

Tesis

Una tesis

Elio Campitelli

Índice general

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introducción | 5 |
| 2 | Métodos y Materiales | 7 |
| 2.1 | Conceptos básicos | 7 |
| 2.2 | Fuentes de datos | 7 |
| 2.3 | Descripción de SPEEDY | 7 |
| 3 | Climatología observada | 9 |
| 3.1 | Altura geopotencial | 9 |
| 3.2 | Temperatura | 10 |
| 3.3 | Viento zonal | 11 |
| 3.4 | Viento meridional | 12 |
| 3.5 | Función corriente | 13 |
| 3.6 | Ondas Quasiestacionarias | 14 |
| 4 | Onda 3 | 17 |
| 4.1 | Características típicas | 17 |
| 4.1.1 | Wavelets | 18 |
| 4.2 | Antecedentes | 19 |
| 4.3 | Amplitud | 20 |
| 4.3.1 | Máximo o media. | 20 |
| 4.4 | Fase | 21 |
| 4.5 | Estaciones | 23 |
| 4.6 | R2 | 25 |
| 4.7 | Regresiones | 26 |
| 4.7.1 | Geopotencial | 26 |
| 4.7.2 | Función Corriente | 27 |
| 4.8 | Composición de campos. | 27 |
| 4.9 | Fuentes de variabilidad interna | 28 |
| 4.10 | Fuentes externas | 28 |
| 4.10.1 | SST | 28 |
| 5 | Experimentos | 31 |
| 5.1 | Validación SPEEDY | 31 |
| 5.1.1 | Altura Geopotencial | 31 |
| 5.1.2 | Temperatura | 32 |
| 5.1.3 | Viento zonal | 32 |

| | | |
|--------------------|---|-----------|
| 5.1.4 | Gradiente meridional de vorticidad absoluta | 33 |
| 5.1.5 | Función corriente | 33 |
| 5.1.6 | Onda 3 | 34 |
| 5.2 | Comparación entre corridas | 34 |
| 5.2.1 | Altura geopotencial | 34 |
| 5.2.2 | Temperatura | 35 |
| 5.2.3 | Viento zonal | 35 |
| 5.2.4 | Función corriente | 36 |
| 5.2.5 | Onda 3 | 36 |
| 5.3 | Regresión | 36 |
| 5.4 | Cosas inesperadas... | 36 |
| 6 | Conclusiones | 37 |
| 7 | Agradecimientos | 39 |
| Referencias | | 41 |
| 3.1 | Gradiente meridional de vorticidad absoluta | 60 |

Resumen.

Listado de abreviaturas

Revisar TODOS los epígrafes

Capítulo 1

Introducción

- Antecedentes

Además de lo que hay en lo de las becas + lo que fui encontrando, agregar sobre las climatologías disponibles y sus limitaciones.

- Objetivo General
- Objetivo particular

Esto es para probar una referencia bibliográfica: Vera et al. (2004) y (Vera et al. 2004)

Capítulo 2

Métodos y Materiales

Agregar en algún lugar algo sobre las estadísticas circulares

2.1 Conceptos básicos

- Ondas cuasiestacionarias
- fourier
- wavelets
- Flujo de actividad de onda.

chequear este paper:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s00024-012-0635-9>

Ejemplo:

Cosas para ver de Figura 2.1:

Descripción del “rol” de cada número de onda en generar el campo final.
La QS1 es la principal, marcando altas presiones al sur del pacífico y bajas al sur de África. La onda 3 modifica ese patrón simple haciendo que los máximos y mínimos no sean continuos.

- Wavelets

Cosas para ver:

Cambio en el máximo. Localización en vez de un número para cada latitud.

2.2 Fuentes de datos

2.3 Descripción de SPEEDY

Capítulo 3

Climatología observada

En esta sección se presentan campos medios y anomalías zonales de altura geopotencial, temperatura, viento zonal, viento meridinal, gradiente meridional de vorticidad absoluta y el número de onda estacionario, y función corriente 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

Campo medio:

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, cita en cambio, es evidencia del jet subtropical, que es más estable a lo largo de todo el año.

