

Estudio de los mecanismos físicos asociados con el
patrón de onda 3 de la circulación atmosférica del
Hemisferio Sur

Elio Campitelli

Índice general

1	Introducción	7
2	Datos y Metodologías	9
2.1	Datos y modelo	9
2.2	Metodología	9
3	Climatología observada	13
3.1	Altura geopotencial	13
3.2	Temperatura	14
3.3	Viento zonal	15
3.4	Viento meridional	16
3.5	Propagación Meridional de Ondas de Rossby	17
3.6	Ondas Quasiestacionarias	17
4	Onda 3	19
4.1	Características típicas	19
4.1.1	Wavelets	20
4.2	Amplitud	21
4.3	Fase	22
4.4	Estaciones	23
4.5	R ²	25
4.6	Regresiones	26
4.6.1	Geopotencial	26
4.6.2	Función Corriente	27
5	Simulaciones con el modelo SPEEDY	29
5.1	Validación	29
5.1.1	Altura Geopotencial	29
5.1.2	Temperatura	30
5.1.3	Viento zonal	30
5.1.4	Gradiente meridional de vorticidad absoluta	31
5.1.5	Función corriente	31
5.1.6	Onda 3	31
5.2	Experimentos de sensibilidad	32
5.2.1	Altura geopotencial	32
5.2.2	Viento zonal	32
5.2.3	Función corriente	33

5.2.4 Onda 3	33
5.3 Cosas inesperadas...	34
6 Conclusiones	35
7 Agradecimientos	37
Referencias	39
3.1 Función corriente	56
Resumen.	
Listado de abreviaturas	
Revisar TODOS los epígrafes	

Índice de figuras

3.1	Altura geopotencial media (NCEP). Contornos cada 250 mgp.	44
3.2	Desvío estándar de Z por círculo de latitud (NCEP).	45
3.3	Anomalía zonal de altura geopotencial (NCEP).	46
3.4	Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60° (NCEP).	47
3.5	Temperatura media (NCEP). Contornos cada 5K.	48
3.6	Media zonal de la temperatura para cada nivel y latitud (NCEP).	49
3.7	Anomalía zonal de temperatura (NCEP).	50
3.8	Corte zonal de anomalía zonal de temperatura en -60° (NCEP).	51
3.9	Media zonal del viento zonal para cada nivel y latitud (NCEP).	51
3.10	Viento zonal medio (NCEP).	52
3.11	Anomalía zonal de viento zonal (NCEP).	53
3.12	Media zonal del viento meridional (NCEP).	54
3.13	Viento meridional medio (NCEP).	55
3.14	Función corriente media en $\sigma = 0.2101$ (contornos cada $2 \times 10^{-11} m^2/s$), anomalía zonal de función corriente (sombreado, $1 \times 10^{-9} m^2/s$) y flujos de actividad de onda medios (NCEP).	57
3.15	Gradiente meridional de vorticidad absoluta ($1 \times 10^{11} (ms)^{-1}$).	58
3.16	Número de onda estacionario en 200hPa (NCEP).	59
3.17	R^2 de Fourier para números de onda 1 a 4 (NCEP).	60
3.18	Amplitud de Fourier para números de onda 1 a 4 (NCEP).	61
4.1	Z^* media reconstruida a partir de la QS3 (NCEP).	62
4.2	Corte zonal en 60°S de Z^* reconstruida a partir de la QS3 (NCEP).	62
4.3	Desvío estándar temporal de Z^* reconstruida a partir de la QS3. Se incluyen en negro, contornos que describen la posición de los centros de las perturbaciones (NCEP).	63
4.4	Amplitud de la QS3 según wavelets (sombreados) y Fourier (contornos) (NCEP).	63
4.5	Anomalía zonal de la amplitud de la QS3 según wavelets en 300hPa para el método AM y MA (Sección 2.2) (NCEP).	64
4.6	Estacionariedad de la QS3 estimada como la división entre la amplitud del método AM y la amplitud del método MA en 300hPa (NCEP).	64
4.7	Amplitud de la QS3 máxima y media para 9 casos seleccionados.	65
4.8	Corte vertical de amplitud de la QS3 para 9 casos seleccionados.	65
4.9	Z^* en 300hPa con QS1 y QS2 eliminadas para 9 casos seleccionados.	66
4.10	Valores de correlación entre la amplitud máxima y media, ambas computadas sobre el período 1985-2015. La línea sólida representa un suavizado utilizando LOESS y la línea punteada es la línea $x = y$.	66
4.11	Índice I_3	67

4.12 Fase media para cada mes del año a partir de los 20 años con mayor amplitud y el rango definido por ± 1 desvío estándar (puntos negros y barras negras). En rojo y azul se identifica respectivamente la localización del máximo y el mínimo de perturbación de Z para cada año individual	68
4.13 Primeras dos componentes principales del campo de Z* reconstruido a partir de la QS3.	69
4.14 Valor medio de las dos primeras componentes principales del campo de Z* reconstruido a partir de la QS3 para cada mes. Las líneas unen cada mes siguiendo el orden anual y los colores separan en las 5 "estaciones" definidas en el texto.	69
4.15 Z* media reconstruida a partir de la QS3 en 300hPa según las estaciones definidas en el texto.	70
4.16 Corte en 52.5°S de la Z* media reconstruida a partir de la QS3 en 300hPa según las estaciones definidas en el texto.	70
4.17 Correlación lageada para cada mes con los 12 siguientes.	71
4.18 Valores de Correlación cuadrada media entre Z* en 300hPa y QS3 (sombreados). Los contornos indican los centros de máximas anomalías positivas (rojo) y negativas (azul)	71
4.19 Regresión de Z en 300hPa con I_3	72
4.20 Igual que Figura 4.19, pero en coordenadas estereográficas polares para julio y septiembre.	73
4.21 Regresión de la anomalía zonal de ψ en $\sigma = 0.2101$ con I_3 y flujos de actividad de onda calculados a partir de la misma.	74
5.1 Z* (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).	75
5.2 Diferencia de Z* entre SPEEDY y NCEP	76
5.3 Corte zonal de Z* en 60°S (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).	77
5.4 Campo medio de temperatura (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).	78
5.5 Anomalía zonal de temperatura (SPEEDY sombreado, NCEP contornos)	79
5.6 Media zonal del viento zonal (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).	80
5.7 Gradiente meridional de vorticidad absoluta ($1 \times 10^{11} (ms)^{-1}$) (SPEEDY).	81
5.8 Número de onda estacionario en 200hPa en 180°O.	82
5.9 Función corriente media en 200hPa (contornos cada $2 \times 10^{-11} m^2/s$), anomalía zonal de función corriente (sombreado, $1 \times 10^{-9} m^2/s$) y flujos de actividad de onda medios.	83
5.10 Amplitud de la QS3 a partir de Fourier (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).	84
5.11 Z* reconstruida a partir de la QS3 (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).	84
5.12 Z* en 200hPa para cada corrida de SPEEDY	85
5.13 Diferencia de Z* en 200hPa entre cada corrida y la corrida Control.	86
5.14 Diferencia de viento zonal en 200hPa entre cada corrida y la corrida Control.	87
5.15 Función corriente media en 200hPa (contornos cada $2 \times 10^{-11} m^2/s$), anomalía zonal de función corriente (sombreado, $1 \times 10^{-9} m^2/s$) y flujos de actividad de onda medios para cada corrida.	88
5.16 Amplitud de la QS3 para cada corrida según Fourier y método AM.	89
5.17 Amplitud de la QS3 para cada corrida según Fourier y método MA.	90
5.18 Desvío estándar (en grados) de la fase media mensual para cada estación y cada corrida.	91

Capítulo 1

Introducción

El flujo medio del hemisferio sur (HS) a pesar de tender a ser más zonalmente simétrico que el del HN presenta importantes asimetrías asociadas principalmente con las ondas planetarias de número de onda 1 y 3 (QS1 y QS3) (Loon y Jenne, Roy 1972; Trenberth 1980). Estas ondas zonales tienden a ser quasi-estacionarias y exhiben importantes variabilidades temporales (Loon y Jenne, Roy 1972). En particular, se ha documentado que la QS3 presenta una estructura barotrópica con variabilidad en escalas diarias-semanales (Kidson 1988), estacionales (Mo y White 1985) y más largas (Karoly 1989). Mo y White (1985) mostraron que existen ubicaciones preferenciales para los centros de acción de la QS3. Por la antigüedad de muchos de estos trabajos, sus climatologías tienen limitaciones inherentes a la poca calidad de datos disponible en el HS previa a la era satelital.

Estudios de la variabilidad climática en las regiones subpolares y polares del HS destacan la actividad del Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés) como una fuente de variabilidad climática de significativa influencia sobre los continentes del HS y en particular del sur de Sudamérica (SSA) (ej. Silvestri y Vera (2009) en escalas interanuales y Alvarez et al. (2014) en escalas intraestacionales). La distribución espacial del SAM en su fase positiva se caracteriza por una anomalía negativa de presión o altura geopotencial sobre el continente antártico y anomalías de signo opuesto en latitudes medias. Esta estructura zonalmente simétrica generalmente está asociada con un patrón de onda planetaria de números de onda zonal entre 3 y 4. La alternancia del signo entre las anomalías polares y extratropicales del SAM se asocia con intensificaciones y debilitamiento de los vientos Oestes que caracterizan las latitudes medias del HS. Si bien hay evidencia de que los feedbacks en los flujos de cantidad de movimiento por las ondas planetarias de baja frecuencia son importantes en el proceso de debilitamiento de los Oestes (Lorenz y Hartmann 2001; Simpson et al. 2013) las causas por las cuales estas variaciones se asocian con el desarrollo de la QS3 aún no se conocen con certeza.

La influencia de estas fuentes de variabilidad extratropical en latitudes medias y subpolares no ha sido tan estudiada como la asociada a las fuentes tropicales, las cuales afectan remotamente la variabilidad del clima en el SSA desde escalas sinópticas e intraestacionales hasta escalas interanuales y más largas. (ej. Vera et al. 2006). Esto se explica por los altos niveles de predictividad del clima de zonas tropicales (en escalas estacionales por el fenómeno del Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y por la oscilación de Madden-Julian (MJO) en escalas intraestacionales) que en promedio decaen en latitudes más altas.

Trenberth y Mo (1985) mostraron una recurrencia importante en la ocurrencia de anticiclones de bloqueo simultáneos en diferentes regiones del HS (sur de Sudamérica, sur de Nueva Zelandia y porción central del Océano Indico) favorecida por el establecimiento de un patrón de QS3, aunque dejaron

abierta la posibilidad de que éste se trate de un tren de ondas localizado en vez de una verdadera onda zonal. Desde ese momento hasta la actualidad diferentes estudios se concentraron en entender la influencia de los bloqueos sobre el clima de Sudamérica y su relación con la QS3 (ej. Rao, Fernandez, y Franchito 2004) o de su efecto en el hielo marítimo (ej. Raphael 2007) pero, como se mencionó anteriormente, muy poca atención ha recibido el estudio de las causas que dan lugar al establecimiento de este patrón en un primer lugar. Quintanar y Mechoso (1995b) realizaron experimentos de sensibilidad similares a los propuestos en este trabajo pero centrados en la QS1. Encontraron que las condiciones térmico-orográficas sobre la Antártida no eran suficientes para explicar la QS1 de latitudes subpolares, por lo que concluyeron que los forzantes remotos deben jugar un papel importante. Wang, Kushner, y Waugh (2013) encontraron que la destrucción y recuperación de la capa de ozono está asociada a un aumento y disminución de la actividad de onda plantaria respectivamente, pero su análisis no separa entre distintos números de onda. Cabe destacar que Hobbs y Raphael (2010) pusieron en duda la utilidad de analizar la circulación del hemisferio sur en ondas planetarias zonalmente simétricas y propusieron que ésta está mejor caracterizada por un par de anticilones al sur de Nueva Zelanda y al sur de Sudamérica.

Cai, Baines, y Gordon (1999) evaluaron la habilidad del modelo CSIRO para representar la QS3 y encontraron que proporcionaba una representación adecuada de la misma. Raphael (1998) examinó la QS3 en el modelo CCM del NCAR (versiones 1 y 3) y encontró diferencias en cómo cada versión simulaba la QS3, siendo los resultados sensibles al grado de representación del modelo tanto de la interacción mar-atmósfera como de las condiciones de hielo marino en las zonas polares. Este es un resultado importante ya que a pesar de que la QS3 puede desarrollarse solamente por la dinámica interna de la atmósfera (ej. Simpson et al. 2013), estos trabajos muestran que los modelos pueden reproducirla y que existen evidencias de que las condiciones superficiales pueden influenciar su actividad. Asimismo, Raphael (2003) encontró importantes variaciones interanuales experimentadas por la QS3 entre 1958 y 1996, aparentemente relacionadas con variaciones en la frecuencia del ENSO, que también influyeron las asimetrías del SAM (Fogt, Jones, y Renwick 2012).

XXX Si bien están estos trabajos, pero no hubo mucho...XXX

En consecuencia el objetivo general de este plan es entender los mecanismos que explican el desarrollo de la QS3 en la circulación del HS. Los objetivos particulares son

- caracterizar la climatología de la QS3,
- explorar la influencia de las condiciones oceánicas superficiales tanto en los trópicos como en los extratropicos sobre la actividad de la QS3,
- explorar la sensibilidad de la QS3 en general a las condiciones superficie.

Capítulo 2

Datos y Metodologías

En este capítulo se describen los datos utilizados en la presente investigación y las metodologías que se aplicaron.

2.1 Datos y modelo

En los capítulos 3 y 4 se analizan datos mensuales de altura geopotencial, temperatura, viento zonal, viento meridional y función corriente provenientes del Reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) (de aquí en adelante NCEP) entre enero de 1985 y diciembre de 2015. Los mismos poseen una resolución de 2.5° en longitud y latitud y 17 niveles verticales entre 1000hPa y 10hPa. A partir de los datos mensuales se calcularon las medias estacionales definidas a partir de las estaciones climatológicas del hemisferio sur.

Se utilizó el modelo SPEEDY (Molteni 2003) para realizar corridas de sensibilidad (descriptas en el Capítulo 5.2). El modelo SPEEDY es un modelo de complejidad intermedia basado en ecuaciones primitivas espectrales y parametrizaciones simplificadas. En su versión 41, posee una resolución horizontal espectral de T30 (3.75° en longitud y latitud y 8 niveles verticales entre 925hPa y 30hPa). El modelo incluye parametrizaciones de las diferentes formas de convección, radiación, flujos y difusión vertical.

Una primera gran limitación de SPEEDY es su pobre representación de la estratosfera. Sólo el más alto de sus 8 niveles está en la estatósfera (30hPa) y al ser la tapa del modelo, que tiene una “esponja” para evitar la propagación de ondas de gravedad, no es un nivel con información confiable. Esto limita seriamente la posibilidad de describir numéricamente lo que ocurre en la estratosfera, como por ejemplo la dinámica del vórtice polar.

Sin embargo por su bajo costo computacional y su buen desempeño para simular ciertas características globales de interés para Sudamérica (Barreiro, Díaz, y Renom 2014) se decidió utilizarlo en este trabajo.

2.2 Metodología

Perturbaciones

Muchas variables atmosféricas varían con la longitud en menor medida que con la latitud o la altura de manera que resulta natural descomponer cualquier variable $\phi_{(x,y,z,t)}$ en un promedio zonal y las desviaciones con respecto al mismo según:

$$\phi_{(x,y,z,t)} = [\phi]_{(y,z,t)} + \phi^*_{(x,y,z,t)}$$

donde los corchetes indican el promedio zonal y el asterisco indica el desvío con respecto al mismo. $[\phi]$ representa la circulación simétrica zonal y es independiente de la longitud mientras que ϕ^* representa la circulación asimétrica estacionaria.

Estas ondas cuasiestacionarias (QS) representan una parte importante de los flujos meridionales de calor y cantidad de movimiento junto con las ondas transientes (James 1994) y en gran medida son forzadas por forzantes superficiales como orografía y contrastes de temperatura así como por interacciones con los transientes (Rao, Fernandez, y Franchito 2004).

En este trabajo las anomalías zonales se calcularon como la diferencia entre la variable y su promedio zonal para cada círculo de latitud.

Fourier

La caracterización de las ondas cuasiestacionarias a partir de Fourier puede realizarse descomponiendo los campos medios climatológicos (*método AM*, por Amplitud de la Media) o calculando las características medias de la descomposición de los campos instantáneos –mensuales, en este caso– (*método MA*, por Media de la Amplitud instantánea). Si bien pueden dar resultados similares, ambas estrategias brindan distinta información.

A partir del método AM se obtiene una descripción de las ondas presentes en los campos medios y que sobreviven a la interferencia destructiva del promedio temporal, brindando información sobre las ondas estacionarias. El método MA, en cambio, indica las propiedades medias de las ondas planetarias independientemente de su fase, mezclando información de las anomalías zonales instantáneas que no necesariamente son estacionarias.

Para los datos de NCEP, no se encontraron diferencias importantes entre ambas metodologías, por lo que se muestran los resultados sólo del método AM.

Para la descomposición de los campos de geopotencial en modos de Fourier se utilizó la función `FitQsWave()` del paquete `metR` (Campitelli 2017).

En la descomposición de Fourier, el estudio de la fase requiere un tratamiento especial ya que se trata de una variable circular. Para el cálculo de estadísticas circulares se utilizó el paquete `circular` (Lund et al. 2017).

Wavelets

El análisis de wavelets es similar a Fourier pero permite describir oscilaciones localizadas en el dominio (Torrence y Compo 1998). En el contexto de las ondas cuasiestacionarias, esto implica que en vez de obtener una amplitud y fase por cada círculo de latitud, se tiene una amplitud local que depende de la longitud. En las ciencias atmosféricas el análisis de wavelets se usa extensivamente en el análisis de periodicidades en el dominio tiempo (ej. M. N. Raphael 2004; Kinnard et al. 2011) y de procesamiento de imágenes (ej. Desrochers y Yee 1999), pero existen pocos estudios que lo apliquen a dominios espaciales (ej. Pinault 2016) aunque sí hay aplicaciones de este tipo en la literatura de ecología (ej, Mi et al. 2005).

Para el cálculo de wavelets se utilizó la función `WaveletTransform()` del paquete `WaveletComp` (Roesch y Schmidbauer 2014) que utiliza un wavelet de Morlet.

Índice de QS3

En el Capítulo 4 se elaboró un índice de actividad de la QS3 a partir de la amplitud de Fourier promediada entre 65°S y 40°S de latitud y entre 700hPa y 100hPa. Existen múltiples índices similares presentes en la literatura. Algunos son definidos a partir anomalía zonales de geopotencial en puntos fijos cercanos a donde climatológicamente se dan los máximos de geopotencial asociados a la QS3. Así construyeron sus índices Mo y White (1985), Cai, Baines, y Gordon (1999) y Raphael (2004) pero cada trabajo utilizó puntos ligeramente distintos a causa de las distintas climatologías analizadas y Raphael (2004) además se basó en promedios trimestrales de en vez de medias mensuales. Yuan y Li (2008), utilizando una técnica distinta, creó una serie temporal de actividad de la QS3 a partir de la primer componente principal del campo de viento meridional superficial, el cual resulta en un patrón de onda 3 consistente con climatologías previas.

La principal limitación de estas metodologías es que, al basarse en patrones estacionarios (puntos fijos, componentes principales), no permiten cambios de fase en la onda planetaria. En particular, no capturan correctamente el corrimiento estacional en la posición de la QS3 (de aproximadamente 15° entre verano e invierno) (Loon y Jenne, Roy 1972) ni permiten capturar casos de actividad de onda intensa pero alejada de las zonas climatológicamente activas. Irving y Simmonds (2015) construyó un índice de actividad de onda planetaria a partir de la transformada de Hilbert que no tiene estas limitaciones pero no distingue entre la actividad de distintos números de onda.

Interferencia constructiva y destructiva

En la Sección 4.3 se estimó la proporción de casos de interferencia destructiva a partir de la frecuencia relativa de casos donde la diferencia de fase con respecto a la fase media es de entre 40° y 80°. Dicha metodología se aplicó a cada mes. Dicho criterio teórico surge de considerar la suma de dos ondas sinusoidales de igual amplitud

$$\cos(k\phi) + \cos(k(\phi - \alpha)) = 2 \cos\left(\frac{k\alpha}{2}\right) \cos\left(k\phi - \frac{\alpha}{2}\right)$$

donde k es el número de onda, ϕ la latitud, y α es la diferencia de fase entre las ondas. El primer término multiplicativo del lado derecho es la amplitud de la nueva onda, la cual depende de la diferencia de fase. Si la misma es menor a 1/3 o mayor a 2/3 de longitud de onda, el valor absoluto de la amplitud es mayor que 1 y la sumatoria de ondas es constructiva. De lo contrario, la onda obtenida tiene una amplitud menor que las originales y la interferencia es destructiva.

Herramientas dinámicas

La influencia tropical en la variabilidad del clima extratropical se explica mediante la propagación meridional de ondas de Rossby. La teoría lineal de ondas de Rossby barotrópicas predice que ésta propagación depende de las condiciones del entorno (James 1994). En particular, el número de onda meridional está dado por

$$l = \pm \sqrt{\frac{\eta_y}{U} - k^2}$$

donde η_y es el gradiente meridional de vorticidad absoluta, U es la velocidad zonal del estado básico y k es el número de onda zonal. La propagación meridional sólo es posible si l es real. Esto requiere que

$$\frac{\eta_y}{U} = K_s \geq k$$

donde K_s es el número de onda estacionario, el cual debe ser mayor que el número de onda zonal para permitir la propagación meridional.

El flujo de actividad de onda, es un vector que, bajo ciertas suposiciones, es paralelo a la velocidad de grupo de las ondas de Rossby, lo cual permite cuantificar la propagación meridional y zonal de las mismas (James 1994). En este estudio, ésta variable se la calculó a partir de las anomalías zonales de función corriente según

$$F_\lambda = \frac{p}{2000a^2 \cos \phi} \left[\left(\frac{\partial \psi^*}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi^* \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda^2} \right]$$

$$F_\phi = \frac{p}{2000a^2} \left(\frac{\partial \psi^*}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi^*}{\partial \phi} - \psi^* \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial \lambda \partial \phi} \right)$$

donde p es la presión, ϕ la latitud, λ la longitud, a es el radio de la Tierra (tomado como 6371km) y ψ^* es la anomalía zonal de la función corriente (Vera et al. 2004).

El análisis de componentes principales se realizó mediante la función `EOF()` del paquete `metR` (Campitelli 2017), la cual realiza una descomposición en valores singulares de la matriz de datos. Este método es preferible al cálculo de autovalores y autovectores sobre la matriz de correlación o covarianza ya que es numéricamente más estable (*¿cita?*). Los datos de geopotencial fueron pesados por la raíz cuadrada del coseno de la latitud.

Se calcularon campos de anomalía zonal de geopotencial eliminando la influencia de las ondas planetarias 1 y 2. Para esto se reconstruyeron los campos de anomalía zonal de geopotencial de QS1 y QS2 mediante Fourier y luego se restaron al campo de anomalía zonal total.

Capítulo 3

Climatología observada

En este capítulo se presentan campos medios y anomalías zonales de altura geopotencial, temperatura, viento zonal, viento meridinal, función corriente, gradiente meridional de vorticidad absoluta y el número de onda estacionario, como introducción general al estado medio de la atmósfera sobre el cual se desarrollan las ondas estacionarias. Luego se analizan los campos de amplitud y varianza explicada por las ondas cuasiestacionarias (QS) en sí mismas.

3.1 Altura geopotencial

El campo de altura geopotencial media (Z , Figura 3.1) muestra una estructura marcadamente zonal en todos los niveles y estaciones. En verano el gradiente meridional de Z es máximo en 200hPa, reduciéndose en 500hPa y por encima de 100hPa. En 50hPa el gradiente es prácticamente nulo y en niveles superiores, éste se invierte en comparación a los inferiores (no se muestra). En otoño el máximo de gradiente todavía se da en 200hPa, pero continua siendo intenso en niveles superiores. En invierno y primavera, el mayor gradiente se da en 50hPa y es mucho más intenso que los observados en los demás niveles o estaciones. En contraste con el resto de los niveles, 50hPa y 100hPa tienen mucha más variabilidad estacional.

El aumento del gradiente meridional de geopotencial en invierno y primavera en niveles altos está relacionado con la generación del vórtice polar que aisla las latitudes polares de las latitudes medias. En 200hPa, en cambio, es evidente el gradiente asociado con el jet subtropical, que es más intenso en invierno y más débil en verano.

En la ?? se muestra, para cada latitud y mes, el desvío estándar de Z con respecto a la media zonal (σ_z). En todos los niveles la variación meridional es muy similar con un máximo principal al rededor de 60°S durante todo el año y un máximo secundario en 30°S que aparece sólo entre junio y septiembre. El ciclo anual de σ_z también es similar entre niveles aunque con marcadas diferencias. En 100hPa el máximo absoluto se da en octubre, mientras que en los niveles más bajos, éste se da en agosto.

Las anomalías zonales de geopotencial (Z^* , Figura 3.3) muestran una preponderancia de la onda 1 (QS1) con una amplitud máxima en la estratosfera de primavera. Pueden diferenciarse dos QS1 distintas; una centrada en ~60°S y con el centro antíclínico al rededor de la línea de fecha, y la otra centrada en 75°S sobre la costa del continente antártico y el centro antíclínico entre 120 y 60°O. Quintanar y Mechoso (1995b) concluyeron que la primer QS1 está asociada principalmente con

forzantes de latitudes bajas mientras que la segunda responde a la orografía del continente antártico.

En latitudes tropicales, en verano hay una anomalía negativa sobre el Pacífico este con máxima amplitud en 200hPa que está presente en las otras estaciones con menor intensidad. Sobre Sudamérica, en verano y primavera en ese mismo nivel aparece un centro anticiclónico con un centro ciclónico al noroeste. Estas anomalías (la alta de Bolivia y la baja del noroeste) son características del Sistema Monzónico Sudamericano (Vera et al. 2006).

En la Figura 3.4 se muestra un corte zonal en 60°S de Z*. Se aprecia la coherencia vertical de la QS1 y es evidente la inclinación hacia el oeste con la altura en todas las estaciones salvo en verano, en coincidencia con lo encontrado por Quintanar y Mechoso (1995a). Karoly (1985) describió una estructura equivalente barotrópica tanto en verano como en invierno en 55°S, pero esto se debe a la falta de niveles verticales por encima de los 100hPa que es donde la inclinación es más importante.

La inclinación hacia el oeste con la latitud (Figura 3.3) y con la altura (Figura 3.4) indican que las perturbaciones estacionarias están asociadas con transporte hacia el polo tanto de cantidad de movimiento zonal como de temperatura, por las perturbaciones (James 1994). En verano las anomalías zonales tienen una estructura barotrópica equivalente y carecen de inclinación en la horizontal.

3.2 Temperatura

La distribución horizontal de la temperatura media (Figura 3.5), al igual que la altura geopotencial media, tiene una estructura principalmente zonal en todos los niveles y estaciones. Por debajo de los 200hPa, donde el gradiente meridional de temperatura es mínimo, la temperatura disminuye con la latitud en todas las estaciones. Por encima de este nivel, en cambio, en verano la temperatura crece con la latitud, y en el resto de las estaciones muestra un máximo centrado en 60°S en otoño y en 45°S en invierno y primavera. El nivel de 850hPa se ven las asimetrías zonales más importantes asociadas con los contrastes de temperatura entre continente y océanos, como el máximo sobre Australia en verano.

En 300hPa, el gradiente meridional de temperatura en latitudes medias tiene un importante ciclo anual con máximo en invierno y mínimo en verano. En niveles inferiores, el ciclo anual es menos marcado y más dependiente de la latitud. En 500hPa, en 150°E en 30°S se da un máximo del gradiente meridional de temperatura en invierno con mínimo en verano mientras que en 45°S el ciclo es el inverso.

El promedio zonal de la temperatura se muestra en la Figura 3.6. Al norte de los 45° durante todo el año la temperatura decrece con la altura por debajo de los 100hPa aproximadamente, donde alcanza un mínimo que marca la tropopausa, y crece por encima. La altura del mínimo de temperatura varía mucho al sur de los 45°, siendo mínima en verano (300hPa) y máxima en invierno y otoño (30hPa). Hay que tener cuenta, sin embargo, que la tropopausa no está bien definida en el invierno Antártico (Court 1942 Zängl (2001)) por lo que el uso de la tropopausa térmica no es conveniente. Zängl (2001), utilizando datos de ERA para el período 1979-93, encontraron que la tropopausa térmica varía entre los 320hPa en enero y los 170hPa en agosto aunque advierten que el uso del criterio térmico es “problemático” en el invierno antártico.

En la Figura 3.7 se muestran las anomalías zonales de temperatura media. En 850hPa se aprecia el efecto del contraste de temperatura entre el suelo y el mar. Se observan anomalías positivas sobre los continentes y negativas sobre los océanos en todas las estaciones, aunque más intensas en verano y primavera. En niveles más altos éstas pierden su intensidad pero reaparecen en 100hPa con signo inver-

tido. Estas características tienen su correlato en la altura geopotencial y corresponden a circulaciones tipo monzónico.

En invierno y primavera, los niveles altos están dominados por una QS1 con máximo en el sur de Australia y mínimo en el Atlántico sur. En niveles más bajos, la onda disminuye su amplitud y se defasa hacia el este y queda casi en cuadratura con la onda de niveles altos (Figura 3.8) presentando un máximo en 850hPa en Antártida occidental. En otoño esta onda está presente pero con amplitud muy reducida y máxima en niveles medios. Finalmente, en verano ésta desaparece por encima de 100hPa.

En la ?? se muestra un corte vertical-zonal en 60°S de la anomalía zonal de temperatura. Las anomalías por debajo de 300hPa mantienen su intensidad durante todo el año, aunque tienen más extensión en invierno y primavera en comparación con verano y otoño y son barotrópicas equivalentes. Por encima de 300hPa, en cambio, se observa un importante ciclo anual con máximo en primavera y mínimo en verano con importante inclinación hacia el oeste con la altura.

3.3 Viento zonal

La media zonal del viento zonal (Figura 3.9) muestra dos máximos, uno en latitudes medias en 200hPa y otro en latitudes plares en la estatósfera, correspondientes al jet subtropical y subpolar, respectivamente. El primero está presente durante todo el año aunque con mayor intensidad y corrido hacia latitudes más ecuatoriales en invierno y primavera. El segundo está presente principalmente en invierno y primavera, e incipiente en otoño. Además en la estratosfera se observan vientos del este en latitudes bajas que son más intensos en verano y otoño.

En la Figura 3.10 se muestra el viento zonal medio. Se observa, principalmente en invierno y primavera por encima de 100hPa, que el jet subpolar es más intenso al sur de África, donde además se encuentra en una latitud más ecuatorial que en la región del Pacífico. El jet subtropical también tiene un máximo al sur de África y otro al norte de Nueva Zelanda –especialmente en invierno–, donde además se produce una bifurcación del jet. Se trata de una región de persistentes y frecuentes bloqueos (ej. Trenberth y Mo 1985).

Esta bifurcación del jet sobre Nueva Zelanda se evidencia en el campo de anomalías zonales de viento zonal (Figura 3.11) como una anomalía negativa sobre la isla acompañada por anomalías positivas al norte y sur. Este campo también presenta varios pares de QS1 antisimétricos respecto a 60°S. Estas anomalías se corresponden con la variación meridional del jet observado en la Figura 3.10 y son consistentes con la QS1 de geopotencial observada en la Figura 3.3. Por el balance de viento geostrófico centros anticiclónico de Z^* están flanqueados por anomalías zonales negativas de viento zonal al norte y positivas al sur y viceversa para los centros ciclónicos. Además, como el viento zonal no depende del parámetro de Coriolis como Z , esto permite la identificación de QS en regiones tropicales. Un ejemplo de esto XXXX???

En verano, entre 300hPa y 100hPa sobre el Pacífico ecuatorial existe una zona de anomalías del viento zonal positivas al este y negativas al oeste. Consistente con los campos de temperatura, esto implica divergencias en niveles altos y convergencias en niveles bajos (no se muestra). Evidencia de la circulación tropical forzada por la temperatura superficial del pacífico.

Los campos de viento zonal, temperatura y altura geopotencial están ligados por el balance de viento geostrófico y de viento térmico. El máximo del jet se encuentra en regiones de máxima baroclinicidad

y máximo gradiente meridional de Z y donde el gradiente meridional de temperatura se anula.

3.4 Viento meridional

El corte vertical-meridional del promedio zonal viento meridional medio (Figura 3.12) muestra los máximos tropicales presentes en superficie y altura en todas las estaciones, relacionados con la circulación de Hadley. En verano, la rama ascendente se encuentra en el hemisferio sur y se tiene convergencias en niveles bajos y divergencias en niveles altos. En invierno, en cambio, sólo se ve la rama descendente, mucho más intensa que en verano, que genera convergencias en niveles altos y divergencias en niveles bajos al rededor de los 30°S.

Presente durante todo el año, también se observa un maximo de vientos del sur en la costa antártica. Esta es la señal de los vientos catabáticos antárticos producidos por una capa muy estable cerca de superficie y la consistente inclinación de la topografía del continente (King y Turner 1997). Aunque los datos allí pueden tener limitaciones por la falta de observaciones y la pobre representación de la orografía en los modelos.

Los campos horizontales de V se muestran en la Figura 3.13. Consistente con los campos de Z* (Figura 3.3), en niveles altos se observa una QS1 que alcanza su máximo en la estratosfera de primavera.

En invierno entre 500hPa y 100hPa, existe evidencia de un tren de ondas de Rossby que se propaga desde el Índico occidental sudeste llegando a su máxima latitud en 150°O donde comienza a propagarse hacia el norte hasta llegar al sur de Sudamérica. Este tren de ondas puede identificarse en el campo de Z* (Figura 3.3), pero con mayor dificultad debido a la interferencia de la QS1 y a la dependencia de Z* con el parámetro de Coriolis, es decir, la latitud. El tren de ondas se distingue en la troposfera alta, también en primavera y con menor intensidad en verano y otoño.

