

Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile central.

Large-scale atmospheric circulation features associated with the 1997-1999 ENSO cycle and their consequences in the central-Chile precipitation regime.

JOSÉ A. RUTLLANT

Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Chile
Casilla 2777, Santiago, Chile.
jrutllan@dgf.uchile.cl

RESUMEN

Se describe el régimen de precipitación en Chile central y los elementos de la circulación general de la atmósfera en el Pacífico Sur-oriental que lo determinan. La variabilidad interanual de las lluvias presenta una clara señal del ciclo ENOS a través de mecanismos físicos indirectos, en particular, el patrón de teleconexión PSA que favorece bloqueos del flujo de los oestes al SW de América del Sur, y el consiguiente desvío de las trayectorias ciclónicas hacia Chile central durante el desarrollo de la fase cálida de ese ciclo (El Niño). A la variabilidad interanual de las lluvias se superpone el efecto de oscilaciones intraestacionales, que modulan la señal del ciclo ENOS durante el desarrollo de El Niño. En este contexto se analizan en general las manifestaciones de los extremos del último ciclo ENOS en el régimen de lluvias de Chile central: 1997 (fase cálida) y 1998-1999 (fase fría), incluyendo una comparación con eventos anteriores.

ABSTRACT

The precipitation regime in central Chile and the elements of the general atmospheric cir-

ulation in the Southeast Pacific that shape this regime are described. The interannual rainfall variability presents a clear ENSO cycle signal through indirect physical mechanisms, particularly the PSA teleconnection pattern that favors the blocking of the westerlies and the subsequent shift of the storm tracks towards central Chile during the development of the warm phase of that cycle (El Niño). In addition to the inter-annual rainfall variability, intra-seasonal oscillations modulate the ENSO signal during the development of El Niño. In this context the general manifestations of the extremes of the last ENSO cycle in the central Chile rainfall: 1997 (warm phase) and 1998-1999 (cold phase) are analyzed, including a comparison with previous events.

INTRODUCCIÓN

1. EL RÉGIMEN DE LLUVIAS EN CHILE CENTRAL

La zona central de Chile se ubica aproximadamente entre los 30° y 38° de latitud sur. Esta faja latitudinal limita al norte con la zona casi permanentemente sometida a la influencia del anticiclón subtropical

Palabras claves: Precipitación, Chile central, teleconexiones, bloqueos.

Key words: Precipitation, central Chile, teleconnections, blocking.

del Pacífico Suroriental (*anticiclón subtropical*), y al sur con el área dominada por el cinturón de los vientos del oeste (*oestes*) en el cual se alternan altas y bajas presiones móviles, que perturban localmente el frente polar (*perturbaciones frontales de latitudes medias*) intensificando las precipitaciones. Esta transición geográfica entre dos regímenes característicos de la circulación general de la atmósfera, implica una estacionalidad marcada en el clima, con una influencia anticiclónica creciente de sur a norte y de invierno a verano. El grado de influencia del régimen de los oestes en el espacio y tiempo resulta a la inversa de la anticiclónica.

Como consecuencia de lo anterior, las precipitaciones en Chile central son casi exclusivamente invernales, producto del desplazamiento hacia el ecuador del anticiclón subtropical y del cinturón de los oestes, el que además se intensifica en esta estación por el máximo contraste de radiación solar entre los trópicos y la región circumpolar antártica. El desarrollo y trayecto medio de las perturbaciones frontales en el seno de los oestes, están gobernados por ondas (vaguadas y dorsales) en la tropósfera media y alta, que se suceden con una periodicidad casi-semanal (escala sinóptica) en su desplazamiento de oeste a este.

El origen extra-tropical de las perturbaciones frontales asociadas con las lluvias de invierno y su refuerzo orográfico a barlovento del cordón andino explican la disminución de la precipitación anual media de sur a norte y de cordillera a mar. Por otra parte el dominio estival del anticiclón subtropical da como resultado veranos cálidos y secos en el valle central e interior de los valles transversales.

Como resultado de variaciones de un año para otro en la posición e intensidad del anticiclón subtropical y del cinturón de los oestes, principalmente asociada con el ciclo de El Niño/Oscilación del Sur (*ENOS*), la zona central de Chile presenta una alta variabilidad in-

teranual en las precipitaciones invernales y primaverales, con sequías intensas y frecuentes inundaciones durante los años lluviosos.

La figura 1 muestra la precipitación anual acumulada en Santiago (Quinta Normal) y en Valparaíso (Punta Ángeles), entre los años 1866 y 2000. Con el objeto de comparar la variabilidad interanual observada en estas series de tiempo con la asociada al ciclo ENOS, se ha incluido un *Índice ENOS*, que corresponde al Índice de la Oscilación del Sur (*IOS*) con signo cambiado y promediado para la estación lluviosa en Chile central (mayo a septiembre) de cada año. El IOS se define como la diferencia normalizada entre las presiones medias mensuales del anticiclón subtropical del Pacífico Sureste (representado por Tahití) y las del área de bajas presiones, profunda nubosidad convectiva y altas precipitaciones en el Pacífico ecuatorial occidental, que ocurren sobre el llamado "continente marítimo" (representado por Darwin, Australia). Valores positivos del IOS (negativos del Índice ENOS) reflejan un anticiclón subtropical reforzado y una profundización de la depresión sobre el continente marítimo. A esta condición se asocian anomalías positivas en la intensidad de los vientos alisios cerca del ecuador (que soplan aproximadamente entre la alta subtropical y la baja ecuatorial), y negativas en la Temperatura Superficial del Mar (*TSM*) en el Pacífico ecuatorial central y oriental. Estas condiciones, que caracterizan la fase fría del ciclo ENOS (*La Niña*), se esquematizan en la figura 2a.

Durante la fase cálida del ciclo ENOS (*El Niño*: IOS negativo e índice ENOS positivo), se observan condiciones medias opuestas a las que prevalecen durante la fase fría (*La Niña*), tanto en el anticiclón subtropical como en el continente marítimo y en el Pacífico ecuatorial central. En particular, es característico observar un desplazamiento de la depresión sobre el continente marítimo, junto con la nubosidad convectiva, hacia el Pacífico ecuatorial central durante el otoño e invierno austral (Fig. 2b) que anteceden a la culminación del evento de El Niño frente a

la costa sudamericana. Durante los eventos cálidos más intensos el desplazamiento hacia el oriente de la nubosidad convectiva y de las altas TSM (usualmente por encima de 28 °C) alcanza las costas semi-áridas del sur del Ecuador y norte del Perú durante el verano austral, produciendo fuertes precipitaciones. La marcha anual del Índice ENOS permite constatar que la mayoría de los años en que se excede una desviación estándar de la precipitación media anual en Chile central, coinciden con un evento de El Niño y viceversa (Rutllant & Fuenzalida, 1991).