Las anomalías zonales de geopotencial (Z^* , Figura 3.3) muestran una preponderancia de una onda 1 (QS1) con una amplitud máxima en la estratosfera de primavera. Pueden diferenciarse dos QS1 distintas; una

centrada en $\sim 60^{\circ}\text{S}$ y con el centro anticiclónico al rededor de la línea de fecha, y la otra sobre la costa del continente y el centro anticiclónico entre 120 y 60°O . Quintanar y Mechoso (1995) concluyó que el primero está asociado principalmente con forzantes de latitudes bajas mientras que el segundo 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 caracetrísticas del Sistema Monzónico Sudamericano (Vera et al. 2006).

En la ?? 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.

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. Como en verano las anomalías zonales tienen una estructura barotrópica equivalente y carecen de inclinación en la horizontal, los transportes meridionales asociados se reducen considerablemente.

¿Por qué?

El ciclo anual de la amplitud de las ondas estacionarias se observa en Figura 3.6, donde se muestra el desvío estándar de Z por círculo de latitud para cada mes. La mayor amplitud se encuentra centrado al rededor de los 60°S , como ya se vio en la Figura 3.3 y alcanza su máximo entre agosto y octubre, y el mínimo entre febrero y abril, según el nivel.

¿Explicar la relación de esto con la amplitud de la onda?

3.2 Temperatura

Al igual que el campo de geopotencial, la temperatura (Figura 3.7) 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 campo de temperatura en el nivel de 850hPa se ve particularmente deformado por los contrastes de temperatura zonales como el máximo sobre Australia en verano.

El un promedio zonal de la temperatura se muestra en la Figura 3.8. Al norte de los 45° durante todo el año la tempertura 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 en cuenta, sin embargo, que la tropopausa no está bien definida en el invierno Antártico [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.

conseguir este paper
<http://www.jstor.org/stable/2>

En la Figura 3.9 se muestran las anomalías zonales de temperatura. En 850hPa se aprecia mejor el efecto del contraste de temperatura entre el suelo y el mar que en la Figura 3.7. 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 invertido. Estas características tienen su correlato en la altura geopotencial y corresponden a circulaciones tipo Walker .

¿Es así?

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 (Figura 3.10) con el 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.

3.3 Viento zonal

La media zonal del viento zonal (Figura 3.11) muestra sendos máximos en latitudes medias en 200hPa y plares en la estratosfera, 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. En la estratosfera se observan vientos del este en latitudes bajas que son más intensos en verano y otoño.

En la Figura 3.12 se observa 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 (Trenberth y Mo 1985).

Esta bifurcación del jet sobre Nueva Zelanda se evidencia en el campo de anomalías zonales de viento zonal (Figura 3.13) como anomalías negativas durante todo el año. 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 3.12 y son consistentes con la QS1 de geopotencial observada en la Figura 3.3, las cuales generan viento zonal anómalo del este y del oeste al norte y sur del anticiclón respectivamente.

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

[buscar cita.](#)

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

3.4 Viento meridional

En los campos medios zonales de viento meridional (Figura 3.14) la principal característica descable son los máximos tropicales presentes en superficie y altura en todas las estaciones. Se trata de la circulación de Hadley. En verano, la rama ascendente de 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

[cita para esto](#)

[consistente inclinación de la topografía del continente..](#)

En el resto del dominio, la media zonal es prácticamente nula, lo cual implica que la anomalía zonal de V es prácticamente idéntica al campo total; por lo tanto, sólo se muestra éste último.

Los campos horizontales de V se muestran en la Figura 3.15. 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.

También en invierno (verano del HN), en los trópicos se puede observar

el viento meridional hacia el norte en 850hPa en la costa oeste de África asociado al monzón de la India. El monzón sudamericano, por su parte, se evidencia en verano por un aumento de la intensidad de los vientos del norte sobre el continente americano. En altura, el monzón de la India se muestra como viento hacia el sur producto de la divergencia de niveles altos generada por la convección anómala. El Sudamérica, la alta de Bolivia genera viento hacia el norte y hacia el sur al este y al oeste de Bolivia respectivamente.

La Figura 3.16 muestra que el campo de ψ_y tiene dos regiones con valores negativos. La primera, centrada sobre Nueva Zelanda, se da en invierno en 300hPa y 200hPa coincidiendo con la región de bloqueos. En invierno está franqueada por el jet intenso, dando lugar a gradientes meridionales de U negativos más intensos que β . La segunda se da en algunas regiones de la costa Antártica.

