie

A nivel anual se ha observado un corrimiento hacia el sur de los vientos del este y del oeste en toda la cuenca Atlántica (Yang et al 2016, Vizy y Cook 2016). Este cambio es simulado por los modelos climáticos y se ha atribuído fundamentalmente a la disminución de la capa de ozono estratosférica, con contribuciones secundarias del aumento de gases de efecto invernadero.

Estos cambios a nivel de cuenca han resultado en cambios en los vientos costeros a Uruguay. Por ejemplo, durante verano la tendencia muestra que los vientos tienen mayor componente este, mientras que en invierno los vientos tienen mayor componente sur (figura 48).

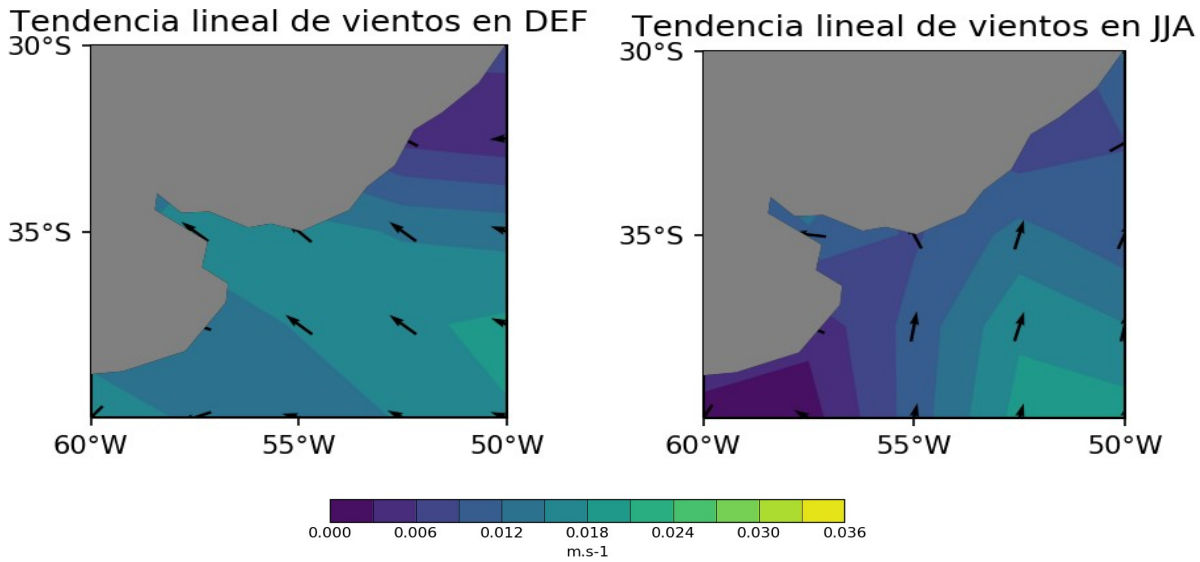


Figura 48 – Tendencia en los vientos durante verano (izquierda) e invierno (derecha), período 1948-2017.

Es importante mencionar que mas allá de estos cambios en los campos medios de viento se ha encontrado cambios en la frecuencia de ocurrencia de regímenes de circulación atmosféricos que ocurren a nivel diario. Por ejemplo, durante invierno se detectó una disminución en el régimen de viento que presenta vientos del norte, consistente con la reducción de lluvias y aumento del viento sur en esta estación.

8.4 Tendencias en la temperatura de superficie del mar

La temperatura de superficie del mar en el Río de la Plata, nuestra Zona Económica Exclusiva (ZEE) y océano circundante ha sufrido cambios importantes en las últimas décadas. La confluencia de las corrientes de Brasil y Malvinas cerca de 37-38 S que ocurre frente a la costa argentina domina las condiciones medias y la variabilidad en esta región oceánica. Como consecuencia existe un gradiente sur-norte en la temperatura de superficie del mar, con temperaturas frías (y diluías) frente a la provincia de Buenos Aires y cálidas (y salinas) frente a la costa del sur de Brasil. Así, nuestra ZEE es una región de transición marcada por fuertes gradientes térmicos y halinos. Esta zona tiene un ciclo estacional marcado que se muestra en la figura 49.

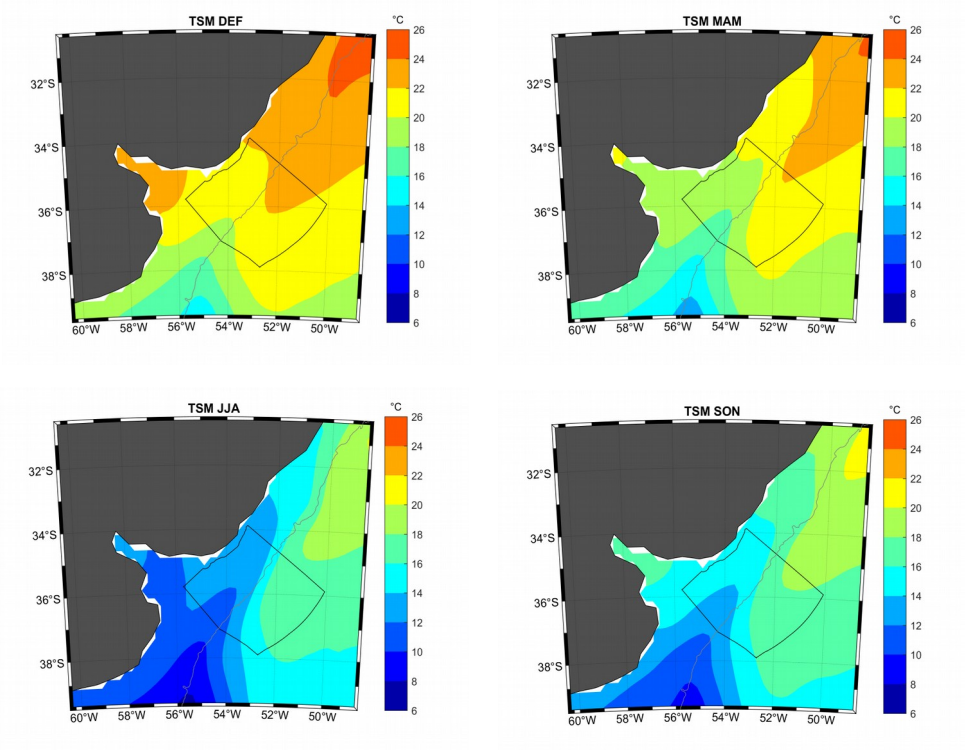


Figura 49 – Ciclo estacional de temperatura de superficie del mar.

La figura 50 muestra la tendencia en la temperatura de superficie del mar. Se observa claramente un aumento en toda la región con dos máximos, uno en el Río de la Plata mas marcado en primavera y verano, y el otro en la ZEE sobre el quiebre de la plataforma. Este último presenta tendencias cercanas a 2-3 C y es una de las regiones océanicas que muestra mayor tendencia a nivel mundial. Se la considera un “hot spot” y evidencia un corrimiento hacia el sur de la corriente de Brasil. Estudios han mostrado que este corrimiento se puede entender como consecuencia del corrimiento hacia el sur de los vientos a nivel de cuenca mencionados en la sección anterior.

Así como es posible definir olas de calor en el continente es posible hacer en el océano. Trabajos muestran que en acuerdo con el aumento en las temperaturas medias se detectó un aumento en el número de olas de calor marinas en nuestra región en los últimos años (Manta et al 2018).

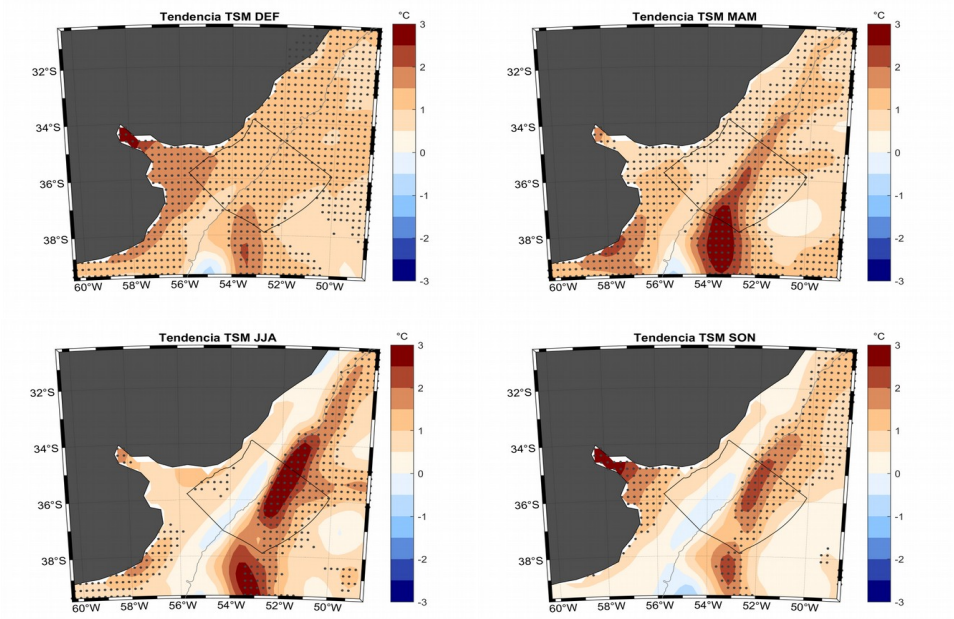


Figura 50 – Tendencia en la temperatura de superficie del mar para las diferentes estaciones del año, período 1981-2017.

9. Proyecciones climáticas

9.1 Escenarios a futuro

Las proyecciones climáticas a futuro se realizan considerando escenarios que describen evoluciones alternativas de la sociedad a futuro en ausencia de nuevas políticas sobre cambio climático mas allá de las actuales. Los escenarios desarrollados para el próximo informe del IPCC (AR6) se denominan “Shared Socioeconomic Pathways” (SSP) y son diferentes a los usados en el anterior informe IPCC AR5.

Los SSP5 son cinco. SSP1 y SSP5 son optimistas con respecto al desarrollo humano con inversones importantes en educación y salud, crecimiento económico rápido e instituciones fueertes. La diferencia radica en el uso de combustibles fósiles:

- SSP1 asume transición hacia un desarrollo sostenible
- SSP5 asume economía fuertemente basada en uso de combustibles fósiles

Por otro lado, SSP3 y SSP4 son mas pesimistas pues asumen poca inversión en educación y salud, crecimiento rápido de la población y desigualdad, lo cual resultaría en sociedades muy vulnerables al cambio climático. La diferencia radica en que

- SSP3 asume países que priorizan la seguridad regional
- SSP4 asume que las desigualdades dominan en los países

Por último, SSP2 es el caso intermedio de desarrollo.