La asociación de los extremos del ciclo ENOS con inviernos húmedos y secos en Chile Central no sólo presenta algunas excepciones evidentes en la figura 1, sino también un comportamiento variable a través del tiempo. En efecto, a partir de crónicas de Vicuña Mackenna (1877), publicadas durante uno de los mayores eventos de El Niño del siglo pasado, y de datos observacionales, Ortlieb (1994) comparó las precipitaciones anormalmente altas en Chile central con una cronología revisada de El Niño concluyendo que la relación parece débil en los tres primeros siglos de la historia del país. Sin embargo la relación resulta fuerte en el siglo XIX. Esas diferencias pueden atribuirse a un cambio en el modo de funcionamiento del ciclo ENOS (Aceituno & Montecinos, 1993) o a una posible influencia de la Pequeña Edad de Hielo en las correlaciones anteriores a 1817 (Ortlieb, 1994). Actualmente, estos cambios de comportamiento entre la precipitación y la fase del ciclo ENOS, se atribuyen a la existencia de ciclos de variabilidad de período más largo (interdecadal y superiores) que afectan a toda la cuenca del Pacífico, donde se alternan condiciones "tipo-El Niño" y "tipo-La Niña" que polarizan el escenario sobre el cual se superpone la señal interanual asociada con el ciclo ENOS (Zhang *et al.*, 1997; Garreaud & Battisti, 1999). Excepcio-

nes a esta regla durante un régimen determinado de variabilidad interdecadal podrían estar asociadas con otras fuentes de variabilidad climática interanual, tales como la cobertura de hielo en el océano Austral asociada, por ejemplo, a la Onda Circumpolar Antártica (White & Peterson, 1996).

Además de estas fluctuaciones interanuales en la precipitación de la zona central de Chile asociadas al ciclo ENOS y moduladas por ciclos de mayor período, las precipitaciones suelen presentar una alta variabilidad dentro de una estación lluviosa particularmente intensa (variabilidad intraestacional). Por ejemplo, los meses de junio de 1987 y julio de 1997 fueron secos dentro de los inviernos lluviosos de esos años. Como se verá más adelante, esta variabilidad intraestacional de las precipitaciones ha sido relacionada con eventos de convección profunda en el Pacífico ecuatorial central similares a los que caracterizan la fase cálida del ciclo ENOS, los que a su vez están generalmente asociados con la fase convectiva de la Oscilación de Madden y Julian (Madden & Julian, 1972, 1994¹).

En términos de eventos individuales de precipitación intensa (tormentas), es necesario señalar que durante los cuatro principales eventos de El Niño de las últimas tres décadas (1972, 1982, 1987 y 1997), la mayor parte de la acumulación invernal de lluvias se ha producido a partir de 5 a 7 tormentas, definidas como aquéllas en que la acumulación diaria de precipitación (en Santiago o Valparaíso) excede los 30 mm en uno o más de los días consecutivos que constituyen cada tormenta individual.

2. MECANISMOS FÍSICOS

Quinn & Neal (1983) propusieron un primer mecanismo para explicar la asocia-

¹ La efectividad de estos ciclos de variabilidad, que guardan algún tipo de relación con el ciclo ENOS (Kessler *et al.*, 1995; Peterson & White, 1998), dependería de los procesos de interacción océano-atmósfera que los mantienen y de su relación de fase con los modos propios de variabilidad del ciclo ENOS en el Pacífico tropical.

ción de años lluviosos en la zona central de Chile con El Niño. Estos autores atribuyeron el incremento de las precipitaciones a las mayores TSM frente a las costas de Ecuador, Perú y Chile. Sin embargo, esta condición térmica de las aguas resulta particularmente aplicable a las costas norte del Perú (Horel & Cornejo, 1986) y sur de Ecuador, donde es frecuente que durante la culminación de El Niño las TSM excedan la temperatura umbral necesaria para desencadenar la convección profunda (28 °C)². El desarrollo de este fenómeno se asocia con el debilitamiento del anticiclón subtropical (inherente a la fase cálida del ciclo ENOS: bajos valores del IOS) y al desplazamiento hacia el oriente de las anomalías positivas de la TSM, lo que favorece la migración al sur de la zona de convergencia intertropical (Fig. 2b) y/o el desarrollo de una rama sur de la misma. Como se verá a continuación, el mecanismo físico que estimula el aumento de las precipitaciones con El Niño en Chile central es indirecto. Sin embargo, en la costa norte de Chile, una anomalía positiva en la TSM y un anticiclón subtropical debilitado constituyen ingredientes importantes para la liberación de inestabilidad potencial responsable de la ocurrencia de tormentas severas y aluviones (Garreaud & Rutllant, 1996; Vargas *et al.*, 2000).

En la zona central de Chile, el debilitamiento del anticiclón subtropical favorece la incursión de los sistemas frontales de latitudes medias que caracterizan el régimen de lluvias invernales en el centro-sur del país (Aceituno, 1988). Además del debilitamiento del anticiclón subtropical, Rutllant (1987) y Rutllant & Fuenzalida (1991) atribuyeron el incremento invernal de la precipitación en Chile central durante el desarrollo de la fase cálida del ciclo ENOS a la mayor frecuencia y persistencia de *anticiclones de bloqueo* que se interponen en el flujo de los oestes al SW

de América del Sur, en respuesta a un patrón de teleconexión (anomalía anticiclónica sobre el mar de Bellingshausen) originado en la convección anómala sobre el Pacífico ecuatorial central. Por su estructura similar en toda la tropósfera (estructura barotrópico-equivalente), la anomalía anticiclónica presenta una alta persistencia o lento desplazamiento hacia el este, favoreciendo frecuentes "*bloqueos*" que fuerzan, en torno a 120° W, la separación de los oestes en dos ramas: una hacia los subtrópicos y otra hacia la región subpolar, arrastrando con ellas las trayectorias de las depresiones y sistemas frontales asociados. Estas condiciones de bloqueo fueron posteriormente analizados en detalle por Renwick (1998), y por Marques & Rao (1999), quienes analizan un caso particular explicando la existencia y mantención de sendas corrientes en chorro asociadas a cada una de estas ramas.

La relación entre la convección profunda sobre el Pacífico ecuatorial central y la frecuencia de bloqueos al SW de Sudamérica puede establecerse de la siguiente forma: la convección profunda sobre una zona habitualmente despejada produce anomalías positivas en el campo de la divergencia de flujo en la tropósfera alta, las que se manifiesta en los bordes norte y sur del área de convección intensa como dos anomalías de circulación anticiclónica (Efecto de Coriolis). El concomitante refuerzo local de la corriente en chorro subtropical (refuerzo local de la celda de Hadley), resulta propicio a la aparición hacia el sureste de un tren de ondas estacionario que da como resultado un patrón de anomalías de circulación ciclónica y anticiclónica alternadas (Fig. 2b), que abarcan toda la tropósfera (patrón de teleconexiones Pacífico-Sudamérica: *PSA*). Este mecanismo, que fuera inicialmente simulado

² Esta condición puede alcanzarse rápidamente a partir del momento en que la TSM excede la temperatura superficial media en tierra, luego de la aparición de la nubosidad convectiva y de las primeras precipitaciones en el litoral desértico. En ese momento, la componente regional del viento se invierte favoreciendo el calentamiento adicional de las aguas costeras (surgencia reemplazada por hundimiento) y la migración hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical.

mediante un modelo muy simple por Hoskins & Karoly (1981), fue documentado con observaciones reales en el Pacífico Sur por Karoly (1989) y bautizado luego como PSA, por analogía con el PNA del hemisferio norte, por Ghil & Mo (1991). Renwick & Revell (1999) explicaron este patrón mediante la teoría lineal de propagación de ondas de Rossby.

La presencia del máximo en la nubosidad convectiva sobre el Pacífico ecuatorial central durante el desarrollo de la fase cálida del ciclo ENOS, se manifiesta en valores bajos (negativos) de las anomalías de la radiación infrarroja emergente, correspondientes a topes de nube muy fríos. Cielos anormalmente despejados (valores positivos de las anomalías de la radiación infrarroja emergente) en el Pacífico ecuatorial central caracterizan la fase fría del ciclo ENOS. El desplazamiento hacia el este de la anomalía convectiva sobre el Pacífico ecuatorial se puede seguir mediante diagramas longitud-tiempo de la anomalía de la radiación infrarroja emergente, promediada en una faja en torno al ecuador geográfico.