Estas zonas de ψ_y negativo forman una *región prohibida* que impide la propagación meridional de ondas de Rossby. 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). Aún con ψ_y positivo, las ondas de Rossby sólo se pueden propagar si su número de onda zonal es menor que el número de onda estacionario (James 1994). En la Figura 3.17 se muestra el número de onda estacionario para el nivel de 200hPa y en la ?? se muestra un corte en 180°. Además de la *región prohibida*, las ondas cortas no pueden propagarse meridionalmente en latitudes altas. Las ondas largas con $k < 3$ pueden propagarse meridionalmente libremente en verano al norte de los 60°S aproximadamente, pero quedan atrapadas al sur de 45°S en toda una franja de longitudes entre 60°E y 120°O durante el resto del año.

El corte de ψ_y en 180° evidencia que la QS3 sólo puede propagarse meridionalmente dentro de una franja angosta de latitudes, entre 60°S y 50°S. Una región donde este modo muestra un máximo de amplitud (Figura 3.21).

3.5 Función corriente

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 3.19 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.

3.6 Ondas Quasiestacionarias

Como se describió en ??, el análisis estacional de la amplitud y r^2 de fourier puede hacerse a partir de la media de los campos mensuales o aplicando fourier a los campos estacionales. En el caso de los datos de NCEP existe poca diferencia, por lo que sólo se muestran los resultados conseguidos mediante esta última metodología.

El campo de Z* está caracterizado principalmente por un patrón de QS1 en altas latitudes (Figura 3.3). No es sorprendente, entonces, que la QS1 explique la mayor parte de la variabilidad del geopotencial en virtualmente todo el dominio al sur de los 45°S (Figura 3.20). 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. Las diferencias entre los campos de r^2 y los de amplitud son evidentes comparando las figuras 3.20 y 3.21 (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.

Esto está muy mal escrito, hay que mejorar

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.

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.

Capítulo 4

Onda 3

introducción a QS3; decir que esto es una onda reconstruida a partir de fourier

4.1 Características típicas

En la Figura 4.1 se muestra el campo de geopotencial 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 (Figura 4.2. Se reproducen las características de la amplitud ya vistas en la Figura 3.21 (máximo entre 60°S y 45°S con menor intensidad en primavera, mayor amplitud en 300hPa con mayor desarrollo vertical en otoño y verano) pero además permite observar el efecto de la variación de la fase. Se observa que existe un corrimiento de la fase entre verano e invierno de poco más de 15° (algo ya observado por ??) anticipando que el efecto de la QS3 sobre cada lugar pueda tener una componente estacional.

La inclinación meridional de las perturbaciones de geopotencial asociadas a la QS3 sugieren que ésta está asociada a transportes de cantidad de movimiento hacia el polo en las estaciones de transición, pero en menor medida en verano.

buscar referencia. Raphael referencia este movimiento, pero no lo encuentro en los papers que cita.

mal escrito

Cuadro 4.1: Transporte meridiano de cantidad de viento zonal NO SE PUBLICA

| Estación | [u^*v^*] |
|-----------|--------------|
| Verano | -0.100 |
| Otoño | -0.431 |
| Invierno | -0.016 |
| Primavera | -0.163 |

En la Figura 4.3 se muestra el desvío estándar de la reconstrucción de la QS3. La variabilidad máxima se da entre los centros ciclónicos y antici-

clónicos (marcados en la Figura 4.3 con contornos negros), indicando que la variabilidad del geopotencial asociada a la QS3 se debe al corrimiento de la fase.

4.1.1 Wavelets

agregar referencia a sección

Para la QS3, la amplitud media obtenida mediante wavelets es virtualmente idéntica a la amplitud obtenida con fourier (Figura 4.4). Sin embargo, también permite obtener información de la variación meridional 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. Pero a diferencia de fourier, los resultados de cada metodología son distintos. Esto es evidente en la Figura 4.5 donde se muestra el campo de amplitud de la QS3 según wavelets en líneas y su anomalía zonal en sombreado. Los valores positivos representan regiones donde la amplitud de la QS3 es mayor que la media zonal y viceversa.