Los escenarios necesitan de información adicional para vincularlos con el cambio climático. Es la combinación de un SSP con un forzante radiativo dado lo que permite determinar las medidas de mitigación requeridas para llegar a ese nivel de forzante en la sociedad elegida. Asimismo, permite determinar las medidas de adaptación e impactos que tendrá ese nivel de forzante radiativo en dicha sociedad. La figura 51 muestra un diagrama donde se combina el forzante climático con los SSP.

La figura indica asimismo la similitud de los nuevos escenarios con los RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5 usados en el informe IPCC AR5.

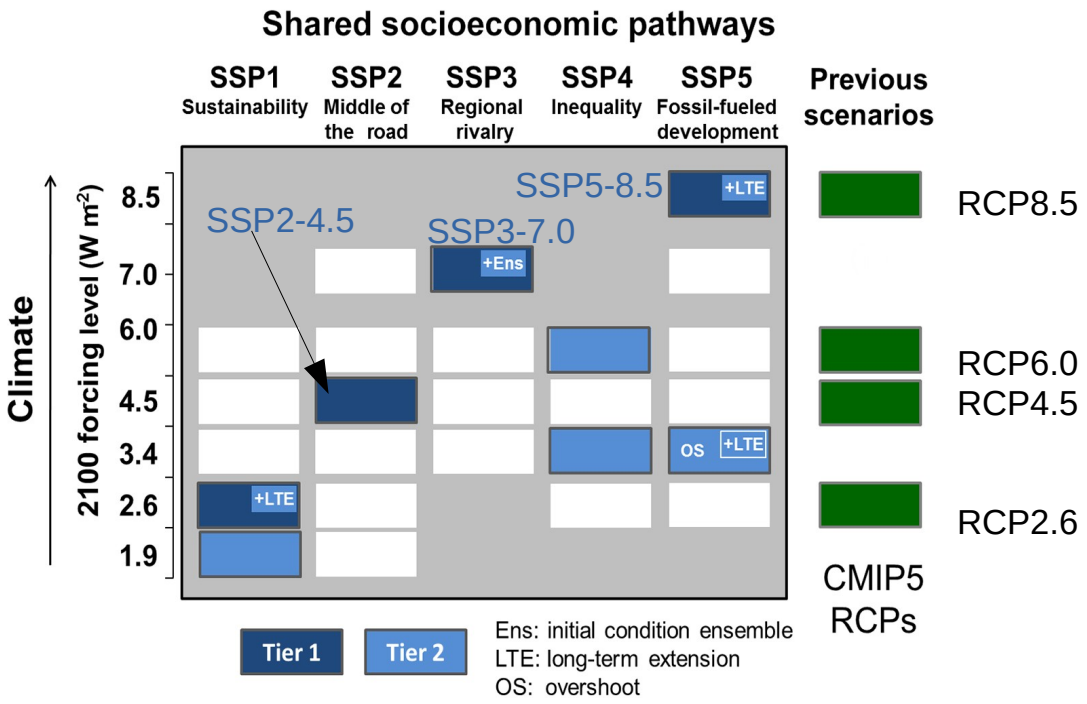


Figura 51 – Diagrama ilustrando la combinación de SSP con forzantes radiativos antropogénicos para fin de siglo XXI. Fuente: O'Neil et al (2016).

Los casos que se consideraran en este trabajo son SSP2-4.5 (de ahora en mas SSP245), SSP3-7.0 (de ahora en mas SSP370) y SSP5-8.5 (de ahora en mas SSP585).

- El SSP245 indica un escenario SSP2 con forzante radiativo de 4.5 W/m^2 en el tope de la atmósfera para fin de siglo XXI. Es el caso con menor uso de combustibles fósiles a considerar. Es el análogo al RCP4.5 usado en el IPCC AR5. Recordemos que al día de hoy el forzante antropogénico es aproximadamente 2.3 W/m^2.
- El SSP370 indica un escenario SSP3 con forzante radiativo de 7.0 W/m^2 en el tope de la atmósfera para fin de siglo XXI. Es el caso intermedio considerado.
- El SSP585 indica un escenario SSP5 con forzante radiativo de 8.5 W/m^2 en el tope de la atmósfera para fin de siglo XXI. Es el caso extremo de mayor uso de combustibles fósiles considerado y es análogo al RCP8.5 usado en el IPCC AR5.

La evolución del forzante antropogénico a imponer en los modelos climáticos para los casos considerados se muestra en la figura 52.

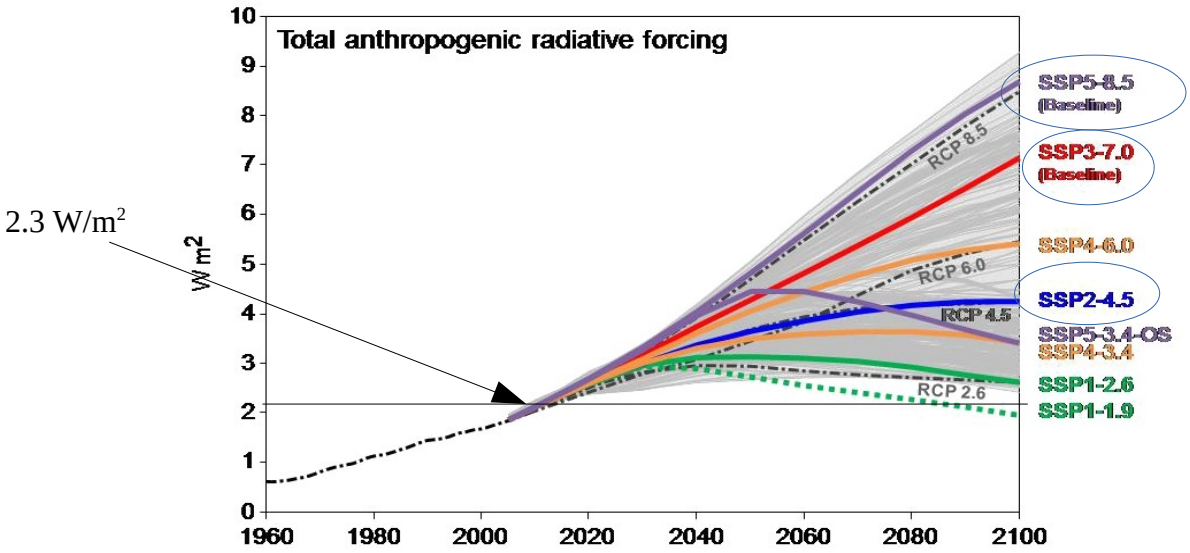


Figura 52 – Evolución del forzante radiativo antropogénico en cada escenario. Fuente: O'Neil et al (2016). Se indica con una flecha el forzante radiativo actual.

9.2 Modelos climáticos globales

Los modelos climáticos globales que se usan para realizar las proyecciones incluyen modelos de atmósfera, océano, hielos y de superficie. Estos modelos han ido complejizandose cada vez mas y al día de hoy la mayoría de ellos tienen vegetación dinámica, ciclo de carbono, procesos químicos en la atmósfera, aerosoles y otros procesos que influyen en el clima. Los modelos climáticos se resuelven numéricamente en una grilla espacial utilizando cálculo numérico intensivo en paralelo utilizando miles de procesadores. Uruguay no tiene la capacidad para realizar experimentos numéricos con estos modelos y eventualmente correr los escenarios propuestos. Los modelos se desarrollan y corren en centros de investigación mundiales, la gran mayoría de ellos en el hemisferio norte, y los resultados se ponen a disposición de la comunidad.

Los experimentos realizados con estos modelos climáticos están organizados en el Proyecto "Coupled Model Intercomparison Project" (CMIP) desarrollado por el Programa Mundial para la Investigación en Clima (WCRP). Los informes del IPCC se basan fuertemente en las salidas de las corridas de CMIP. Por ejemplo, el IPCC AR5 se basó en CMIP3 y CMIP5, mientras que el futuro informe del IPCC AR6 se basará en CMIP y CMIP6.

La complejidad y resolución espacial de los modelos ha venido aumentando desde CMIP1 hasta CMIP6 y cada vez hay mas experimentos. En general la resolución se duplica en cada CMIP necesitando de cada vez mas potencia computacional. Al día de hoy se estan corriendo aún los experimentos de CMIP6 que alimentarán el informe AR6 del IPCC.

CMIP6 tiene mas de 20 tipos de experimentos, entre los cuales se encuentran los escenarios climáticos. Los modelos participantes de CMIP6 son 53, aunque no todos ellos realizan todos los experimentos.

En este trabajo se evaluaron los siguientes modelos de CMIP6:

- BCC-CSM2-MR
- CAMS-CSM1.0
- CanESM5
- EC-Earth3
- EC-Earth-Veg
- MIROC6
- MRI-ESM2-0

Asimismo se evaluó el CCSM4 pues fue el mejor para nuestra región de la generación previa de modelos CMIP5, con el fin de determinar si los nuevos modelos CMIP6 capturan en mejor medida el clima de Uruguay.

Se validó los modelos comparando para temperatura y precipitación el sesgo anual, el RMSE anual y la variabilidad interanual en Uruguay, llegándose a la conclusión de que los modelos que representan mejor el clima de nuestro país son CAMS-CSM1.0, EC-Earth3, EC-Earth-Veg y MRI-ESM2-0. De acuerdo a estas estadísticas estos modelos representan mejor que el CCSM4 el clima de nuestra región, por lo que el CCSM4 no será considerado de aquí en mas.

Es importante notar que los modelos CMIP6 presentan en promedio una sensibilidad climática mayor a las de los modelos CMIP5. Recordemos que la sensibilidad climática se define como el aumento en la temperatura media global resultado de una duplicación de la concentración de CO_2 con respecto a sus valores pre-industriales (de 280 a 560 ppm). El rango de la sensibilidad climática es:

- CMIP5: 2.1 a 4.7 C
- CMIP6: 2.7 a 5.7 C

por lo tanto los modelos CMIP6 presentarán cambios mayores en temperatura y otras variables para el mismo aumento en el forzante radiativo antropogénico. Entre los modelos validados el CanESM5 es el que presenta mayor sensibilidad climática (5.7 C) y fue considerado para tener una representación de posibles cambios a futuro en un modelo de alta sensibilidad climática.