Mediante un análisis compuesto de anomalías de la presión atmosférica superficial en el hemisferio sur, para los años del desarrollo de la fase cálida del ciclo ENOS (años 0) y para los años que los preceden (años -1), Van Loon & Shea, 1987, muestran que la anomalía anticiclónica superficial de latitudes altas (alta de bloqueo) se desplaza desde 165° W al oriente, alcanzando la longitud 90° W en los meses de junio, julio y agosto del año 0 (invierno austral). Posteriormente (primavera austral), esta anomalía anticiclónica se refuerza (e.g. Garreaud & Battisti, 1999) y se desplaza hacia el polo (Van Loon & Shea, 1987) lo que es consistente con

el desplazamiento hacia Chile centro-sur (35-38° S) de las máximas anomalías de precipitación durante esta estación del año (Montecinos, 1998). El lento desplazamiento de esta anomalía anticiclónica en latitudes altas podría estar asociada a la Onda Circumpolar Antártica. Por otra parte la anomalía ciclónica del patrón PSA en los subtrópicos frente a Chile central, se puede interpretar como un progresivo refuerzo y migración hacia el este de la zona de convergencia del Pacífico Sur, favorecido por la presencia en estas latitudes de la rama de los oestes desviada por el bloqueo en latitudes altas y de la corriente en chorro asociada. El desplazamiento simultáneo hacia el oriente de la anomalía anticiclónica en latitudes altas y de la ciclónica en latitudes subtropicales, se refleja en una correspondiente deriva de oeste a este de valores positivos de un *índice de bloqueo (IB)*³ en la tropósfera alta (200 hPa) (Rutllant & Aceituno, 1991), que se ilustra para el año 1987 en el diagrama longitud-tiempo representado en la figura 3 por las flechas de mayor pendiente (desplazamiento lento). La posición de este patrón de anomalías al SW de América del Sur durante el invierno y primavera austral previos a la culminación de El Niño es consistente con el patrón PSA ya descrito (Fig. 2). Es interesante notar también que la posición geográfica del tren de ondas asociado a este esquema PSA parece no depender de la posición exacta de la anomalía de nubosidad convectiva en el Pacífico ecuatorial central (Simmons *et al.*, 1983). Esto estaría indicando que la perturbación ecuatorial sólo parece estimular un modo propio de resonancia de la atmósfera sobre el Pacífico sur, que también podría ser excitado por perturbaciones como la Onda Circumpolar Antártica (Cai & Baines, 2001) y otras de origen exclusivamente extratropical (Kidson, 1999).

³ El IB se define para cada día utilizando las componentes zonales del viento (U) en 200 hPa con centro en la latitud 50° S. El número que aparece junto a U corresponde a la latitud S, a la cual se ha tomado la componente zonal del viento de los análisis hemisféricos del Centro Europeo para Pronósticos a Mediano Plazo (ECMWF): $IB = 0,5 (U_{30} + U_{35} + U_{65} + U_{70} - U_{45} + U_{55} - 2 \cdot U_{50})$. El IB alcanza valores máximos positivos con la presencia de una alta de bloqueo entre los 50° S y 70° S, y de una vaguada entre 50° S y 30° S.

La fase fría del ciclo ENOS (La Niña) tiende a manifestarse inmediatamente antes o después de El Niño (e. g. Kiladis & Díaz, 1989), aunque el evento cálido de 1982-1983 fue una notable excepción a esa regla. En menor grado el evento de 1986-1987, por su tardío desarrollo y por la debilidad del evento frío precedente de 1985, puede ser también incluido en este comportamiento excepcional. Durante La Niña, las altas presiones del anticiclón subtropical se incrementan y se extienden hacia el sur, confinando los oestes hacia latitudes más altas, con el consiguiente desplazamiento hacia el polo de la actividad frontal asociada con las lluvias de invierno. Estas condiciones son favorables para la sequía en la zona central de Chile. Sin embargo, durante estos períodos la tropósfera alta parece presentar a menudo *bajas segregadas* (gotas frías) frente a Chile central, con aire frío que se “*segrega*” de su región de origen polar. Estas depresiones se activan con frecuencia dando precipitación intensa en la zona norte-centro de Chile (Pizarro & Montecinos, 2000). Circulaciones anómalas con estas características permiten explicar los eventos de precipitación a fines del invierno de 1999 y alta precipitación en la zona central de Chile en el invierno de 2000, a pesar de las condiciones generales de La Niña.

Como ya se ha indicado en la introducción, oscilaciones intraestacionales en la escala de 30-60 días se superponen a la variabilidad interanual que se acaba de describir para la fase cálida del ciclo ENOS. Fluctuaciones intraestacionales de este tipo pueden tener su origen en oscilaciones de Madden y Julian que circundan la región ecuatorial propagándose hacia el este (e.g. Mo & Higgins, 1998). La fase convectiva de esta oscilación se asocia con pulsos de viento del oeste o bruscas reducciones de intensidad en los vientos del este (alisios) que dan origen a ondas oceánicas subsidentes (termoclina se profundiza y nivel del mar sube) de Kelvin que se propagan hacia el este atrapadas al ecuador geográfico. El calentamiento de la superficie del mar y la convergencia superficial de aire húmedo asociados a estas ondas originan un desplazamiento de la convección ecuatorial desde el Pacífico occi-

dental hacia Pacífico central, generándose patrones “*intraestacionales*” de anomalías *tipo-PSA*, similares a las interanuales ilustradas en la figura 2.

El efecto de estas oscilaciones intraestacionales en el índice de bloqueo y en sus consecuencias para el desarrollo de eventos individuales de precipitación en Chile central se analiza en Rutllant & Aceituno (1991). La fase subsidente (convección suprimida) de una oscilación de Madden y Julian, que se presentaría aproximadamente un mes después de la convectiva, produciría el refuerzo del anticiclón subtropical y el consiguiente período (también del orden de un mes) seco en Chile central. Como ya se ha mencionado, esta situación se presentó en el mes de junio de 1987 y julio de 1997, en pleno desarrollo de los correspondientes eventos de El Niño. La fase convectiva que antecede o sigue a la fase subsidente de la oscilación de Madden y Julian refuerza el patrón PSA, explicando las inundaciones registradas en el mes de julio de 1987 y junio/agosto de 1997. La figura 3 muestra la propagación de oeste a este de la fase convectiva de oscilaciones intraestacionales a través de valores positivos del IB (flechas segmentadas de menor pendiente), generalmente en fase con la correspondiente oscilación de Madden y Julian. Dado que las ondas de Madden y Julian tienden a activarse inmediatamente antes (e.g. Kessler *et al.*, 1995) y durante la fase de desarrollo de El Niño (aunque no exclusivamente en estos períodos) el máximo interanual en la frecuencia de bloqueos en el mar de Bellingshausen podría ser el resultado del acrecentamiento de la variabilidad intraestacional, como lo señalan Renwick & Revell (1999).

EL NIÑO 1997-1998

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE SU COMIENZO Y DESARROLLO

Las condiciones frías (La Niña) dominantes desde la mitad del 1995, comienzan a perturbarse a partir de fines de 1996 con la aparición de una anomalía cálida en la TSM

frente a Concepción que se acerca a la costa y se desplaza luego en dirección al ecuador (Peña, 1998). Esta anomalía térmica, que es en general consistente con el patrón en forma de herradura (ecuador (-)/subtrópicos (+)) característico de la fase fría del ciclo ENOS (e.g. Wallace *et al.*, 1998), podría asociarse con el desplazamiento anómalo del anticiclón subtropical hacia latitudes altas. En efecto, tal desplazamiento implica la presencia de una anomalía negativa en la intensidad de los oestes en su borde polar y, por consiguiente, en una menor evaporación (David Enfield, com. pers.), generándose así la anomalía positiva en la TSM. Esta anomalía podría haber sido luego arrastrada hacia el ecuador por el giro oceánico asociado con el anticiclón subtropical.