Comparando los campos totales de amplitud de wavelets de las Figuras 4.5a y 4.5b se puede observar que no existe mucha diferencia en la amplitud media zonal entre ambas metodologías a excepción de que la amplitud del campo medio siempre es menor que la media de la amplitud.. Las principales diferencias se dan en las anomalías zonales.

tiene un máximo de anomalías zonales al sur del Pacífico en 60°S presente durante todo el año.

Al norte de los 30°S, ambas metodologías dan resultados similares. En primavera, verano y otoño las anomalías zonales son positivas sobre el Pacífico y negativas en el Índico, indicando que hay una QS3 con mayor amplitud sobre éste océano. En invierno, las anomalías zonales desaparecen al norte de 30°S.

Las dos metodologías divergen al sur de 30°S. La anomalía zonal de la amplitud media de la QS3 del campo medio (Figura 4.5a) tiene, en todas las estaciones, un máximo al sur del Índico centrado en 45°S que se desplaza hacia el este en latitudes más altas. Existe un segundo máximo en altas latitudes que en otoño y primavera se encuentran en 120°E y en invierno se encuentra en 180°. La media de la amplitud de la QS3 (Figura 4.5b), en cambio tiene anomalías negativas al sur del Índico y positivas al sur del Pacífico durante todo el año.

Esta es una propiedad general que SIEMPRE se cumple. En realidad podría ir en metodología

Estoy pensando en no poner la Figura 4.6 porque no encuentro mucho para decir y no veo que se gane demasiado. Queda para el doctorado?
:P

Cosas para ver:

* Si bien el máximo medio de la amplitud se da en ~300hPa (Figura 4.4) igual que en fourier, el análisis por longitud muestra algo un poco más complejo. En verano y otoño, la máxima amplitud sigue en 300hPa, pero ésta asciende a entre 100 y 50hPa en invierno y primavera alrededor

de 120°O . Además, durante estas estaciones hay indicación de que el máximo cambia de latitud con la altura.

Las diferencias vistas en la Figura 4.5 están relacionadas con la estacionariedad de las ondas, se puede utilizar la relación entre ambas para generar un *índice de estacionariedad*. Cuanto más similar sea el resultado, más estacionarias son las ondas. Así, la estacionariedad sería máxima en latitudes bajas y al rededor de 50°S –principalmente en verano– y mínima en dos franjas angostas cerca de 30°S y 75°S .

Esta discusión también aplica a fourier (Figura 4.8), en realidad, pero ahí no estoy mostrando ambos resultados porque da parecido. Quizás este párrafo se puede mover.. o borrar todo si resulta puro sinsentido.

¿Es una palabra?

de nuevo, esto es general para la metodología, la explicación va en métodos

¿Estoy seguro de que esto es así?

Mostrar el gráfico 4.7?

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. 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 wavelets para futuros trabajos.

4.2 Antecedentes

Breve comentario sobre los índices usados en otros lados. Discutir ventajas y debilidades.

- Amplitud
- Fase (impacto en SA)

De todo eso, motiva decisión del índice.

- Niveles elegidos
- Promedio vs. máximo
- Composiciones de campos y flujos.
- Decisión del índice.

Quiero hacer el índice a partir de la actividad de la onda 3 tomando la región del máximo (latitud entre -65 y -40, y entre 700 y 100 hPa). Variables posibles: amplitud media, amplitud máxima, r², correlación entre campo teórico y observado.

4.3 Amplitud

4.3.1 Máximo o media.

Existen varios estadísticos que podrían utilizarse para representar la amplitud de la QS3 en una región extendida. La media, la máxima, la moda, la mediana, etc... En este caso, se estudió la posibilidad de representarla con la media o la máxima.

estoy escrito a las
23:30 luego de un largo
día de mirar campos y
números... es un delirio.

Se seleccionaron 9 casos que representan distintas características de la amplitud media y la máxima. Sus valores se muestran en la Figura 4.10, y los campos de Z* (con las QS1 y QS2 restadas) en la Figura 4.11.

Comparando mayo de 1997 con abril de 2012, ambos tienen una media muy similar (Figura 4.10), pero la máxima del primero es menor que la del segundo. Observando el campo de geopotencial (Figura 4.11), la QS3 se aprecia mucho más claramente en 2012 que en 1997.

Enero de 1985 y julio de 1988 son similares en cuanto a la relación de las métricas de amplitud (Figura 4.10), pero en este caso ambos campos de Z* (Figura 4.11) 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.