Las anomalías zonales del viento meridional también permiten distinguir otras características cuasestacionales del clima, como aquellas asociadas con los monzones. En el invierno, en los trópicos se puede observar la anomalía positiva en 850hPa en la costa oeste de África asociada con el flujo hacia el monzón de la India. En altura, el monzón de la India se evidencia en esa estación como anomalía de viento hacia el sur producto de la divergencia de niveles altos generada por la convección anómala. Por otra parte, en verano se evidencia en la troposfera alta sobre Sudamérica tropical anomalías positivas sobre el centro-este del continente y negativas en los océanos subyacentes. Tal patrón de ondas estacionario se relaciona con la presencia del Alto de Bolivia y las vaguadas estacionarias a sus lados, siendo la del este típicamente llamada la Baja del Nordeste (Vera et al. 2006).

No se muestran los campos de anomalías zonales de V ya que son virtualmente idénticos a los campos de V porque la media zonal de esta variable es virtualmente nula en todo el dominio.

Para analizar la influencia tropical en la circulación no es posible usar la altura geopotencial, ya que el balance geoestrófico pierde validez cerca del ecuador. Por lo tanto, es útil analizar el campo de función corriente (ψ). El reanálisis de NCEP provee esta variable en niveles sigma en vez de presión. En la Figura 3.14 se muestra ψ en el nivel 0.2101 sigma, que equivale aproximadamente a 250hPa. Además del campo medio, se muestran las anomalías zonales en sombreado y los flujos de actividad de onda en flechas.

Las características del campo de ψ , tanto el total como las anomalías zonales, es similar al de Z (Figura 3.1, 200hPa) con una estructura eminentemente zonal y un aumento del gradiente meridional en invierno y primavera y los mismos centros de anomalías. La principal diferencia es, además del

cambio de signo dada por la dependencia de ψ con f , es que los patrones presentes en las latitudes tropicales se ven con mayor magnitud que los de latitudes medias y altas.

Los flujos de actividad de onda en verano muestran transporte de energía desde el Pacífico este hacia el sur de África pasando por el Atlántico que se sostiene durante todo el año con menor intensidad. Desde ese lugar también se observa transferencia de energía hacia el hemisferio norte, que se junta con otra región de flujos intensos que viene desde el Pacífico oeste. Sobre el Índico, los flujos son de mayor magnitud en invierno transportando energía hacia el sur.

3.5 Propagacion Meridional de Ondas de Rossby

La Figura 3.15 muestra el campo de ψ_y con una región con valores negativos centrada sobre Nueva Zelanda, en invierno entre 300hPa y 200hPa, coincidiendo con la región de bloqueos. Está flanqueada por el jet subtropical intenso y el jet subpolar más al sur, dando lugar a gradientes meridionales de viento zonal negativos más intensos que β . Otras regiones con valores negativos se distinguen en la costa antártica.

Valores de ψ_y negativos son un factor que impiden la propagación meridional de ondas de Rossby barotrópicas. Esta figura reproduce y extiende el resultado de Berbery, Nogués-Paegle, y Horel (1992) (su Figura 3) utilizando 5 años de análisis objetivo del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (ECMWF). Asimismo, aún con ψ_y positivo, las ondas de Rossby barotrópicas sólo se pueden propagar si su número de onda zonal es menor que el número de onda estacionario (James 1994). En la Figura 3.16 se muestra el número de onda estacionario para el nivel de 200hPa. Entre otoño y primavera, se destaca claramente la región del Pacífico Oeste en la cual la propagación meridional está inhibida. Además, en todas las estaciones, las ondas cortas no pueden propagarse meridionalmente en latitudes altas. La Figura 3.16 muestra que las ondas de Rossby barotrópicas con k menores o iguales a 3 pueden propagarse meridionalmente en las cuatro estaciones hasta aproximadamente los 60°S, excepto en la franja de longitudes entre 60°E y 120°O, donde quedan atrapadas al sur de 45°S (excepto en verano).

La ?? se muestra un corte vertical en 180° del número de onda estacionario. Se observa que en la troposfera alta se dan las condiciones para la propagación desde latitudes más bajas hasta las subpolares. Además se destaca que la zona de inhibición de la propagación meridional es una característica de la troposfera alta solamente, lo que confirma de alguna manera el papel del jet subtropical en producirla.

3.6 Ondas Quasiestacionarias

La Figura 3.17 muestra el corte vertical-meridional de r^2 de Fourier para las ondas estacionarias 1 a 4. Consistente con lo encontrado previamente en el campo de Z^* , la QS1 explica la mayor parte de la variabilidad en todo el dominio al sur de los 45°S. La QS2 es preponderante en la estratosfera ecuatorial, en la costa antártica y alrededor de 35°S, donde es el modo dominante en toda la columna de aire en verano. La QS3, a diferencia de las ondas anteriores es importante en una región reducida. Explica una parte substancial de la varianza en niveles bajos al rededor de los 45°S y mayormente en invierno. La QS4 explica muy poca varianza a excepción de cerca de superficie entre 15°S y 30°S. Ondas más cortas son aún menos importantes (no se muestra).

El r^2 permite analizar la importancia relativa de cada modo con respecto a la variabilidad total, pero lo que importa desde el punto de vista físico es la amplitud de la onda. La Figura 3.18 muestra cortes

verticales-meridionales de la amplitud. Las diferencias entre los campos de r^2 y los de amplitud son evidentes comparando con la Figura 3.18 (notar la escala logarítmica en los colores). La amplitud de la QS1 muestra un máximo bien definido centrado en 60°S que en verano se encuentra en niveles más bajos que en las otras estaciones. También existe un máximo relativo entre 15°S y 30°S en verano que migra a latitudes más altas en invierno y primavera. El mismo está presente también en las otras ondas estacionarias.

En el caso de la QS2, se evidencia que a pesar de tener máximos de r^2 en la estratosfera al norte de 45°S, alcanza su máxima amplitud al sur de esa latitud y en 200hPa en verano y en 30hPa en invierno. Su actividad en la costa antártica se extiende en toda la tropósfera en invierno (a pesar de que en r^2 pierde importancia por encima de los 200hPa)

La región de amplitud máxima de la QS3, coincide aproximadamente con la región de máximo r^2 entre otoño y primavera, aunque con menos actividad en superficie y extensión en toda la columna. En verano, en cambio aparece un máximo de amplitud importante que no se observa en el campo de r^2 .

Finalmente, fuera de la superficie, la QS4 presenta un máximo de amplitud bien definido sólo en verano. El máximo entre 15°S y 30°S sigue presente.

XXX Acá podría poner alguna reflexión general de lo que se ve. Por ejemplo, cómo en verano la variabilidad está más acotada a la tropósfera mientras que en invierno y primavera hay más contacto con la estratosfera. XXX

Capítulo 4

Onda 3

En este capítulo se analiza la climatología observada de la QS3 a partir de su reconstrucción mediante descomposición de Fourier. Se estudia su amplitud y fase y se propone una división estacional alternativa a partir de estas variables y el análisis de componentes principales. Además, se muestran la estructura típica de la altura geopotencial, la función corriente y la SST asociada a la QS3 a partir de regresiones con respecto a la amplitud de la QS3.

4.1 Características típicas

En la Figura 4.1 se muestra el campo de Z^* reconstruido sólo a partir de la QS3 en 300 hPa, que ilustra lo que sucede en todos los niveles dado que su estructura es barotrópica equivalente (como se verá en la Figura 4.2). De acuerdo con lo encontrado en la amplitud de Fourier para la QS3 (Figura 3.18), la amplitud es máxima entre 60°S y 45°S con menor intensidad en primavera. En el verano la fase es tal que una de las tres anomalías anticiclónicas se ubica hacia el este del sur de Sudamérica. Se observa que existe un corrimiento de la fase entre verano e invierno de poco más de 15° (algo ya observado por Loon y Jenne, Roy (1972) y Mo y White (1985)) anticipando que el efecto de la QS3 sobre cada lugar pueda tener una componente estacional.

Además, las anomalías presentan una inclinación meridional que, como la teoría de ondas de Rossby indica, está asociada a transportes de cantidad de movimiento hacia el polo. La inclinación es más importante en las estaciones de transición, pero menor en verano y no detectable en el invierno.

La estructura vertical de las perturbaciones zonales de geopotencial reconstruidas a partir de la QS3 se presenta en la Figura 4.2. En todas las estaciones la mayor amplitud se da en 300hPa, con el máximo desarrollo vertical en invierno, seguido por el otoño y verano. Se destaca además la variación estacional de la fase, descripta previamente. Asimismo, se observa que existe una variación estacional en la inclinación vertical de las perturbaciones. En invierno se observa una ligera inclinación hacia el oeste por debajo de los 300hPa. Algo que no se detecta en las otras estaciones.

En la Figura 4.3 se muestra el desvío estándar de las perturbaciones reconstruidas a partir de la QS3. La variabilidad máxima se da entre los centros ciclónicos y anticiclónicos (marcados en la Figura 4.3 con contornos negros), indicando que la variabilidad del geopotencial asociada a la QS3 se debería principalmente corrimientos de la fase que ocurren dentro de cada estación.

4.1.1 Wavelets

Como se describió en el Capítulo 2.2, se utilizó la metodología de wavelets como alternativa a la de Fourier para aislar la QS3. La amplitud media obtenida mediante wavelets es virtualmente idéntica a la amplitud obtenida con Fourier (Figura 4.4).

La metodología de wavelets también permite obtener información sobre la variación meridional de la amplitud de la QS3, obteniendo así campos horizontales de la amplitud de la QS3. Al igual que con Fourier, esto puede hacerse promediando estacionalmente la amplitud de los campos mensuales o calculando la amplitud de los campos estacionales. Los valores de amplitud media zonal como los mostrados en la Figura 4.4 son similares en ambas metodologías (no se muestra) pero sí hay diferencias en las anomalías con respecto a la media zonal.

Las anomalías zonales de la amplitud de la QS3 según wavelets se muestran en la Figura 4.5 para los dos métodos utilizados para el nivel de 300hPa. Los valores positivos representan regiones donde la amplitud de la QS3 es mayor que la media zonal y viceversa. Al norte de los 30°S, ambas metodologías coinciden resultados similares: en verano, otoño y primavera hay anomalías zonales positivas sobre el Pacífico y negativas en el Índico, indicando que en estas latitudes la QS3 tiene mayor amplitud en el hemisferio occidental que en el oriental. En invierno, no hay anomalías zonales importantes en esta región.

Al sur de 30°S las dos metodologías divergen. Ambas metodologías presentan en todas las estaciones, una región elongada de máxima amplitud desde el sur del Índico centrado en 45°S que se desplaza hacia el este en latitudes más altas hasta llegar al los 60°S aproximadamente. La principal diferencia entre las metodologías es que la amplitud de la media estacional suele tener los máximos desvíos en 45°S, mientras que la media de la amplitud instantánea tiene su máximo al sur de los 60°S.

Estas diferencias en la Figura 4.5 están relacionadas con la estacionariedad de las ondas y se puede utilizar la relación entre ambas para generar un índice de estacionariedad definido como el cociente entre la amplitud de la media y la media de la amplitud. Valores cercanos a 1, indican que el carácter estacionario de las ondas sería el dominante, mientras que valores cercanos a 0 implican que las ondas no tienen una localización preferencial. El temapo de este índice de estacionariedad se muestra en la Figura 4.6. La máxima estacionaridad se consigue en el verano tropical, pero esto se debe a que la actividad de ondas estacionarias es casi nula.

Aproximadamente entre 30° y 60° se observa una banda de alta estacionariedad, consistente con la región con mayor amplitud de QS3 (Figura 4.1), que presenta un máximo al sur del Índico. Esto sugiere que esta región la actividad de onda es particularmente estacionaria, en contra de la sugerencia de Hobbs y Raphael (2010) de que el principal patrón estacionario se da en el Pacífico Sur.

Estas observaciones destacan la utilidad de wavelets en el análisis de ondas cuasiestacionarias. Mientras que el tratamiento con Fourier asume a las ondas como una propiedad media de cada círculo de latitud, wavelets permite reconocer su heterogeneidad meridional. Evaluando esta heterogeneidad, sería posible distinguir entre campos donde una onda con un determinado número de onda está presente en todo un círculo de latitud de campos donde ésta está localizada en una región acotada.

Por otro lado, la no ortogonalidad de los wavelets complejizan la interpretación de los resultados ya que no es posible la separación de un campo en modos oscilatorios con distinto número de onda. El análisis de una QS específica, por lo tanto, está contaminado por la actividad de otras QS con longitud de onda cercana.

Wavelets, en resumen, puede entenderse como una *corrección* a Fourier que agrega información de

asimetrías zonales. Si embargo, dado que la variabilidad zonal es del orden de un 10% de la amplitud media, en lo que sigue de la tesis se utilizará sólo Fourier, dejando el análisis e interpretación de estudios de la QS3 utilizando wavelets para futuros trabajos.

4.2 Amplitud

Existen varios estadísticos que podrían utilizarse para representar la amplitud de la QS3 en una región extendida, como la media, la máxima, la moda, la mediana, etc. En este caso, se estudió la posibilidad de representarla con la media o la máxima. La zona de interés sobre la cual se calcularon el promedio y el máximo es la región comprendida entre los 65°S y 40°S y entre 700hPa y 100hPa.

A modo exploratorio se seleccionaron 9 casos que representan distintas características de la amplitud media y la máxima. Sus magnitudes correspondientes se muestran en la Figura 4.7, y los campos de Z^* (con las contribuciones de las QS1 y QS2 removidas como se explicó en el Capítulo 2.2) en la Figura 4.9.

Comparando el caso de mayo de 1997 con el de abril de 2012, ambos tienen una media muy similar (Figura 4.7), pero la máxima del primero es menor que la del segundo. El corte vertical de la amplitud (Figura 4.8) muestra que la amplitud de la QS3 en abril de 2012 era más grande pero más localizada en la troposfera alta que en el caso de mayo de 1997 en el que la amplitud es mayor en la estratosfera. Esto se refleja en la comparación de las perturbaciones de geopotencial (Figura 4.9), donde la QS3 se aprecia mucho más claramente en 2012 que en 1997.

Enero de 1985 y julio de 1988 también son similares en amplitud media pero distintos en amplitud máxima. La estructura vertical de la amplitud muestran diferencias en la extensión similares al par de meses anterior, con la amplitud en enero de 1985 presentando un máximo bien definido en la tropósfera mientras que en julio de 1988 alcanzando valores importantes en niveles estratosféricos. Los campos de Z^* son muy similares en cuanto a intensidad y claridad de la QS3. Los dos meses presentan un tren de ondas que ocupan aproximadamente 1/3 de círculo de latitud. A pesar de que la amplitud máxima de 1985 es menor que la de 1988, el tren de ondas de 1988 se ve algo más claro que el de 1985.

En los dos pares de casos anteriores, los meses tenían distinta amplitud máxima y similar amplitud media, el par noviembre de 1987 y enero de 2008 son el caso lo contrario. El corte vertical de la amplitud de la QS3 indica que ésta está más extendida vertical y meridionalmente en noviembre de 1987 que en enero de 2008. Pero si se observa el campo de Z^* , si bien ambos casos tienen una QS3 clara, las anomalías en enero de 2008 son más intensas, especialmente en la región del Índico.

El par septiembre de 2000 y diciembre de 1990 es más claro. Ambas medidas de amplitud son mayores en diciembre de 1990 que en septiembre de 2000 y puede verse que ambos meses tienen un desarrollo vertical similar de la amplitud de la QS3. El campo de Z^* es consistente con estas observaciones, mostrando que en diciembre de 1990 la estructura de la QS3 era más zonal y detectable. Sin embargo, las anomalías que sí están presentes en septiembre de 2000 –un tren de ondas similar al de enero de 1985, aunque con distinta fase– son más intensas, por lo que su efecto local puede ser mayor que las de diciembre de 1990.

Más extrema aún es la diferencia entre septiembre de 2000 y octubre de 2003. Ambos meses tienen métricas de amplitud similares tanto en media como en máxima y una extensión vertical de la QS3 similar. No obstante, la QS3 de octubre de 2003 es apenas distinguible en comparación con septiembre de 2000.

Estos casos ilustran la diversidad de situaciones en que se puede desarrollar la QS3 y las limitaciones que un estudio dinámico-estadístico como el que sigue, puede tener. Algunos problemas son inherentes a cualquier intento de representar una estructura con variabilidad espacial a partir de un sólo número o indicador y otros están relacionados con la limitación de la descomposición de Fourier que trata toda onda como una onda planetaria con igual estructura a lo largo de todo un círculo de latitud.

Estos 9 casos fueron seleccionados específicamente para ilustrar estas limitaciones y no son necesariamente representativos de la totalidad de casos posibles. Como se muestra en la Figura 4.10, la amplitud media y la máxima tienen una relación lineal con un coeficiente alto de correlación asociado ($r^2 > 0.9$). Debido a esto, a fines estadísticos la elección de una u otra métrica no tendría, en promedio, una influencia importante (aunque podría tenerla en casos individuales, como lo ilustraron los casos previos).

A partir de esta discusión, se definió como índice de la QS3 (I_3) el promedio de la amplitud entre 65°S y 40°S y entre 700hPa y 100hPa.

El ciclo anual de I_3 se muestra en la Figura 4.11a a través de boxplots de los valores mensuales individuales. Los valores mayores de amplitud se dan en agosto y los mínimos en diciembre, y la variabilidad sigue un ciclo similar. Este ciclo anual es consistente con las climatologías previas (Loon y Jenne, Roy 1972; Karoly 1985; M. N. Raphael 2004). Se nota que I_3 no es mínimo en los meses de primavera, en contraste con lo observado en el análisis climatológico (Figura 3.18) y los campos reconstruidos (Figura 4.1). Esta aparente contradicción surge, como se verá más adelante, en la falta de considerar también la fase de la QS3 (Sección 4.3).

La serie temporal de I_3 se muestra en la Figura 4.11b. La serie exhibe tanto variaciones interanuales como subanuales de la amplitud. Además, se observan series de años con anomalías positivas consistentemente seguidos por anoamalias negativas (1985-1990, 1992-1996 y 1999-2005) y otras con persistencia de anomalías positivas o negativas (2005-2009 y 2012-2015). No hay evidencia visual de periodicidades ni de una tendencia secular.

Un análisis de wavelets de la amplitud (previa eliminación del ciclo anual) presenta picos alrededor de 3, 12 y 24 meses, aunque ninguno es estadísticamente significativo (no se muestra). M. N. Raphael (2004), también utilizando wavelets en el período 1958-2001, encontró que su índice de actividad de la QS3 mostraba variabilidad importante de entre 4 y 12 años, algo que no se encontró en este estudio, quizás porque ambos índices capturan diferentes características o porque los períodos analizados son distintos.

4.3 Fase

Resulta evidente que además de la amplitud, las ondas planetarias se caracterizan por su fase. Los resultados de trabajos previos incluidos en la Introducción (como por ejemplo los de Trenberth y Mo (1985)) y así como los de las secciones anteriores muestran que la QS3 puede presentar cambios importantes en la fase.

La fase de la QS3 se definió para cada mes como la fase promedio dentro de la región de interés y de manera que represente la localización del máximo de la perturbación de Z en la vecindad de Sudamérica (entre 120°E y 0° de longitud). La Figura 4.12 muestra la fase media de la QS3 de cada mes del año para los 20 años con mayores valores de I_3 . Se incluye el rango delimitado por ± 1 desvío estándar. Además, se indica la localización de los centros de máxima y mínima anomalía de

geopotencial asociados con los 20 casos más extremos, identificados a partir de la amplitud media. El mapa se muestra para referencia. Si bien la posición de los puntos en la dirección horizontal tiene relación con la longitud, en el eje vertical no tiene relación con la latitud y sí en cambio con los meses del año.

Se observa el ciclo anual en la fase ya se podía apreciar en la Figura 4.1. La fase media se centra en 55°O en enero y en 90°O en junio con ubicaciones intermedias en los meses de transición. El continente queda al este del máximo de geopotencial en invierno lo que, por balance geoestrófico, implicaría anomalías positivas del viento meridional, lo que favorecería los vientos del sur. En verano, en cambio, se da la situación contraria. Esto confirma que el efecto de la QS3 sobre Sudamérica depende crucialmente de su fase.

La variabilidad interanual de la fase para cada mes es considerable y de una magnitud comparable a la amplitud del ciclo anual. En particular, es notorio el aumento en la variabilidad de la fase en los meses de primavera, al punto de que en noviembre la fase prácticamente no tiene una posición predilecta.

La gran variabilidad presente durante los meses de primavera, en comparación con el resto del año, explica por qué en los campos medios la QS3 aparece débil a pesar de que su amplitud mensual no es pequeña. Como se mencionó en la Sección 2.2, al hacer el promedio, los campos que están defasados en entre $1/3$ y $2/3$ de longitud de onda (entre 40° y 80° en el caso de la QS3) interfieren destructivamente entre ellos, eliminando la señal en los campos medios. En primavera, más del 18% de los meses tienen algún grado de interferencia destructiva con el campo medio, comparado con el 8% en verano.

Observando la distribución de los centros ciclónicos y anticyclónicos (puntos azules y rojos, respectivamente) se nota que, a pesar de que en promedio Sudamérica está afectada por centros anticyclónicos asociados a la QS3, existe un número no despreciable de años en los que se observa un centro ciclónico sobre el continente. En particular, sumando noviembre y diciembre se pueden observar 9 años donde esto sucedió.

4.4 Estaciones

En las secciones anteriores se mostraron campos medios estacionales utilizando la definición tradicional de las estaciones climatológicas (verano = DEF, otoño = MAM, invierno = JJA, primavera = SON). Sin embargo, como éstas son definidas a partir del ciclo anual de temperatura en latitudes medias, no constituyen necesariamente el mejor agrupamiento de los datos para otras variables u otras latitudes (por ejemplo, la Antártida (King y Turner 1997)).

Una metodología muy utilizada para la clasificación de campos es el análisis de componentes principales (PCA). Como se explicó en la Sección 2.2, se aplicó esta metodología a los campos mensuales de Z^* reconstruidos a partir de la QS3 pesados por la raíz cuadrada del coseno de la latitud.

La Tabla 4.1 muestra la varianza explicada de cada componente principal obtenida a partir de los campos reconstruidos de QS3. Las primeras dos componentes explican más del 80% de la varianza y cada una explica una parte similar de la varianza, indicando que se trata de autovalores degenerados. Sabiendo, además, que los campos de QS3 prácticamente sólo tienen dos grados de libertad (amplitud y fase), la elección de seleccionar las dos primera componentes es natural además de justificada por la Tabla 4.1.

Cuadro 4.1: Varianza explicada por las 5 primeras componentes principales de los campos de QS3 reconstruidos.

	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
R^2	0.436	0.397	0.054	0.038	0.026

Las dos primeras componentes principales del campo de QS3 (Figura 4.13) se encuentran en cuadratura cuya combinación lineal resulta en otra QS3 cuya fase depende de la amplitud relativa de cada componente. En verano predomina la PC1, mientras que en invierno predomina la PC2 como se muestra en la Figura 4.14.

Se observa que enero, febrero y marzo tienen preponderancia del PC1 y casi nulo PC2 por lo que podrían agruparse. Abril, mayo, agosto, septiembre y octubre tienen una mezcla similar de componentes, pero es conveniente separar los dos primeros para respetar la progresión temporal. Junio y julio tienen un comportamiento diferente al de los demás meses con gran magnitud de PC2. Noviembre y diciembre aparecen como *outliers* en este diagrama debido a que su mayor variabilidad (como se notó en la Figura 4.12) hace que no predomine ninguna componente principal. Podrían ser clasificarlos juntos como meses de “no estacionaridad” indicando que se trata de una época del año donde la QS3 no está presente.

En la Figura 4.14 también se hace una posible modificación de las estaciones clásicas adaptada para el análisis de la QS3 basada en la posición media de cada mes en el espacio de componentes principales. Enero, febrero y marzo tienen preponderancia del PC1 y casi nulo PC2, abril, mayo, agosto, septiembre y octubre tienen una mezcla similar de componentes, pero es conveniente separar los dos primeros para respetar la progresión temporal. Junio y julio no están tan juntos como los demás meses, pero se los puede agrupar por tener gran magnitud de PC2. Finalmente, noviembre y diciembre aparecen como *outliers* en este diagrama debido a que su mayor variabilidad (como se notó en la Sección 4.3) hace que no predomine ninguna componente principal. Es posible clasificarlos juntos como meses de “no estacionaridad” indicando que se trata de una época del año donde la QS3 no está presente.

El efecto de esta nueva descripción estacional se presenta en la Figura 4.15, donde se muestra el campo de Z^* reconstruido sólo a partir de la QS3 en 300 hPa y en la ?? que muestra el corte vertical-zonal correspondiente. Comparando con las figuras ?? y ?? del Capítulo 4 se ve que los campos de las estaciones de transición (AM y ASO) son más similares entre sí tanto en el campo horizontal como en el corte meridional. Como era de esperarse, el bimestre ND prácticamente carece de valores medios significativos asociados con la QS3.

La inclinación vertical de las perturbaciones que en la Figura 4.2 aparecía sólo levemente en invierno se observa con más claridad en la nueva descripción estacional (??). En el bimestre JJ la inclinación hacia el oeste es importante en la troposfera, estando presente también en AM y ASO en menor medida.

La teoría de ondas de Rossby indica que una inclinación hacia el oeste está asociada con transporte de calor hacia el polo por las perturbaciones y propagación vertical de las mismas (James 1994). Esto podría explicar la variación estacional de la extensión vertical de la QS3, la cual llegaría a la estratosfera alta en JJ, cuando la inclinación es máxima y quedaría atrapada en niveles más bajos en verano cuando la inclinación es mínima.

En complemento se presenta la Figura 4.17, que muestra la correlación lageada del campo de QS3 correspondiente a cada mes con los demás. Es decir, el valor de enero con el febrero siguiente representa

la correlación entre los campos de QS3 de todos los eneros con los campos de todos los febreros que les siguen. La línea escalonada marca la separación del año de manera que un número a la izquierda de ésta implica correlación de ese mes con meses del año siguiente. Las correlaciones justo a la izquierda de la línea escalonada son positivas y relativamente altas para casi todos los meses salvo noviembre, diciembre y agosto. Esto implica que el comportamiento de la QS3 en estos meses tiene poca similitud de un año a otro. Noviembre y diciembre también presentan bajas correlaciones en general con los demás meses, lo que es coherente con los resultados de las secciones anteriores, es decir, al ser meses con actividad de la onda 3 poco estacionaria, sus campos de QS3 no son consistentemente similares con ningún otro mes. Esta interpretación no parece posible para agosto, ya que su variabilidad no es particularmente alta (Figura 4.12).

Los valores de un mes a la derecha de la línea escalonada son en generalmente altos indicando buena concordancia entre los campos de un mes y el siguiente. Para esto nuevamente las excepciones son noviembre, diciembre y julio.

Las correlaciones entre meses corridos 6 meses son bajas para los meses de verano e invierno y medias para los meses de transición. Es decir, los meses de verano son muy distintos de los de invierno, mientras que los de transición son medianamente parecidos a todos. Esta es una consecuencia del ciclo anual de la fase (Figura 4.12).

El uso de componentes principales para el análisis de una onda que cambia de fase es similar a la metodología utilizada para el monitoreo de la MJO (Wheeler y Hendon 2004) por lo que sería posible su utilización como indicador de la actividad de la QS3 distinto de la amplitud media de Fourier. Una desventaja de la descomposición estacional obtenida es que no todas las estaciones tienen la misma cantidad de meses, lo cual dificulta la comparación estadística entre distintas estaciones. La exploración de dicho indicador está por fuera del objetivo de este trabajo.

4.5 R2

En el Sección 3.6 se discutió la relevancia del parámetro R2 como indicador de las características de la QS3. En particular, se mostró que la estructura vertical de la varianza explicada por la QS3 para cada estación (Figura 3.17) se caracteriza por máximos valores cerca de 45°S entre la superficie y los 200hPa y un ciclo anual con máximo en invierno y mínimo en verano. En esta sección se explora su estructura horizontal. Para esto, se toma como r^2 la correlación cuadrada entre el valor de Z^* y el de QS3 correspondiente para cada punto de grilla y cada mes.

Los campos horizontales de r^2 para 300hPa se muestran en la Figura 4.18. En las cuatro estaciones la QS3 explica la mayor parte de la varianza en el hemisferio oeste entre 60°S y 45°S. Lejos de ser homogéneos, los campos muestran tres máximos localizados con cierta persistencia durante el año. El primero, al sur del Índico, está presente en verano y otoño en 60°E que se encuentra más hacia el este en invierno y primavera. Algo similar sucede con el segundo máximo ubicado al sur del Pacífico, que se encuentra en 180° en otoño y en 120° en primavera. Se observa un tercer máximo en el Atlántico sur cuya ubicación varía longitudinalmente poco. En verano y otoño se distingue un máximo en latitudes bajas en el pacífico central.

Si se compara la posición de los máximos de r^2 con los centros de QS3, en verano, el máximo del Índico, por ejemplo, coincide con un centro anticiclónico. Pero en otoño el máximo de r^2 sobre esa cuenca se encuentra entre dos centros de la onda y lo mismo pasa con el máximo del Atlántico. Éste

último coincide con un centro anticiclónico, aunque en invierno está más cerca de uno ciclónico. En suma, no parece haber una asociación entre los máximos de r^2 y la ubicación de los centros de la QS3.

Se realizó el mismo análisis en base a las estaciones definidas en la Sección 4.4 según las características de la QS3 y se confirmó que las características generales no se modifican. Las principales diferencias son un debilitamiento de los máximos de R2 durante EFM y una fuerte intensificación del máximo del Atlántico durante DN (no se muestra).

4.6 Regresiones

Los campos de QS3 reconstruida a partir de Fourier permiten conocer la forma idealizada del campo de geopotencial asociado a esa onda, pero por su naturaleza no permiten conocer el estado típico de la atmósfera cuando la QS3 está activa. En esta sección se exploran brevemente las anomalías típicas de diferentes variables explicadas por la actividad de la QS3, a través del cómputo de mapas de regresión lineal entre I_3 (Sección 4.2) y diferentes variables. En esta metodología, la serie de I_3 está estandarizada de manera que los valores de regresión representan la porción de anomalía de la variable en cuestión asociada con un cambio de la amplitud de la QS3 de 1 desvío estándar en magnitud. En ese sentido los valores de regresión tienen las unidades de la variable regresionada. Para facilitar la descripción, la misma se realiza asumiendo que se muestran las anomalías regresionadas correspondientes a un cambio positivo en la amplitud de la QS3 de 1 desvío estándar.

4.6.1 Geopotencial

En la Figura 4.19 se muestra la regresión del campo de Z en 300hPa con I_3 para los doce meses del año. Existe mucha heterogeneidad en las características observadas en los distintos meses.

En enero, se observa un centro anómalamente negativo importante al sur del Pacífico, embebido en un patrón hemisférico de onda 3, en el cual se distingue un tren de ondas extendido entre el este de Nueva Zelanda, y Sudamérica. En febrero, la estructura se mantiene similar, pero con menor propagación meridional, y el centro anticiclónico en Sudamérica intensificado y un debilitamiento del ubicado al sur del Índico. En marzo, está presente una QS3 con mínima variación meridional que ocupa todo el círculo de latitud entre 60°S y 45°S. Abril es similar a marzo, pero sin centros ciclónicos significativos. En mayo, se distingue nuevamente un tren de ondas con propagación meridional pero en vez de terminar al sur de Sudamérica, lo hace en el Mar de Weddell. Junio, al igual que marzo, presenta una estructura de QS3 zonal, pero menos definida y, consistente con el corrimiento de la fase observado en la Sección 4.3 (Figura 4.12), con los centros ciclónicos y anticiclónicos desplazados hacia el oeste.

En julio, el patrón de QS3 se encuentra superpuesto con un fuerte patrón anular, con anomalías positiva de geopotencial en latitudes polares y negativas en latitudes medias. En la Figura 4.20 se muestran los mismos campos para julio y diciembre que en la Figura 4.19 pero en proyección estereográfica polar. En esta proyección es fácil identificar un patrón anular similar en julio a una fase negativa del SAM y a una fase positiva del SAM en diciembre. En efecto, la correlación entre el índice SAM e I_3 en julio es -0.57 (p-valor $\sim 9 \times 10^{-4}$) y en diciembre es 0.41 (p-valor ~ 0.0225)¹. Estos dos meses son los únicos con una relación significativa con el SAM al nivel del 95% de confianza.

La Figura 4.19 muestra que en agosto el campo de regresión tiene una estructura de QS3 zonal salvo en la región de Sudamérica, donde el centro anticiclónico se encuentra a mayor latitud, sobre la Península

¹Correlación de Pearson, tests a dos colas

Antártica. En septiembre se observa, embebido sobre el patrón de onda 3, un tren de ondas sobre el Pacífico con importante propagación meridional, similar al de otros meses (como enero, por ejemplo). En octubre, el patrón de QS3 se ve claramente en los centros de anomalías positivas, pero no tanto en los negativos. En este mes, hay evidencias de propagación meridional de trenes de onda. En particular se distingue un tren de ondas extendido entre el Pacífico central y el Atlántico, con fase tal que exhibe un centro negativo sobre Sudamérica. El campo de regresión en noviembre es muy similar al de abril; con evidencias de un tren de ondas extendido entre el sur de Australia y Sudamérica. En diciembre el patrón es similar al de enero pero modificado por el patrón anular similar a la fase positiva del SAM, discutido previamente.

4.6.2 Función Corriente

Como se mostró previamente la función corriente (ψ) resulta una mejor variable que Z para describir anomalías de circulación tanto sobre latitudes ecuatoriales como polares. Asimismo, los mapas de regresión de Z explicadas por la QS3 muestran en varios meses del año evidencias de trenes de onda extendidos entre zonas tropicales y extratropicales. En este sentido, esta subsección describe las características de la regresión entre las anomalías zonales de ψ con I_3 . Se incluye además los flujos de actividad de onda calculados a partir de tal regresión. El estudio de estos flujos permite confirmar (o no) que una determinada alternancia de centros de diferente signo está relacionada (o no) con un tren de onda.

La Figura 4.21 muestra evidencias de propagación meridional de ondas de Rossby desde la zona ecuatorial y atravesando el Pacífico Sur hasta Sudamérica en varios meses del año (enero, febrero, mayo, junio, agosto, septiembre, octubre y diciembre) aunque con diferentes características.