Hacia fines de 1996 ocurre un *evento de vientos del oeste* en el Pacífico ecuatorial occidental, producto de anomalías ciclónicas a ambos lados del ecuador (Wang & Weisberg, 2000), que revierte abruptamente los vientos del este reforzados durante la fase fría precedente. La onda subsidente de Kelvin que allí se genera produce un extenso y profundo calentamiento en toda la faja ecuatorial del Pacífico central y oriental que alcanza la costa sudamericana en marzo de 1997, gatillando allí el comienzo del evento cálido. Una onda reflejada subsidente (Rossby), generada al llegar la onda de Kelvin a la costa sudamericana, podría haber contribuido también desde el este al calentamiento generalizado del Pacífico ecuatorial a partir de marzo de ese año (Wang & Weisberg, 2000).

La figura 4 muestra anomalías zonales medias de alturas geopotenciales en 500 hPa para el Pacífico sureste y Atlántico suroeste, entre abril y septiembre de los años de El Niño 1987 y 1997. En este último caso (Fig. 4b) parece evidente, junto al patrón de anomalías PSA, el debilitamiento del anticiclón subtropical y el consiguiente esquema dipolar en las anomalías de la circulación atmosférica frente a la costa occidental de Sudamérica: ciclónicas (-) entre 30-35° S; anticiclónicas (+) entre 50-60° S que, tomadas en conjunto, dan valores altos al IB ⁽³⁾.

En 1997, los eventos más importantes de precipitación entre Santiago y La Serena se concentraron entre la segunda quincena de mayo y las tres primeras semanas de junio. Luego de un receso en julio, las precipitaciones vuelven a fines de ese mes y durante la primera quincena de agosto. Resulta interesante contrastar esta información pluviométrica con la ocurrencia casi simultánea de valores bajos en las anomalías de la radiación infrarroja emergente en la zona cercana a la línea de la fecha (180-160° W) en la figura 5, donde se representa un diagrama longitud-tiempo de las anomalías de la radiación infrarroja emergente en torno al ecuador. En concordancia con los mecanismos físicos propuestos en la sección precedente, la fase convectiva de estas anomalías, que parecen propagarse desde el océano Índico (líneas de segmento), alcanzan las vecindades de la línea de la fecha en coincidencia con los períodos de lluvias intensas. Se observa también una débil fase subsidente entre ambas fases convectivas que habría dado origen a las condiciones relativamente secas observadas durante la mayor parte del mes de julio de ese año. Una situación similar en términos de la correspondencia entre la fase de la oscilación de Madden y Julian al cruzar la línea de la fecha y las precipitaciones en Chile central, se observó durante el evento de 1987.

2. COMPARACIÓN CON EVENTOS ANTERIORES

Al margen de la reconocida diversidad entre eventos de El Niño, el calentamiento en el Pacífico ecuatorial se podría esquematizar dividiendo el sector en una zona costera sudamericana (zona conocidas como Niño 1 + 2) y en un sector central (zonas conocidas como Niño 3 y 4). En *El Niño canónico* de Rasmusson & Carpenter (1982), que caracteriza los eventos cálidos entre 1949 y 1976, el calentamiento ocurre primero en la costa sudamericana y luego en el Pacífico ecuatorial central. Esta relación de fase se invierte en los eventos cálidos que ocurren entre 1976 y 1992. Sin embargo, en el evento de 1997-1998, el calentamiento inicial ocurrió en la

costa sudamericana y se extendió rápidamente al Pacífico ecuatorial central. Como se indicó anteriormente estas diferencias de comportamiento pueden atribuirse a cambios de régimen de circulación asociados con ciclos de variabilidad interdecadal, aun cuando Mitchell & Wallace (1996), mediante un Índice ENOS normalizado (*Cold-Tongue Index*), muestran que los patrones de anomalías compuestas considerados separadamente para los períodos 1950-1978 y 1979-1992, son muy similares entre sí y consistentes con El Niño canónico de Rasmusson & Carpenter (1982). Un análisis comparativo más detallado entre los eventos de El Niño de 1982-1983 y 1997-1998, incluyendo sus repercusiones en el clima de Sud América, se encuentra en Aceituno (1998).

LA NIÑA 1998-1999

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y COMPARACIÓN CON EVENTOS ANTERIORES

Aproximadamente un año después del comienzo de la fase cálida de este último ciclo ENOS, la fase fría comienza en forma bastante abrupta con anomalías negativas en las TSM del Pacífico ecuatorial central-oriental y valores positivos del IOS. La magnitud de estas anomalías es comparable a las que se presentaron durante La Niña de 1988-1989, siendo ambas Niñas las más intensas desde la década *cálida* observada entre 1976 y 1987.

El desarrollo de este evento sufre una breve interrupción a mediados de 1999, la que se manifiesta en todos los indicadores del ciclo ENOS en el Pacífico ecuatorial central. Por otra parte, frente a la costa norte del Perú, se han observado a partir de 1999 calentamientos estivales anómalos, que en ocasiones han dado origen a precipitaciones, junto a un anormal desplazamiento al sur de las lluvias estivales en la sierra peruana (Ena Jaimes, *com. pers.*). Estos fenómenos podrían haberse originado en la supresión de la rama descendente de la circulación local de Walker originada por la ausencia del as-

censo convectivo en la Amazonía ecuatorial (Pedro Silva-Díaz, *com. pers.*).

Durante todo este período se presentaron anomalías positivas de la radiación infrarroja emergente en torno a la línea de la fecha (Fig. 6), con la breve interrupción de mediados de 1999 y con una propagación de las anomalías de la radiación infrarroja emergente negativas desde el océano Índico hacia el este que no sobrepasó en general los 140° E.

Las anomalías en la circulación atmosférica de latitudes medias y altas en el Pacífico suroriental, representada por las anomalías en las presiones a nivel del mar y en las alturas geopotenciales de 500 hPa, revelan una inversión de signo en el dipolo del Pacífico SE, con respecto a la fase cálida precedente, lo que refleja el refuerzo y desplazamiento al sur del anticiclón subtropical y con él la faja de bajas presiones asociadas a los oestes. Consistente con el relajamiento de la fase fría a mediados de 1999, el dipolo de anomalías se invierte temporalmente durante agosto de ese año.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de revisión está basado en material preparado para exposiciones solicitadas en el marco del programa Estudio Regional del Fenómeno de El Niño (ERFEN) de la Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS) durante 1997, y en seminarios y discusiones realizadas con colegas y alumnos del Grupo de Meteorología del Departamento de Geofísica, incluyendo material publicado en su Boletín Climático (www.dgf.uchile.cl) que a su vez se basa en información difundida por el NCEP/NOAA y la DMC. Se agradece además los comentarios de un revisor anónimo que contribuyeron significativamente a la forma final de este manuscrito. La edición de las figuras estuvo a cargo de Zaida Salinas, adscrita al Programa de Desarrollo en Dinámica de la Atmósfera y el Clima (PRODAC) de la Vicerrectoría de Investigación y Desarrollo de la Universidad de Chile.