El par septiembre de 2000 y diciembre de 1990 es más claro. Ambas medidas de amplitud son mayores en 1990 (Figura 4.10) y, en efecto, el campo de Z* (Figura 4.11) tiene una estructura de QS3 zonal más clara que el de 2000. Sin embargo, las anomalías sí están presentes en 1990 –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 2000.

Más extrema aún es la diferencia entre septiembre de 2000 y octubre de 2003. Ambos meses tienen una métrica de amplitud similares (Figura 4.10), pero la QS3 es apenas distinguible en el segundo mes (Figura 4.11).

Estos casos ilustran algunas limitaciones del análisis que sigue. Algunos problemas son inherentes al intentar representar una estructura con variabilidad espacial a partir de un sólo número y otros están atados a la limitación de la descomposición de fourier que trata toda onda como una onda planetaria.

Aclarar qué comparación ilustra qué problema

Es importante tener en cuenta que estos 9 casos fueron seleccionados específicamente para ilustrar estas limitaciones y que no son necesariamente representativos de la totalidad de casos posibles. Como se muestra en la Figura 4.12, la amplitud media máxima tienen una excelente correlación ($r^2 > 0.9$) y una relación lineal. Debido a esto, a fines estadísticos la elección de una métrica o la otra no tiene una influencia importante. Desde este momento se usará la amplitud media.

[expresar mejor esto](#)

El ciclo anual de la amplitud media se muestra en la Figura 4.13a donde los puntos son datos puntuales. La amplitud máxima se da en agosto así como la mayor variabilidad. Esto es de esperarse en una variable definida positiva que toma valores cercanos a cero. Notar que la amplitud media no es mínima en los meses de primavera, en contraste con lo observado en el análisis climatológico (Figura 3.21) y los campos reconstruidos (Figura 4.1). La resolución a este problema radica en el análisis de la fase (Sección 4.4).

La serie temporal de la amplitud media se muestra en la Figura 4.13b donde en líneas horizontales se marca la amplitud media anual para cada año indicando en color rojo o azul si dicho valor está por encima o debajo de la media de la serie respectivamente. 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.

4.4 Fase

Además de la amplitud, las sondas planetarias se caracterizan por su fase.

[intro sobre la fase](#)

La Figura 4.16 muestra la fase media (localización media del máximo de geopotencial) y el rango delimitado por ± 1 desvío estándar para cada mes para los 20 años con más amplitud de cada mes. En rojo y azul se indican la localización de los centros de máxima y mínima anomalía de geopotencial respectivamente de los 10 casos más extremos. El mapa se muestra para referencia, pero notar que la posición de los puntos en el eje vertical no tiene significado geográfico.

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 se desplaza a 90°O en junio con valores intermedios en los meses de transición. El continente queda al este del máximo de geopotencial en invierno que, por balance geostrófico, implica vientos del sur. En verano se da la situación contraria. Esto resalta que el efecto de la QS3 sobre Sudamérica depende de forma crucial en la fase.

Superpuesto a el ciclo anual, en la Figura 4.16 también se puede apreciar la variabilidad interanual para cada mes. Ésta es considerable y de una magnitud comparable a la del ciclo anual. En particular, es notorio el aumento en la variabilidad 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 menor. Al hacer el promedio, los campos que están defasados en entre 1/4 y 3/4 de longitud de onda (entre 30° y 90° en el caso de la QS3) interfieren destructivamente entre ellos, eliminando la señal en los campos medios. En primavera, más del 30% de los meses tienen algún nivel de interferencia destructiva con el campo medio, comparado con el 13% en verano.

Cuadro 4.2: Desvío estándar de la fase para cada estación - NO SE PUBLICA

| Estación | SD |
|----------|----------|
| 1 | 17.33446 |
| 2 | 14.76324 |
| 3 | 20.77567 |
| 4 | 18.05311 |
| 5 | 24.53463 |
| 6 | 22.75816 |
| 7 | 19.78503 |
| 8 | 22.25149 |
| 9 | 22.27158 |
| 10 | 27.65658 |
| 11 | 41.90526 |
| 12 | 33.14720 |

Cuadro 4.3: Porcentaje de meses con interferencia destructiva - NO SE PUBLICA

| season | V1 |
|-----------|--------|
| Verano | 12.903 |
| Otoño | 18.280 |
| Invierno | 26.882 |
| Primavera | 31.183 |

estoy ya está dicho antes,
pero lo aclaro de nuevo?