En enero y febrero, trenes de onda parecen emanar desde la zona ecuatorial ubicada al noreste de Nueva Zelanda, aunque con diferente fase y reflejan a diferentes longitudes. En mayo, se observa un tren intenso desde el norte de Australia hasta hacia el sur de Sudamérica. En junio la actividad de onda que emana desde Australia lo hace principalmente a lo largo de los subtrópicos para luego, en el Pacífico sudeste, dispersarse hacia el sur e influenciar el sur de Sudamérica. En agosto y septiembre, la actividad de onda que influye el sur de Sudamérica emana principalmente de la vecindad de Nueva Zelanda. En octubre, domina el flujo de actividad de onda que emana desde el norte de Nueva Zelanda hacia el Pacífico ecuatorial central para luego dispersar hacia el sudeste hasta Sudamérica y el Atlántico Sur. En noviembre, se distingue una dispersión de energía desde el sur de Australia, hacia el sur, que se observa más fuerte y coherente en diciembre influenciando Sudamérica.

Cabe mencionar que se hicieron también análisis de regresión entre las anomalías de SST e I_3 con el fin de explorar en qué medida los trenes de onda descriptos previamente están relacionados con variaciones en la temperatura de superficie del océano, en especial de los océanos tropicales, pero no se encontraron relaciones significativas. Teniendo en cuenta las limitaciones que tiene la descripción de las características de la QS3 solo a partir de la amplitud, y también considerando la imposibilidad de los análisis con observaciones de poder separar limpiamente los factores asociados con todas las posibles causas, motivó los experimentos con el modelo Speedy que se discuten en el capítulo siguiente.

Capítulo 5

Simulaciones con el modelo SPEEDY

El model SPEEDY fue utilizado para explorar las posibles causas que expliquen el desarrollo de un patrón de onda 3 en la circulación del hemisferio sur, más allá de las causas relacionadas con las vacilaciones del flujo de los oestes. En este capítulo se presentan y discuten los resultados de la corrida control así como de los experimentos de sensibilidad realizados.

5.1 Validación

Se realizó primero una corrida Control utilizando el modelo SPEEDY (de aquí en adelante SPEEDY). La misma cubrió el período 1985-2014, con los modelo de suelo y hielo activados y SST históricas provenientes de la base de datos HadISST (Rayner 2003). Se utilizó una atmósfera en reposo como condición inicial observando que el tiempo de *spin-up* es menor que un mes, por lo que se utilizó todos los meses de simulación.

Para la validación de la corrida control de SPEEDY se utilizaron los reanálisis del NCEP/NCAR (de aquí en adelante NCEP) correspondientes a diferentes variables. La descripción se concentra en mostrar los resultados sobre los niveles de 200hPa y 500hPa como representativos de los niveles altos y medios respectivamente, de la troposfera. Las conclusiones no cambian substancialmente en el resto de los niveles.

Como se mencionó previamente (Sección 2.1), la representación de la estratosfera en SPEEDY es muy limitada debido a que el único nivel estratosférico disponible (30hPa) es la tapa del modelo, funcionando como “esponja” que evita la propagación de ondas de gravedad.

5.1.1 Altura Geopotencial

La validación del campo medio de altura geopotencial (no se muestra) confirma que está bien representado por el modelo. La comparación de las anomalías zonales del campo medio representadas por SPEEDY se muestra en la Figura 5.1 donde en sombreado se muestra el campo de SPEEDY y en contornos el correspondiente a NCEP (convención que se mantendrá en el resto de las figuras de validación). SPEEDY representa correctamente la estructura aproximadamente barotrópica equivalente de las anomalías zonales. El patrón de QS1 y su intensificación en invierno son también bien simulados, aunque no en magnitud. En verano es demasiado débil y en invierno y primavera, demasiado intenso.

La ubicación de los máximos y mínimos de Z^* en SPEEDY es aproximadamente la correcta, aunque no logra capturar parte de la estructura fina. En 500hPa durante otoño, invierno y primavera, SPEEDY presenta un sólo máximo en 120°O a pesar de que NCEP muestra dos máximos, uno que se mantiene en la línea de fecha durante todo el año y otro entre 120°O y 60°O según la época del año.

En la Figura 5.2 se muestra la diferencia entre el campo de Z^* de NCEP y SPEEDY. En verano y otoño la principal diferencia radica en que NCEP muestra una alta más intensa de la QS1 al norte de 60°S . En invierno y primavera se observa un tren de ondas con propagación meridional que une el Índico con el Atlántico con número de onda planetaria 3. Un tren de ondas similar fue identificado en las observaciones en la ???. Su aparición al hacer la resta NCEP - SPEEDY indica que el mismo no está presente en la corrida Control.

En la Figura 5.3 se muestra el corte de Z^* en 60°S . El modelo presenta en líneas generales las anomalías de un determinado signo en la misma porción del hemisferio que NCEP. Además, el modelo es capaz de reproducir crudamente la variación estacional de la ubicación de los extremos de las anomalías en la vertical, entre verano e invierno. Sin embargo, se evidencia la falta de inclinación en la vertical de las anomalías zonales de SPEEDY, las cuales son mucho más barotrópicas que en NCEP. Esto indica que la QS1 en SPEEDY no estaría asociada principalmente al transporte de calor hacia el polo ni, en consecuencia, a la propagación vertical de ondas de Rossby.

5.1.2 Temperatura

En la Figura 5.4 se muestra el campo medio de temperatura de SPEEDY y NCEP. En 850hPa y 500hPa, ambos campos son muy similares, tanto en el gradiente meridional como en las anomalías zonales (que se muestran mejor en la ??). En niveles altos (200hPa) las simulación control diverge considerablemente de las observaciones. En verano y en otoño, SPEEDY muestra un gradiente meridional mucho más importante que NCEP y en invierno y primavera el gradiente máximo se da entre 30°S y 45°S para SPEEDY, y en 60°S en NCEP.

La Figura 5.5 presenta las anomalías zonales de temperatura simuladas y observadas. Ambas coinciden en niveles bajos, donde la influencia superficial es importante, pero son diferentes en altura. En 500hPa, las anomalías Antárticas de SPEEDY coinciden aproximadamente en ubicación con las de NCEP aunque son ligeramente más débiles en invierno y primavera. En 60°S , en verano hay buena coincidencia, pero entre otoño e invierno la QS1 observada en esas latitudes virtualmente desaparece en SPEEDY mientras que en primavera vuelve a crecer incluso con mayor intensidad que en NCEP. En 200hPa, SPEEDY carece casi totalmente de anomalías zonales significativas al sur de los 45°S durante todo el año a diferencia de NCEP, que muestra una estructura de QS1 bien definida con máxima amplitud en primavera. Al norte de esa latitud las anomalías de SPEEDY coinciden mejor con NCEP.

5.1.3 Viento zonal

En la Figura 5.6 se muestra el viento zonal medio para SPEEDY y NCEP. El modelo es capaz de representar el menos crudamente, varias de las características observadas más importantes, como ser la existencia de regiones de vientos del oeste intensos en regiones subtropicales y subpolares, así como sus variaciones estacionales. Sin embargo el jet simulado en verano se encuentra más al norte y ligeramente más elevado, así como los jets subtropicales simulados en las latitudes subtropicales son considerablemente más intensos en todas las estaciones. Se especula que esto podría deberse a una

celda de Hadley simulada más intensificada y con menos variaciones estacionales. Se destaca además la ausencia de un máximo asociado al jet subpolar, lo cual podría deberse a la falta de suficientes niveles verticales en la porción superior.

Dada la importancia del jet polar en la dinámica atmosférica durante los meses de invierno y primavera, su mala representación es una limitación muy importante del modelo SPEEDY.

5.1.4 Gradiente meridional de vorticidad absoluta

Comparando con la figura Figura 3.15 (nivel de 200hPa), se ve que la franja de máximo gradiente presente en todas las estaciones es más zonal en el caso de SPEEDY y corrida hacia el sur en verano. La región de gradientes negativos que se desarrolla en invierno sobre Nueva Zelanda tiene menor extensión y no aparece en otoño ni primavera.

En la Figura 5.8 se muestra un corte meridional del número de onda estacionario en 180° . En verano no hay regiones prohibidas en ningún modelo, pero la región entre 45°S y 60°S aparece como un mínimo en SPEEDY y un máximo en NCEP. Esto implica que la propagación meridional inhibida para un amplio rango de números de onda en SPEEDY pero no en NCEP. En particular, la QS3 puede propagarse meridionalmente en las observaciones, pero no en el modelo. En otoño la situación es inversa: al rededor de 40°S , NCEP muestra una región con número de onda estacionario imaginario, impidiendo la propagación meridional, mientras que en SPEEDY no existe tan impedimento. La QS3 nuevamente se ve afectada, teniendo propagación meridional irrestringida al norte de 60°S en SPEEDY pero quedando atrapada al sur de 50°S en las observaciones. En invierno y primavera la concordancia entre SPEEDY y NCEP es mayor.

5.1.5 Función corriente

La función corriente en 200hPa de SPEEDY se muestra en la Figura 5.9 (donde el sombreado corresponde a la anomalía zonal y las flechas a los flujos de actividad de onda) en comparación con los mismos campos de NCEP (Figura 3.14; notar que en NCEP está en coordenadas σ) existe una correspondencia general buena en los trópicos. La localización de los máximos y mínimos coincide en aproximadamente en todas las estaciones. En verano y primavera no aparece la alta de Bolivia relacionada con el SAMS, pero sí la baja del noroeste. La intensidad de las anomalías es menor en todas las estaciones, especialmente en el HN. Consecuentemente, también tienen menor magnitud los flujos de actividad de onda

5.1.6 Onda 3

En la Figura 5.10 se muestra la amplitud de la QS3 media para SPEEDY en contornos y NCEP en líneas. En verano, entre 45°S y 60°S SPEEDY coincide con NCEP en la localización y extensión del máximo, pero subestima la intensidad. El máximo secundario en latitudes bajas aparece más al sur y en un nivel más alto en SPEEDY. En otoño, SPEEDY carece casi por completo de señal de QS3 en comparación con NCEP. Si se calcula la amplitud media de la QS3 SPEEDY sí tiene una señal importante (no se muestra), indicando que la diferencia con NCEP se debe no a la falta de una onda 3, sino a su característica no estacionaria. En invierno, la amplitud de la QS3 media está subestimada en SPEEDY y corrida hacia el polo. Además, está mucho más restringida a niveles troposféricos en comparación con NCEP; posiblemente como consecuencia de la falta de niveles verticales y la mala

representación del jet polar. En primavera, por el contrario, la señal en SPEEDY es considerablemente mayor que en NCEP.

La QS3 reconstruida para SPEEDY se muestra en la Figura 5.11 donde además de confirmarse la variación de la amplitud prevista a partir de la ??, se puede apreciar la estructura horizontal. En verano, invierno y primavera, la inclinación de los centros es hacia el este, contraria a las observaciones e indicando transporte de cantidad de movimiento zonal hacia el norte en vez de hacia el sur. En otoño el campo de QS3 de SPEEDY es virtualmente nulo.

5.2 Experimentos de sensibilidad

Además de la corrida Control, se realizaron 3 corridas para evaluar la sensibilidad de la QS3 a distintos parámetros del modelo. **NOLAND** es idéntica a **Control** a excepción de que se desactivaron los modelos de mar, hielo y tierra y se reemplazó la SST por su media climatológica mensual. **SSTZONAL** es similar, pero la SST fue reemplazada por su media zonal mensual.

5.2.1 Altura geopotencial

Los campos de Z^* en 200hPa para cada corrida se muestra en la Figura 5.12. La corrida NOLAND no presenta diferencias obvias con respecto a Control. SSTZONAL en cambio, muestra una clara disminución de las anomalías zonales. Todas las corridas presentan una QS1 en altas latitudes con máximo en invierno pero su intensidad es notablemente menor en SSTZONAL en comparación a las otras dos. La QS1 en latitudes polares, en cambio, mantiene su amplitud en todas las corridas.

La figura Figura 5.13 muestra la diferencia entre Z^* de la corrida Control y las corridas de sensibilidad. NOLAND sólo muestra cambios significativos en invierno y primavera, donde la diferencia es un tren de ondas de propagación meridional muy similar al observado en la Figura 5.2 y presente en las observaciones (??). Es decir que a pesar de que la corrida Control carece del mismo, éste se desarrolla correctamente si se elimina la variabilidad de la temperatura superficial y su interacción con la atmósfera.

La diferencia entre SSTZONAL y Control se da principalmente entre 45°S y 60°S y responde a la casi desaparición de la QS1 en esas latitudes. Estos resultados son consistentes con los de Quintanar y Mechoso (1995b) dado que la eliminación de las anomalías zonales reduciría la convección anómala que genera los trenes de onda que ellos concluyeron son el principal sostén de este patrón. En invierno y primavera, está presente el tren de ondas observado en NOLAND - Control, pero con menor amplitud. Esto quizás se deba a que éste se encuentra enmascarado por los otros cambios.

5.2.2 Viento zonal

La diferencia del viento meridional entre corridas se muestra en la Figura 5.14. NOLAND - Control casi nulas diferencias en otoño. En verano NOLAND tiene vientos más intensos al norte y sur de Nueva Zelanda y menos intensos sobre ésta región, indicando una intensificación de los bloqueos con respecto a la corrida Control; el mismo patrón se observa en primavera. En invierno y primavera hay valores positivos en latitudes bajas indicando un debilitamiento de los alisios.

En SSTZONAL el patrón de aumento de los bloqueos se ve intensificado. En otoño, invierno y primavera se observan franjas de valores negativos al sur de 30° y positivos al norte, indicando que el jet se

encuentra desplazado hacia el norte. En las regiones ecuatoriales, los alisios son más intensos durante todo el año, lo cual resulta paradójico dada la estructura tipo Niño observada en la ??.

5.2.3 Función corriente

En la Figura 5.15 se muestra la anomalía zonal de la función corriente para cada corrida y los flujos de acción de onda. La misma es consistente con las observaciones generales de la Figura 5.12. Para todos los meses las anomalías en SSTZONAL son muy menores que las otras dos corridas y los flujos de actividad de onda son casi nulos en el HS y menores que las otras dos corridas en los trópicos del HN. La persistencia de las anomalías en el HN en comparación con el HS sugiere que el forzante principal de estos patrones de onda es el orográfico, ya que éste es el único forzante zonalmente asimétrico en SSTZONAL.

Para la corrida NOLAND, las diferencias son mínimas en verano y otoño. En invierno y primavera se observan anomalías más intensas al rededor de 30° y los flujos de acción de onda que son más hacia el sur al rededor de 60°E en comparación a la corrida Control. Nuevamente, esto es consistente con lo visto en la Figura 5.13 donde en NOLAND aparecía el tren de ondas desde el Índico hacia el pacífico que estaba ausente en la corrida Control.

5.2.4 Onda 3

En la Figura 5.16 se muestra la amplitud de la QS3 para cada estación y cada corrida. En verano se observa una reducción de la señal de la QS3 en 60°S entre Control, NOLAND y SSTZONAL además de un ligero corrimiento hacia el sur. La señal de más al norte, en cambio, no presenta cambios importantes más allá del mismo corrimiento que la señal anterior. En otoño la poca señal existente en Control prácticamente desaparece en en SSTZONAL, pero no hay cambios en NOLAND. En SSTZONAL hay un aumento de la amplitud de la QS3 en la costa antártica.

En invierno, NOLAND tiene la mayor señal de QS3 entre las simulaciones y Control, la mínima. Esto posiblemente se deba a la aparición del tren de ondas desde el Índico identificado en la Figura 5.13. Primavera es la estación con el cambio más dramático. Pasa de tener la señal más alta en la Corrrida control a tener una de las menores en NOLAND y SSTZONAL. La amplitud de la QS3 en 60°S y 300hPa desaparece prácticamente en su totalidad

Es importante notar que estas observaciones son sensibles a la metodología utilizada. La Figura 5.17 muestra la amplitud media de la QS3 para cada corrida y es útil compararla con la Figura 5.16 (que muestra la amplitud de la QS3 media). Verano se comporta de manera similar, con una ligera disminución de la señal en NOLAND y SSTZONAL.

Otoño tiene un gran cambio. Tanto la corrida Control como NOLAND y SSTZONAL tienen una señal fuerte que no cambia significativamente entre corridas. Esto indica que la baja señal en otoño en SPEEDY tiene es causada por que la onda 3 está presente mes a mes, pero no estacionariamente. Lo mismo parece suceder invierno de la corrida Control y primavera de NOLAND y SSTZONAL.

Para profundizar en esta observación, la Figura 5.18 muestra el desvío estándar de la fase media mensual para cada estación y corrida. Si se asume distribución normal, aproximadamente el 95% de los datos están en un rango de $\pm 2\sigma$ al rededor de la media. Como la fase está acotada entre 0° y 120° , valores de σ por encima de 30° implica que los datos están distribuidos casi uniformemente en todo el dominio.

En verano, el desvío es mínimo y aumenta ligeramente en NOLAND y SSTZONAL pero siempre por debajo de los 30°. En otoño, todas las corridas muestran valores altos muy por encima de los 30°, indicando que hay muy poca estacionaridad en todas las corridas. En invierno, la corrida Control está en el límite de los 30° y NOLAND y SSTZONAL tienen valores menores. En primavera, la corrida Control tiene valores mínimos de σ mientras que NOLAND y SSTZONAL presentan valores muy altos, por encima de los 30°. Estos valores son consistentes con lo observado en la comparación de las figuras ?? y ?? y sugieren que las diferencias observadas entre las corridas en la señal de la QS3 se deben principalmente a mayor o menor estacionaridad y no a una mayor o menor amplitud de las onda planetaria 3.

5.3 Cosas inesperadas...

me dio neumonía. :(

y pericarditis. :((

- ??
- protif!

Capítulo 6

Conclusiones

Capítulo 7

Agradecimientos

A las médicas y enfermeras del Sanatorio Güemes que me cuidaron durante mi internación.

Referencias

- Alvarez, Mariano S., C. S. Vera, G. N. Kiladis, y B. Liebmann. 2014. «Intraseasonal variability in South America during the cold season». *Climate Dynamics* 42 (11-12): 3253-69. doi:10.1007/s00382-013-1872-z.
- Barreiro, Marcelo, Nicolas Díaz, y Madeleine Renom. 2014. «Role of the global oceans and land-atmosphere interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina». *Climate Dynamics* 42 (7-8): 1733-53. doi:10.1007/s00382-014-2088-6.
- Berbery, E H, J Nogués-Paegle, y J D Horel. 1992. «Wavelike southern hemisphere extratropical teleconnections». *Journal of the Atmospheric Sciences* 49 (2): 155-77. doi:DOI: 10.1175/1520-0469(1992)049<0155:WSHET>2.0.CO;2.
- Cai, Wenju, Peter G. Baines, y Hal B. Gordon. 1999. «Southern mid- to high-latitude variability, a zonal wavenumber-3 pattern, and the Antarctic circumpolar wave in the CSIRO coupled model». *Journal of Climate* 12 (10): 3087-3104. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3087:SMTHLV>2.0.CO;2.
- Campitelli, Elio. 2017. *metR: Tools for Easier Analysis of Meteorological Fields*. <https://github.com/eliocamp/metR>.
- Court, Arnold. 1942. «Tropopause Disappearance During the Antarctic Winter». *Bulletin of the American Meteorological Society* 23 (5). American Meteorological Society: 220-38. doi:10.2307/26255916.
- Desrochers, Paul R., y Samuel Y. K. Yee. 1999. «Wavelet Applications for Mesocyclone Identification in Doppler Radar Observations». *Journal of Applied Meteorology* 38 (7): 965-80. doi:10.1175/1520-0450(1999)038<0965:WAFMII>2.0.CO;2.
- Fogt, Ryan L., Julie M. Jones, y James Renwick. 2012. «Seasonal zonal asymmetries in the southern annular mode and their impact on regional temperature anomalies». *Journal of Climate* 25 (18): 6253-70. doi:10.1175/JCLI-D-11-00474.1.
- Hobbs, William R., y Marilyn N. Raphael. 2010. «Characterizing the zonally asymmetric component of the SH circulation». *Climate Dynamics* 35 (5): 859-73. doi:10.1007/s00382-009-0663-z.
- Irving, Damien, y Ian Simmonds. 2015. «A novel approach to diagnosing Southern Hemisphere planetary wave activity and its influence on regional climate variability». *Journal of Climate* 28 (23): 9041-57. doi:10.1175/JCLI-D-15-0287.1.
- James, I. N. 1994. *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511622977.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, et al. 1996. «The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project». *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (3):

- 437-71. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Karoly, David J. 1989. «Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events». *Journal of Climate* 2 (11): 1239-52. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1239:SHCFAW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1239:SHCFAW>2.0.CO;2).
- Karoly, David J. 1985. «An atmospheric climatology of the Southern Hemisphere based on ten years of daily numerical analyses(1972-82). II- Standing wave climatology». *Australian Meteorological Magazine* 33 (3): 105-16.
- Kidson, John W. 1988. «Interannual Variations in the Southern Hemisphere Circulation». *Journal of Climate* 1 (12): 1177-98. doi:10.1175/1520-0442(1988)001<1177:IVITSH>2.0.CO;2.
- King, J. C., y J. Turner. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511524967.
- Kinnard, Christophe, Christian M Zdanowicz, David a Fisher, Elisabeth Isaksson, Anne de Vernal, y Lonnie G Thompson. 2011. «Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years.» *Nature* 479 (7374). Nature Publishing Group: 509-12. doi:10.1038/nature10581.
- Loon, Harry van, y L. Jenne, Roy. 1972. «The Zonal Harmonic Standing Waves in the Southern Hemisphere». *Journal of Geophysical Research* 77 (6): 992-1003.
- Lorenz, David J., y Dennis L. Hartmann. 2001. «Eddy-Zonal Flow Feedback in the Southern Hemisphere». *Journal of the Atmospheric Sciences* 58 (21): 3312-27. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<3312:EZFFIT>2.0.CO;2.
- Lund, Ulric, Claudio Agostinelli, Hiroyoshi Arai, Alessandro Gagliardi, Eduardo Garcia Portugues, Dimitri Giunchi, Jean-Olivier Irisson, Matthew Pocernich, y Federico Rotolo. 2017. *circular: Circular Statistics*. <https://CRAN.R-project.org/package=circular>.
- Mi, Xiangcheng, Haibao Ren, Zisheng Ouyang, Wei Wei, y Keping Ma. 2005. «The use of the Mexican Hat and the Morlet wavelets for detection of ecological patterns». *Plant Ecology* 179 (1): 1-19. doi:10.1007/s11258-004-5089-4.
- Mo, Kingtse C., y Glenn H. White. 1985. «Teleconnections in the Southern Hemisphere». *Monthly Weather Review* 113 (1): 22-37. doi:10.1175/1520-0493(1985)113<0022:TITSH>2.0.CO;2.
- Molteni, F. 2003. «Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments». *Climate Dynamics* 20 (2): 175-91. doi:10.1007/s00382-002-0268-2.
- Pinault, Jean Louis. 2016. «Long Wave Resonance in Tropical Oceans and Implications on Climate: The Pacific Ocean». *Pure and Applied Geophysics* 173 (6): 2119-45. doi:10.1007/s00024-015-1212-9.
- Quintanar, Arturo I., y Carlos R. Mechoso. 1995a. «Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part I: observational data». *Journal of Climate* 8 (11): 2659-72. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2659:QSWITS>2.0.CO;2.
- . 1995b. «Quasi-Stationary Waves in the Southern Hemisphere. Part II: Generation Mechanisms». *Journal of Climate* 8 (11): 2673-90. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2673:QSWITS>2.0.CO;2.
- Rao, V. Brahmananda, J. P. R. Fernandez, y S. H. Franchito. 2004. «Quasi-stationary waves in the southern hemisphere during El Niña and La Niña events». *Annales Geophysicae* 22 (3): 789-806.
- Raphael, M. N. 2004. «A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere». *Geophysical Research*

- Letters* 31 (23): 1-4. doi:10.1029/2004GL020365.
- . 2007. «The influence of atmospheric zonal wave three on Antarctic sea ice variability». *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 112 (12): D12112. doi:10.1029/2006JD007852.
- Raphael, Marilyn N. 1998. «Quasi-stationary waves in the southern hemisphere: an examination of their simulation by the NCAR climate system model, with and without an interactive ocean». *Journal of Climate* 11 (6): 1405-19.
- . 2003. «Recent, Large-Scale Changes in the Extratropical Southern Hemisphere Atmospheric Circulation». *Journal of Climate* 16: 2915-24.
- . 2004. «A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere». *Geophysical Research Letters* 31 (23): 1-4. doi:10.1029/2004GL020365.
- Rayner, N. A. 2003. «Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century». *Journal of Geophysical Research* 108 (D14): 4407. doi:10.1029/2002JD002670.
- Roesch, Angi, y Harald Schmidbauer. 2014. *WaveletComp: Computational Wavelet Analysis*. <https://CRAN.R-project.org/package=WaveletComp>.
- Silvestri, Gabriel, y Carolina Vera. 2009. «Nonstationary impacts of the southern annular mode on Southern Hemisphere climate». *Journal of Climate* 22 (22): 6142-8. doi:10.1175/2009JCLI3036.1.
- Simpson, Isla R., Theodore G. Shepherd, Peter Hitchcock, y John F. Scinocca. 2013. «Southern annular mode dynamics in observations and models. part ii: Eddy Feedbacks». *Journal of Climate* 26 (14): 5220-41. doi:10.1175/JCLI-D-12-00495.1.
- Torrence, Christopher, y Gilbert.~P. Compo. 1998. «A Practical Guide to Wavelet Analysis.» *Bulletin of the American Meteorological Society* 79: 61-78. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.
- Trenberth, Kevin E. 1980. «Planetary Waves at 500 mb in the Southern Hemisphere». *Monthly Weather Review* 108 (9): 1378-89. doi:10.1175/1520-0493(1980)108<1378:PWAMIT>2.0.CO;2.
- Trenberth, Kevin E., y Kingtse C. Mo. 1985. «Blocking in the Southern Hemisphere». *Monthly Weather Review* 113 (1): 3-21. doi:10.1175/1520-0493(1985)113<0003:BITSH>2.0.CO;2.
- Vera, Carolina, W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, et al. 2006. «Toward a unified view of the American monsoon systems». *Journal of Climate* 19 (20): 4977-5000. doi:10.1175/JCLI3896.1.
- Vera, Carolina, Gabriel Silvestri, Vicente Barros, y Andrea Carril. 2004. «Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere». *Journal of Climate* 17 (9): 1741-53. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1741:DIENRO>2.0.CO;2.
- Wang, Lei, Paul J. Kushner, y Darryn W. Waugh. 2013. «Southern hemisphere stationary wave response to changes of ozone and greenhouse gases». *Journal of Climate* 26 (24): 10205-17. doi:10.1175/JCLI-D-13-00160.1.
- Wheeler, Matthew C., y Harry H. Hendon. 2004. «An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction». *Monthly Weather Review* 132 (8): 1917-32. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2.
- Yuan, Xiaojun, y Cuihua Li. 2008. «Climate modes in southern high latitudes and their impacts on

- Antarctic sea ice». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113 (6): 1-13. doi:10.1029/2006JC004067.
- Zängl, G. 2001. «The tropopause in the polar regions». *Journal of Climate* 14 (14): 3117-39. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3117:TTITPR>2.0.CO;2.

Índice de figuras

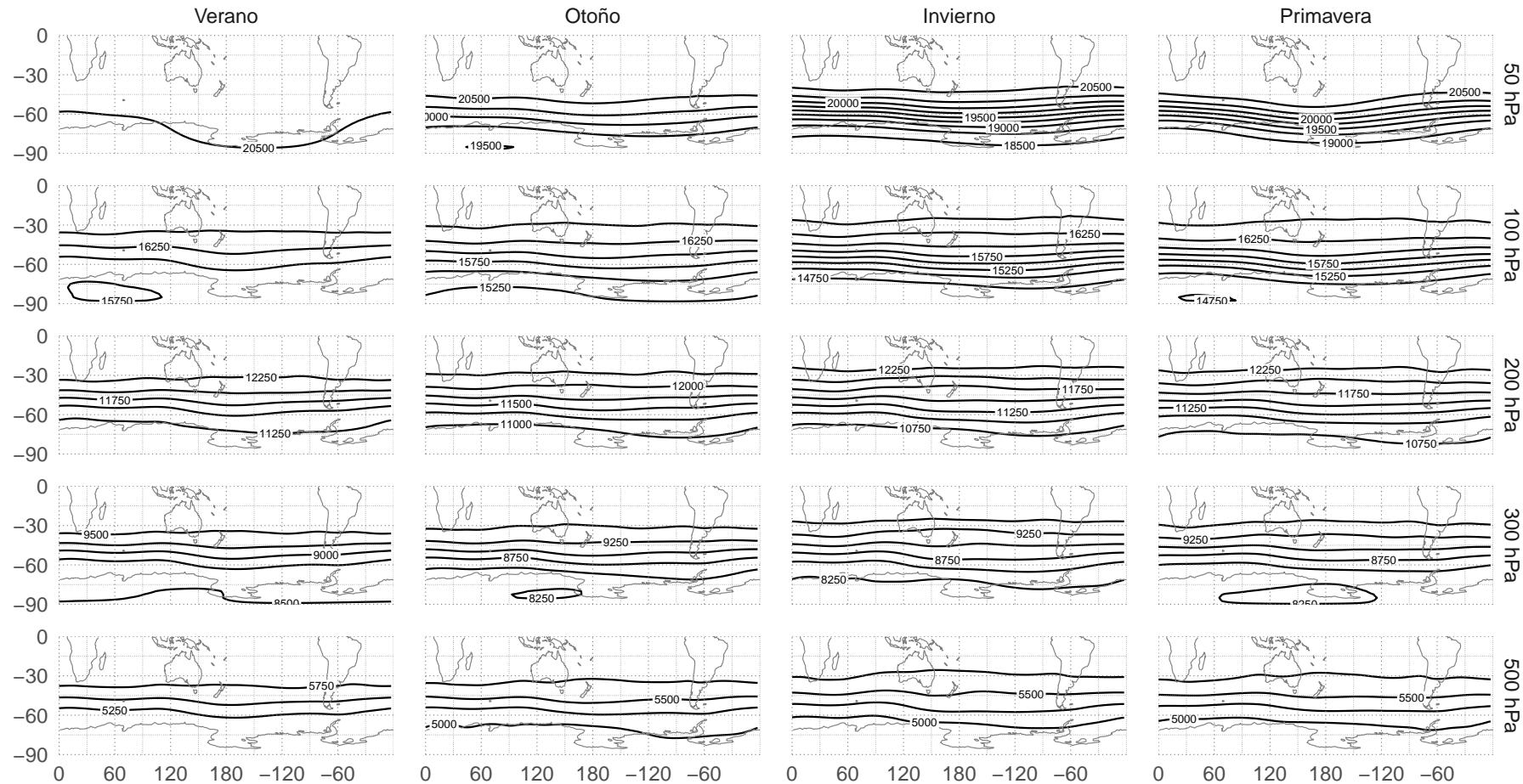


Figura 3.1: Altura geopotencial media (NCEP). Contornos cada 250 mgp.

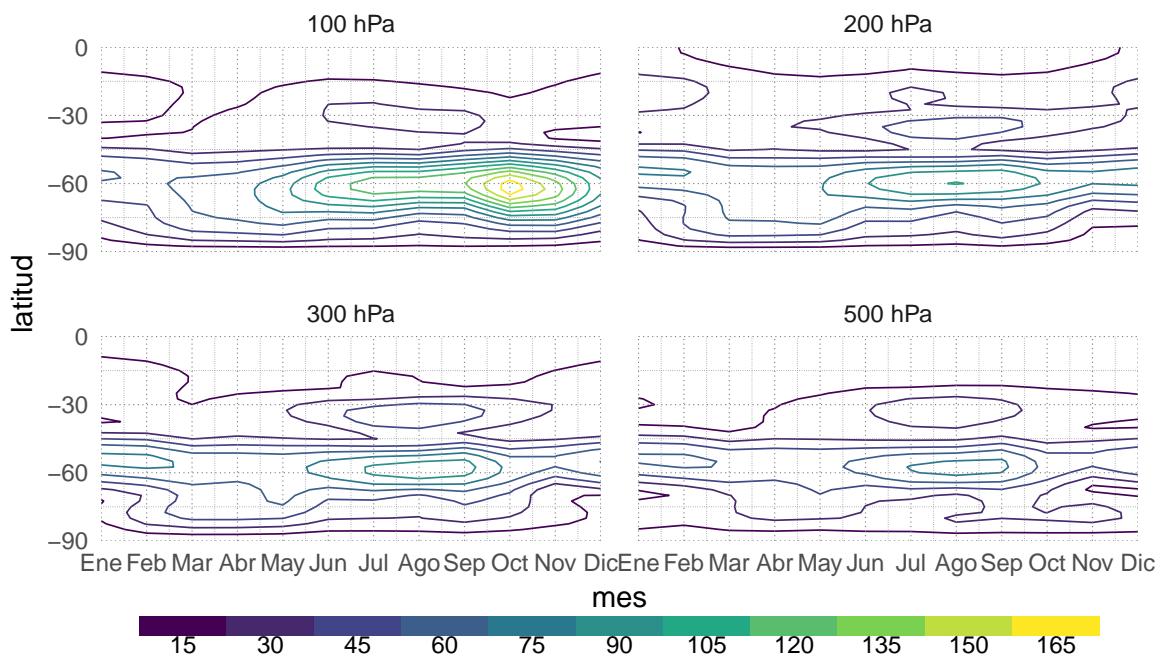


Figura 3.2: Desvío estándar de Z por círculo de latitud (NCEP).