REFERENCIAS

- Aceituno P. 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector, I: Surface Climate. *Mon. Weather Rev.* 116: 505-524.
- Aceituno, P. & A. Montecinos. 1993. Análisis de la Estabilidad de la Relación entre la Oscilación del Sur y la Precipitación en América del Sur. *Bulletin de l'Institut Francais d'Etudes Andines* 22 (1): 53-64.
- Aceituno P. 1998. El fenómeno El Niño 1997-1998. *Bulletin de l'Institut Francais d'Etudes Andines* 27 (3): 443-448.
- Cai, W. & P. Baines. 2001. Forcing of the Antarctic Circumpolar Wave by El Niño-Southern Oscillation Teleconnections. *J. Geoph. Res.* 106 (C5): 9.019-9.038.
- Garreaud, R. & J. Rutllant. 1996. Análisis Meteorológico de los Aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el Período 1991-1993. *ATMÓSFERA (México)*, 9 (4): 251-271.
- Garreaud, R. & D. Battisti. 1999. Interannual (ENSO) and Intedecadal (ENSO-like) Variability in the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation. *J. of Climate*, 12: 2.113-2.123.
- Ghil, M. & K. Mo. 1991. Intraseasonal Oscillations in the Global Atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.* 48: 780-790.
- Horel, J. & A. Cornejo. 1986. Convection along the Coast of Northern Peru during 1983: Spatial and Temporal Variation of Clouds and Rainfall. *Mon. Weather Rev.* 114: 2.091-2.115.
- Hoskins, B. J. & D. J. Karoly. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38: 1.179-1.196.
- Karoly D. 1989. Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate* 2: 1.239-1.252.
- Kessler, W., M. McPhaden & K. Weickmann. 1995. Forcing of Intraseasonal Kelvin Waves in the Equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 100: 10.613-10.632.
- Kidson J. 1999. Principal Modes of Southern Hemisphere Low-frequency Variability obtained from NCEP-NCAR Reanalyses. *J. Climate* 12: 2.808-2.830.
- Kiladis, G. & H. Díaz. 1989. Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate* 2: 1.069-1.090.
- Madden, R. & P. Julian. 1972. Description of Global Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.* 29: 1.109-1.123.
- Madden, R. & P. Julian. 1994. Observations of the 40-50 day Tropical Oscillation-A Review. *Mon. Weather Rev.* 122: 814-837.
- Marques, R. & V. B. Rao. 1999. A diagnosis of long-lasting blocking events over the Southeast Pacific Ocean. *Mon. Weather Rev.* 127: 1.761-1.776.
- Mitchell, T. P. & J. M. Wallace, 1996. ENSO Seasonality: 1950-78 versus 1979-92. *J. of Climate* 9: 3.149-3.161.
- Mo, K. & W. Higgins. 1998. The Pacific-South American Modes and Topical Convection during the Southern Hemisphere Winter. *Mon. Weather Rev.* 126: 1.581-1.596.
- Montecinos, A. Pronóstico estacional de la precipitación en Chile central. Tesis Magister en Ciencias. Depto. de Geofísica. Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile: pp. 116.
- Ortlieb, L. 1994. Las Mayores Precipitaciones Históricas en Chile Central y Cronología de Eventos ENOS en los Siglos XVI-XIX. *Revista Chilena de Historia Natural* 68: 463-485.

- Peña, H., A. Grechina & D. Arcos. Factores oceanográficos que afectan la distribución de los ejemplares juveniles de jurel en la región de Chile centro-sur. XVIII Congreso de Ciencias del Mar. 4-8 May 1998. Iquique, Chile. Abstracts p. 113. 1998.
- Peterson, R. & W. White. 1998. Slow Oceanic Teleconnections Linking the Antarctic Circumpolar Wave with the Tropical El Niño-Southern Oscillation. *J. Geoph. Res.* 103 (C11): 24.573-24.583.
- Pizarro, J. & A. Montecinos. 2000. Cutoff Cyclones off the Subtropical Coast of Chile. Preprints Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. AMS: 278-279.
- Quinn, W. & V. Neal. 1983. Long-term Variations in the Southern Oscillation, El Niño and Chilean Subtropical Rainfall. *Fishery Bulletin* 81 (2): 363-374.
- Rasmusson, E. & T. Carpenter. 1982. Variations in Tropical Sea-surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.* 110: 354-384.
- Renwick, J. A. 1998. ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking. *Monthly Weather Review*, 126, 3.117-3.123.
- Renwick, J. A. & M. J. Revell. 1999. Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Monthly Weather Review*, 127, 2.233-2.247.
- Rutllant, J. 1987. Synoptic Aspects of the Increase in Rainfall in Central Chile Associated with Warm Events in the Central Equatorial Pacific. Proc. Conference on Geophysical Fluid Dynamics with special emphasis on El Niño. Sao Jose dos Campos, July 13-17, 1987: 329-342.
- Rutllant, J. & P. Aceituno. (1991). Southern Hemisphere Circulation Signals in Connection with Winter Rainfall Forecasting in Central Chile. Int. Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy. Internal Report IC/91/64: 20 p.
- Rutllant, J. & H. Fuenzalida. 1991. Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall Variability Associated with the Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology* 11: 63-76.
- Simmons, A., J. M. Wallace & G. Branstator, 1983. Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns. *J. Atmos. Sci.* 40: 1.363-1.392.
- Van Loon, H. & D. Shea. 1987. The Southern Oscillation. Part VI: Anomalies of Sea-level Pressure on the Southern Hemisphere and of Pacific Sea-surface temperature during the Development of a Warm Event. *Mon. Weather Rev.* 115: 370-379.
- Vargas, G., L. Ortlieb & J. Rutllant. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 27 (2): 157-176.
- Vicuña Mackenna B., 1877. El Clima de Chile. 2ª edición (1970). Editorial Francisco de Aguirre. Buenos Aires. 399 p.
- Wallace, J. M., E. Rasmusson, T. Mitchell, V. Kousky, E. Sarachik & H. Von Storch. 1998. On the Structure and Evolution of ENSO-related Climate Variability in the Tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geoph. Res.* 103 (C7): 14.241-14.259.
- Wang, C. & R. Weisberg. 2000. The 1997-1998 El Niño Evolution Relative to Previous El Niño Events. *J. Climate* 13: 488-501.
- White, W. & R. Peterson. 1996. An Antarctic Circumpolar Wave in Surface Pressure, Wind, Temperature and Sea-ice Extent. *Nature* 380: 699-702.
- Zhang Y., J. M. Wallace & D. Battisti. 1997. ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-1993. *J. Climate* 10: 1.004-1.020.