Así, los resultados de las siguientes secciones se basan en los siguientes modelos

- CAMS-CSM1.0
- CanESM5
- EC-Earth3
- EC-Earth-Veg
- MRI-ESM2-0

Se utilizó una corrida de cada modelo para cada escenario (SSP245, SSP370 y SSP585).
A continuación se muestran resultados preliminares de las proyecciones para temperatura y precipitación en base a dos horizontes temporales: (i) horizonte cercano 2020-2044 y (ii) horizonte lejano 2075-2099.

9.3 Proyecciones de temperatura

La figura 53 muestra la evolución de temperatura media anual sobre Uruguay observada y simulada durante el período 1961-2014 junto a las proyecciones hasta fin de siglo XXI. El promedio de los modelos CMIP6 captura la tendencia observada en el período 1961-2014. Es importante notar que la variabilidad interanual observada y simulada seran diferentes ya que es resultado de la variabilidad natural interna al sistema climático, pero lo observado cae dentro del rango simulado.

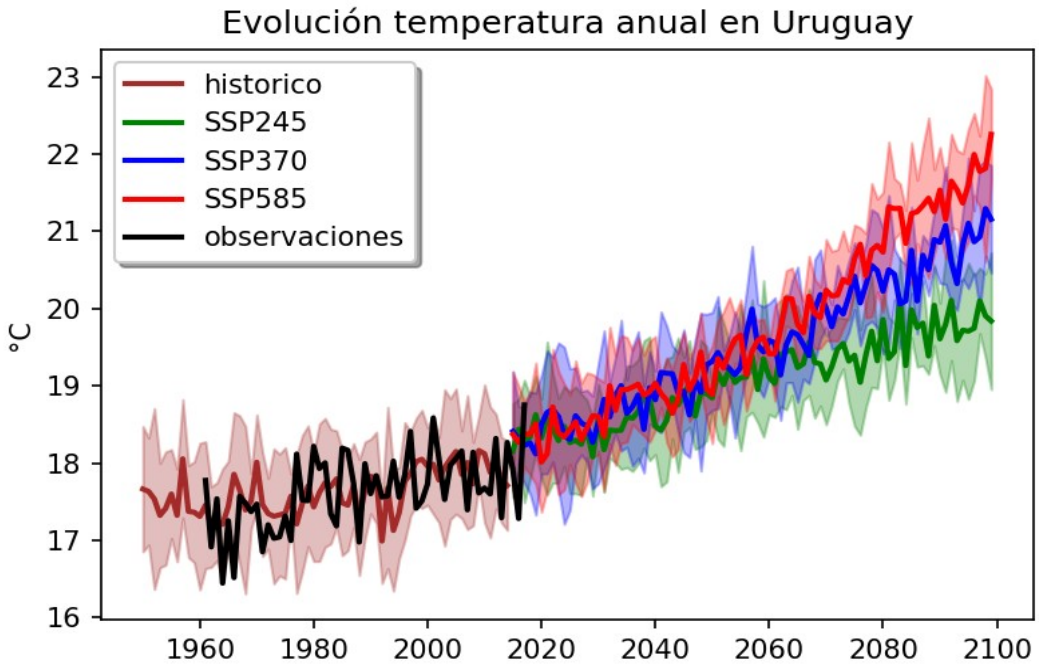


Figura 53 – Evolución observada, histórica simulada y proyecciones para varios escenarios de la temperatura media anual sobre Uruguay. Las curvas simuladas indican el promedio de los modelos y el sombreado la dispersión.

A futuro, se observa que las proyecciones muestran un aumento de temperatura media anual cuasi-lineal en el tiempo. Asimismo, a mayor forzante radiativo antropogénico mayor es el aumento de temperatura a fin de siglo. No obstante, en el horizonte cercano las diferencias entre los diferentes forzantes antropogénicos son menores distinguiéndose recién a partir del 2060.

Esto se puede observar graficando los histogramas de las medias mensuales de temperatura para cada escenario en el horizonte cercano y lejano (figura 54). En el caso del horizonte cercano las distribuciones se corren hacia valores mayores de temperatura pero no se distinguen entre sí. Para el horizonte lejano las distribuciones se corren hacia valores cada vez mas mayores a medida que aumenta el forzante radiativo. Nótese que para SSP585 la distribución también se ensancha lo cual indica que no sólo aumenta la media sino también la varianza, o sea que aumenta la variabilidad climática.

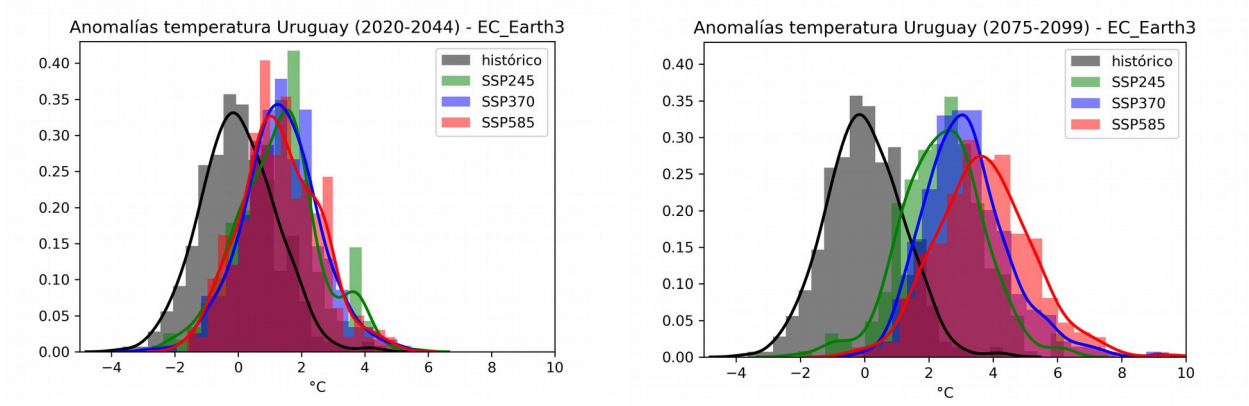


Figura 54 – Histogramas de medias mensuales de temperatura para horizonte cercano (izquierda) y horizonte lejano (derecha) para el modelo EC-Earth3.

La dispersón en los cambios proyectados en la temperatura media anual por los diferentes modelos en los diferentes escenarios se resume en la figura 55. Para el horizonte cercano los modelos proyectan entre 0.5 y 1.5 C de calentamiento con respecto a 1981-2010 y no hay grandes diferencias entre escenarios. Para el horizonte lejano los modelos proyectan entre 1.5 y 5.2 C de calentamiento respecto a 1981-2010 y depende del escenario:

- SSP245 entre 1.5 y 2.6 C
- SSP370 entre 2.2 y 4.1 C
- SSP585 entre 2.6 y 5.1 C

En el caso del horizonte lejano tanto en SSP370 como en SSP585 se observa claramente el modelo de alta sensibilidad climática que se separa del grupo de los otros cuatro modelos dando cambios en la temperatura cerca de 1 C mayor.

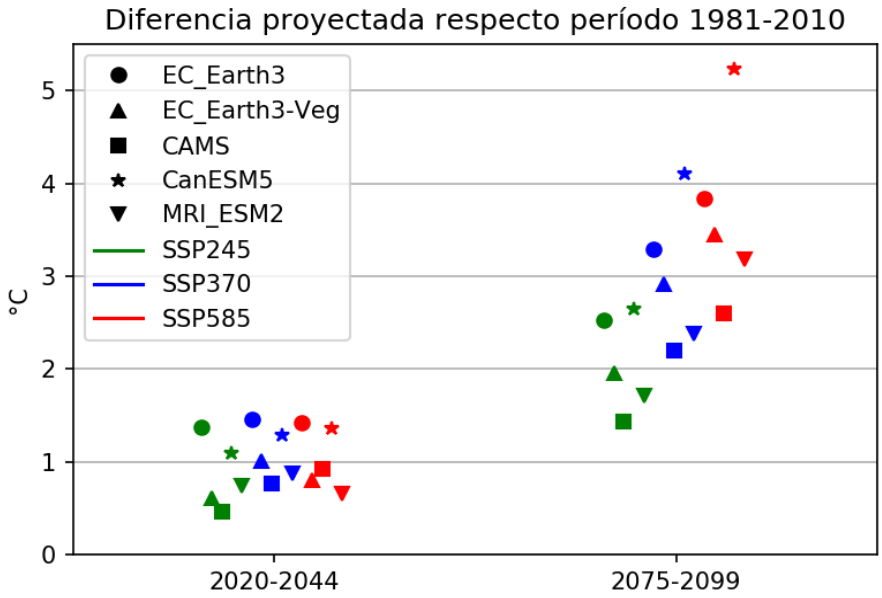
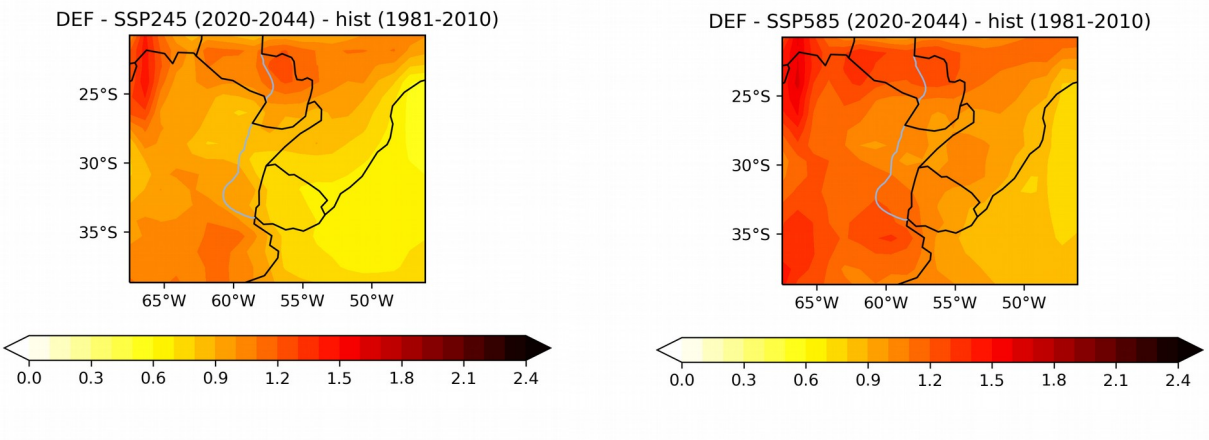


Figura 55 – Diferencia de temperatura media anual proyectada por los 5 modelos para los diferentes escenarios de forzante radiativo para los horizontes cercano y lejano.