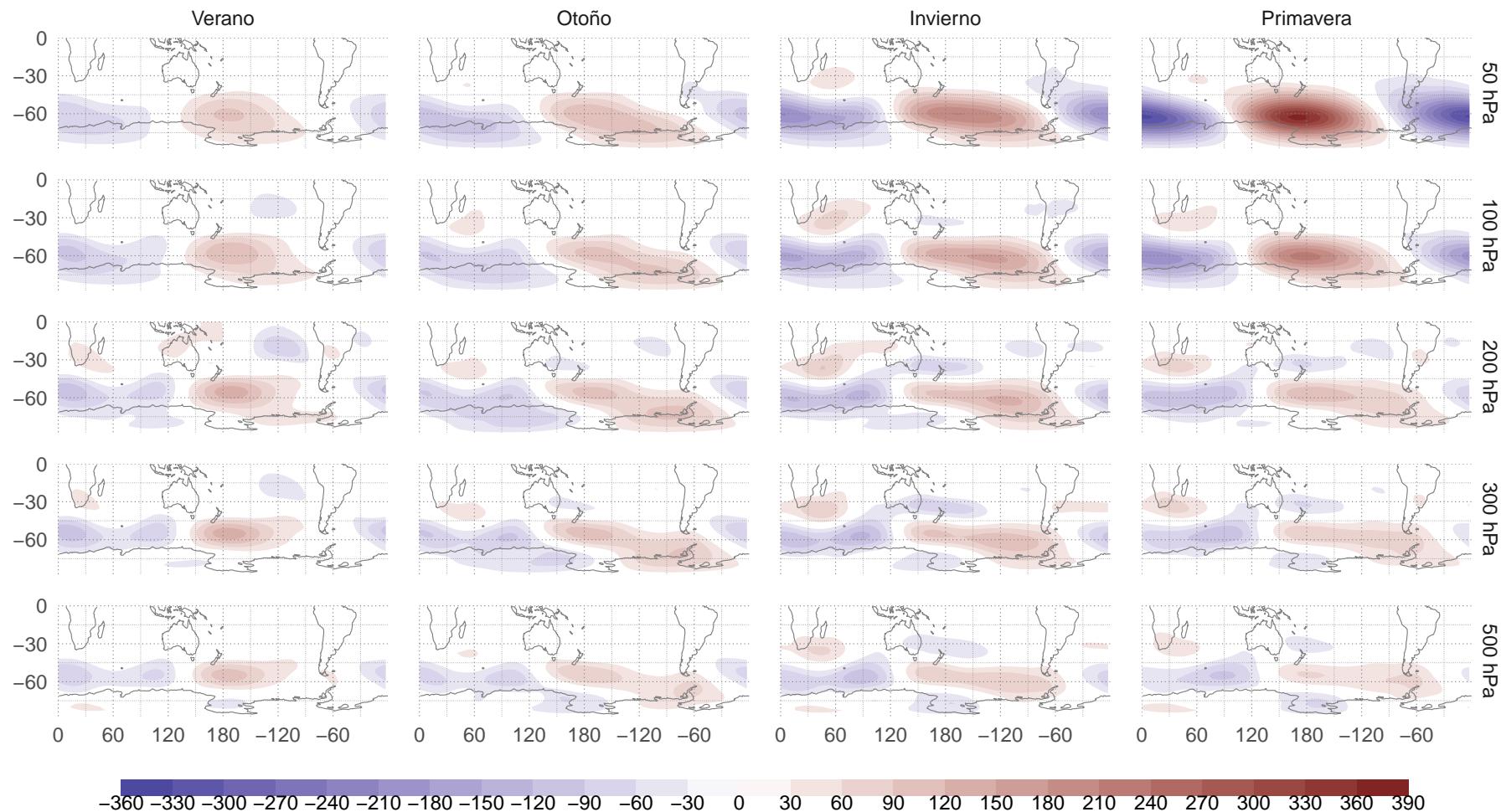


Figura 3.3: Anomalía zonal de altura geopotencial (NCEP).

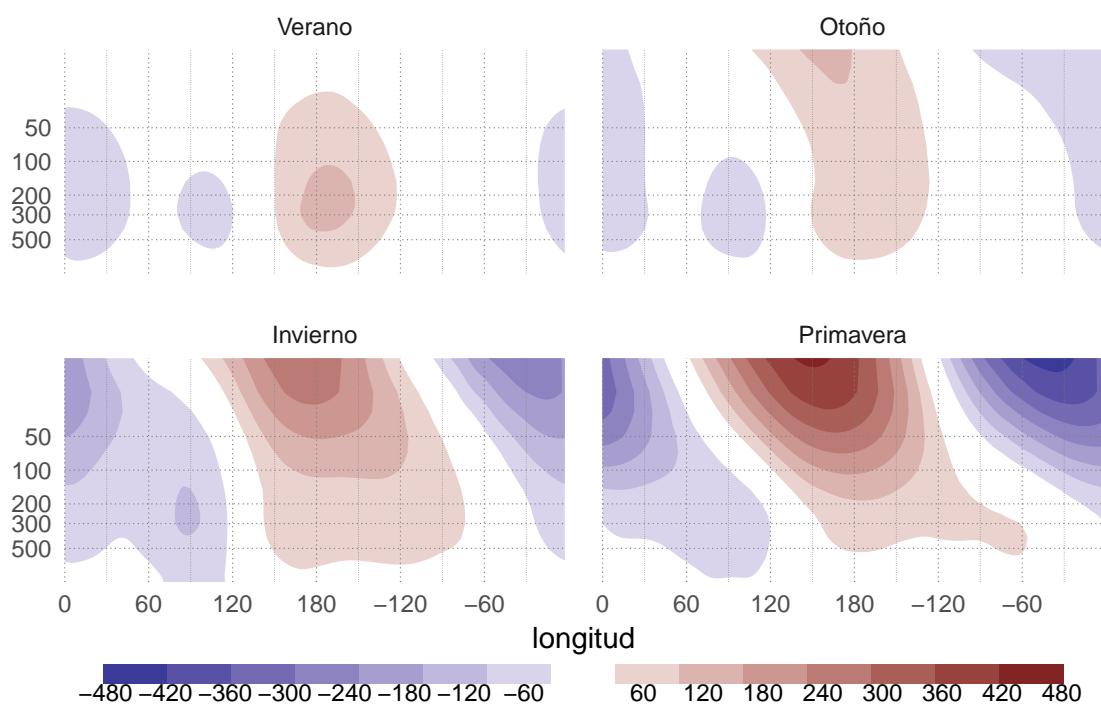


Figura 3.4: Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60° (NCEP).

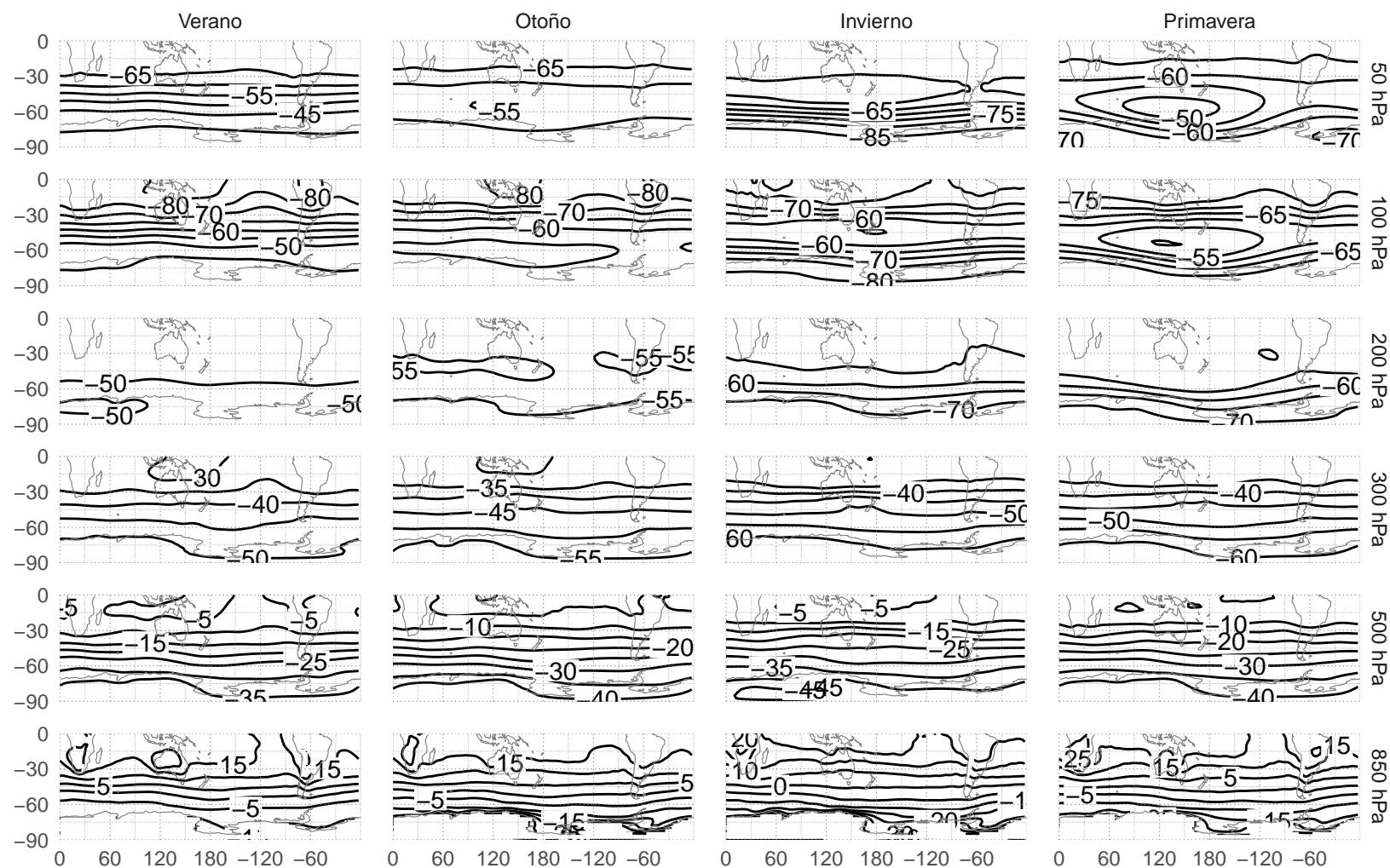


Figura 3.5: Temperatura media (NCEP). Contornos cada 5K.

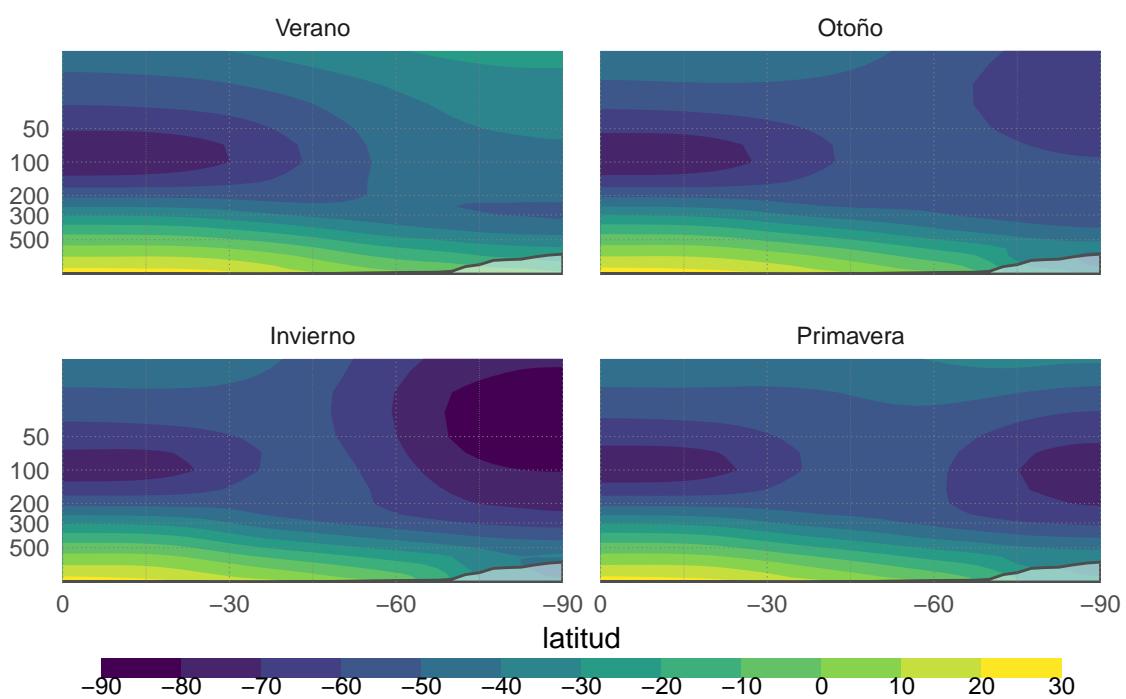


Figura 3.6: Media zonal de la temperatura para cada nivel y latitud (NCEP).

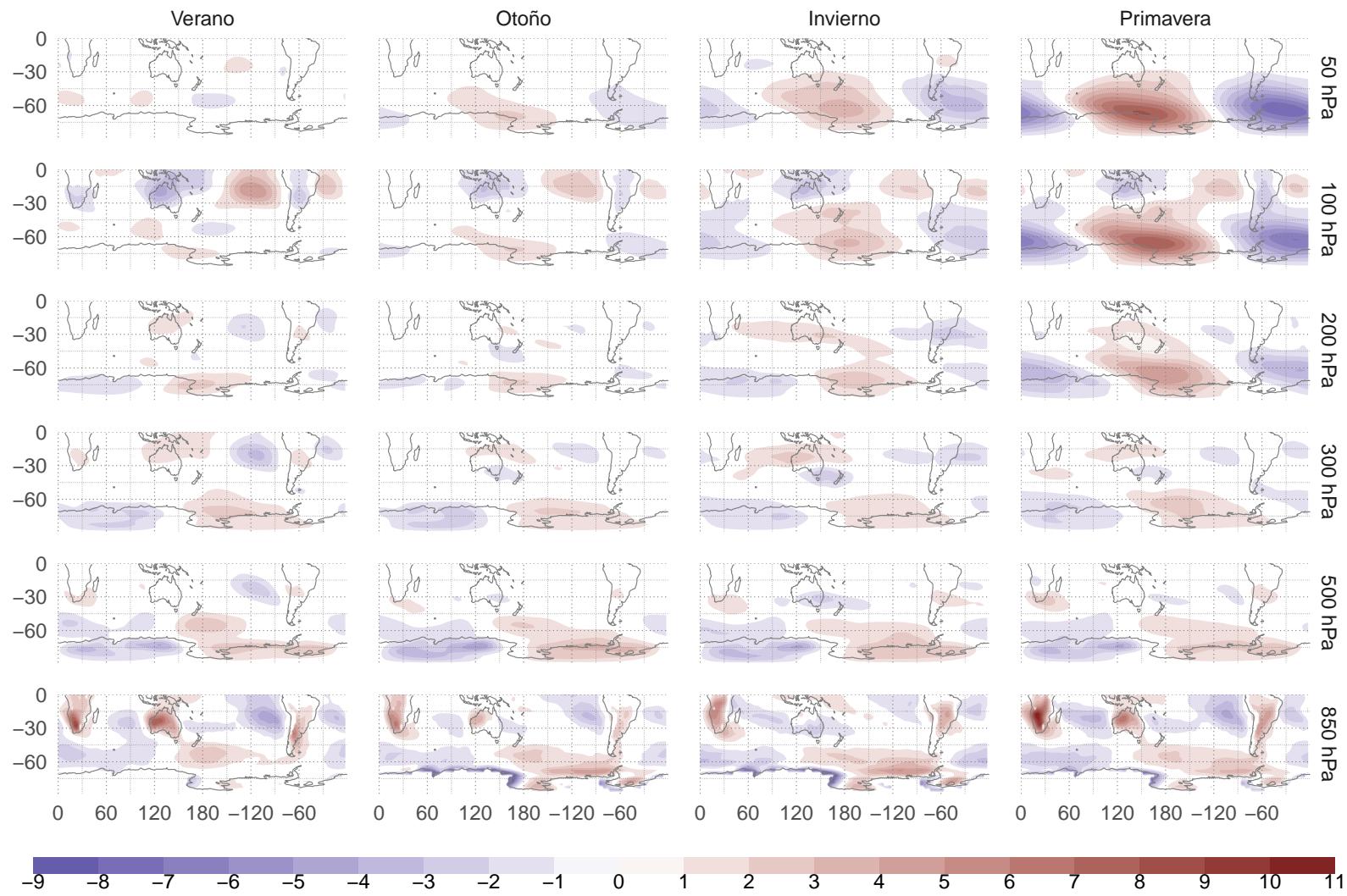


Figura 3.7: Anomalía zonal de temperatura (NCEP).

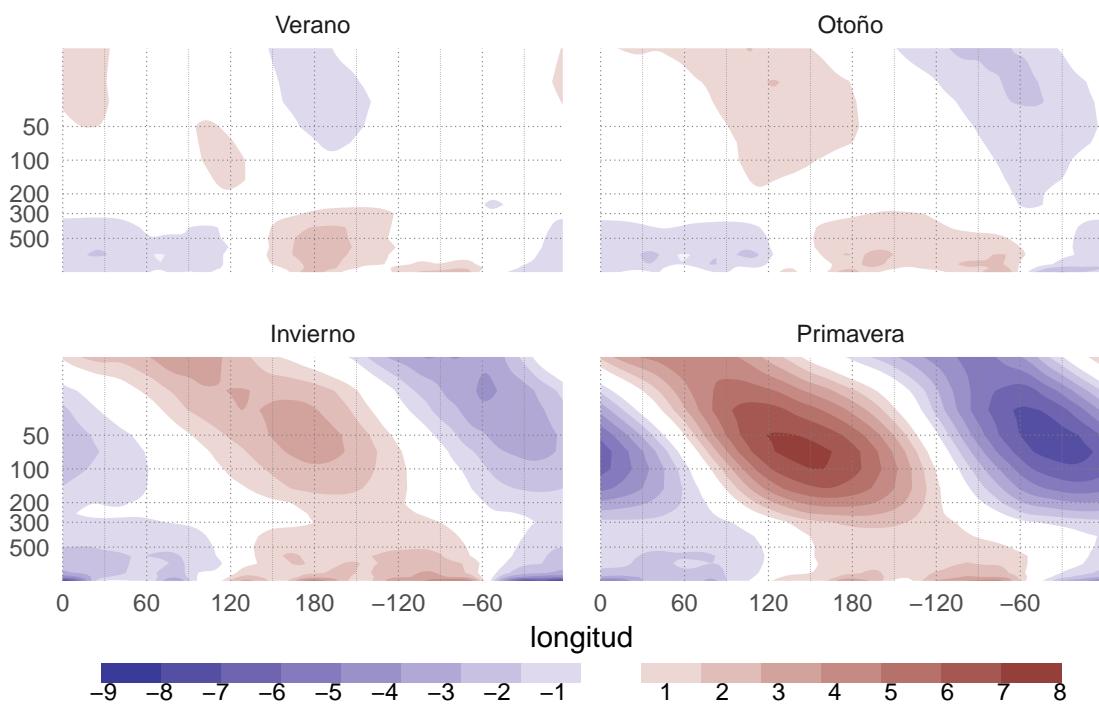


Figura 3.8: Corte zonal de anomalía zonal de temperatura en -60° (NCEP).

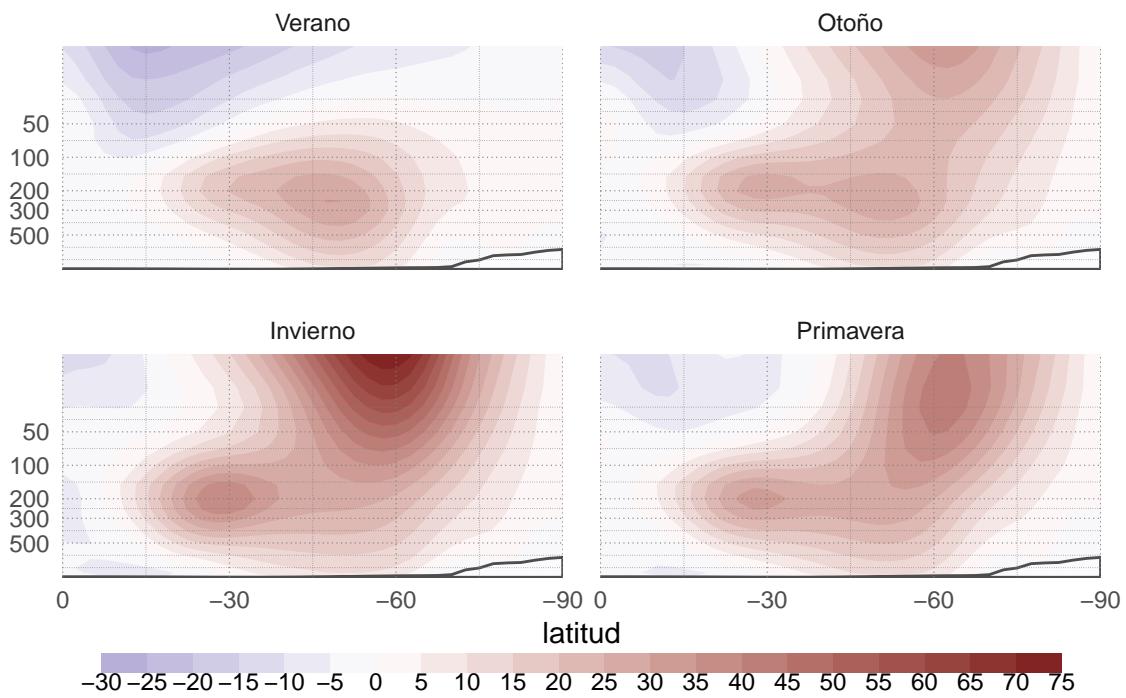


Figura 3.9: Media zonal del viento zonal para cada nivel y latitud (NCEP).

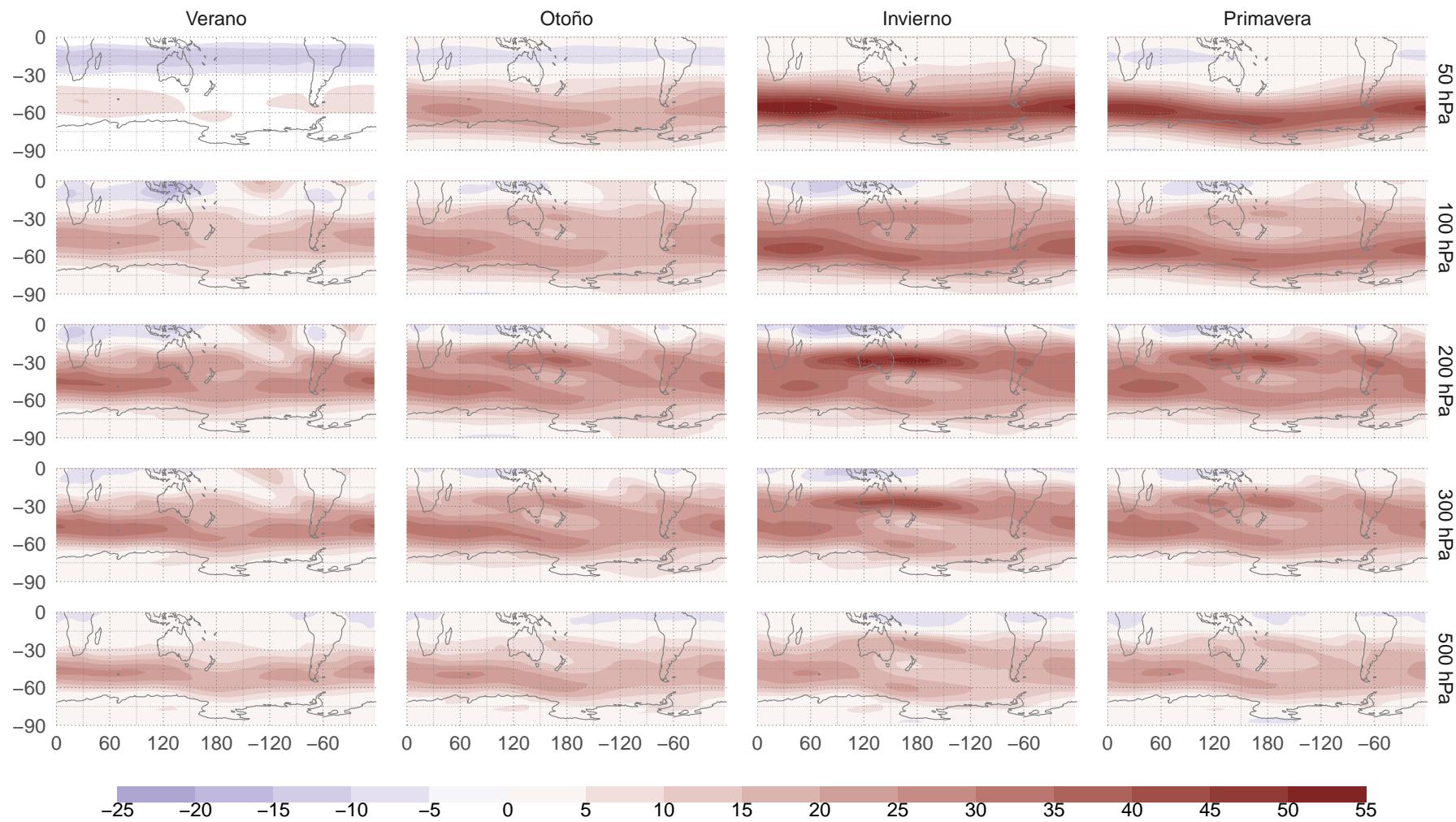


Figura 3.10: Viento zonal medio (NCEP).

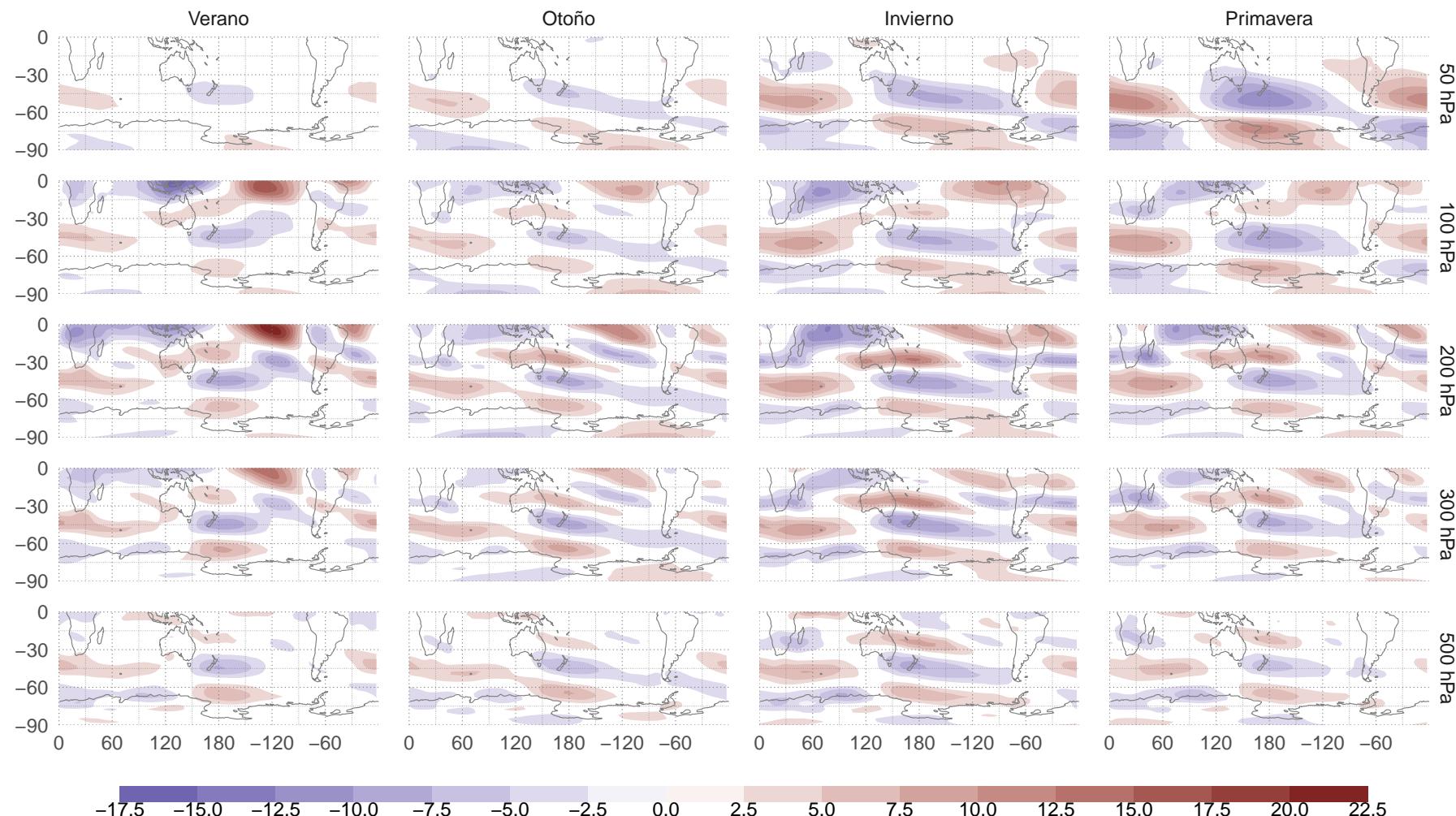


Figura 3.11: Anomalía zonal de viento zonal (NCEP).

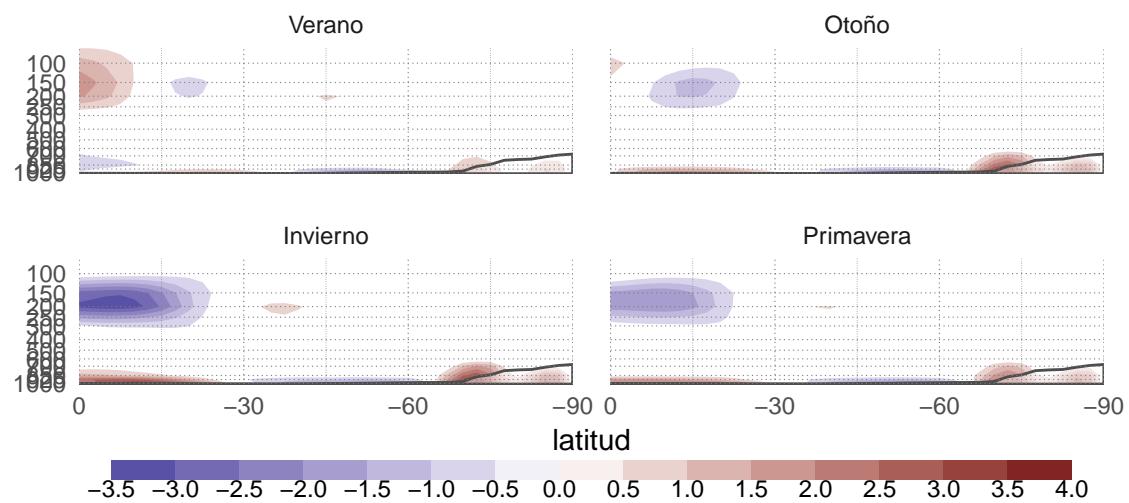


Figura 3.12: Media zonal del viento meridional (NCEP).

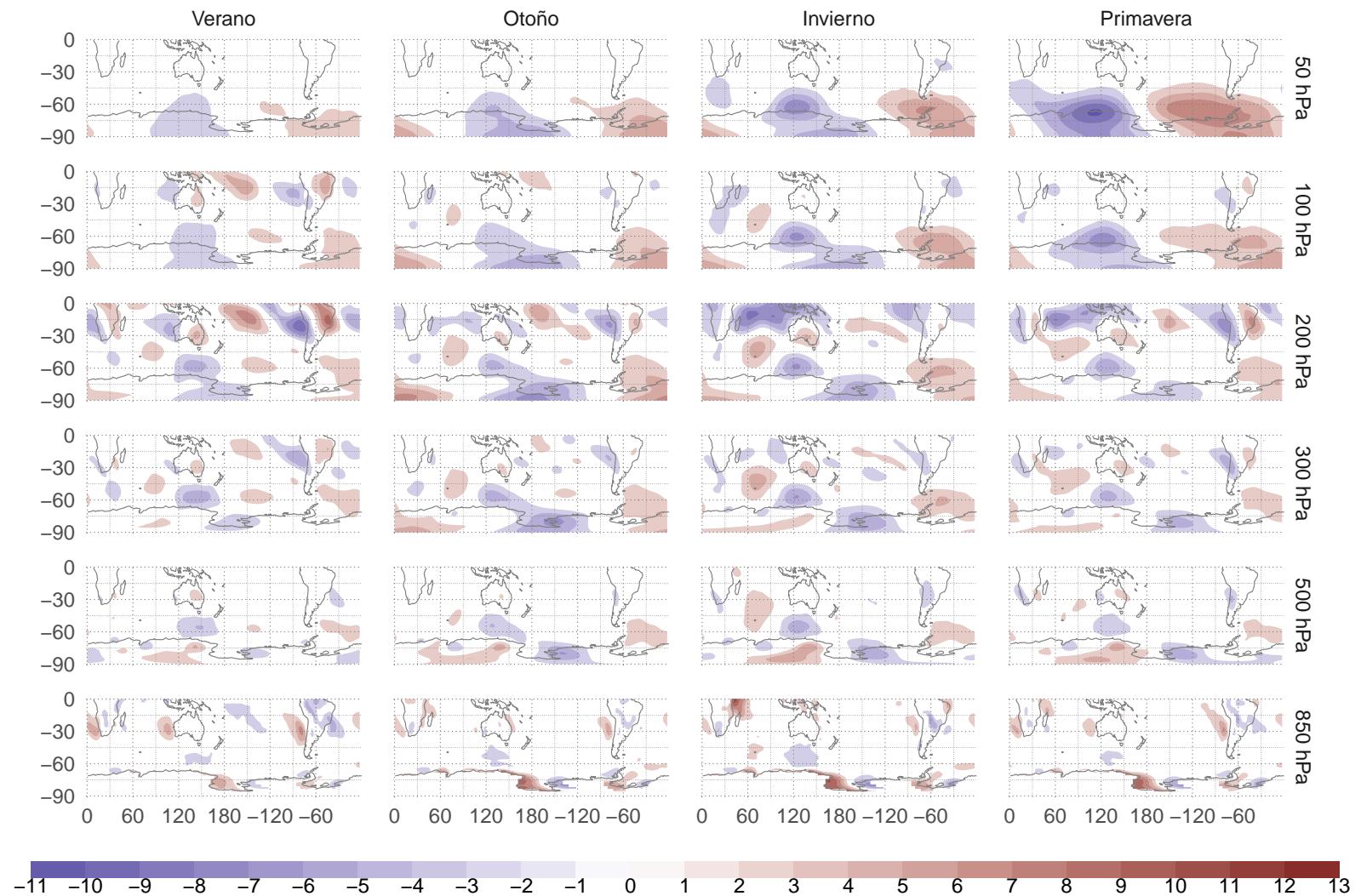


Figura 3.13: Viento meridional medio (NCEP).