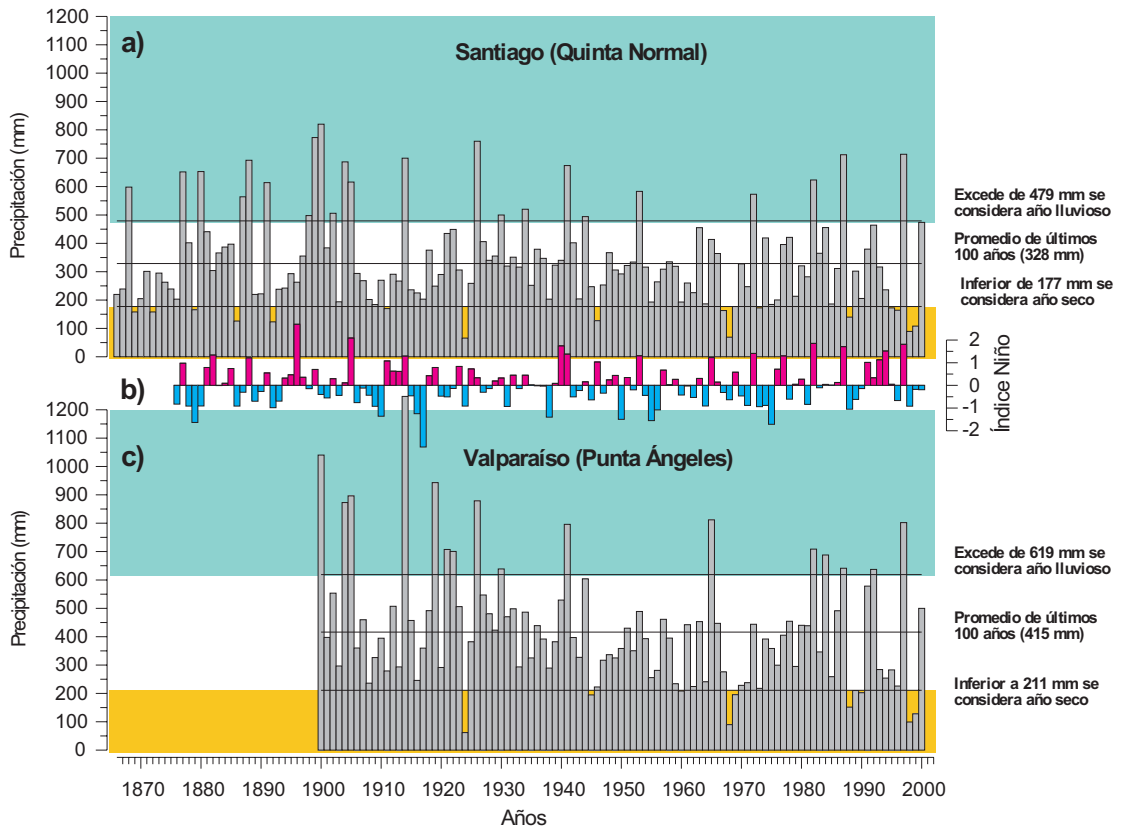


Fig. 1: Precipitación anual en a) Santiago (Quinta Normal) y c) Valparaíso (Punta Ángeles). La línea horizontal indica el valor medio en 100 años y las fajas azul/ocre indican valores por encima/debajo de una desviación estándar en el mismo período. En b) se muestran valores de un índice ENOS que corresponde al promedio del Índice de la Oscilación del Sur (IOS) entre mayo y septiembre, multiplicado por -1 y dividido por 10. (Cortesía de José Luis Blanco García).

Fig. 1: Annual precipitation in a) Santiago (Quinta Normal) and c) Valparaíso (Punta Ángeles). The horizontal line indicates the 100-year average and the blue/brown strip indicate values above/below one standard deviation in the same period. In b) values of an ENSO-index corresponding to the Southern Oscillation Index (SOI) averaged between May and September, multiplied by -1 and divide by 10 are shown (Courtesy of José Luis Blanco García).

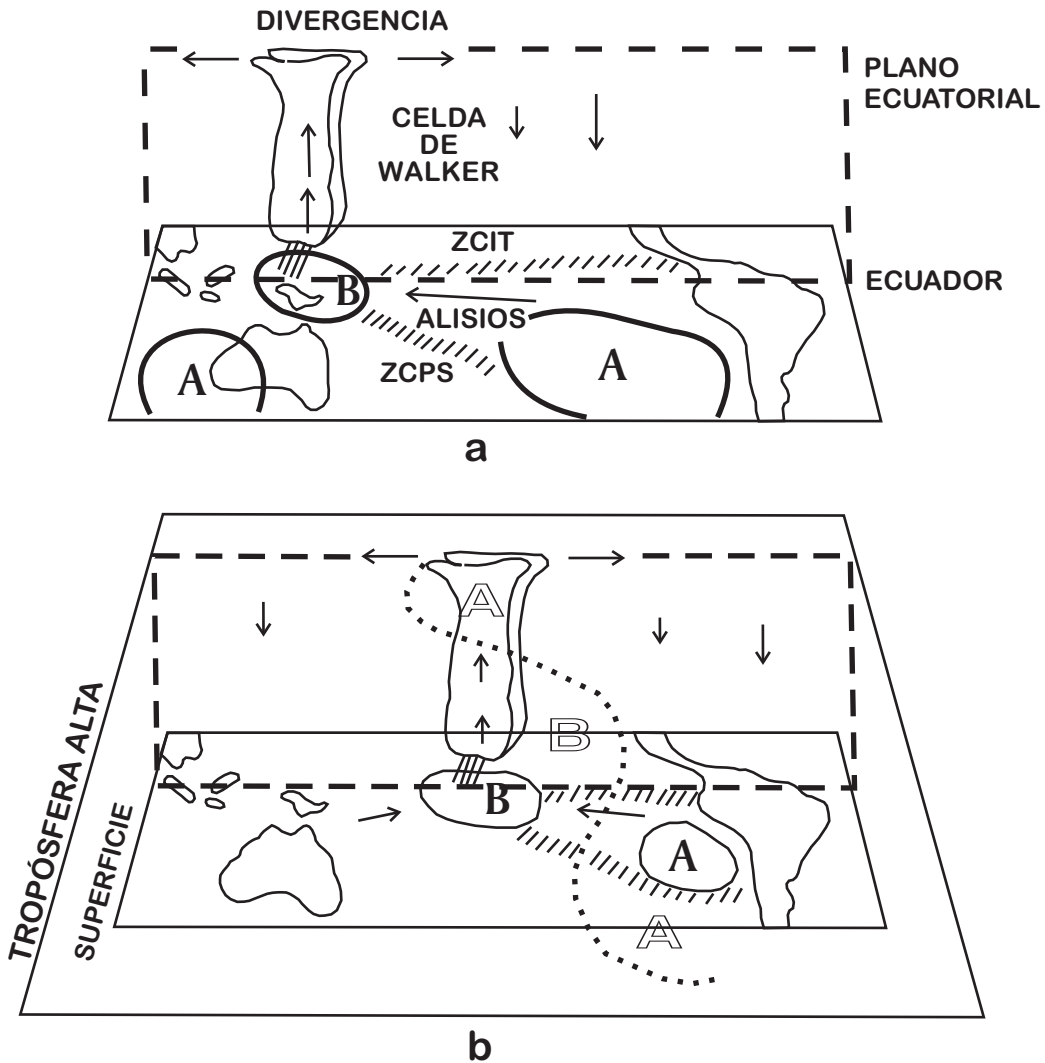


Fig. 2: Condiciones meteorológicas medias durante a) la fase fría y b) la fase cálida del ciclo ENSO en el Pacífico Sur y circulación asociada en plano vertical sobre el ecuador. El anticiclón subtropical a) y la baja cerca del extremo occidental del Pacífico ecuatorial b) se representan junto a flechas que indican la intensidad relativa de los vientos alisios y las zonas de convergencia (achuradas) intertropical (ZCIT) y del Pacífico Sur (ZCPS). En b) se incluye el esquema de teleconexión PSA en la tropósfera alta (línea de puntos) y principales anomalías en la circulación atmosférica asociadas a él (ver detalles en texto).

Fig. 2: Average meteorological conditions during a) the cold phase and b) the warm phase of the ENSO cycle in the South Pacific and associated circulation in a vertical plane over the equator. The subtropical anticyclone (A) and the low near the western edge of the equatorial Pacific (B) are represented together with arrows indicating the relative intensity of the tradewinds and the intertropical (ZCIT for ITCZ) and South Pacific (ZCPS for SPCZ) convergence zones (hatched). In b) a PSA teleconnection pattern in the upper troposphere (dotted line) and principal associated atmospheric circulation anomalies, are included (see text for details).