A nivel estacional el aumento de temperatura media en el horizonte cercano se muestra en la figura 56. Los patrones son similares para el SSP245 y SSP585, pero el último muestra mayores aumentos de temperatura, como es de esperar, con diferencias menores a 0.5 C. En verano se observa un gradiente de calentamiento este-oeste con mayor calentamiento sobre el litoral oeste, mientras que en invierno el calentamiento es mas uniforme.



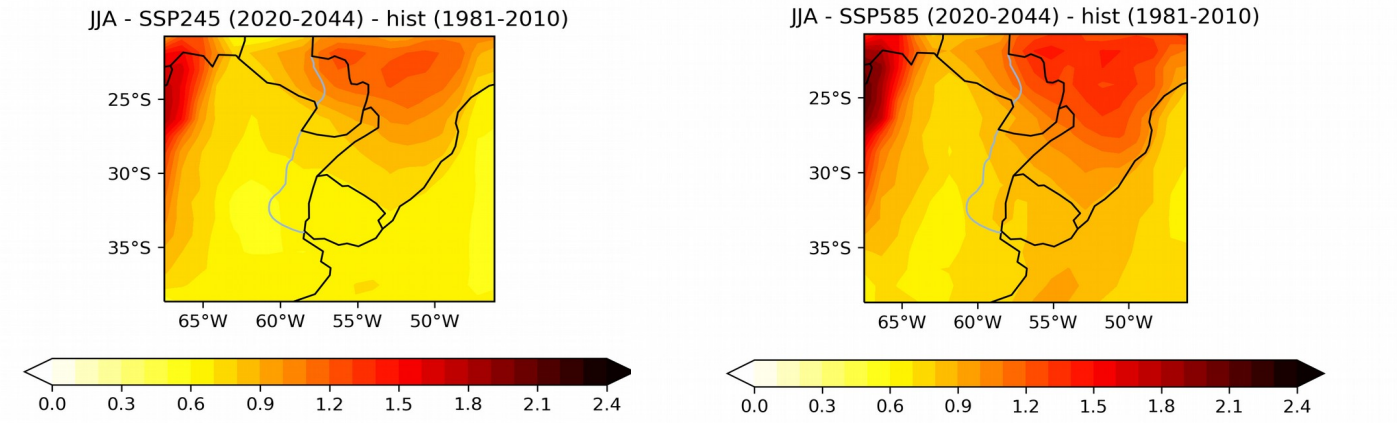
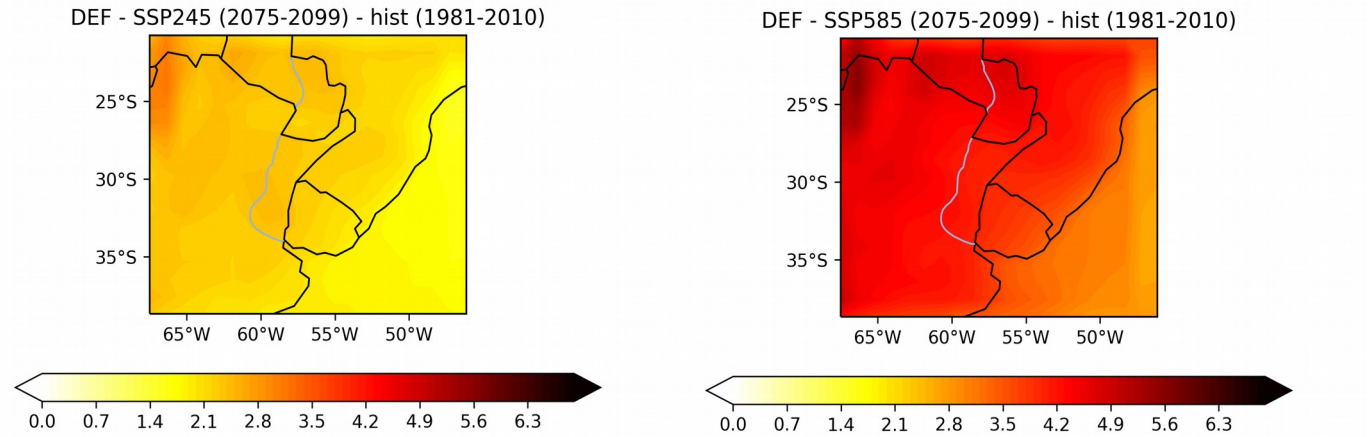


Figura 56 – Calentamiento promedio proyectado para el horizonte cercano por SSP245 y SSP585 en verano (arriba) e invierno (abajo).

En el caso del horizonte lejano los cambios estacionales observados son muy diferentes para el SSP245 y SSP585 (figura 57). En verano el SSP245 muestra un calentamiento cercano a 2 C, mientras que en el SSP585 es entre 2 y 4C, siempre con un gradiente este-oeste. En invierno el calentamiento es menor que en verano y se proyecta cerca de 1.5 C en SSP245 y entre 2.8 y 3.5 C en SSP585.



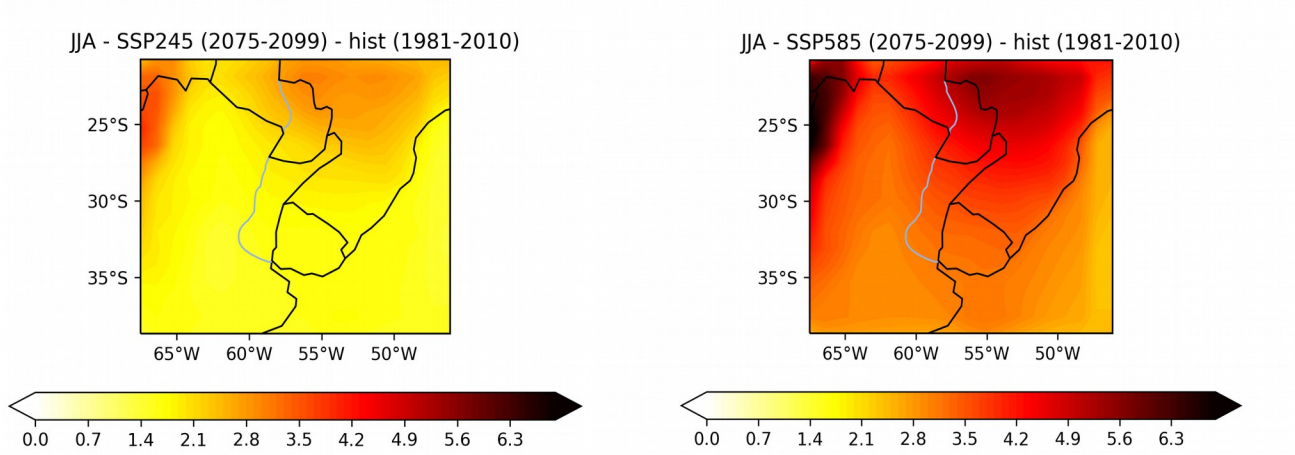


Figura 57 – Calentamiento proyectado para el horizonte lejano por SSP245 y SSP585 en verano (arriba) e invierno (abajo).

En cuanto a extremos podemos mencionar que de acuerdo a los modelos CMIP5 las olas de calor en nuestra región aumentarían en número y duración para fin de siglo XXI. El cambio proyectado es mayor al norte del país siendo cercano a un 150% (Carril et al 2016).

9.4 Proyecciones de precipitación

Como decíamos mas arriba el acumulado anual de precipitación sobre Uruguay tiene gran variabilidad año a año. Los modelos CMIP6 logran capturar esta variabilidad interanual observada en el período 1961-2014 (figura 58). Las proyecciones a futuro siguen mostrando gran variabilidad superpuesta a una tendencia gradual positiva.

Los histogramas de acumulado mensual para los horizontes cercano y lejano se muestran en la figura 59. Para fin de siglo XXI se observa un pequeño corrimiento hacia mayores valores y un achatamiento y ensanchamiento de la distribución, notándose un incremento en la ocurrencia de eventos extremos de acumulados de lluvia.

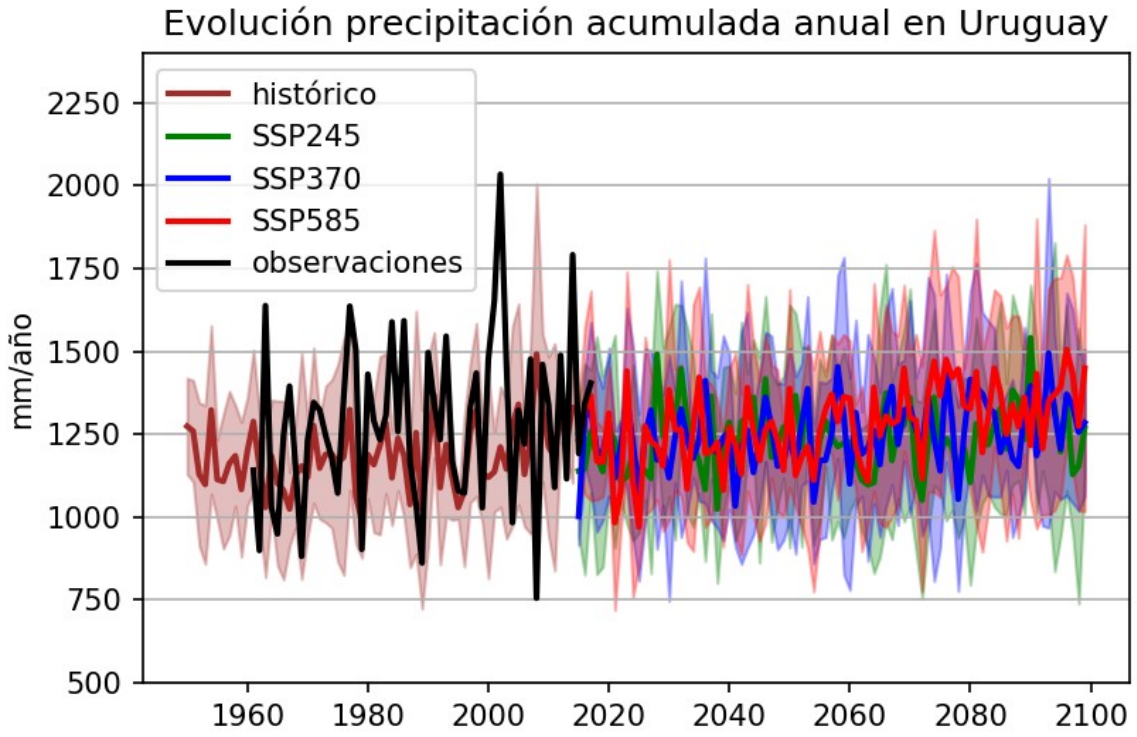


Figura 58 – Evolución de la precipitación anual acumulada sobre Uruguay observada, simulada en el período histórico y proyectada segun los diferentes escenarios.