3.1 Función corriente

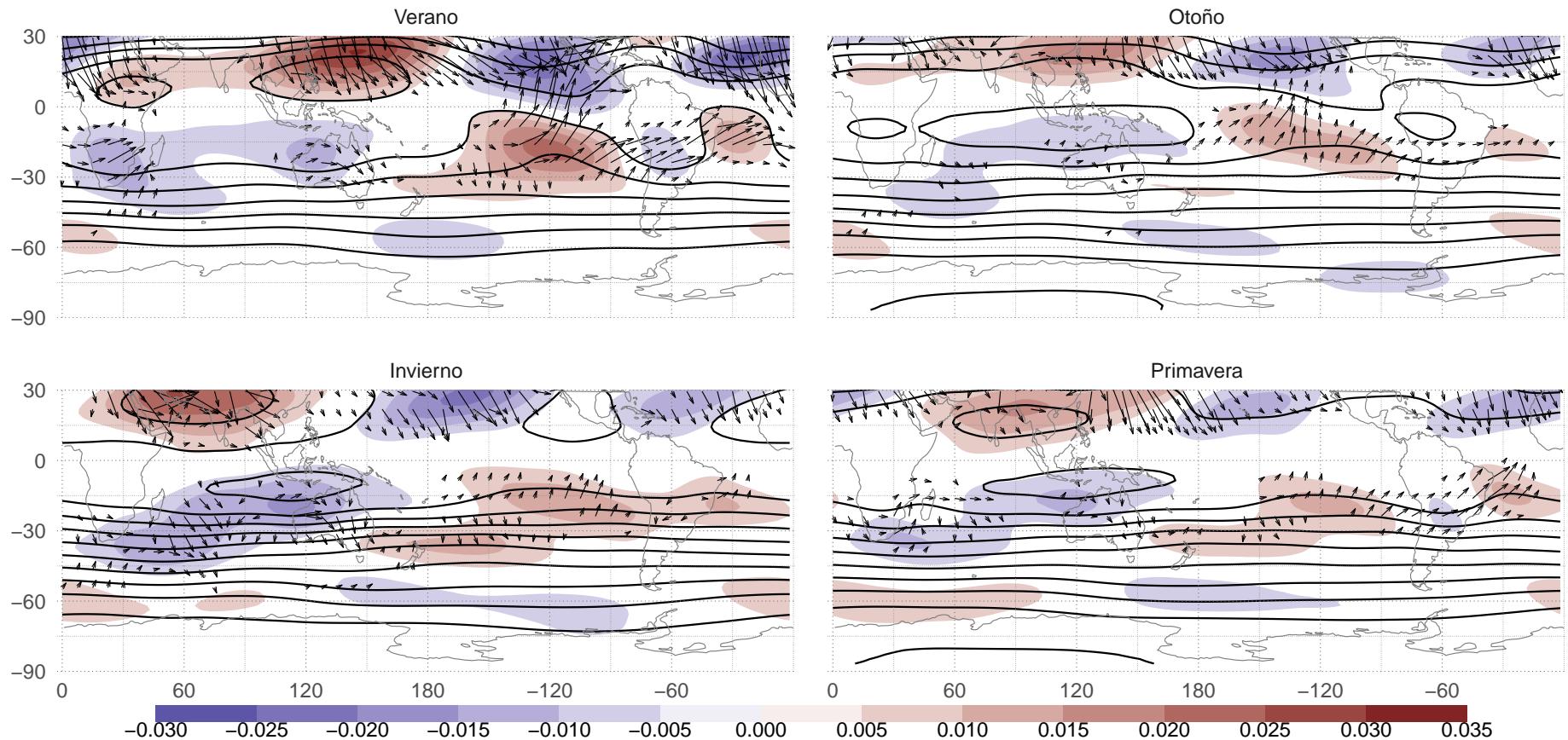


Figura 3.14: Función corriente media en $\sigma = 0.2101$ (contornos cada $2 \times 10^{-11} m^2/s$), anomalía zonal de función corriente (sombreado, $1 \times 10^{-9} m^2/s$) y flujos de actividad de onda medios (NCEP).

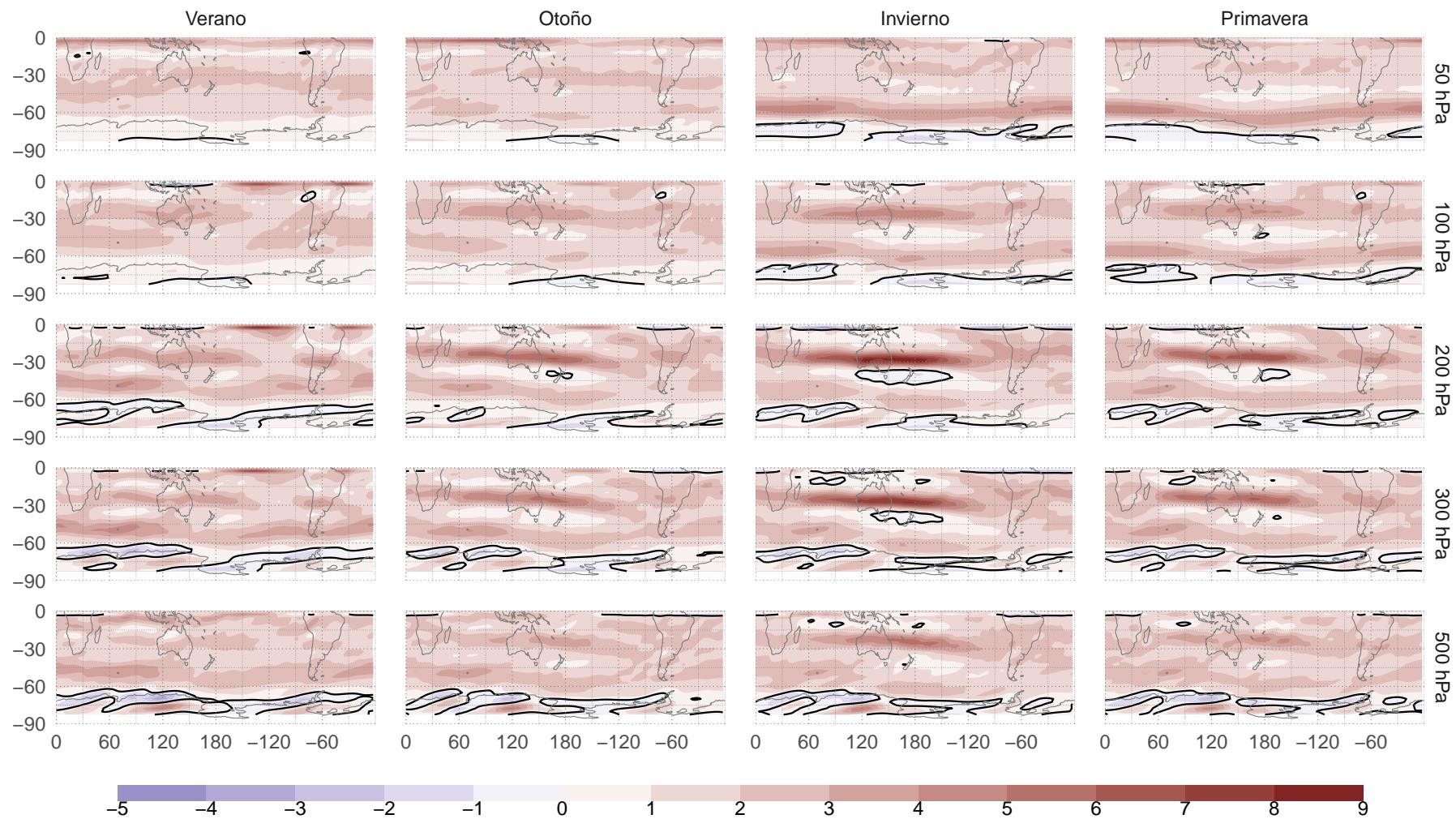


Figura 3.15: Gradiante meridional de vorticidad absoluta ($1 \times 10^{11} (ms)^{-1}$)

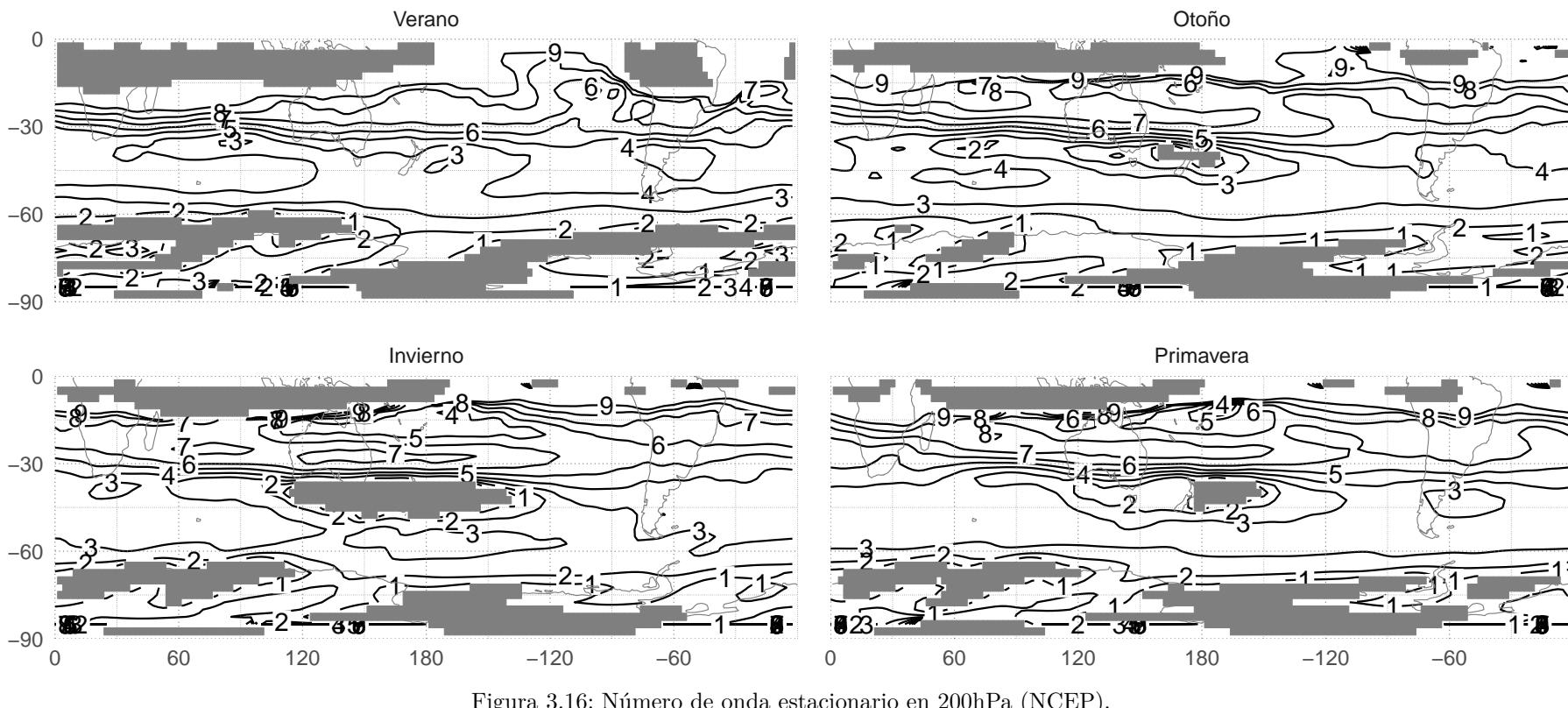


Figura 3.16: Número de onda estacionario en 200hPa (NCEP).

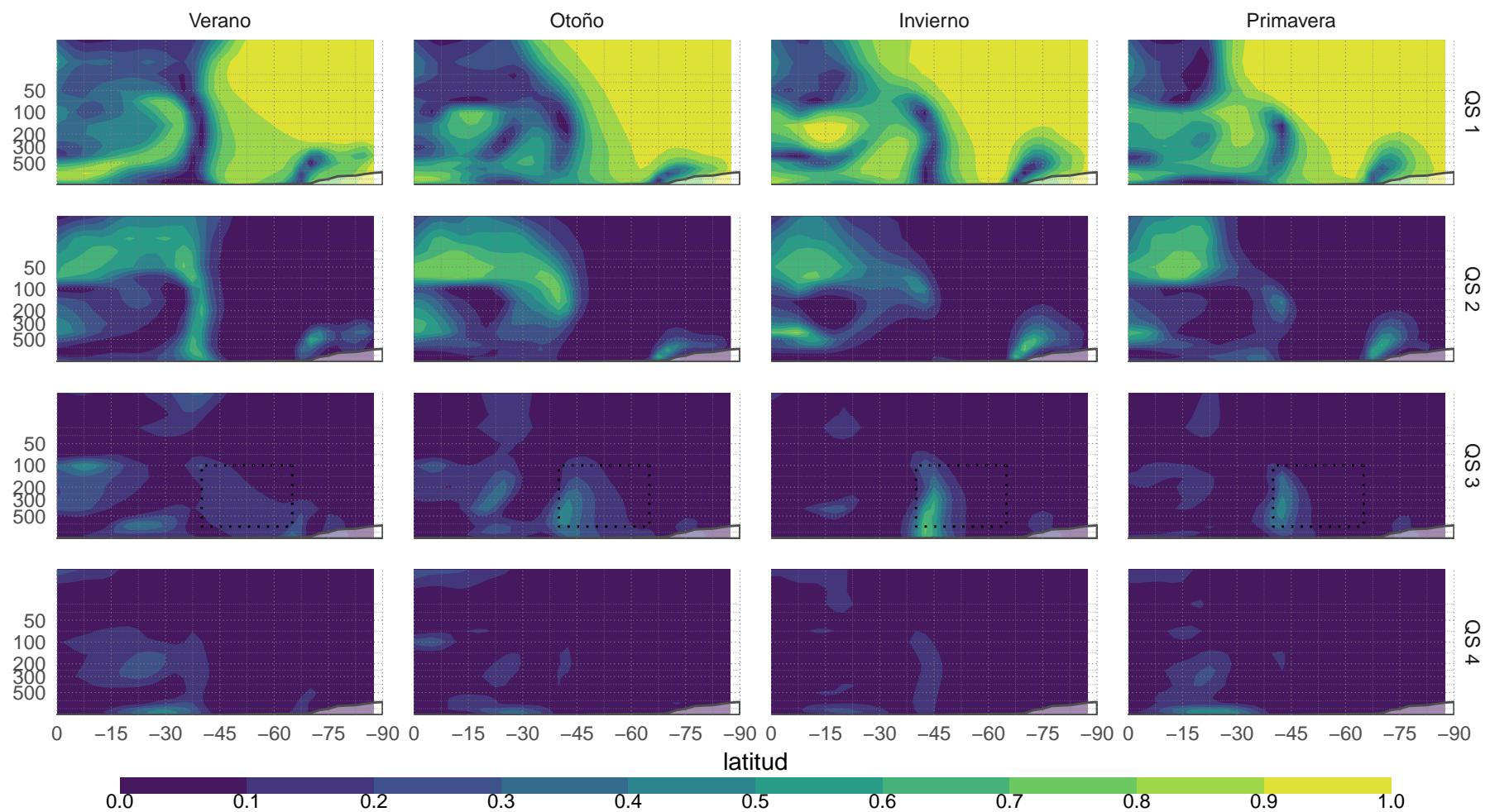


Figura 3.17: R^2 de Fourier para números de onda 1 a 4 (NCEP).

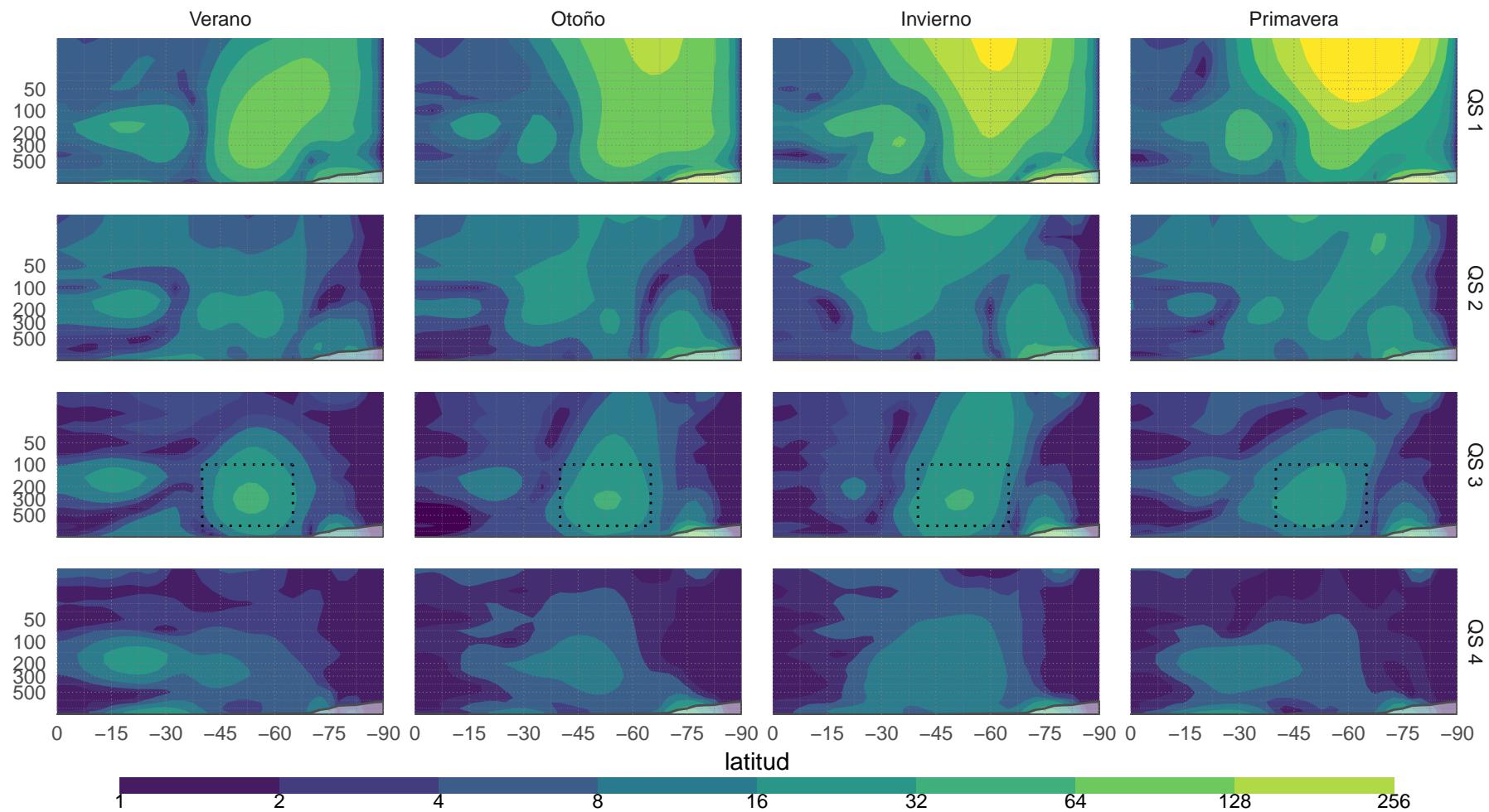


Figura 3.18: Amplitud de Fourier para números de onda 1 a 4 (NCEP).

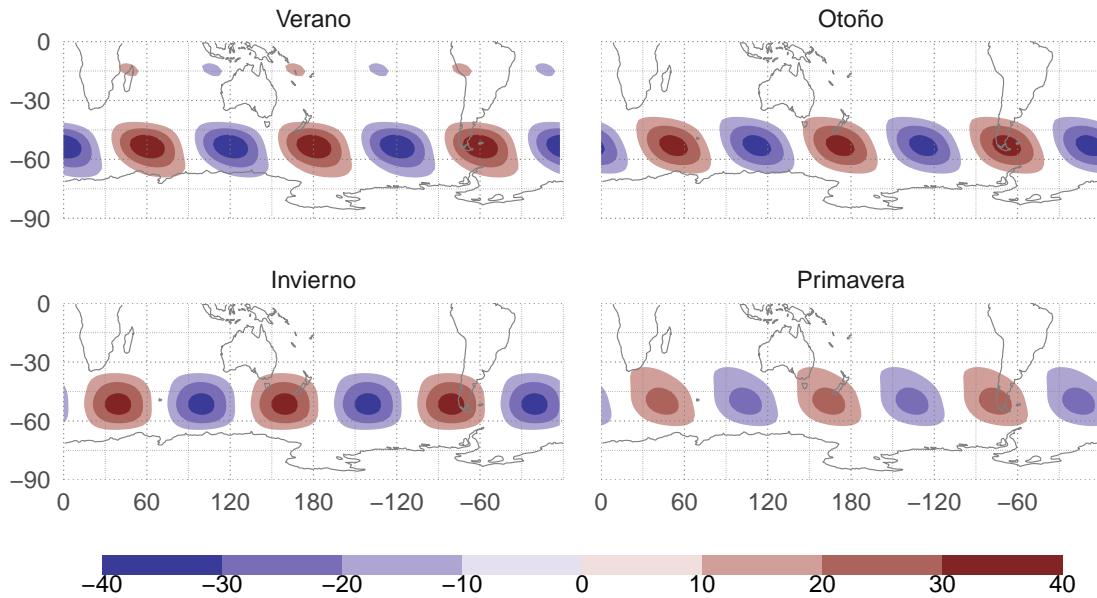


Figura 4.1: Z^* media reconstruida a partir de la QS3 (NCEP).

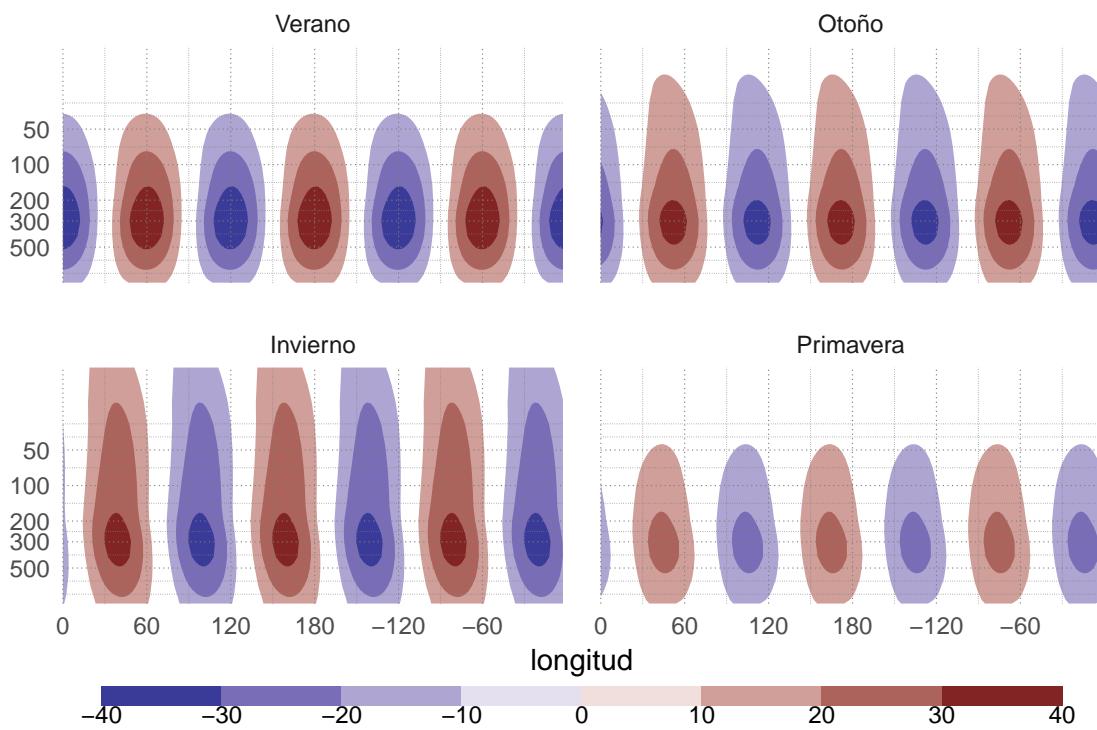


Figura 4.2: Corte zonal en 60°S de Z^* reconstruida a partir de la QS3 (NCEP).

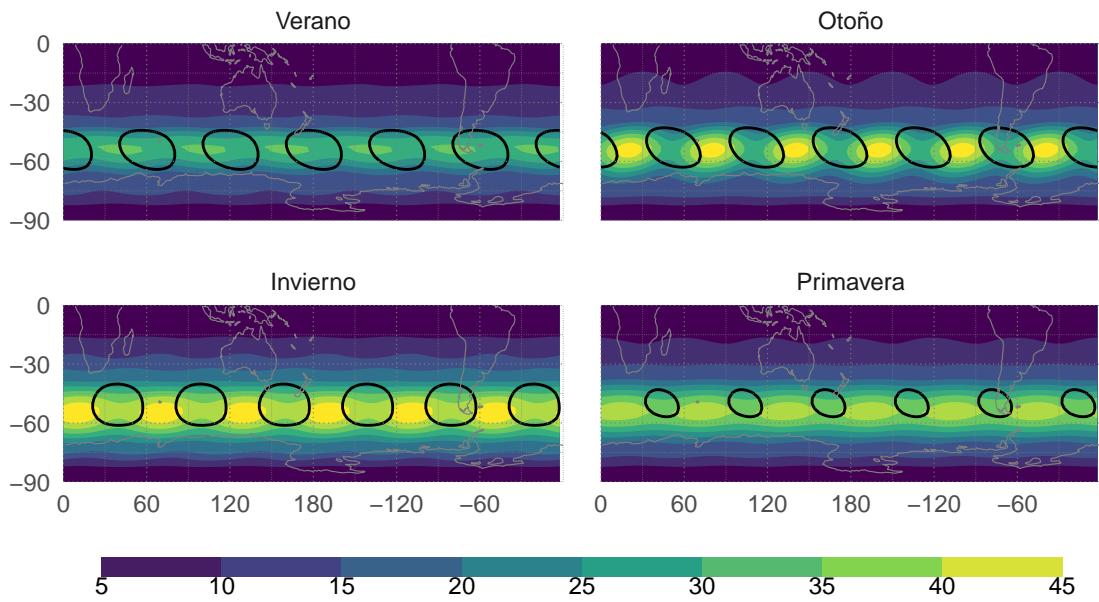


Figura 4.3: Desvío estándar temporal de Z^* reconstruida a partir de la QS3. Se incluyen en negro, contornos que describen la posición de los centros de las perturbaciones (NCEP).

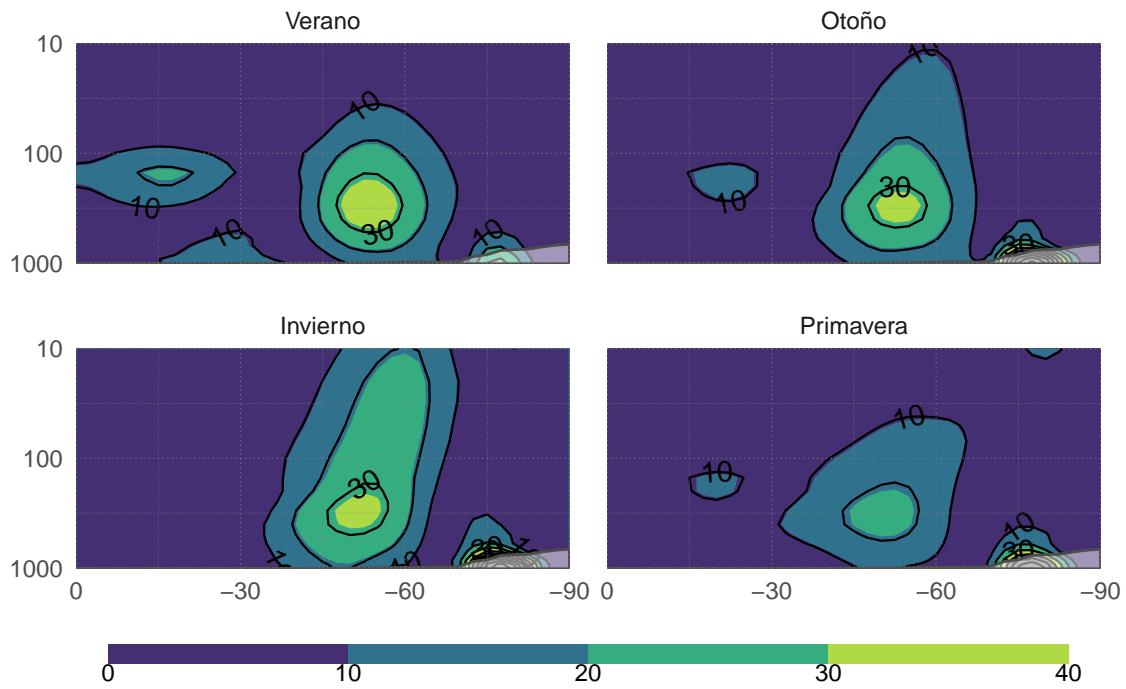


Figura 4.4: Amplitud de la QS3 según wavelets (sombreados) y Fourier (contornos) (NCEP).

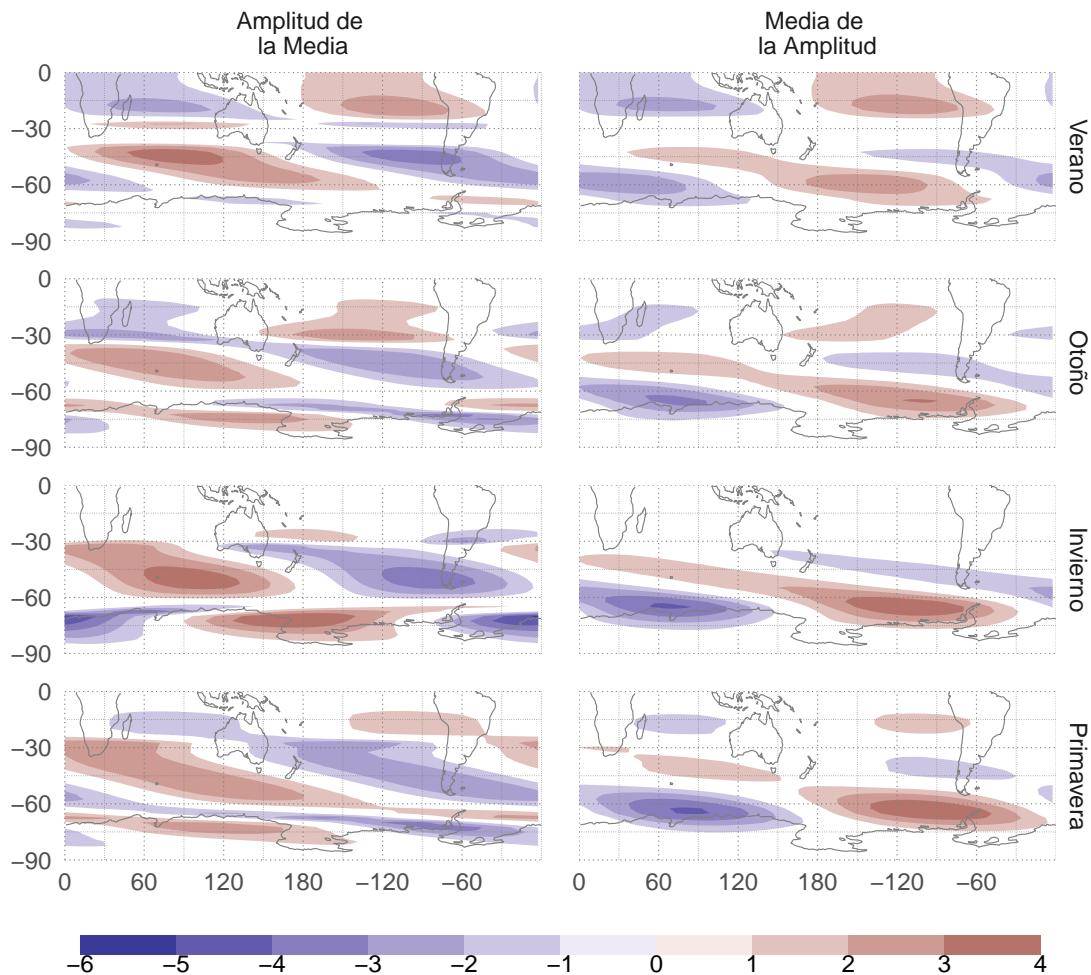


Figura 4.5: Anomalía zonal de la amplitud de la QS3 según wavelets en 300hPa para el método AM y MA (Sección 2.2) (NCEP).

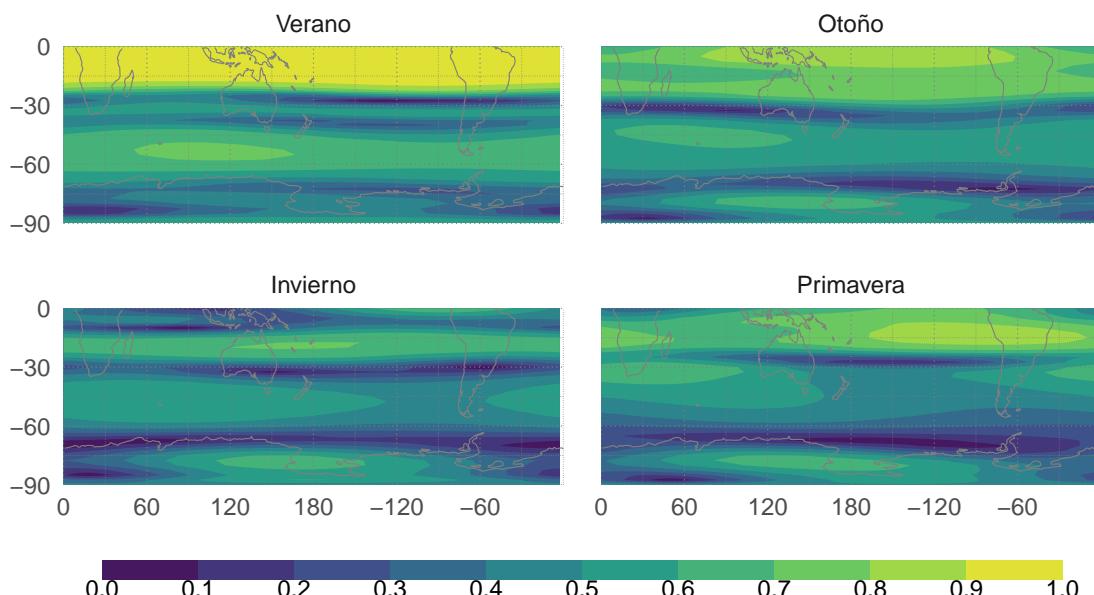


Figura 4.6: Estacionariedad de la QS3 estimada como la división entre la amplitud del método AM y la amplitud del método MA en 300hPa (NCEP).