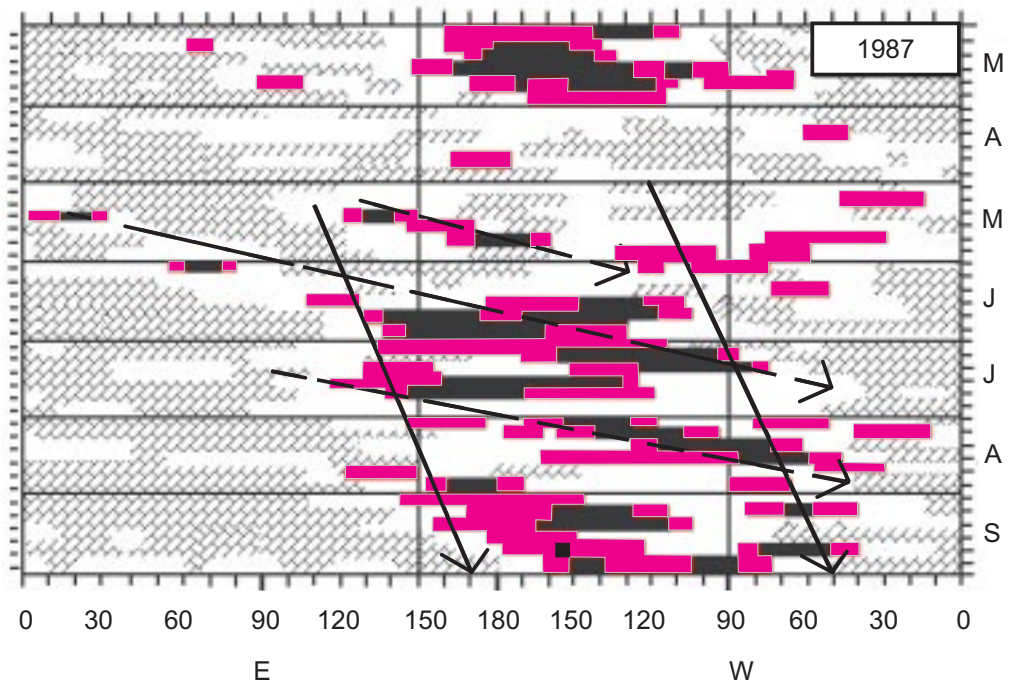


Fig. 3: Diagrama longitud-tiempo de un índice de bloqueo (IB) definido a partir de valores diarios del viento zonal en 200 hPa en torno a 50° S (ver detalles en texto), obtenidos de los análisis diarios del ECMWF para el hemisferio Sur (Rutllant & Aceituno, 1991) durante el invierno austral de 1987. Las barras negras corresponden al $IB > 40$, las magenta a $20 > IB > 40$ y las sombreadas a $IB < -20$. Las flechas de línea continua (de mayor pendiente) representan una modulación interanual (ciclo ENOS) mientras que las de línea segmentada (menor pendiente) reflejan la variabilidad intraestacional asociada con las oscilaciones de Madden y Julian.

Fig. 3: Time-longitude diagram of a Blocking Index (IB) defined from daily zonal winds at 200 hPa around 50° S (see details in text), from daily ECMWF analyses for Southern Hemisphere (Rutllant & Aceituno, 1991) during the austral winter of 1987. Black bars correspond to $IB > 40$, magenta bars to $20 > IB > 40$ and the hatched ones to $IB < -20$. Continuous arrows (large slope) represent the interannual modulation (ENSO cycle) while the dashed ones (small slope) reflect intraseasonal variability associated with Madden-Julian oscillations.

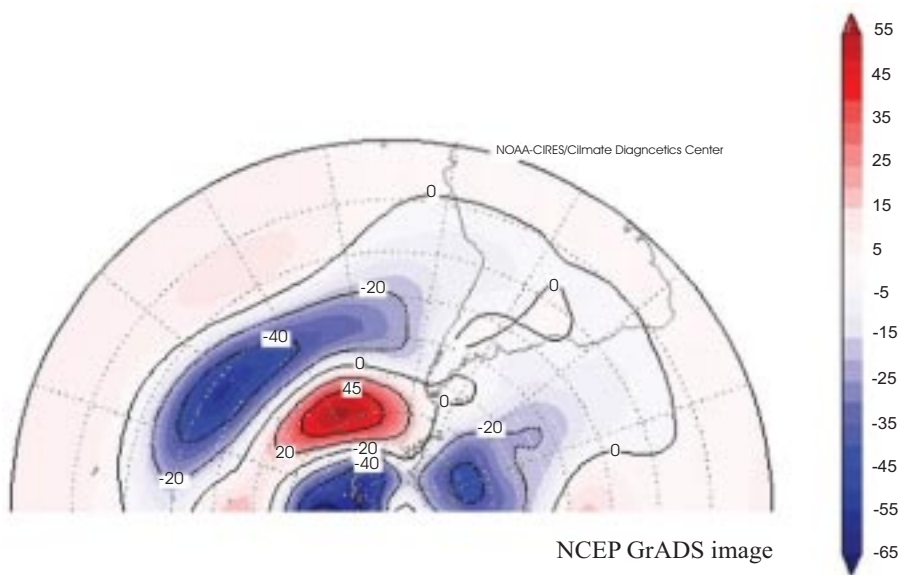
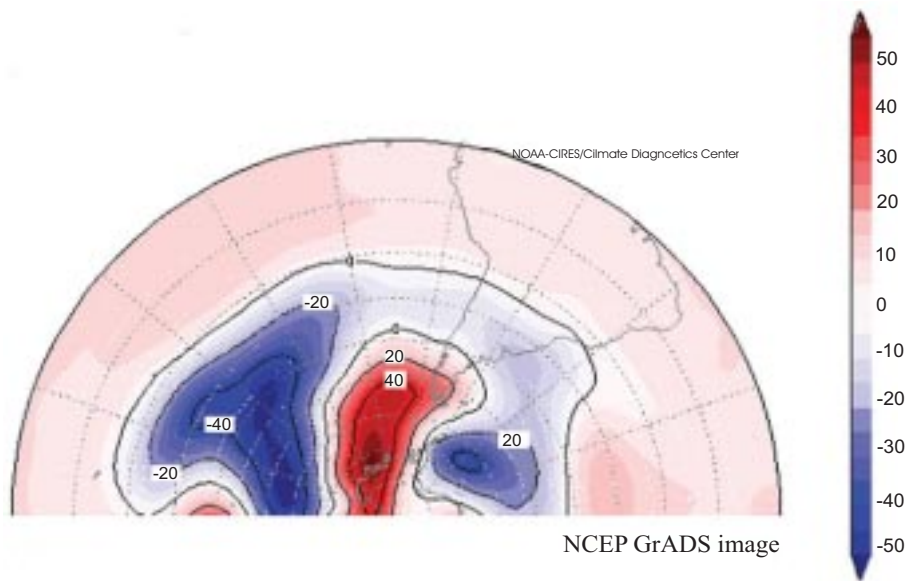


Fig. 4: Anomalías zonales de la altura geopotencial en 500 hPa promediadas entre abril a septiembre de a) 1987 y b) 1997. Gráficos obtenidos del NCEP (NOAA). Las anomalías positivas al SW de América del Sur reflejan la presencia de altas presiones de bloqueo.