A nivel estacional, para el horizonte cercano los cambios en las precipitaciones son pequeños excepto para otoño tanto en SSP245 como SSP585 (figuras 60 y 61). SSP245 proyecta incrementos del orden de 20% para otoño, mientras que SSP585 llega al 30% en el norte del país.

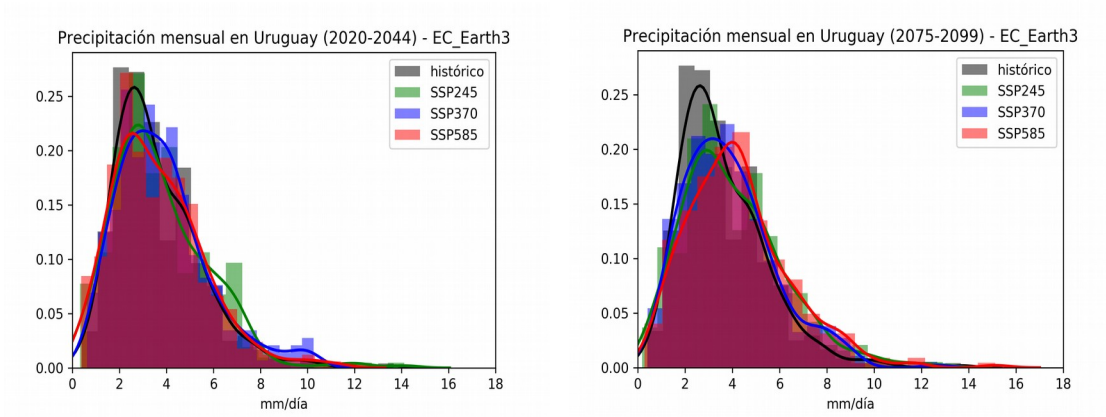


Figura 59 – Histogramas de medias mensuales de temperatura para horizonte cercano (izquierda) y horizonte lejano (derecha) para el modelo EC-Earth3.

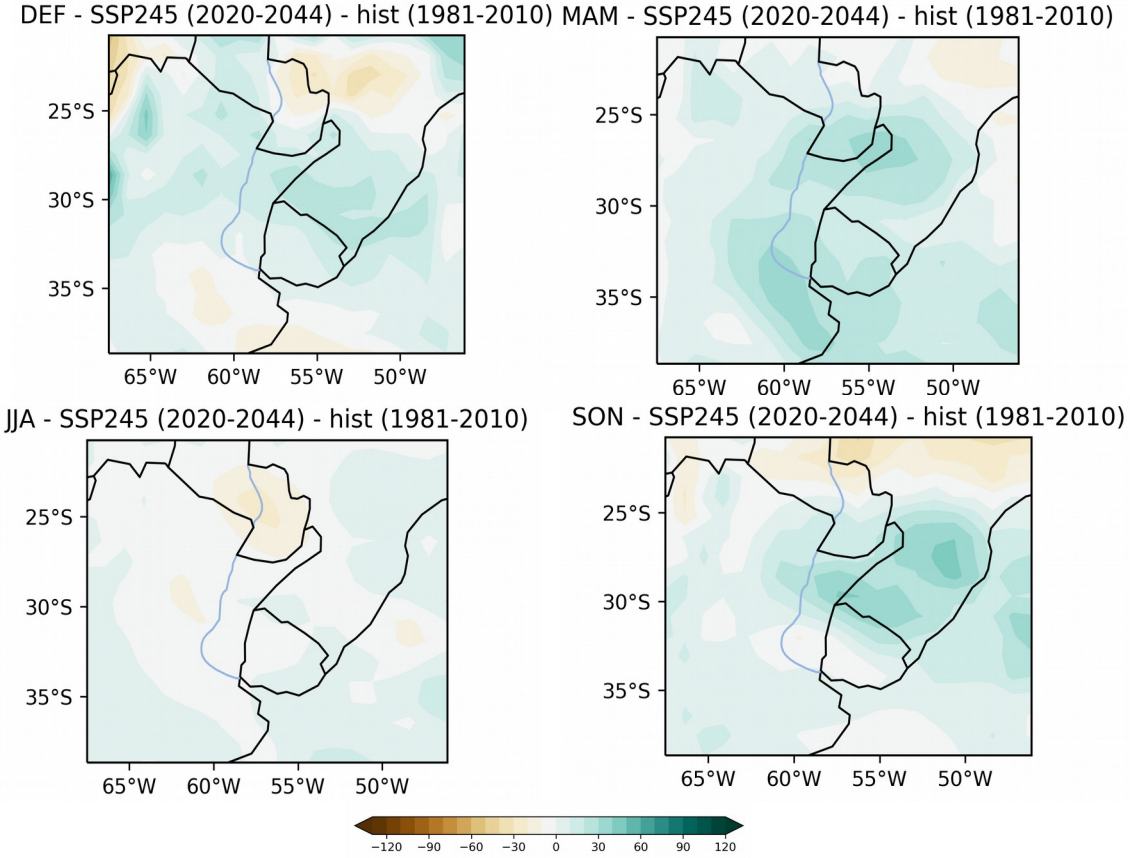


Figura 60 – Cambio en las precipitaciones proyectadas con respecto al período 1981-2010 por SSP245 para el horizonte cercano en todas las estaciones del año.

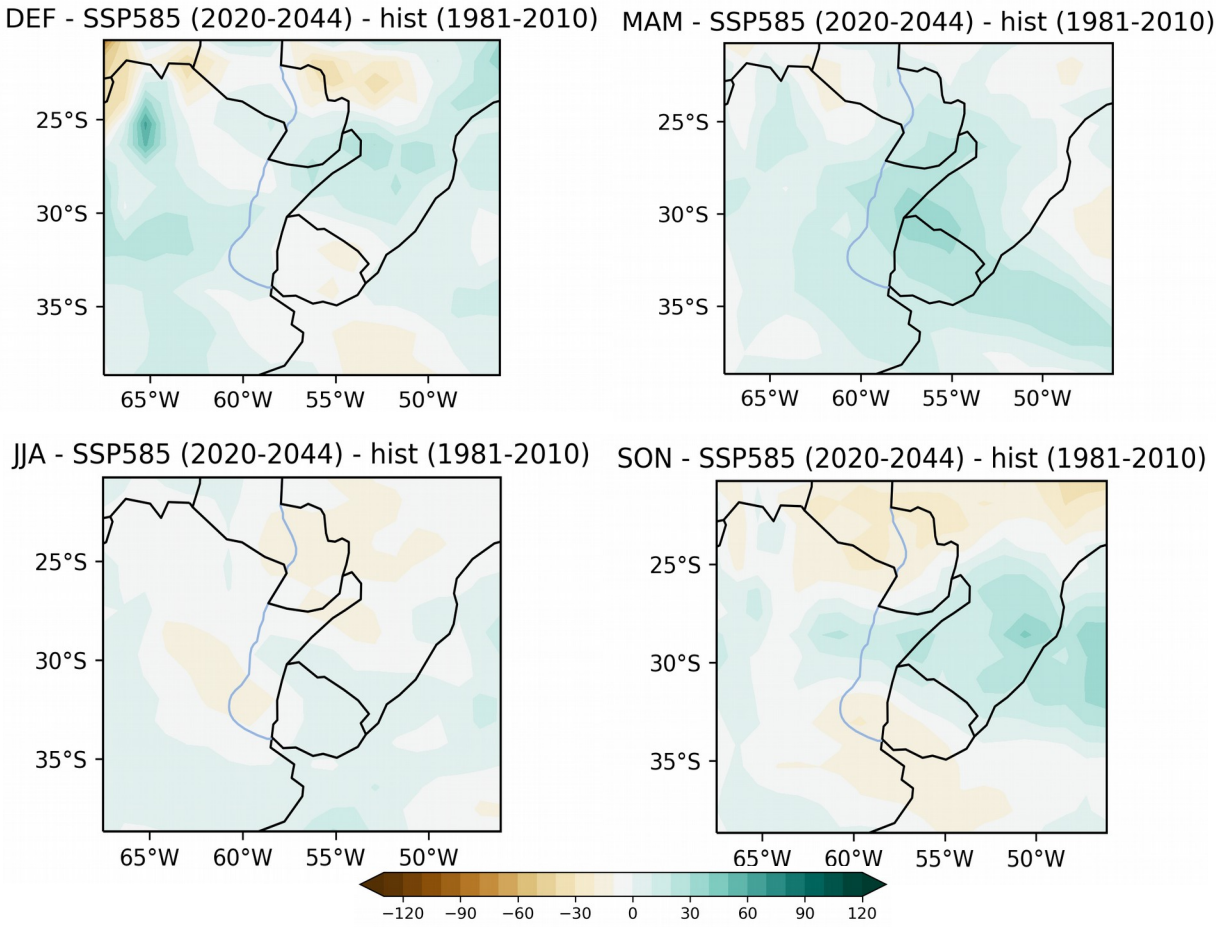


Figura 61 – Cambio en las precipitaciones proyectadas con respecto al período 1981-2010 por SSP585 para el horizonte cercano en todas las estaciones del año.

En el horizonte lejano las tendencias proyectadas para el horizonte cercano se vuelven mas marcadas (figura 62 y 63). En particular otoño es el trimestre con el aumento mayor en las lluvias en ambos escenarios: SSP245 muestra un incremento cercano al 50% en todo el país con mayores valores en el noreste, mientras que en SSP585 el incremento es cercano al 90%. Verano también muestra un incremento en las lluvias aunque menos marcado, del 30% en SSP245 y 60% en SSP585 con máximos en el litoral, norte de país y cuenca del río Uruguay. Invierno no parece mostrar una tendencia definida, excepto un incremento pequeño en el este del país. Por último, primavera muestra un patrón con forma de dipolo con incremento en el sur de Brasil y disminución en el suroeste de Uruguay. La ubicación exacta del patrón hará que los cambios en las lluvias sobre diferentes regiones de Uruguay cambien significativamente de positivos a

negativos o vice versa. Por lo tanto, el resultado estará fuertemente afectado por errores sistemáticos de los modelos en la localización de las precipitaciones y este análisis no permite definir los cambios proyectados para primavera.