Observando ahora la distribución de los centros ciclónicos y anticiclónicos (puntos rojos y azules, respectivamente) se nota que, a pesar de que climatológicamente la Sudamérica está afectada por un máximo de Z^* de la QS3, la variabilidad interanual implica que hay un número no despreciable de años donde el continente tiene un mínimo de Z^* asociado

a esa onda. Aún sólo mirando a los 20 años más intensos de cada mes, en noviembre hay 5 casos y en diciembre, 4.

4.5 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).

cita de King

Una metodología muy utilizada para la clasificación de campos es el análisis de componentes principales (PCA).

citas de PCA

La tabla xx ?? 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 primeras componentes es natural además de justificada por la tabla ??.

asumo que no hace falta explicar PCA

cómo referenciar tablas?

buscar cita de esto

Cuadro 4.4: Varianza explicada por las 5 primeras componentes principales de los campos de QS3 reconstruidos.

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

La forma de las dos primeras componentes principales del campo de QS3 (??) son dos QS3 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 4.18. En este diagrama se puede mapear aproximadamente la amplitud y la fase media de cada mes a la distancia y el ángulo con respecto al origen.

En la Figura 4.18 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 4.4) 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 clasificación en los campos medios se presenta en las figuras 4.19 y ???. Comparando con las figuras ?? y ?? de la sección 4 se ve que los campos de las estaciones de transición (AM y ASO) son más similares entre ellas tanto en el campo horizontal como en el corte meridional. Los meses no estacionarios (ND), por su parte, prácticamente carecen de QS3.

cita de MJO 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 por lo que sería posible su utilización como indicador de la actividad de la QS3 distinto de la amplitud media de fourier. La exploración de dicho indicador está por fuera del objetivo de este trabajo.

Una desventaja de esta clasificación es que no todas las estaciones tienen la misma cantidad de meses, lo cual dificulta la comparación estadística entre distintas estaciones. ## Persistencia (ver dónde va)

En la Figura 4.21 se muestra la correlación del campo de QS3 de cada mes con los demás. La línea escalonada marca la separación del año de manera que un número a la izquierda de la misma 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 estos meses tienen poca similaridad de un año a otro. Noviembre y diciembre también presentan bajas correlaciones en general con los demás meses y ambas observaciones se puede comprender a la luz de los resultados de las secciones anteriores: 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 4.16).

Los valores un mes a la derecha de la linea escalonada son también generalmente altos indicando buena concordancia entre los campos de un mes y el siguiente. Para esto nuevamente las excepciones son noviembre, diciembre y julio. La explicación para estas bajas correlaciones posiblemente sea la misma que para las anteriores.

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 4.16).

4.6 R2

En la ??, se mostró la estructura vertical de la varianza explicada por la QS3 para cada estación (Figura 3.20). En esta sección se explora la estructura horizontal de dicha propiedad. Para esto, se toma como r^2 la correlación cuadrada entre el valor de Z^* y el de QS3 para cada punto de grilla y cada mes.

Los campos horizontales de r^2 para 300hPa se muestran en la ??, con los centros de máximas anomalías marcados con líneas. 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 mueve hacia el este en invierno y primavera. Algo similar sucede en el segundo máximo al sur del Pacífico, que pasa de 180° a 120° entre otoño y primavera. Hay un tercer máximo en el Atlántico sur cuyo desplazamiento hacia el este es bastante menor. Finalmente, en verano y otoño hay 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, el máximo del Índico, por ejemplo, coincide con un anticiclón en verano pero se encuentra entre dos centros en otoño y lo mismo pasa con el máximo del Atlántico. Éste último coincide con un centro anteciclónico en verano pero está más cerca de uno ciclónico en invierno. No parece haber una asociación entre los máximos de r^2 y los centros de QS3.

Comparando con la Figura 4.5 de campos de amplitud de wavelets, se puede observar cierta correspondencia entre las anomalías zonales de wavelets y los campos de r^2 . Ambos son más intensos en el hemisferio occidental, muestran una translación general hacia el este entre verano e invierno e incluso ambos presentan máximos en el pacífico central. Que estas características se recuperen utilizando dos metodologías independientes brindan robustez al resultado.