Fig. 4: Zonal anomalies of 500 hPa geopotential heights averaged over April-September of a) 1987, and b) 1997. Figures obtained from NCEP (NOAA). The positive anomalies to the SW of South America reflect the persistence of blocking highs.

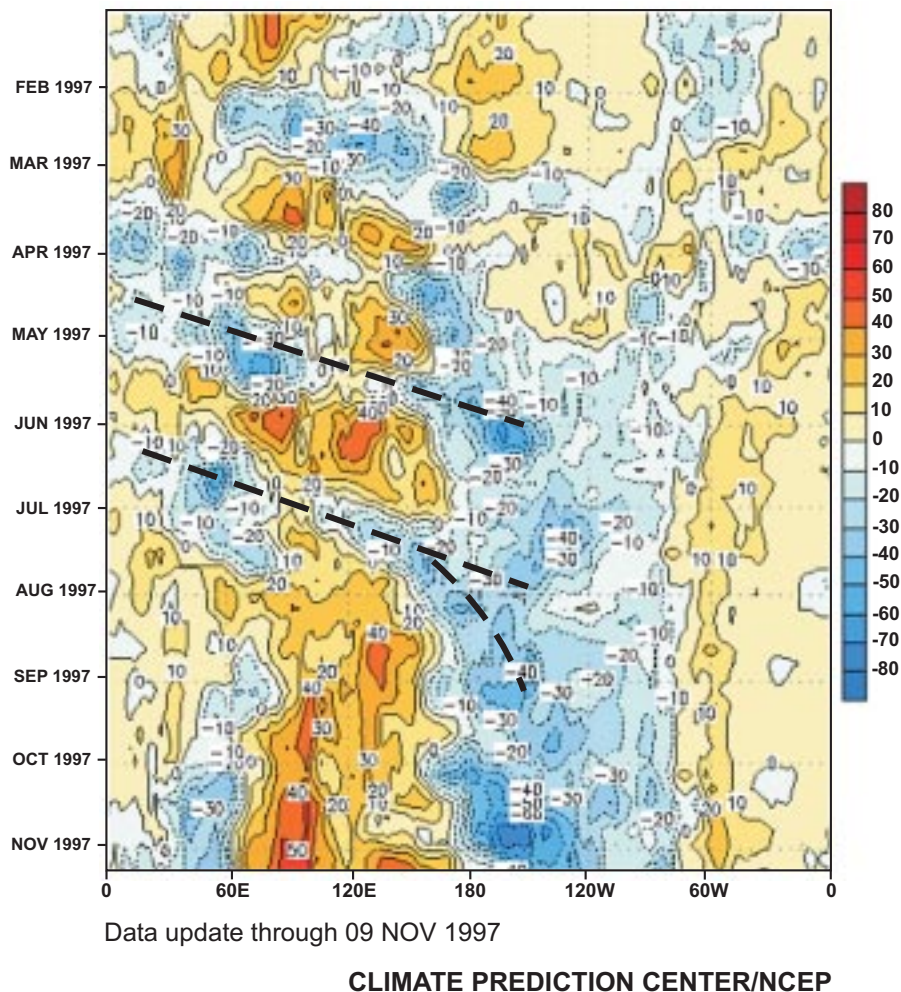
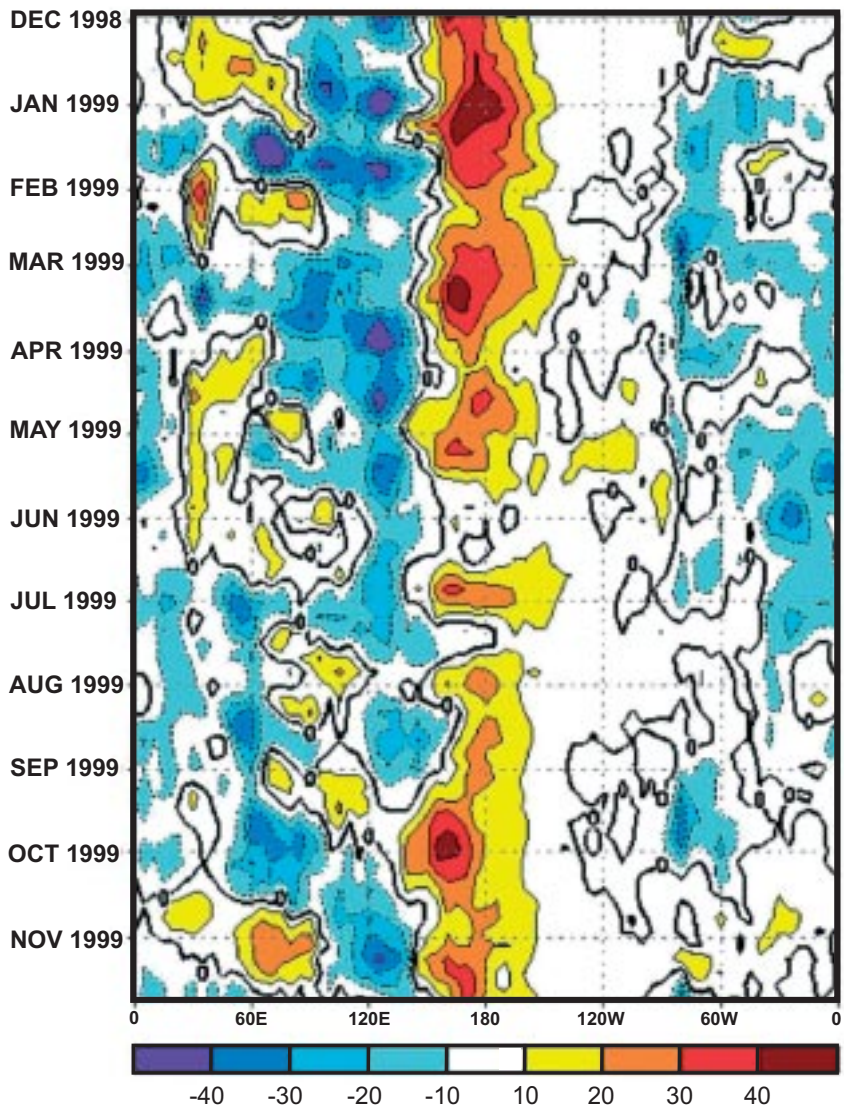


Fig. 5: Diagrama longitudud-tiempo de las anomalías de la radiación infrarroja emergente en $W m^{-2}$ entre enero y octubre de 1997, calculadas para una banda ecuatorial entre 10° N y S respecto de la media del período 1979-1995. Imagen obtenida del NCEP (NOAA). Los valores más negativos indican nubosidad convectiva profunda y los más positivos cielos despejados sobre áreas habitualmente cubiertas de nubes. De especial relevancia para la ocurrencia de lluvias intensas/períodos secos en Chile central es la presencia de anomalías negativas (líneas segmentadas) en el entorno de la línea de la fecha (180° de longitudud) que se propagaron desde el oeste.

Fig. 5 Time-longitude diagram of outgoing longwave radiation anomalies in $W m^{-2}$ between January and October 1997, calculated for an equatorial band between 10 degrees N and S with respect to the 1979-1995 average. Image obtained from NCEP (NOAA). High negative values indicate deep convective cloudiness while high positive ones reflect clear skies over normally overcast areas. Negative anomalies (dashed lines) around the date line (180 degrees longitude) that propagated from the west, were of special relevance for strong rainfall events in central Chile.



CLIMATE PREDICTION CENTER/NCEP

Fig. 6: Id a la figura 5, excepto para el período enero a diciembre de 1999.

Fig. 6: Same as in Figure 5, except for the period January-December 1999.