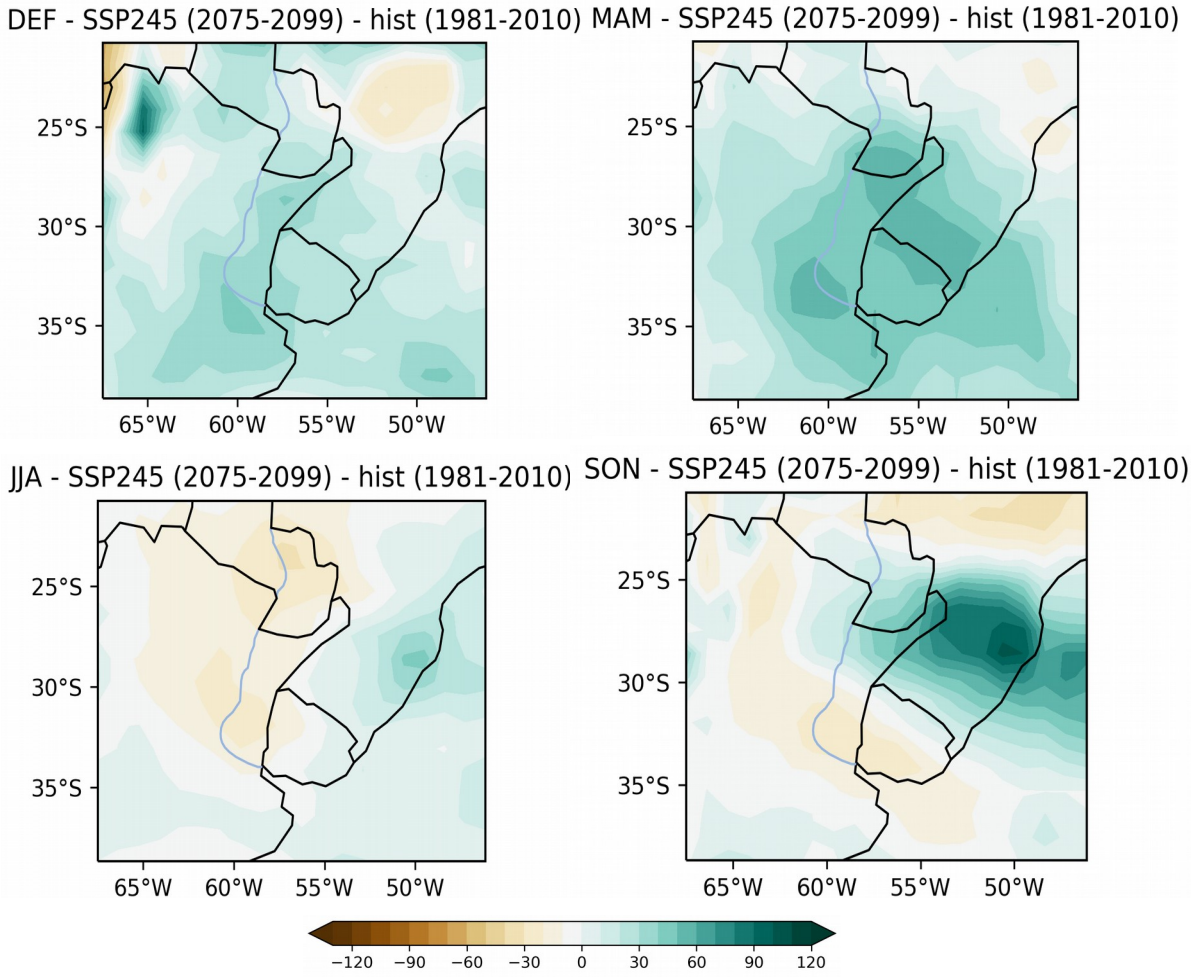


Figura 62 – Cambio en las precipitaciones proyectadas con respecto al período 1981-2010 por SSP245 para el horizonte lejano en todas las estaciones del año.

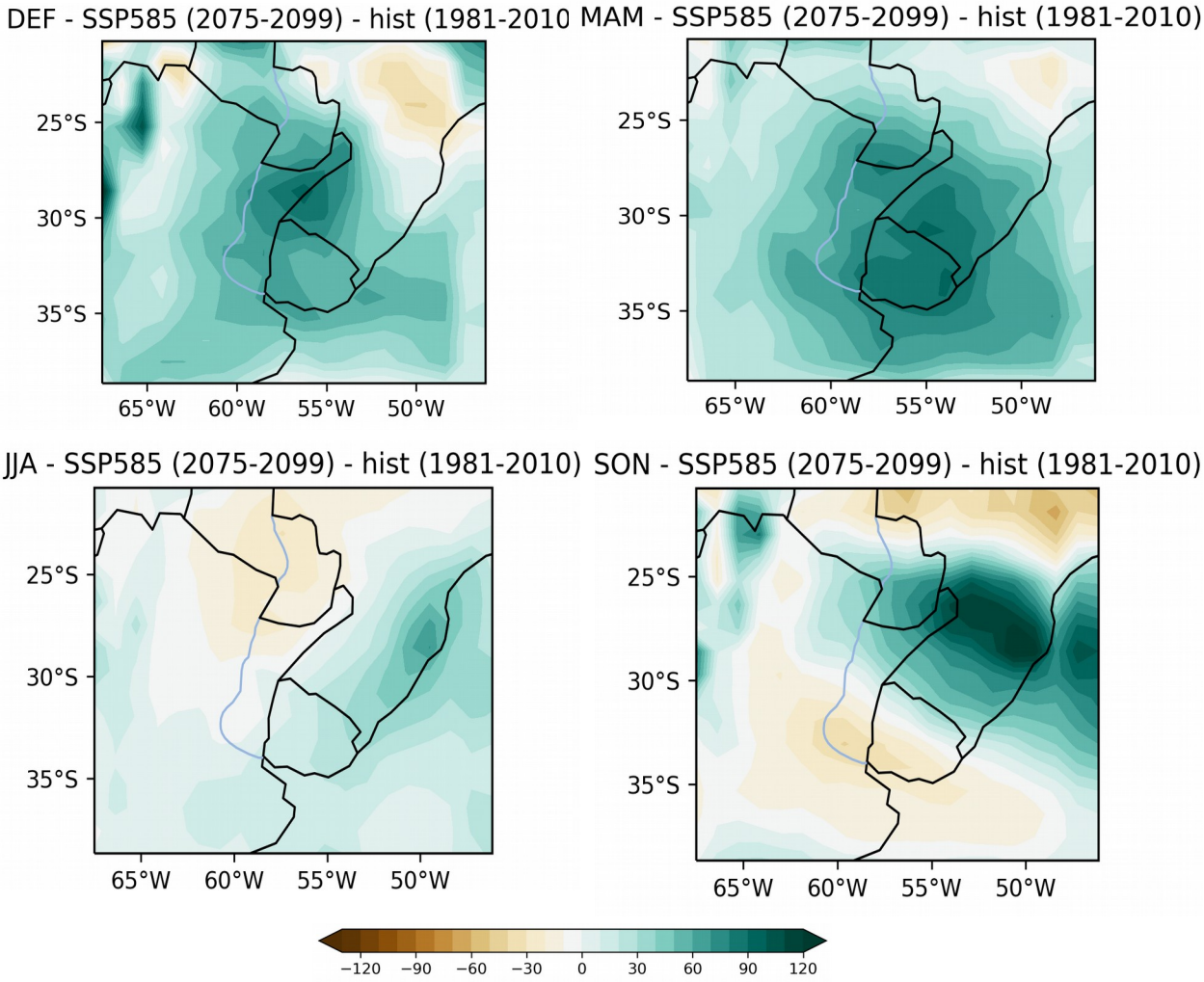


Figura 63 – Cambio en las precipitaciones proyectadas con respecto al período 1981-2010 por SSP585 para el horizonte lejano en todas las estaciones del año.

Como resultado de las diferentes tendencias a nivel estacional, el acumulado anual de lluvias sobre Uruguay muestra un cambio entre 0 y 10% para el horizonte cercano y de entre 5 y 30% para el horizonte lejano (figura 64). Notar que en el horizonte lejano hay un modelo que consistentemente proyecta lluvias menores a las del período (1981-2010) independientemente del escenario elegido. Para el horizonte lejano el aumento promedio es mayor cuanto mayor es el forzante radiativo antropogénico, teniendo rangos de 0-15% para el SSP245, -5 – 21% para SSP370 y -2 – 30%. Así, la dispersión en el aumento de lluvia para el horizonte lejano es mayor

para el escenario de mayor forzante radiativo antropogénico, con el máximo aumento dado por el modelo de mayor sensibilidad climática.

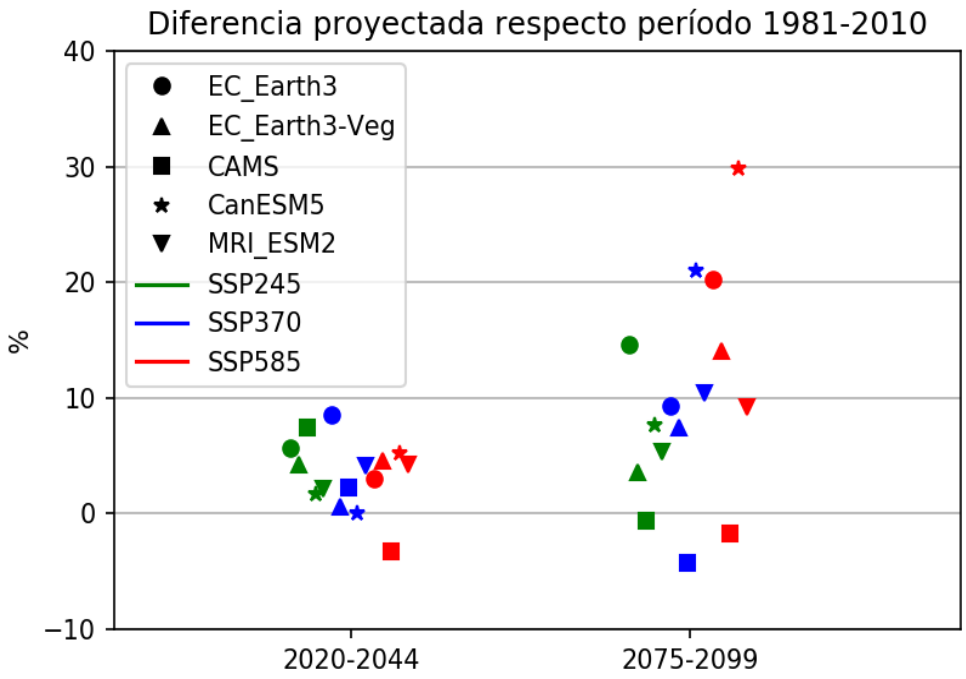


Figura 64 – Diferencia en el acumulado anual de precipitación proyectado por los 5 modelos para los diferentes escenarios de forzante radiativo para los horizontes cercano y lejano.