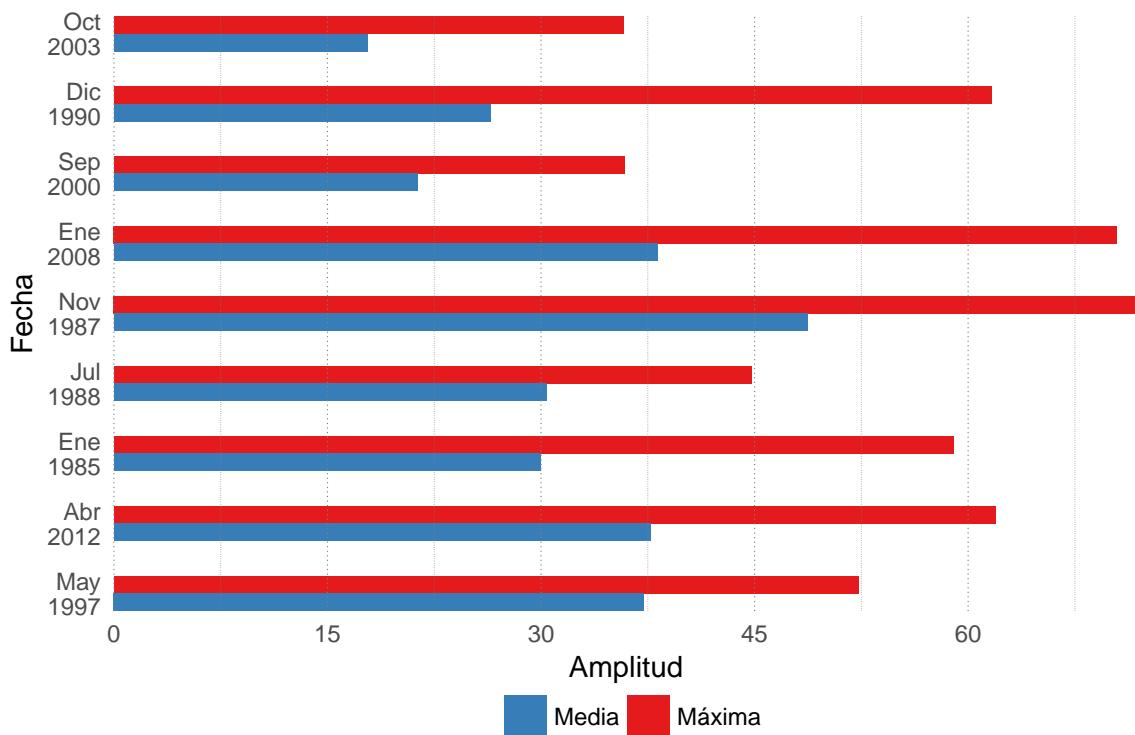


Figura 4.7: Amplitud de la QS3 máxima y media para 9 casos seleccionados.

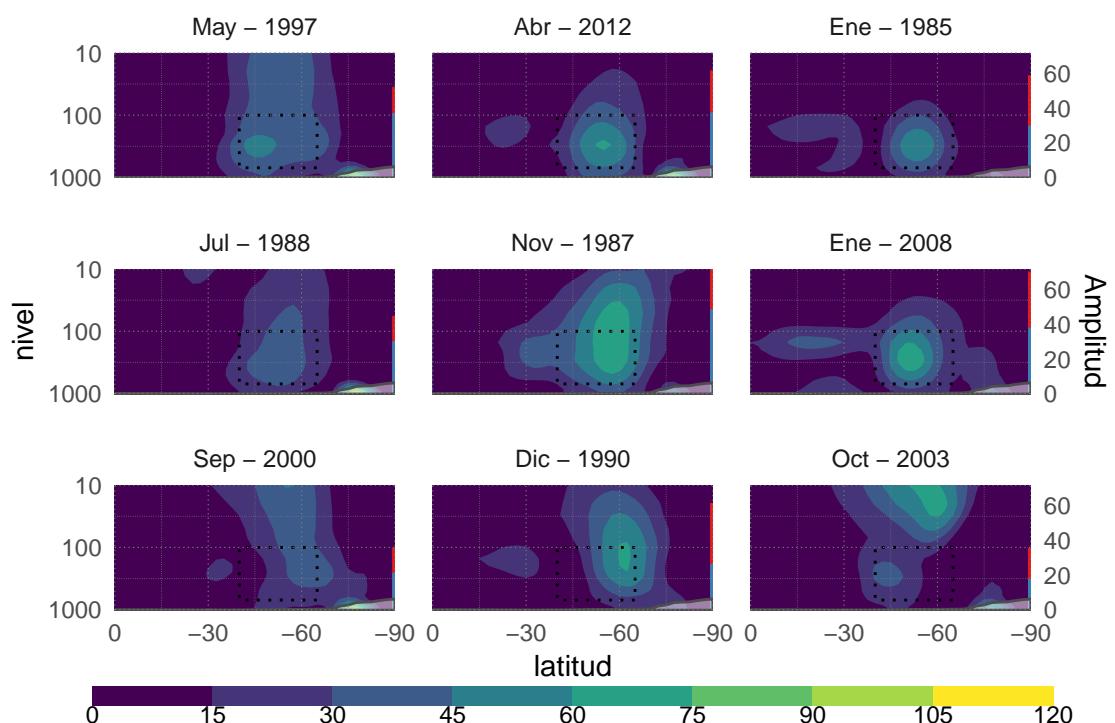


Figura 4.8: Corte vertical de amplitud de la QS3 para 9 casos seleccionados.

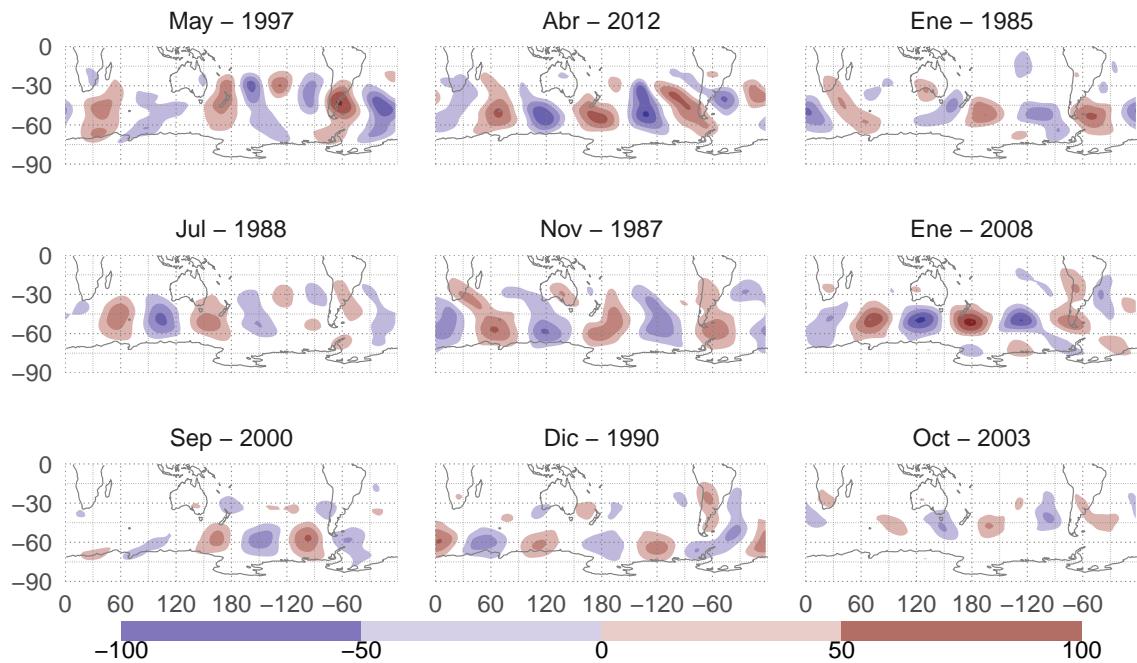


Figura 4.9: Z^* en 300hPa con QS1 y QS2 eliminadas para 9 casos seleccionados.

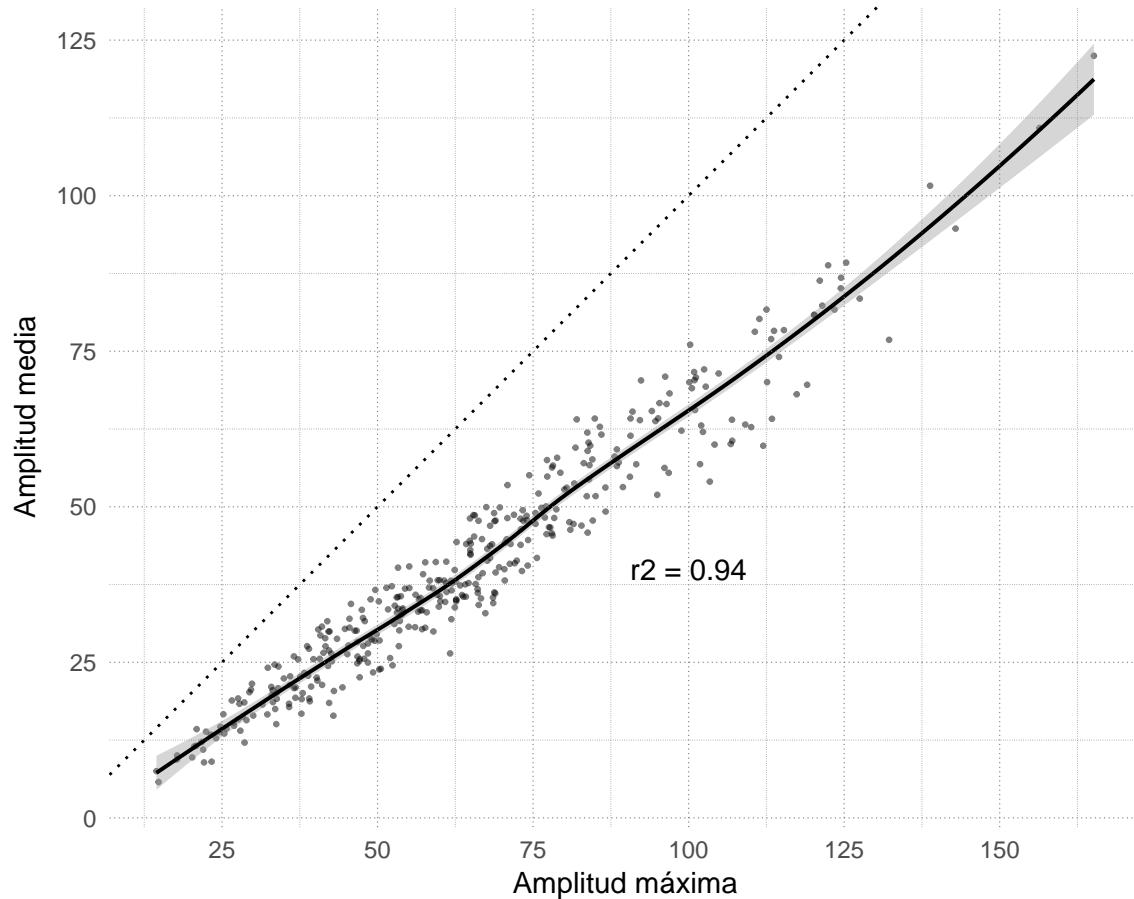
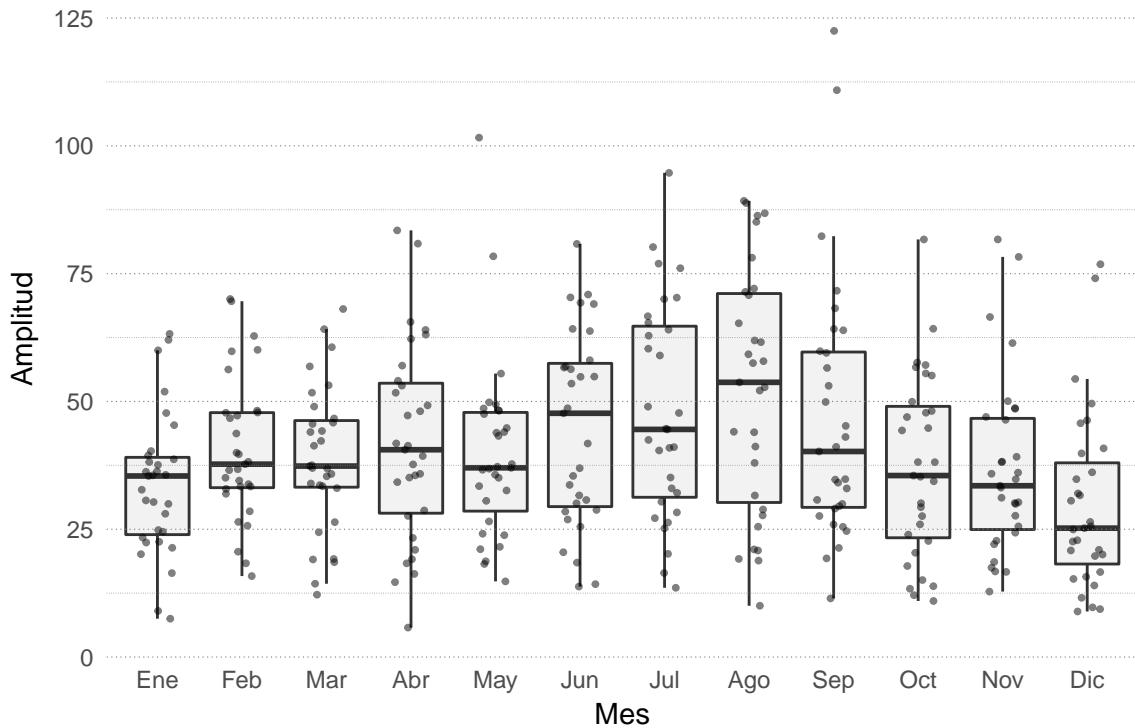
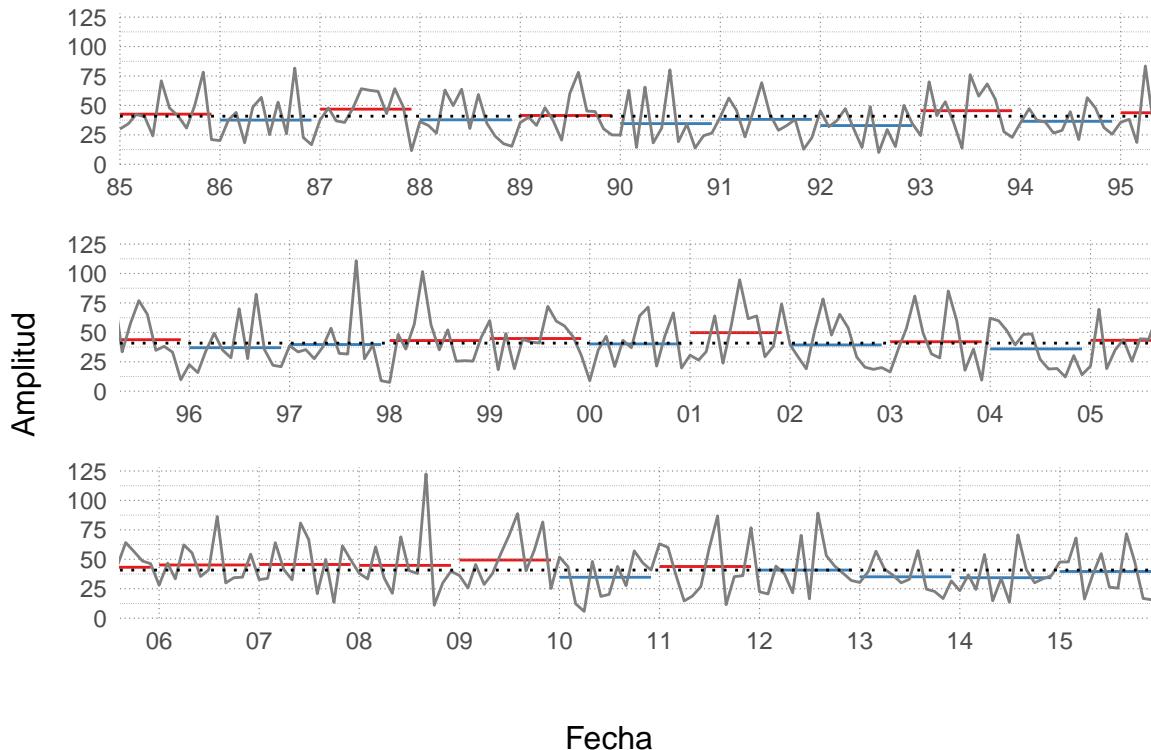


Figura 4.10: Valores de correlación entre la amplitud máxima y media, ambas computadas sobre el período 1985-2015. La línea sólida representa un suavizado utilizando LOESS y la línea punteada es la línea $x = y$.



(a) Boxplot para cada mes. Los puntos son los valores mensuales individuales.



(b) Serie temporal. Las líneas horizontales representan la media anual, en rojo (azul) cuando ésta es mayor (menor) que la media de todo el período marcada con línea punteada.

Figura 4.11: Índice I_3

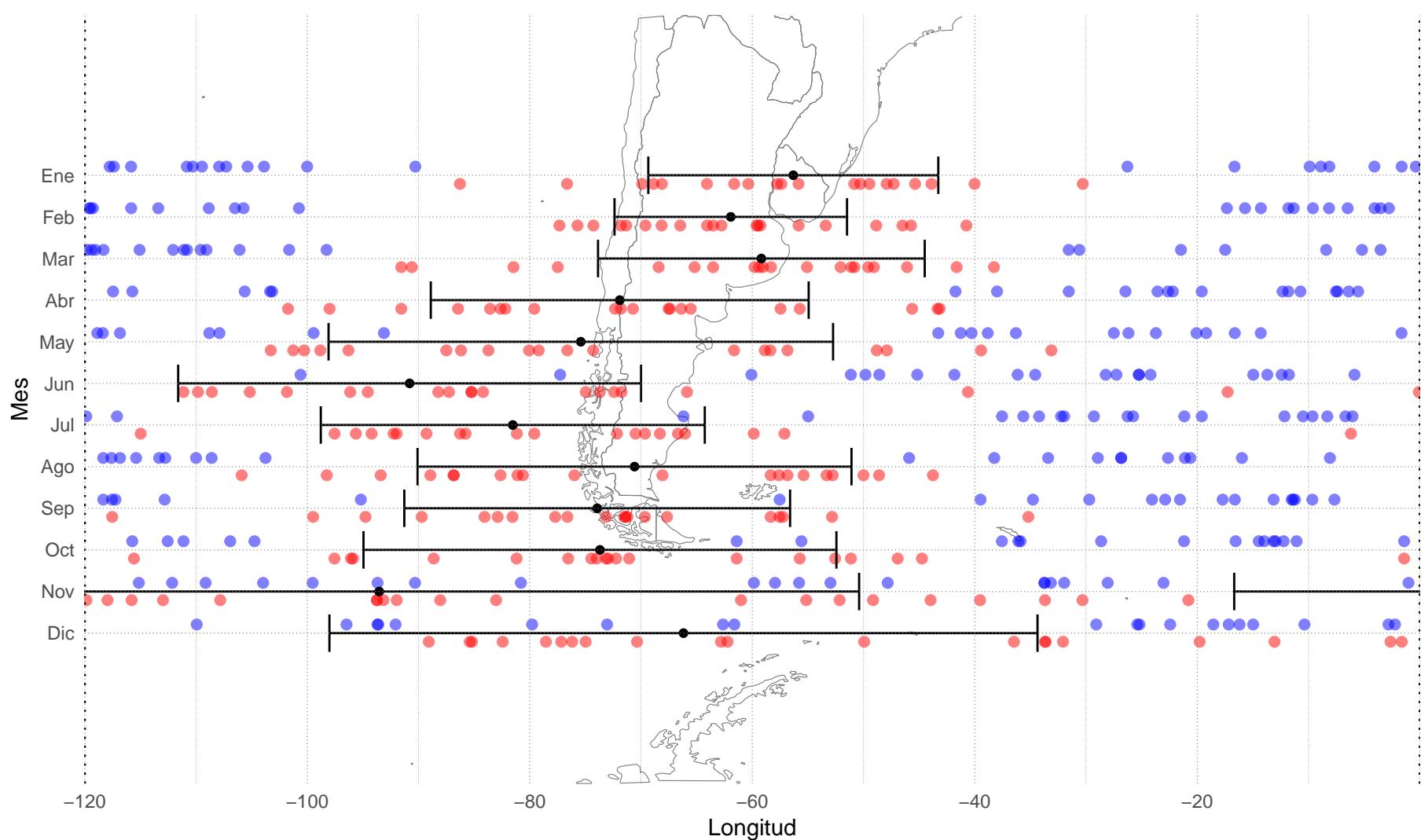


Figura 4.12: Fase media para cada mes del año a partir de los 20 años con mayor amplitud y el rango definido por ± 1 desvío estándar (puntos negros y barras negras). En rojo y azul se identifica respectivamente la localización del máximo y el mínimo de perturbación de Z para cada año individual

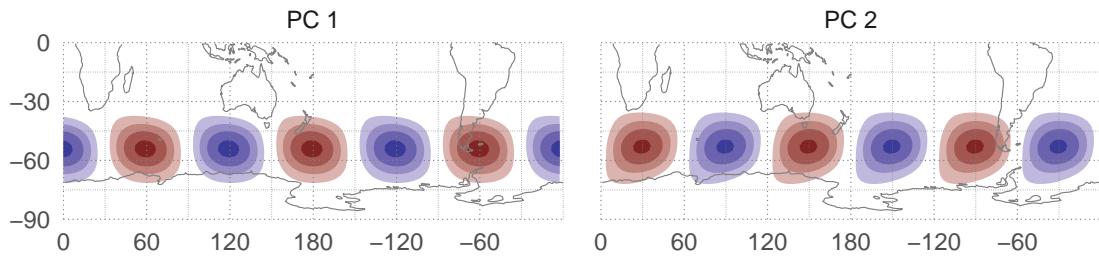


Figura 4.13: Primeras dos componentes principales del campo de Z^* reconstruido a partir de la QS3.

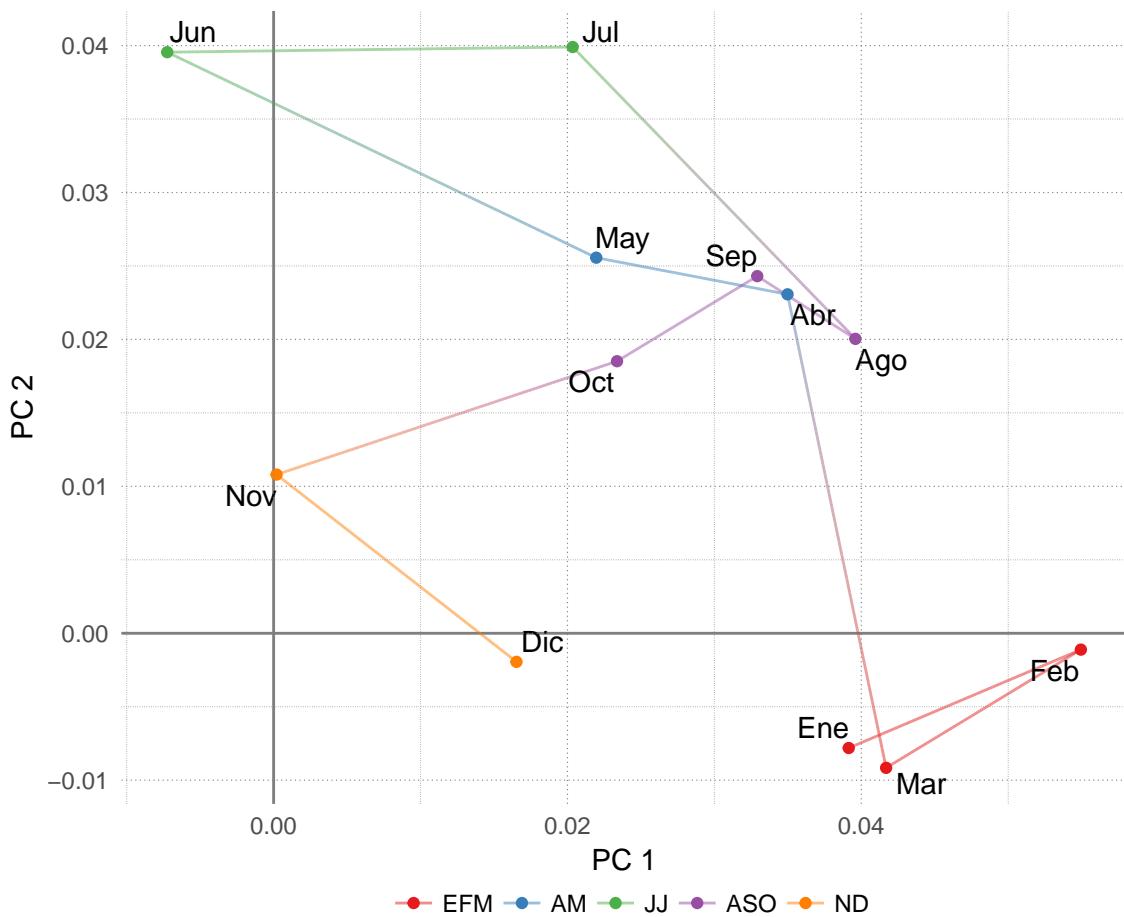


Figura 4.14: Valor medio de las dos primeras componentes principales del campo de Z^* reconstruido a partir de la QS3 para cada mes. Las líneas unen cada mes siguiendo el orden anual y los colores separan en las 5 "estaciones" definidas en el texto.

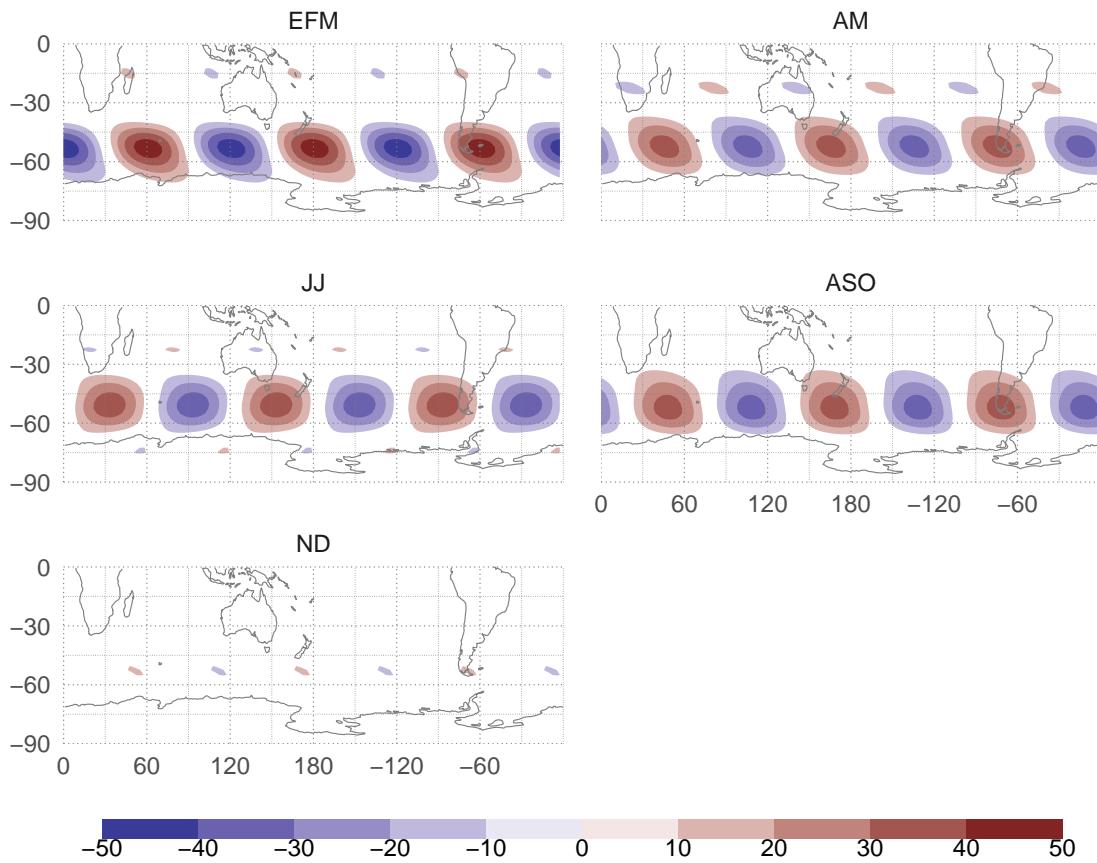


Figura 4.15: Z^* media reconstruida a partir de la QS3 en 300hPa según las estaciones definidas en el texto.

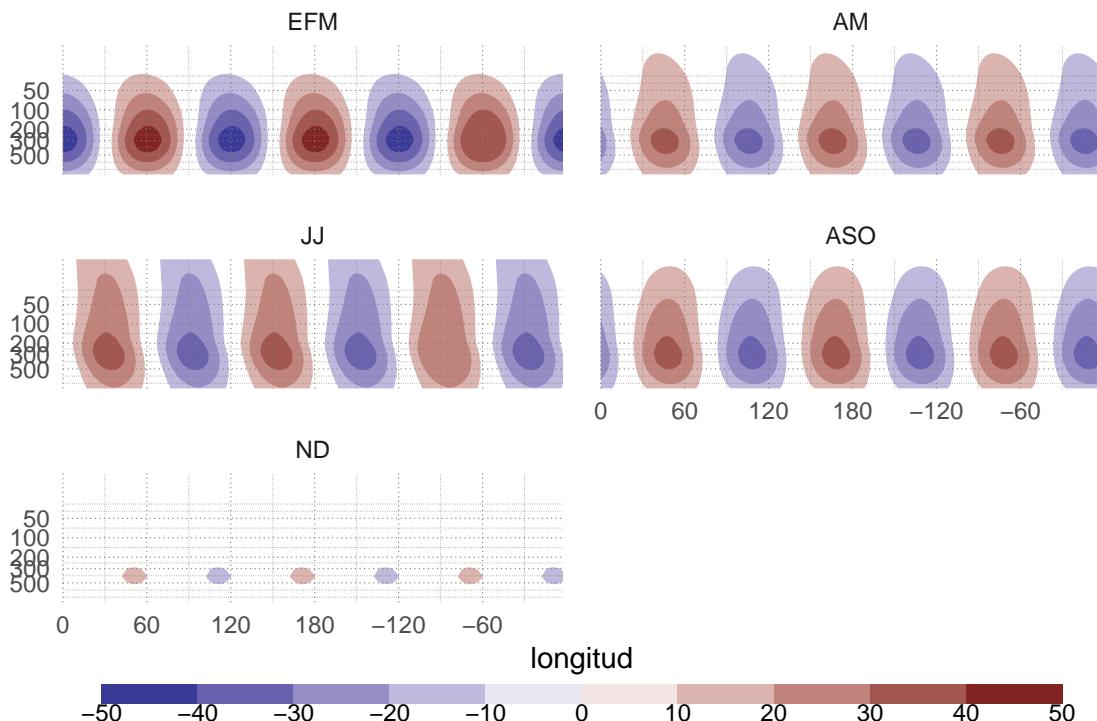


Figura 4.16: Corte en 52.5°S de la Z^* media reconstruida a partir de la QS3 en 300hPa según las estaciones definidas en el texto.