Como mencionamos mas arriba ENOS es el fenómeno interanual que mas afecta las lluvias de nuestro país, por lo que es importante determinar cómo va a cambiar en un escenario de cambio climático. Los modelos CMIP5 muestran que los eventos extremos de El Niño tienden a ocurrir con mayor frecuencia a medida que la temperatura media global aumenta (Wang et al 2017). Los eventos La Niña extrema también podrían volverse mas frecuentes (Cai et al 2015).

Un cambio de esta naturaleza en ENOS induciría un mayor aumento en la variabilidad interanual de las lluvias. En ese mismo sentido, los modelos CMIP5 proyectan un aumento en la frecuencia de los eventos de déficit hídrico de 3 meses de duración para el horizonte cercano en un escenario intermedio (Penalba y Rivera 2013). Las sequías de un año de duración también se espera que aumenten en frecuencia y severidad pero disminuyan su duración (Carril et al 2016).

9.5 Proyecciones de temperatura de superficie del mar en ZEE

La evolución de la temperatura de superficie del mar (TSM) con respecto a la media 1981-2010 en la ZEE de Uruguay se muestra en la figura 65. Al igual que la temperatura media del aire, la TSM aumenta linealmente con el tiempo y su magnitud depende del escenario particularmente luego de 2060.

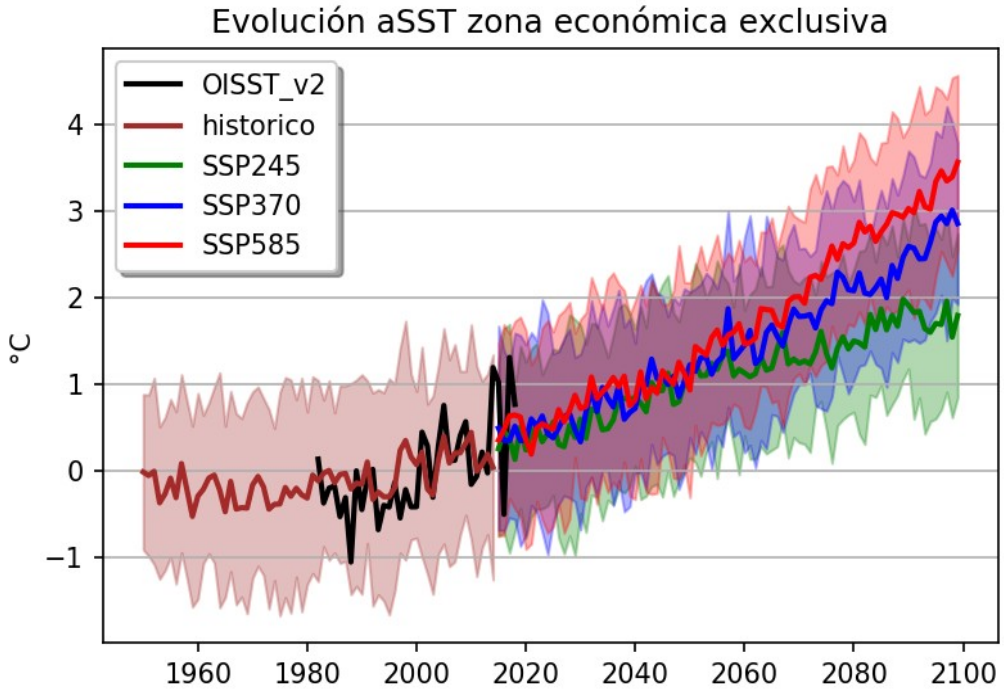


Figura 65 – Evolución de la TSM (con respecto a la media 1981-2010) observada, simulada histórica y proyectada para los diferentes escenarios.

Para el horizonte cercano los modelos proyectan un calentamiento de entre 0.5 y 1.5 C con respecto a 1981-2010, siendo mayor el aumento para el escenario con mayor forzante radiativo antropogénico (figura 66).

Para el horizonte lejano los modelos proyectan entre 1 y 4.5 C de calentamiento. La dispersión en el resultado es mayor para los escenarios de mayor forzante radiativo en particular debido al modelo de alta sensibilidad climática (figura 66).

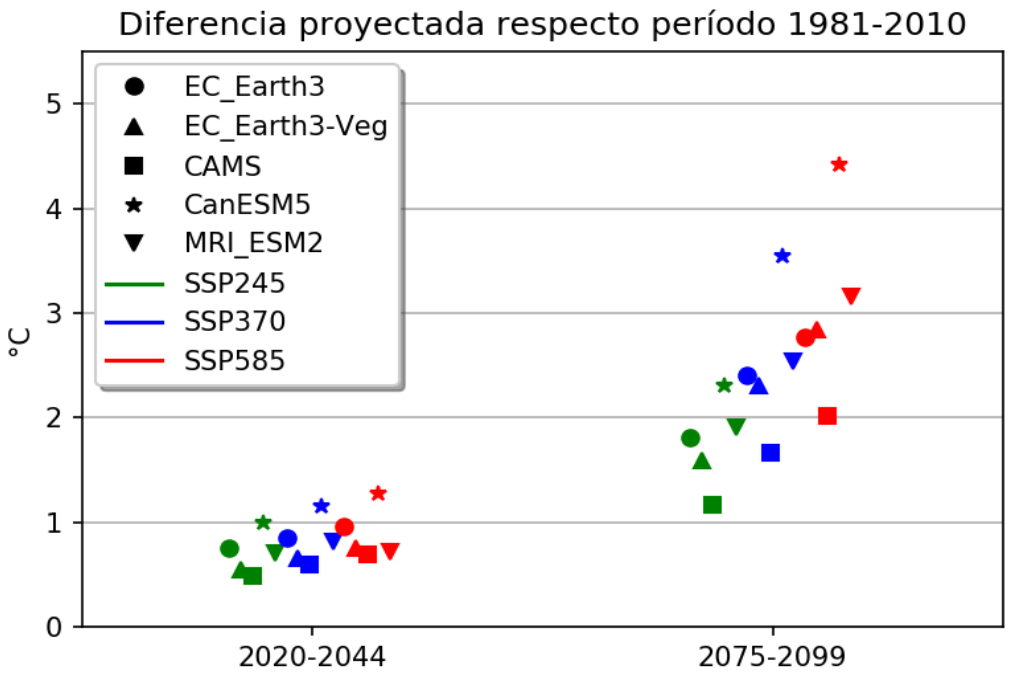
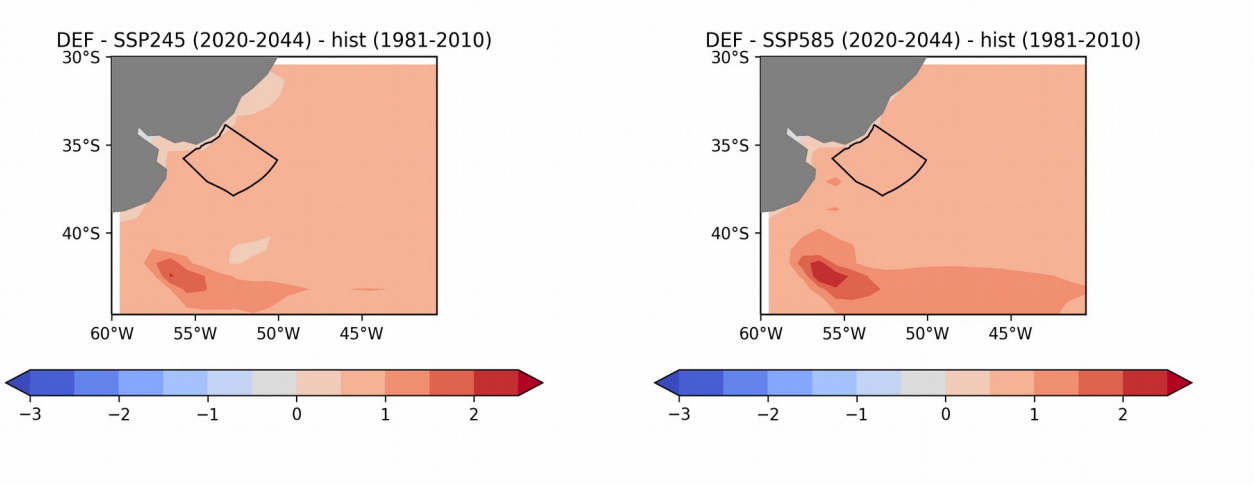


Figura 66 – Diferencia en la TSM proyectada por los 5 modelos para los diferentes escenarios de forzante radiativo para los horizontes cercano y lejano.

A nivel estacional, para el horizonte cercano el calentamiento en la ZEE es de entre 0.5 y 1.0 C dependiendo del escenario (figura 67). Si bien es casi uniforme espacialmente se observa un mayor calentamiento en la región suoreste durante invierno en el SSP585.



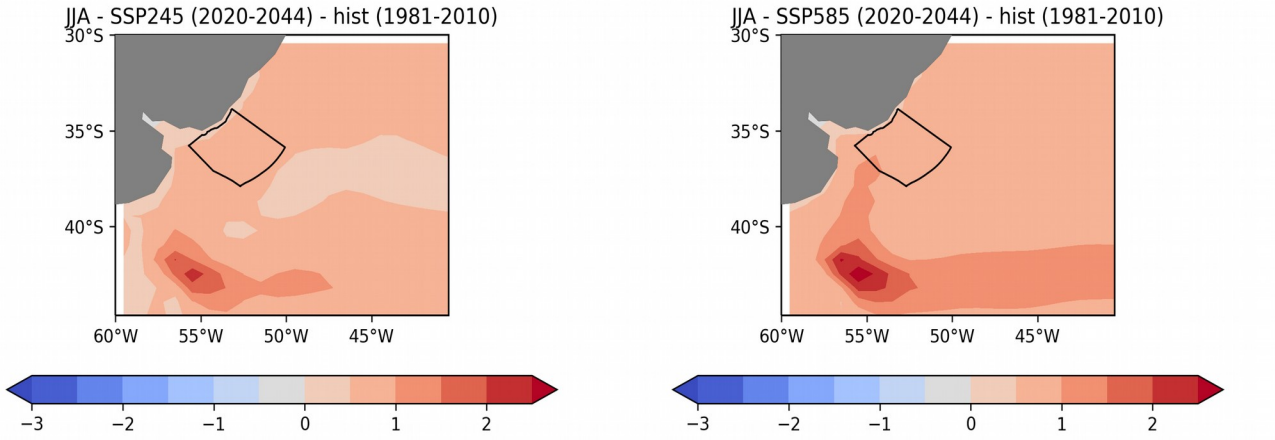
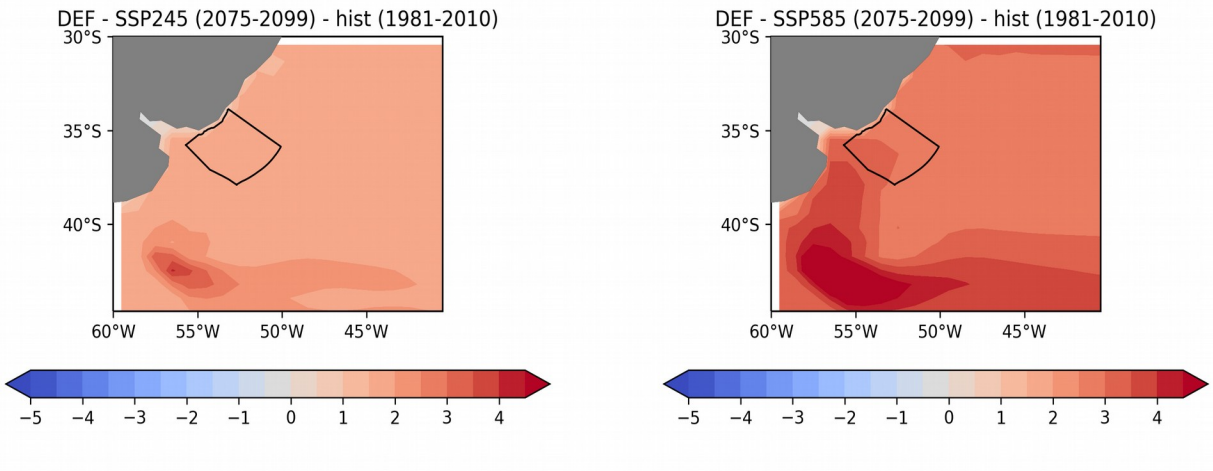


Figura 67 - Calentamiento promedio proyectado para la TSM en el horizonte cercano por SSP245 y SSP585 en verano (arriba) e invierno (abajo). La ZEE se marca con línea negra.

En el horizonte lejano la estructura del calentamiento es similar pero la magnitud es sensiblemente mayor y se aprecian diferencias significativas entre escenarios. Por ejemplo, en verano e invierno el calentamiento para SSP585 es entre 2.5 y 3.5 C, siendo mayor en la región suroeste (figura 68).

En todos los casos, el patrón espacial del calentamiento de TSM indica una extensión hacia el sur de la corriente de Brasil que trae aguas cálidas hasta mayores latitudes, consistente con el cambio en los vientos sobre la cuenca del océano Atlántico proyectados.



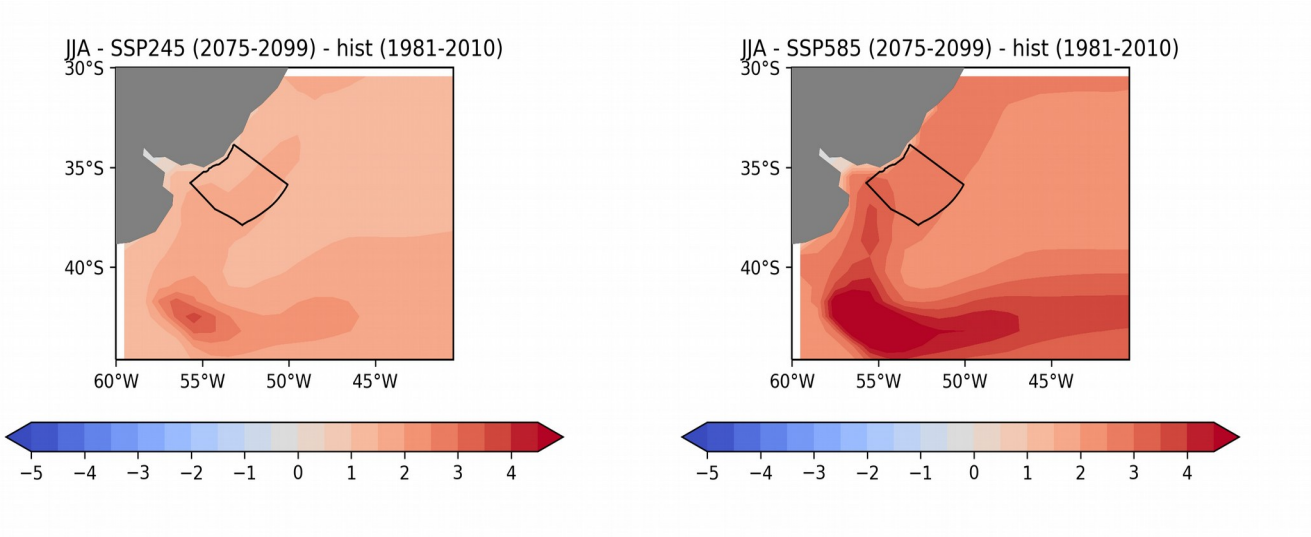


Figura 68 - Calentamiento promedio proyectado para la TSM en el horizonte lejano por SSP245 y SSP585 en verano (arriba) e invierno (abajo).

Referencias

- Arizmendi F., M. Barreiro, 2017: ENSO teleconnections in the southern hemisphere: A climate network view. *Chaos 27, doi: http://dx.doi.org/10.1063/1.5004535.*
- Barreiro, M., N. Diaz, M. Renom, 2014: Role of the global oceans and land-atmosphere interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina *Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-0*
- Barreiro, M., N. Diaz, 2011: Land-atmosphere coupling in El Niño influence over South America *Atmos. Sci. Lett., 12, 351-355, doi: 10.1002/asl.348.*
- Barreiro, M., 2010: Influence of ENSO and the south Atlantic ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Clim. Dyn., 35, 1493-1508, DOI: 10.1007/s00382-009-0666-9.*
- Barreiro, M., A. Tippmann, 2008: Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over Southeastern South America. *Geophys. Res. Lett., 35, L16704, doi:10.1029/2008GL035019.*
- Cai, Wenju, et al. 2015: Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming. *Nature Climate Change* 5.2, 132.
- Carril, Andrea F., et al., 2016: Extreme events in the La Plata basin: a retrospective analysis of what we have learned during CLARIS-LPB project. *Climate Research 68.2-3, 95-116.*
- Gan M.A., M.E. Seluchi, 2009: Ciclones e ciclogênese. En Tempo e Clima do Brasil, IFA Cavalcanti, NJ Ferreira, MAF Dias, MGA Justi (eds). Oficina de textos: São Paulo; 111–125.
- Gan, M.A., V.B. Rao, 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev. 119 (5), 1293-1302.*
- Gonzalez P.L., M.L. Polvani, R. Seager, G. Correa, 2014: Stratosphericozone depletion: a key driver of recent precipitation trends in SouthEastern South America. *Clim. Dyn. 42, 1775–1792, doi:10.1007/s00382-013-1777-x.*
- Grimm, A. M., R.G. Tedeschi, 2009: ENSO and extreme rainfall events in South America., *J. Climate, 22, 1589-1609. doi: 10.1175/2008JCLI2429.1.*
- IPCC Special Report Global Warming of 1.5C, 2018, https://www.ipcc.ch/sr15/
- IPCC 5th Assessment Report (AR5), 2013, https://www.ipcc.ch/assessment-report/ar5/
- Kayano M.T., V.B. Capistrano, 2013: How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. *Int. J. Climatol. 34.*
- Kayano M.T., Andreoli R.V., 2007: Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *Int. J. Climatol, 27, 531-540.*
- Knutson T., F. Zeng, 2018: Model Assessment of Observed Precipitation Trends over Land Regions: Detectable Human Influences and Possible Low Bias in Model Trends. *J. Climate 31, 4617-4637.*

- Manta G., S. de Mello, R. Trinchin, J. Badagian, M. Barreiro, 2018: The 2017 record marine heat wave in the southwestern Atlantic shelf. *Geophys. Res. Lett. https://doi.org/10.1029/2018GL081070*.
- Martin-Gomez V., M. Barreiro, 2015: Analysis of ocean's influence on spring time rainfall variability over southeastern South America during the 20th century *Int. J. Climatology, 36, 1344-1358. doi:10.1002/joc.4428.*
- O'Neill, Brian C., et al., 2016: The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Developmen*t, 9.9 3461-3482.
- Penalba, O.C., J.A. Rivera, 2013: Future changes in drought characteristics over Southern South America projected by a CMIP5 multi-model ensemble. *Am. J. Climate Change 2, 173-182.*
- Reboita, M., M.A. Gan, R. da Rocha, I.S. Custodio, 2017: Ciclones em superficie nas latitudes austrais: Parte II Estudo de Casos. *Rev. Bras de Meteo 32, 509-542.*
- Reboita M., N. Krusche, T. Ambrizzi, R. da Rocha, 2012: Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. *Terra e Didactica 8, 34-50.*
- Reboita M., M.A. Gan, R. da Rocha, T. Ambrizzi, 2010: Regmies de precipitacao na America do sul: uma revisao bibliografica. *Rev. Bras. Meteo. 25, 185-204.*
- Renom M., 2009: Temperaturas extremas en Uruguay. Análisis de la variabilidad temporal de baja frecuencia y su relacion con la circulación de gran escala. Tesis de Doctorado en Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Univ. de Buenos Aires.
- Saurral R., I. Camilloni, V. Barros, 2017: Low frequency variability and trends in centennial precipitation stations in southern South America. *Int. J. Climatol., 37, https://doi.org/10.1002/joc.4810.*
- Trenberth, K., J.T. Fasullo, J. Kiehl, 2009: Earth’s global energy budget. *Bull. Am. Meteor. Soc., doi: 10.1175/2008BAMS2634.I*
- Vera C., L. Diaz, 2015: Anthropogenic influence on summer precipitation trends over South America in CMIP5 models. *Int. J. Climatol. 35, 3172-3177.*
- Vizy E., K. Cook, 2016: Understanding long-term (1982–2013) multi-decadal change in the equatorial and subtropical South Atlantic climate. *Clim. Dyn. 46, 2087-2113.*
- Wang, Guojian, et al., 2017: Continued increase of extreme El Niño frequency long after 1.5 C warming stabilization. *Nature Climate Change 7.8, 568.*
- Yang H., G. Lohmann, W. Wei, M. Dima, M. Ionita, J. Liu, 2015: Intensification and poleward shift of subtropical western boundary currents in a warming climate. *J. Geophys. Res. Oceans, 121, 4928–4945, doi:10.1002/2015JC011513.*