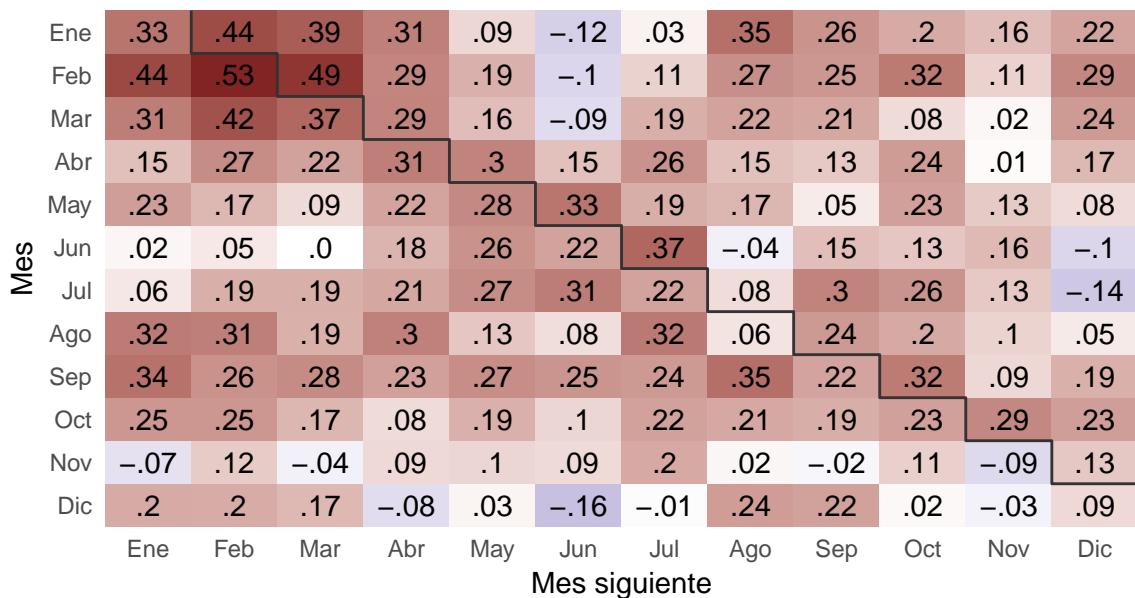
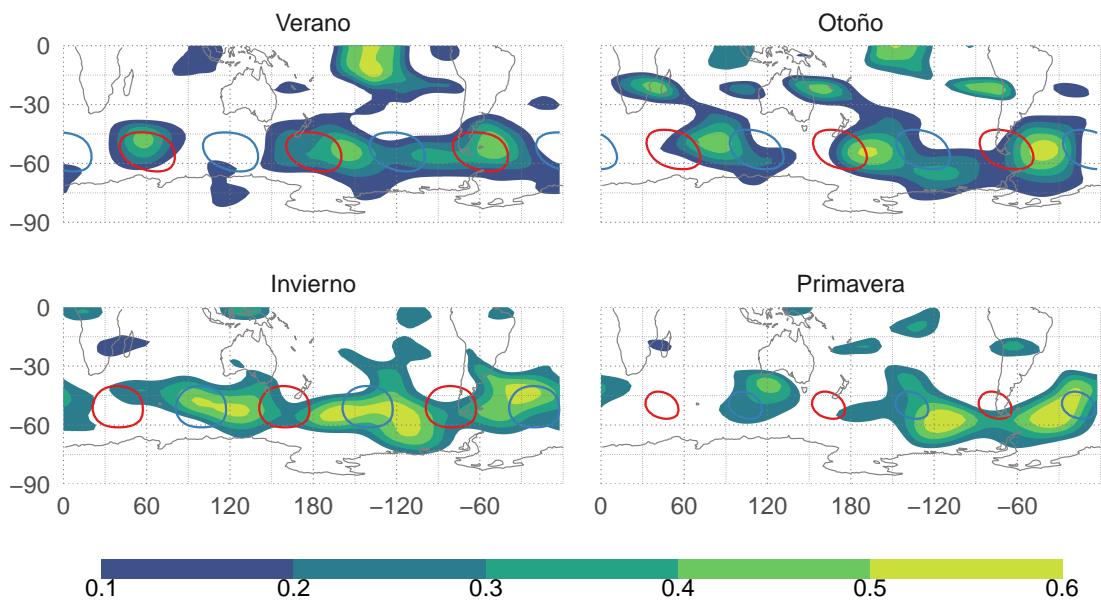


Figura 4.17: Correlación lageada para cada mes con los 12 siguientes.

Figura 4.18: Valores de Correlación cuadrada media entre Z^* en 300hPa y QS3 (sombrados). Los contornos indican los centros de máximas anomalías positivas (rojo) y negativas (azul)

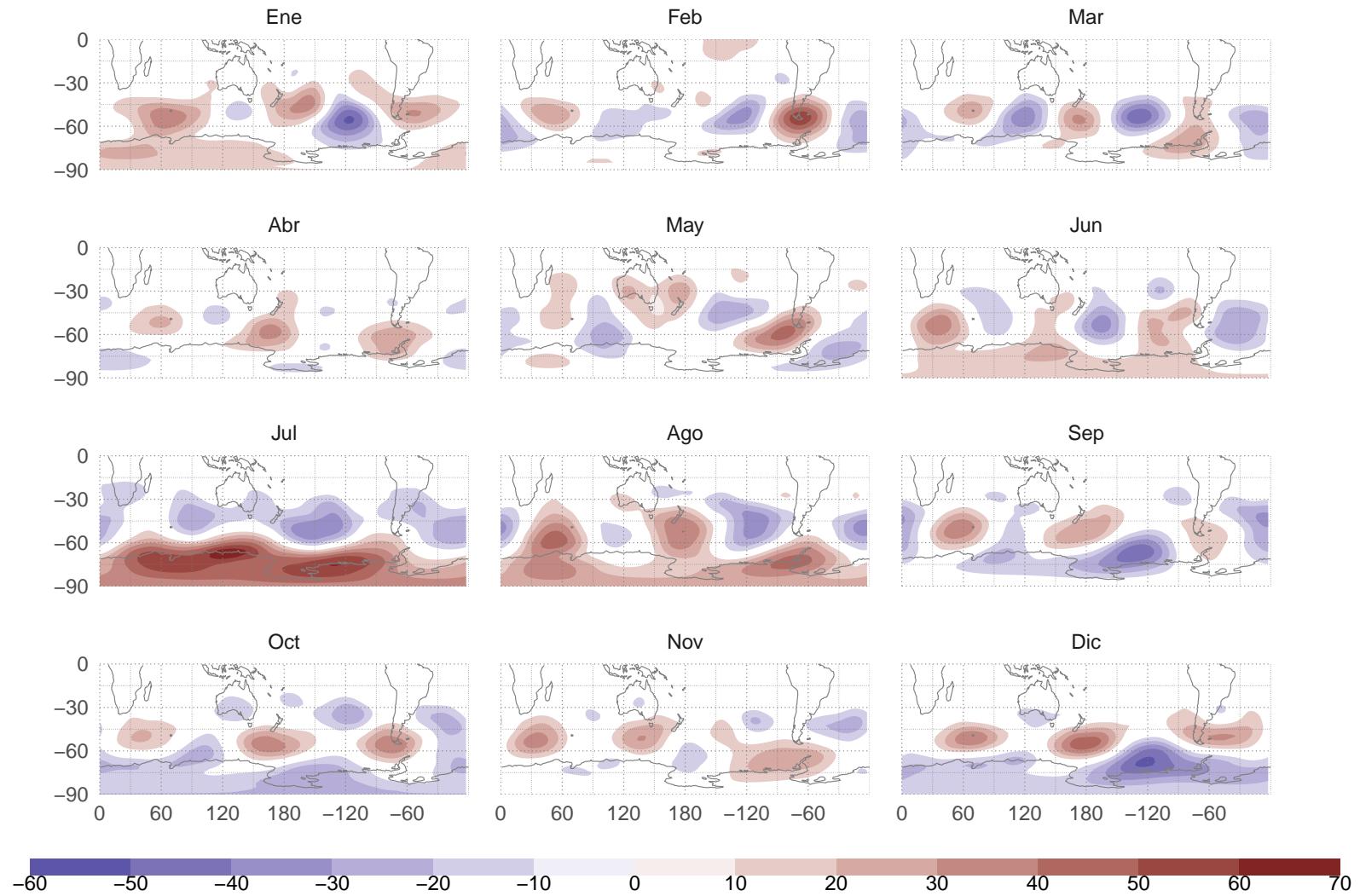


Figura 4.19: Regresión de Z en 300hPa con I_3 .

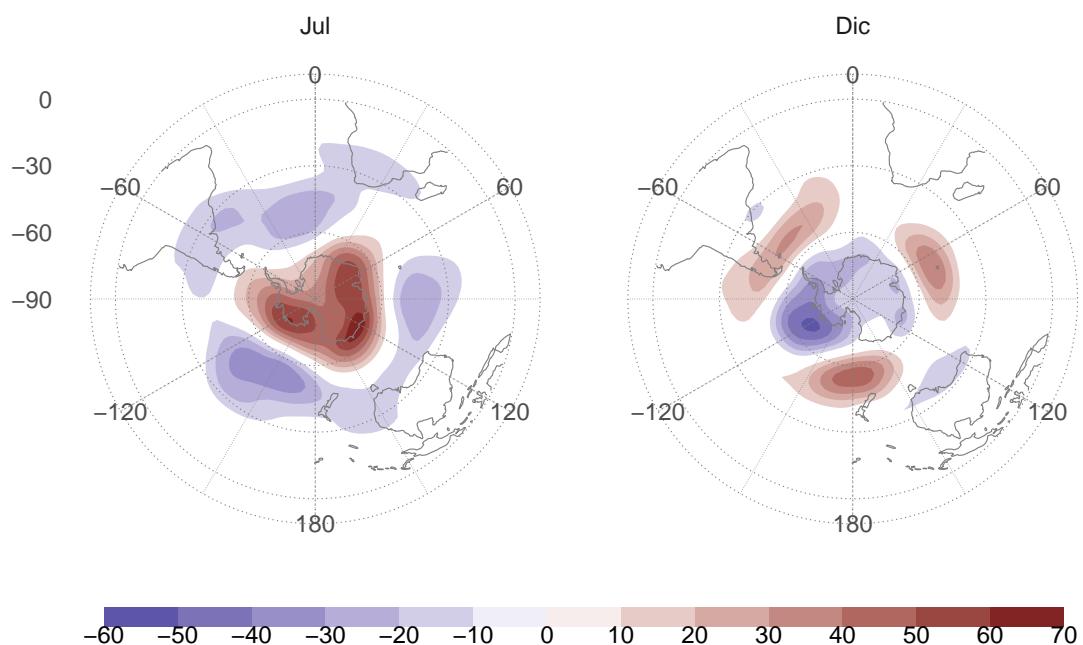


Figura 4.20: Igual que Figura 4.19, pero en coordenadas estereográficas polares para julio y septiembre.

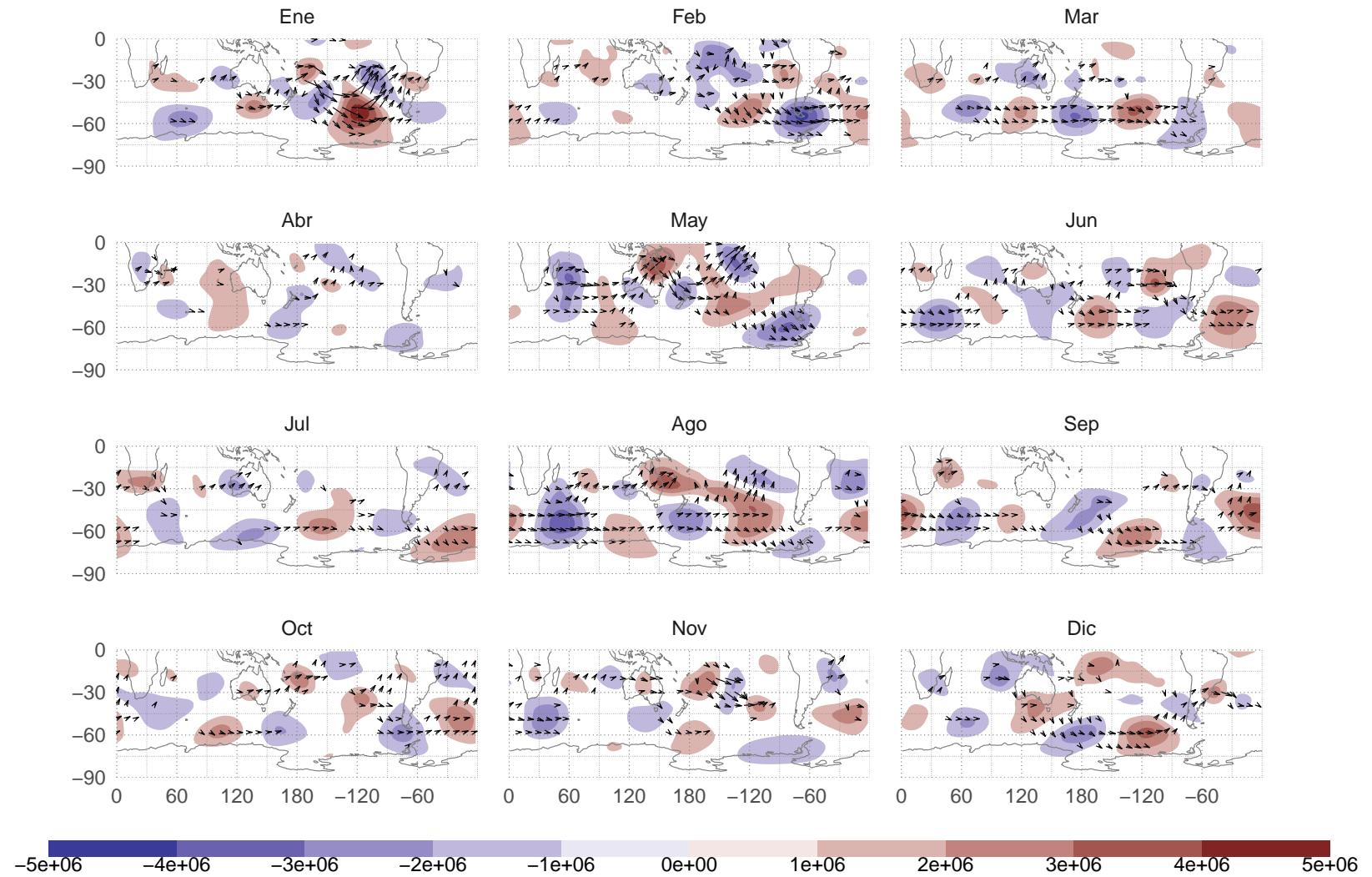


Figura 4.21: Regresión de la anomalía zonal de ψ en $\sigma = 0.2101$ con I_3 y flujos de actividad de onda calculados a partir de la misma.

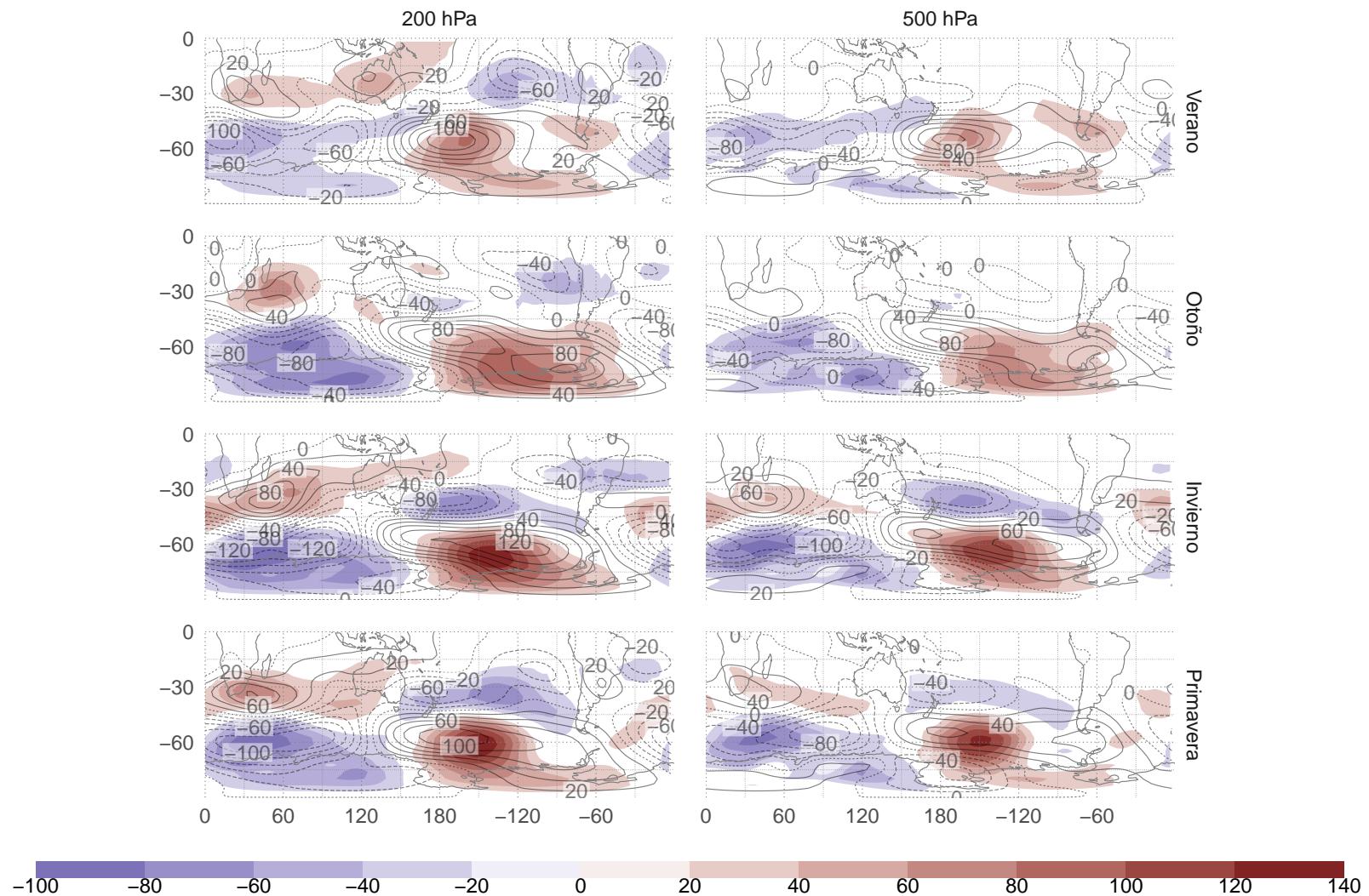


Figura 5.1: Z^* (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).

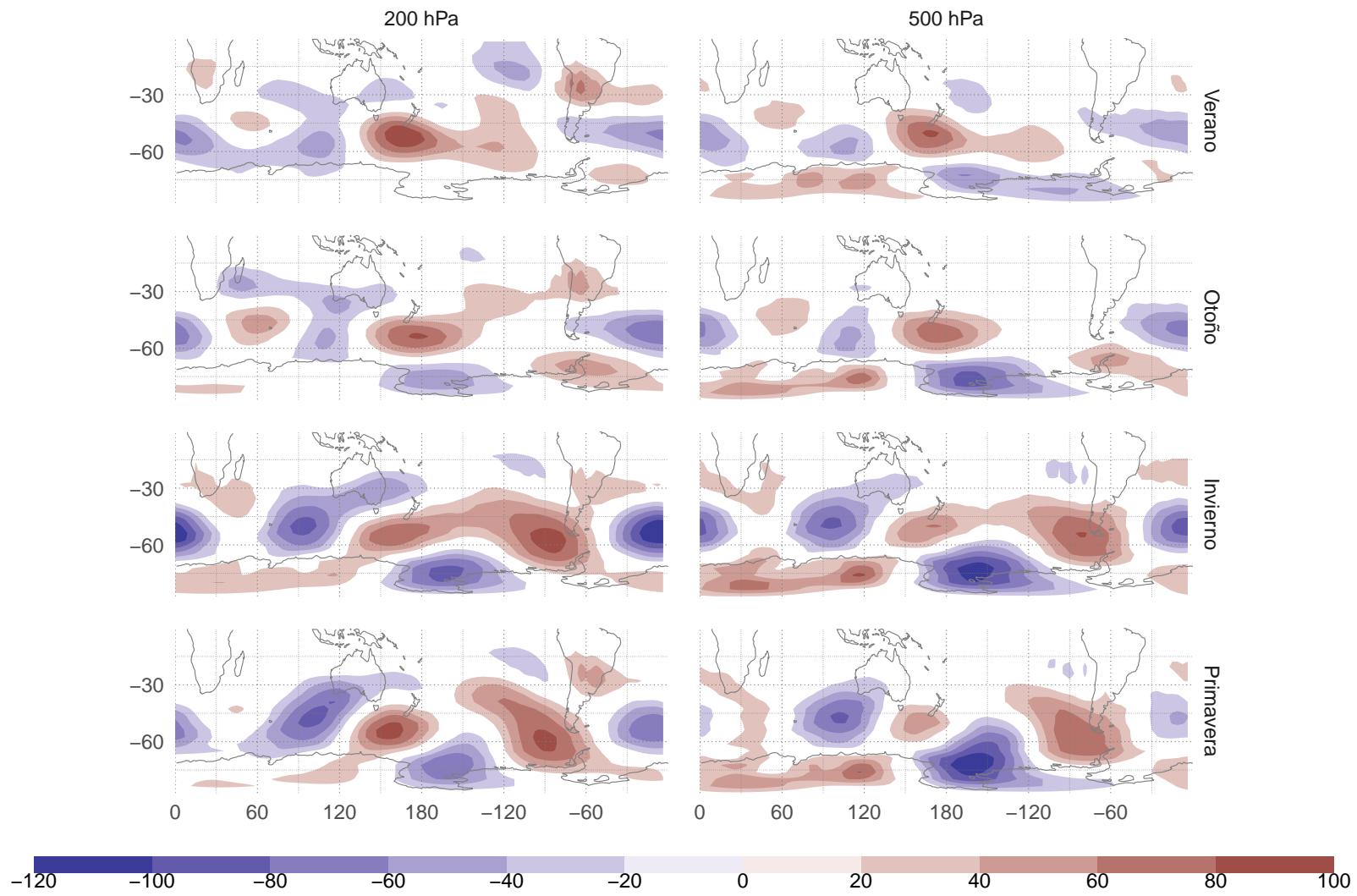


Figura 5.2: Diferencia de Z^* entre SPEEDY y NCEP

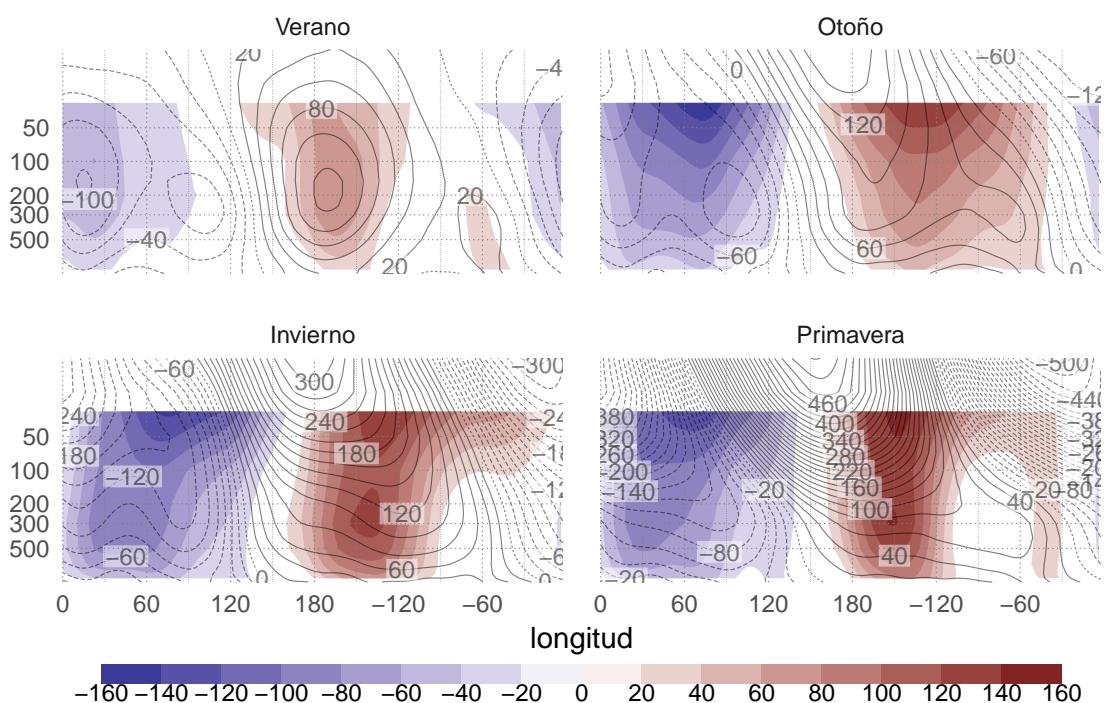


Figura 5.3: Corte zonal de Z^* en 60°S (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).

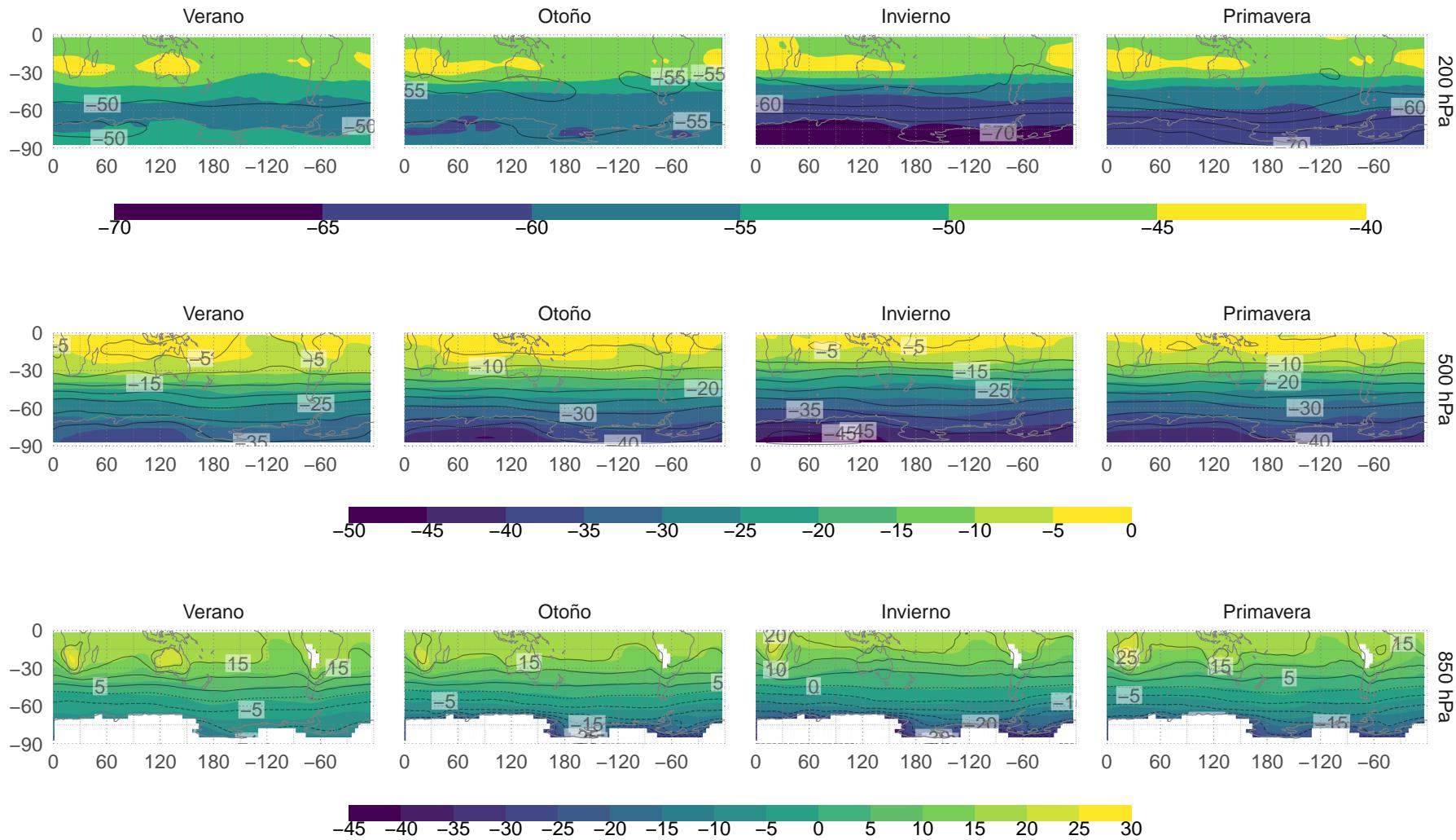


Figura 5.4: Campo medio de temperatura (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).

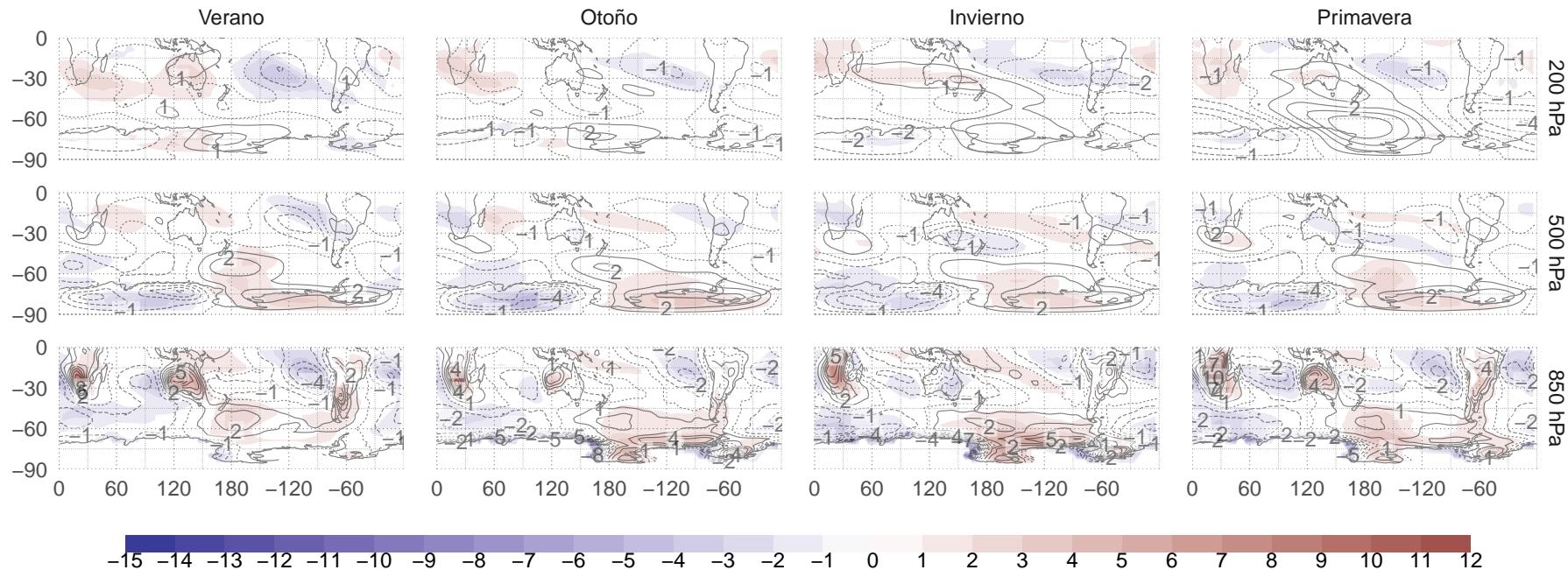


Figura 5.5: Anomalía zonal de temperatura (SPEEDY sombreado, NCEP contornos)

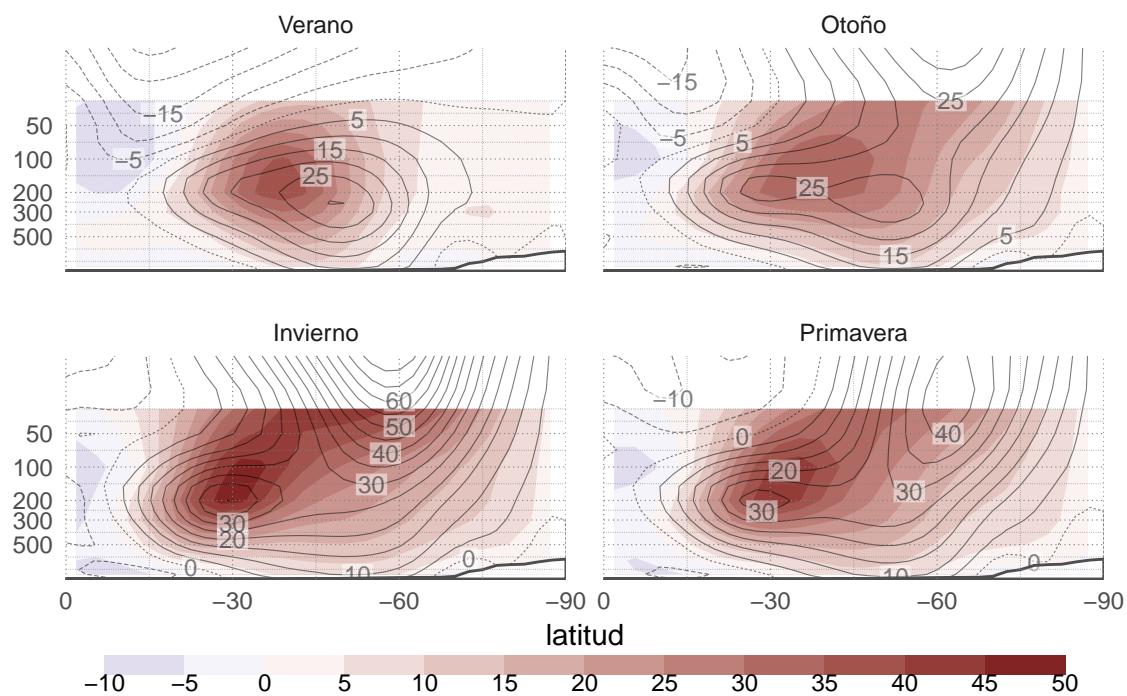


Figura 5.6: Media zonal del viento zonal (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).

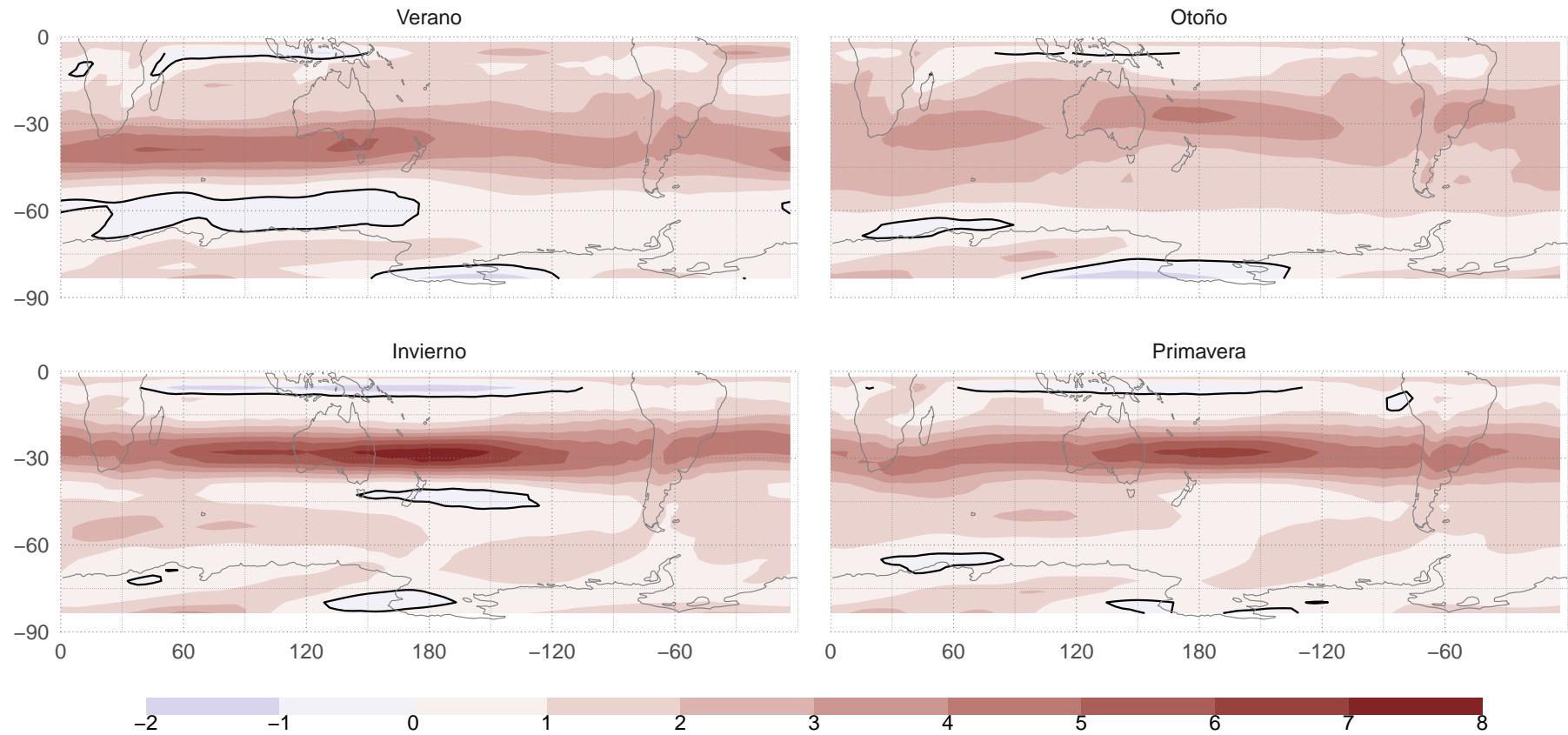


Figura 5.7: Gradiente meridional de vorticidad absoluta ($1 \times 10^{11} \text{ ms}^{-1}$) (SPEEDY).

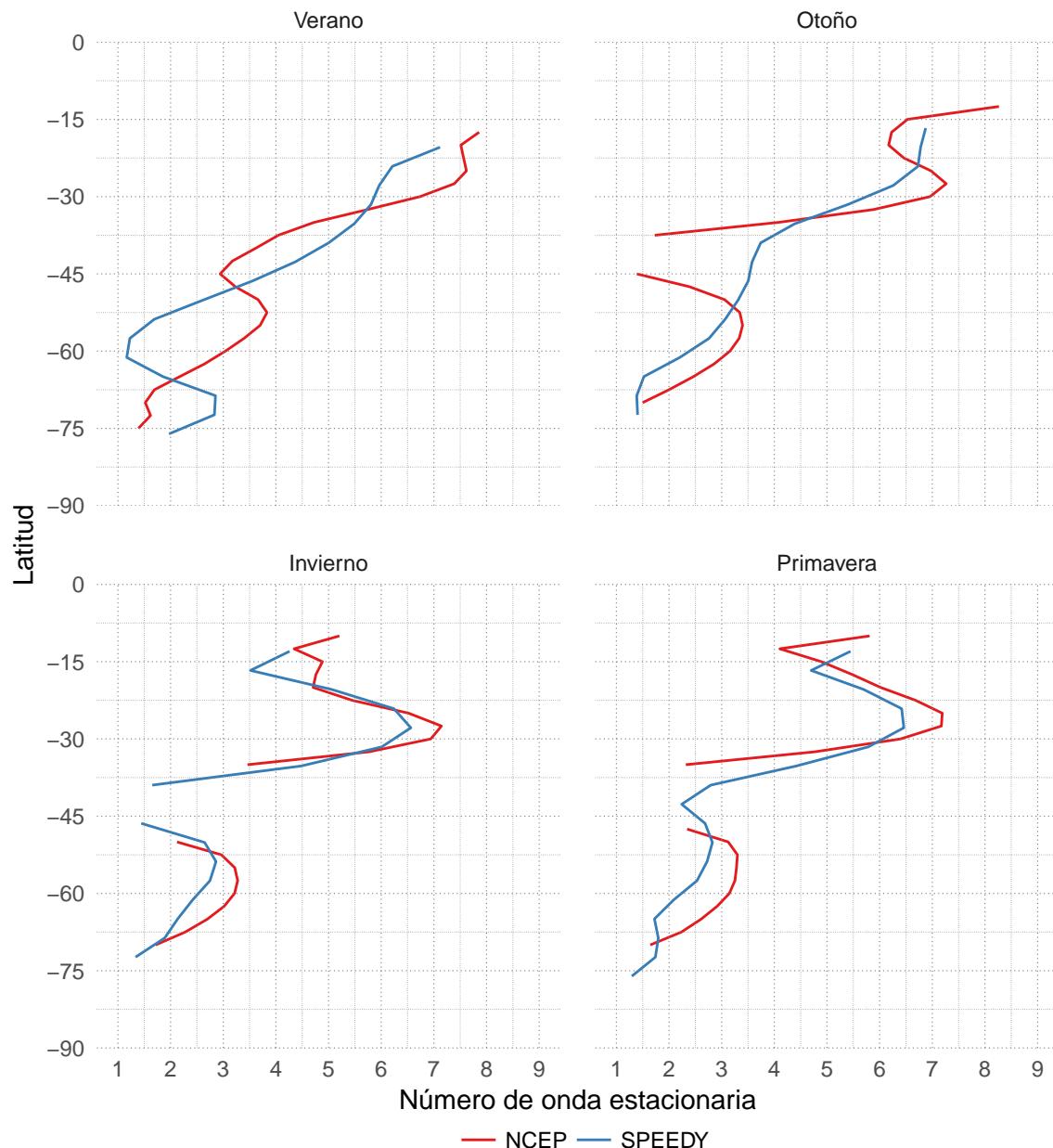


Figura 5.8: Número de onda estacionario en 200hPa en 180°O.

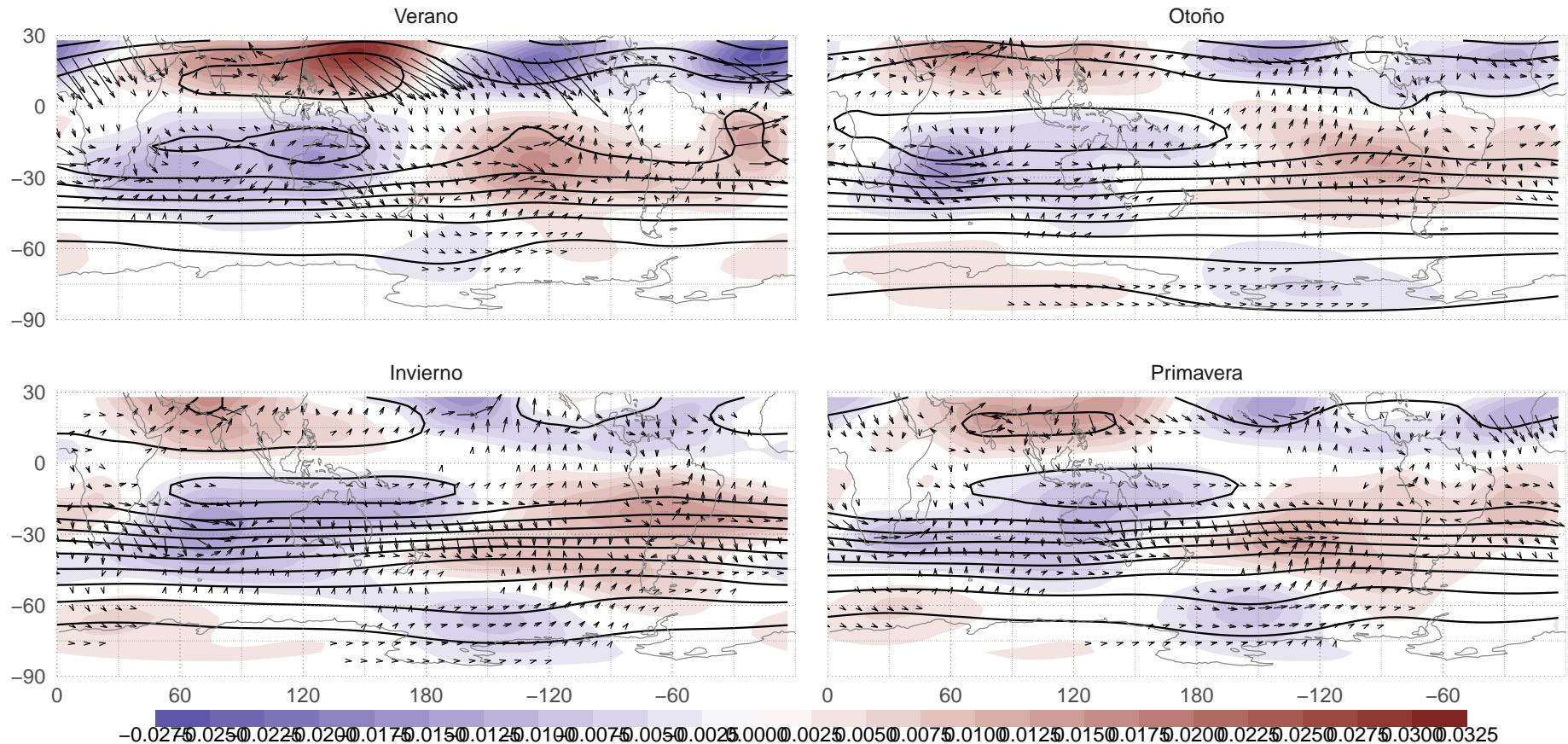


Figura 5.9: Función corriente media en 200hPa (contornos cada $2 \times 10^{-11} \text{m}^2/\text{s}$), anomalía zonal de función corriente (sombreado, $1 \times 10^{-9} \text{m}^2/\text{s}$) y flujos de actividad de onda medios.

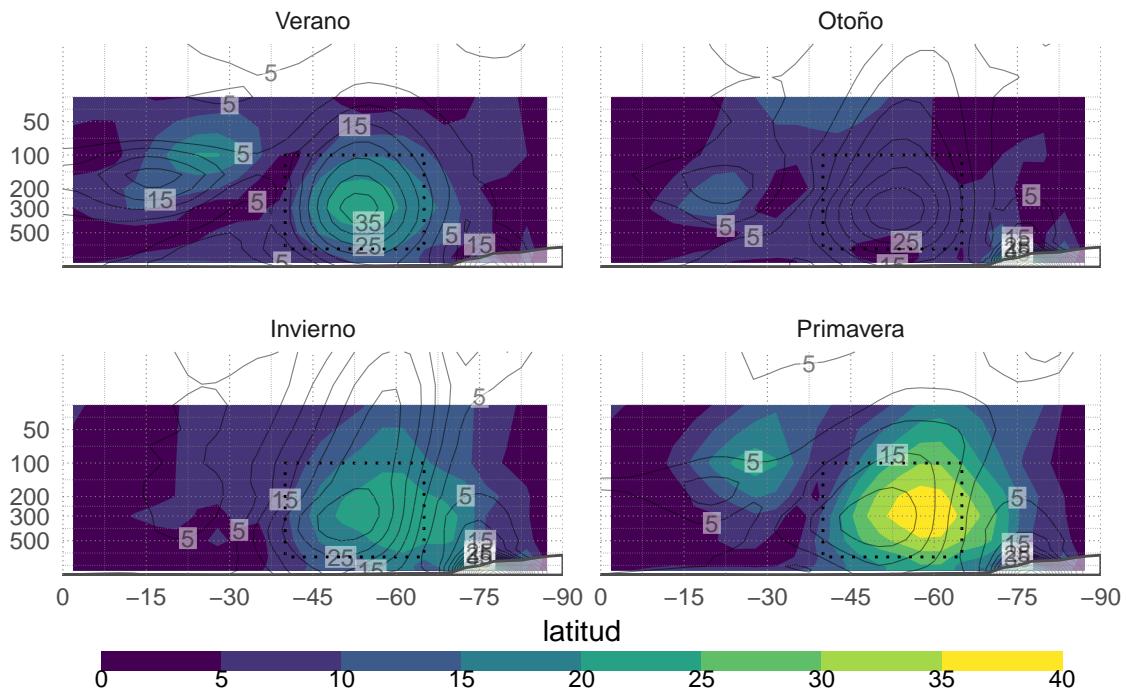


Figura 5.10: Amplitud de la QS3 a partir de Fourier (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).

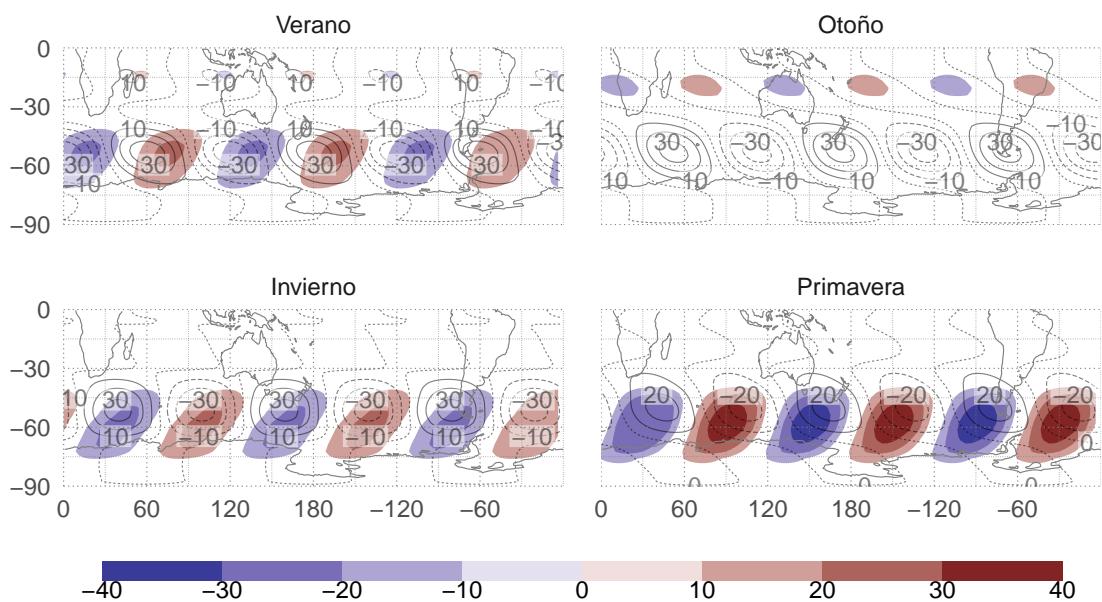


Figura 5.11: Z^* reconstruida a partir de la QS3 (SPEEDY sombreado, NCEP contornos).

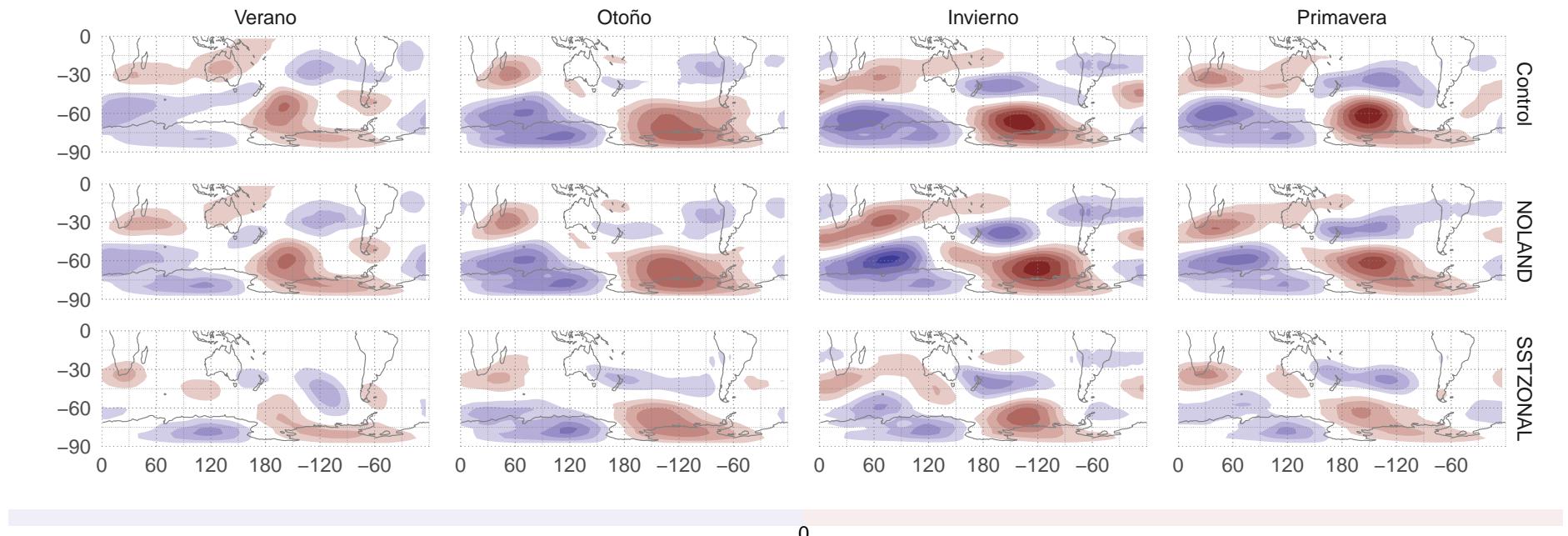


Figura 5.12: Z^* en 200hPa para cada corrida de SPEEDY

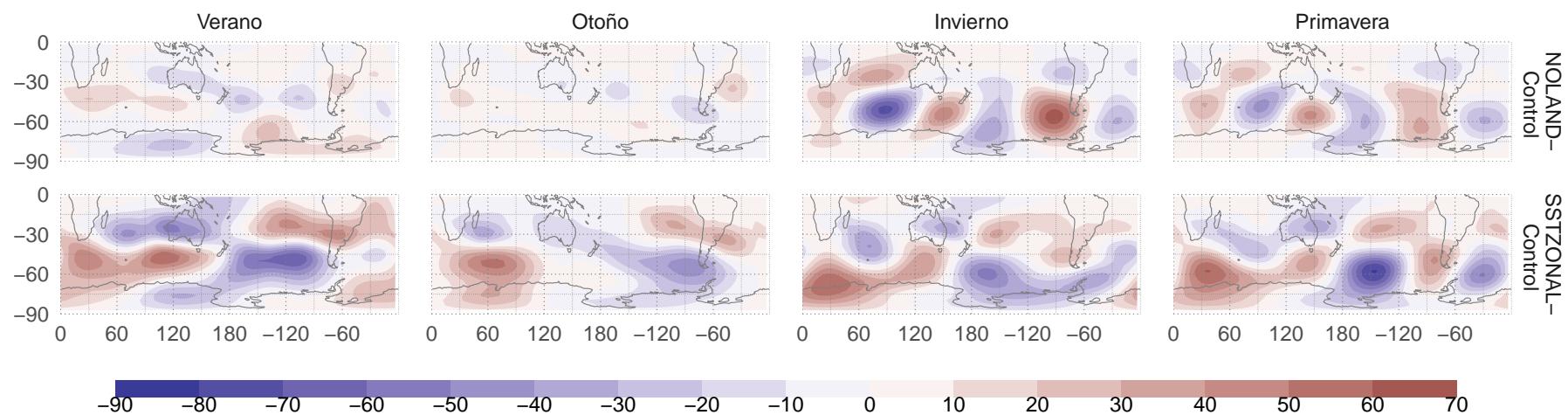


Figura 5.13: Diferencia de Z^* en 200hPa entre cada corrida y la corrida Control.

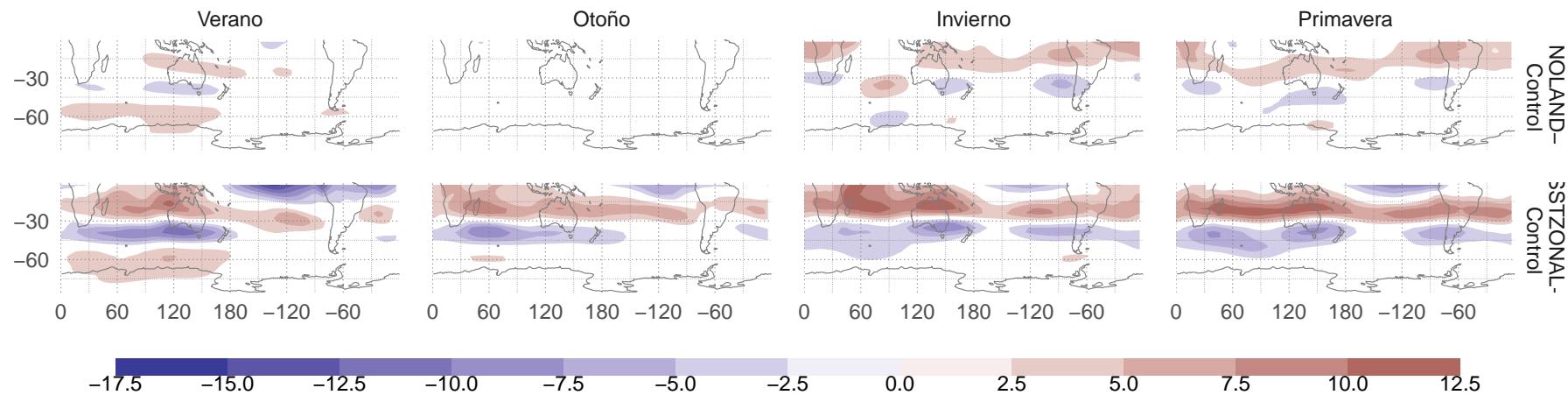


Figura 5.14: Diferencia de viento zonal en 200hPa entre cada corrida y la corrida Control.

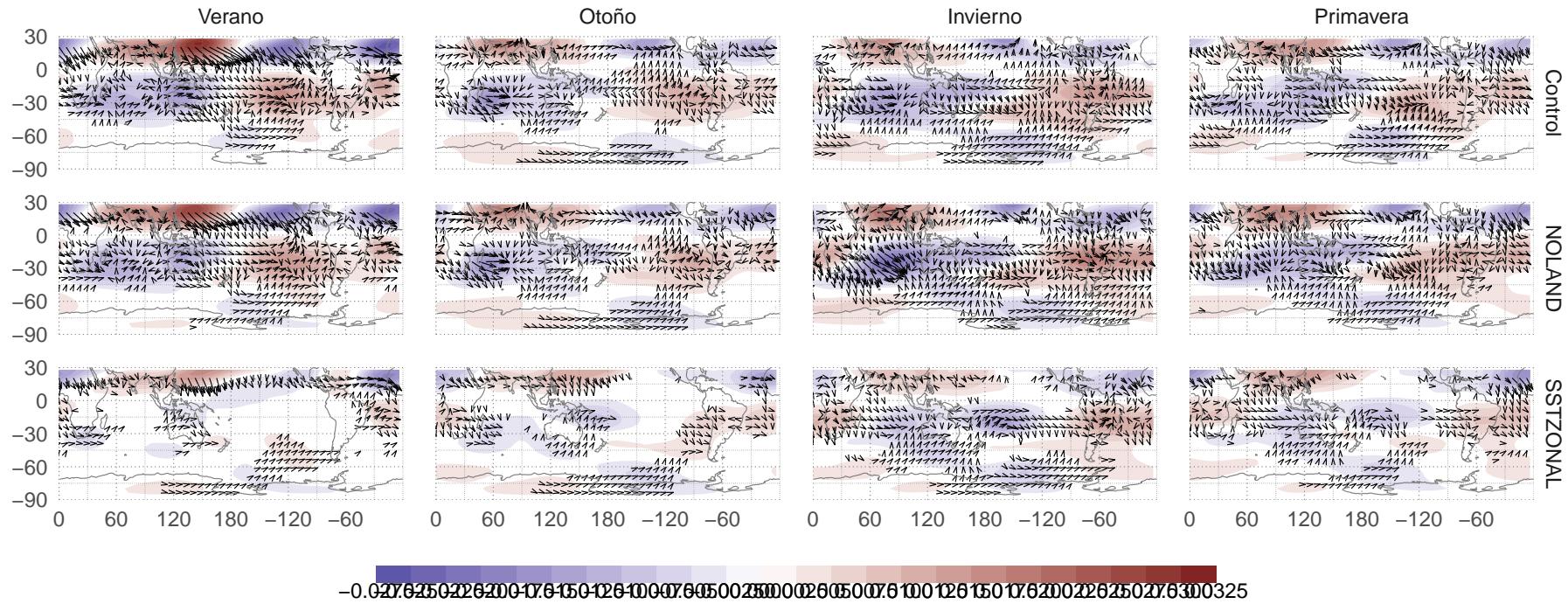


Figura 5.15: Función corriente media en 200hPa (contornos cada $2 \times 10^{-11} m^2/s$), anomalía zonal de función corriente (sombreado, $1 \times 10^{-9} m^2/s$) y flujo de actividad de onda medios para cada corrida.

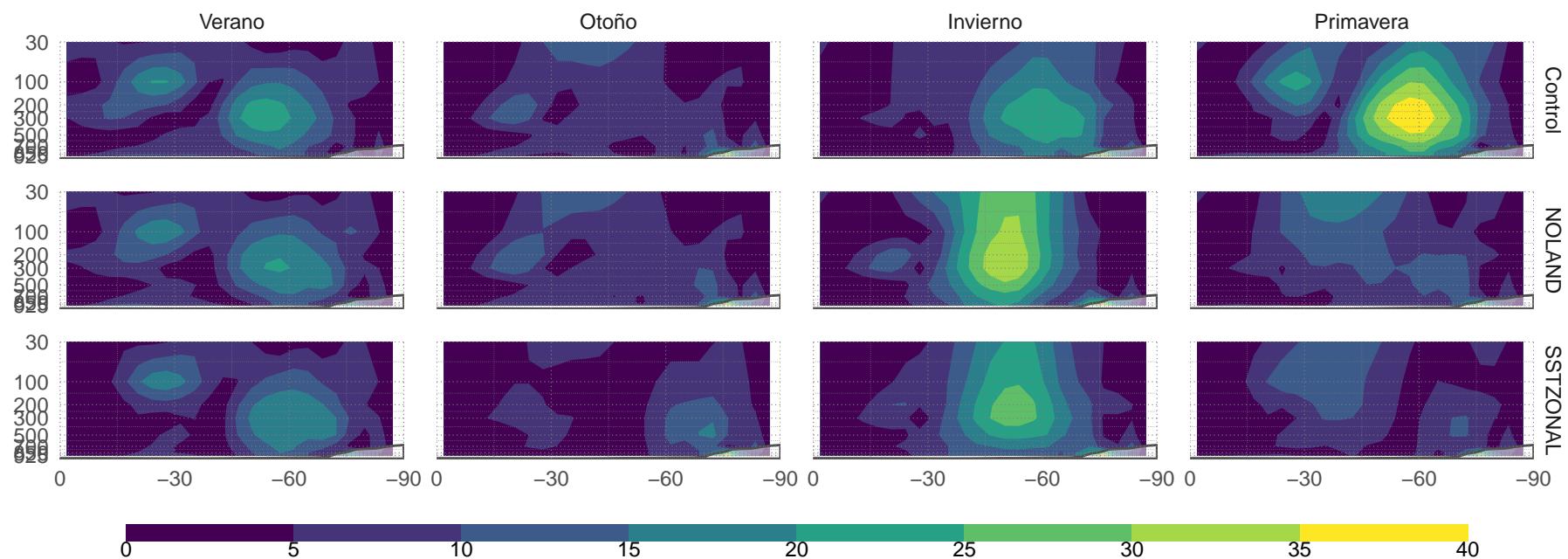


Figura 5.16: Amplitud de la Q3 para cada corrida según Fourier y método AM.

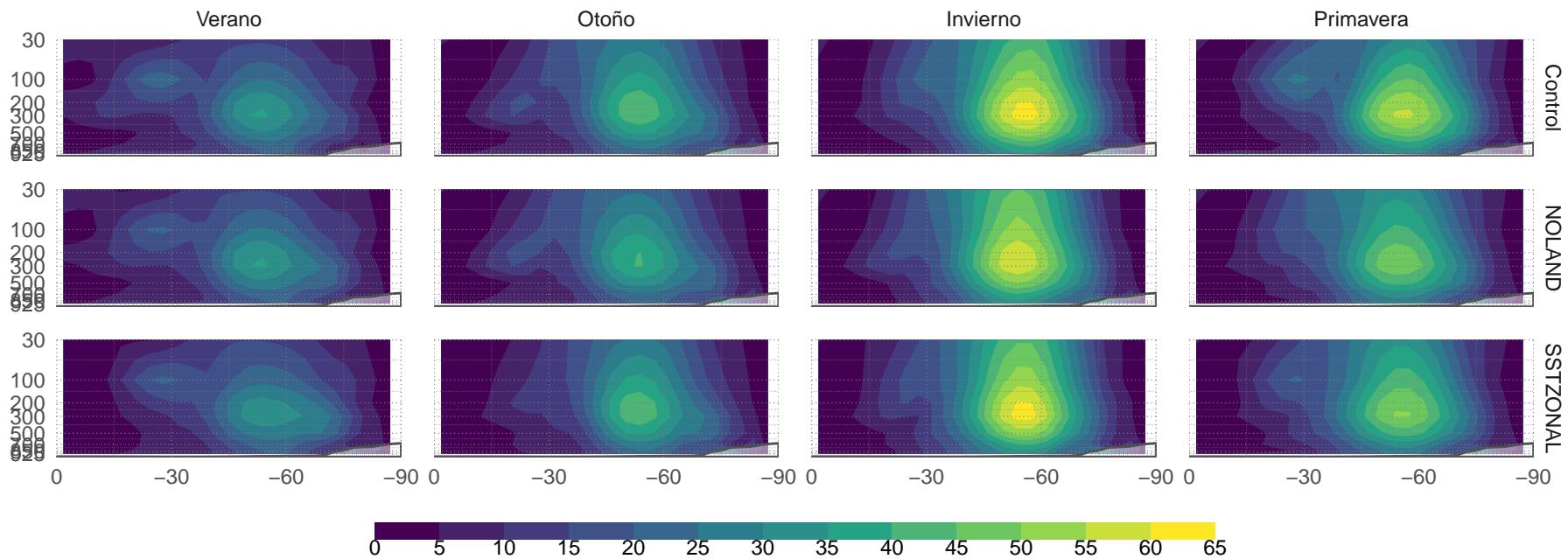


Figura 5.17: Amplitud de la QS3 para cada corrida según Fourier y método MA.

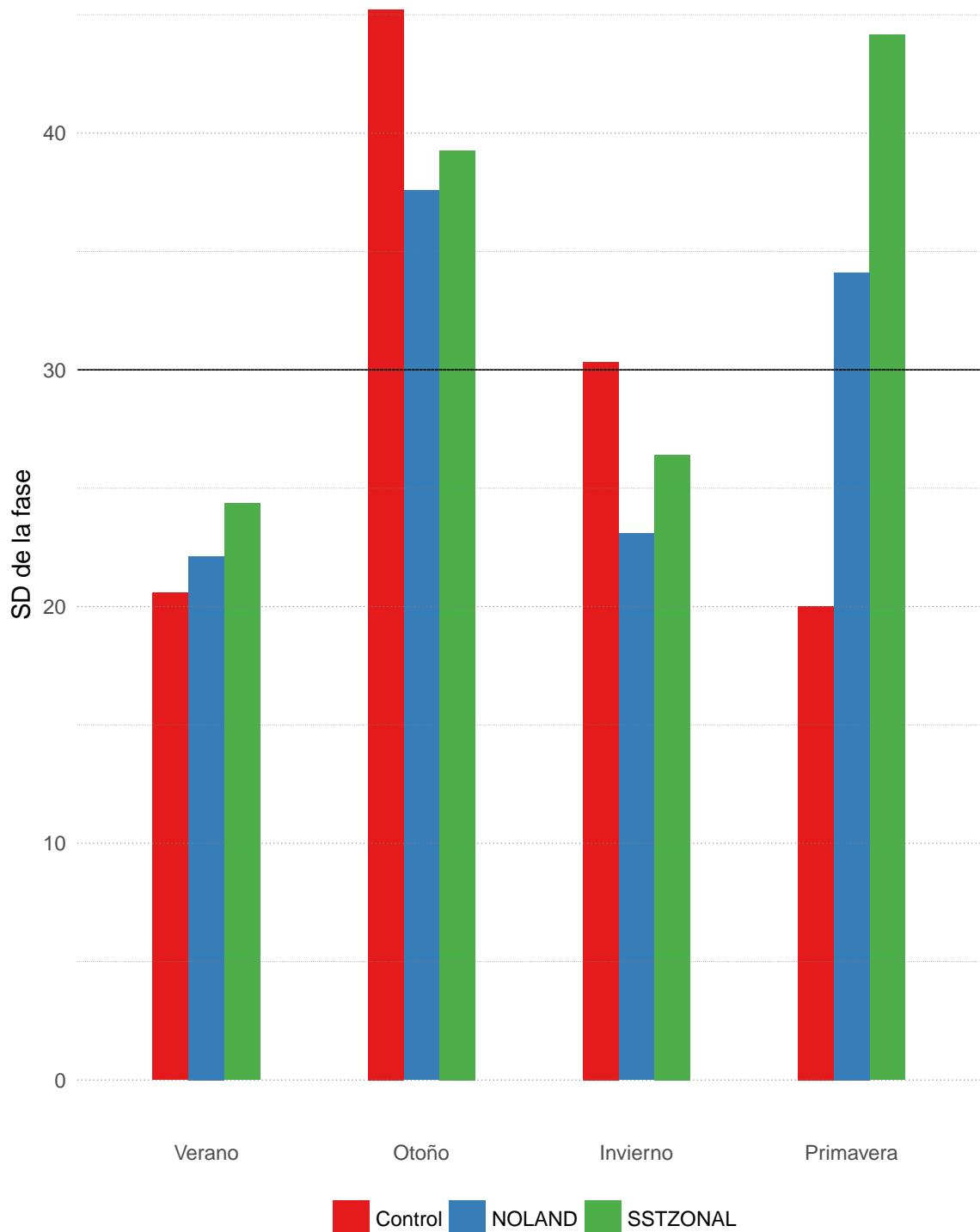


Figura 5.18: Desvío estándar (en grados) de la fase media mensual para cada estación y cada corrida.