Si se realiza un análisis análogo pero en base a las estaciones definidas en la Sección 4.5 las principales diferencias son un debilitamiento de los máximos durante EFM y una fuerte intensificación del máximo del Atlántico durante DN (no se muestra). Las características generales no cambian.

Conclusión: no voy a usar el r2 a partir del campo reconstruido.

4.7 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. Haciendo la regresión entre el índice de QS3 obtenido en la sección anterior, se pueden obtener...

me estoy haciendo lio
con esto...

4.7.1 Geopotencial

En la Figura 4.25 se muestra la regresión del campo de Z con la amplitud media de la QS3. Las variables están estandarizados de manera que los valores en la figura representan el cambio típico en el campo de Z relacionado con el aumento de la amplitud media de la QS3 en 1 desvío estándar. Existe mucha heterogeneidad en las características presentes en los distintos meses.

Enero tiene una señal importante al sur del Pacífico, donde se observa un tren de ondas originado al este de Nueva Zelanda, y al sur del Índico, donde hay un máximo de geopotencial. En febrero, la estructura se mantiene similar, pero con menor propagación meridional, una intensificación del anticiclón en Sudamérica 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. En mayo, aparece 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 4.4 (Figura 4.16), con los centros ciclónicos y anticiclónicos desplazados hacia el oeste.

Cuadro 4.5: Correlación entre QS3 y SAM - NO SE PUBLICA

| month | p.value | estimate |
|-------|---------|----------|
| 1 | 0.4352 | 0.1454 |
| 2 | 0.3666 | 0.1679 |
| 3 | 0.1898 | 0.2419 |
| 4 | 0.8678 | 0.0312 |
| 5 | 0.6560 | -0.0833 |
| 6 | 0.3847 | -0.1618 |
| 7 | 0.0009 | -0.5670 |
| 8 | 0.1330 | -0.2759 |
| 9 | 0.1355 | 0.2742 |
| 10 | 0.0930 | 0.3070 |
| 11 | 0.5600 | -0.1088 |
| 12 | 0.0225 | 0.4086 |

En julio, el patrón de QS3 se ve opacado por anomalías positiva de geopotencial en latitudes antárticas y negativas en latitudes medias. En la Figura 4.26 se muestran los mismos campos que en la Figura 4.25 pero en coordenadas polares para julio y diciembre. En esta proyección es fácil identificar el patrón similar al SAM negativo presente en julio y el SAM buscar cita a SAM positivo presente en diciembre. En efecto, la correlación entre el índice SAM y la amplitud media de la QS3 es -0.57 (p -valor $\sim 9 \times 10^{-4}$) para julio y 0.41 (p -valor ~ 0.0225) para diciembre¹. Estos dos meses son los únicos con una relación significativa con al menos 95% de confianza.

Volviendo a la Figura 4.25, agosto muestra una estructura de QS3 zonal salvo en la región de Sudamérica, donde el centro anticiclónico esperado a partir de una QS3 se encuentra a mayor latitud, sobre la Península Antártica. Septiembre muestra un tren de ondas similar al de enero pero con una conexión clara entre las anomalías sobre Sudamérica y las del sur del Índico. En octubre, el patrón de QS3 se ve claramente en los máximos expresar esto mejor de Z, pero no tanto en los mínimos y el tren de ondas Pacífico-Atlántico con signo invertido (cyclón sobre Sudamérica). El campo de noviembre es muy similar al de abril; hay indicios de un tren de ondas proveniente del sur de Australia hacia Sudamérica. Finalmente, en diciembre se tiene un patrón similar a enero pero modificado por la señal de la SAM positiva detectada en el párrafo anterior.

4.7.2 Función Corriente

En la Figura 4.28 se muestra la anomalía zonal de la regresión de ψ con la amplitud media de la QS3 junto con los flujos de actividad de onda calculados a partir del mismo. A partir de la misma se puede confirmar la existencia de los trenes de onda identificados en la Figura 4.25 y ampliar el análisis a los trópicos. En mayo, por ejemplo, aparece claramente una fuente de actividad de onda sobre Indonesia que genera un flujo hacia el sur de Sudamérica y otro hacia el Pacífico central.

4.8 Composición de campos.

Me parece que toda esta sección está de más. La composición de campos no suma nada por encima de la regresión. Dan los mismos campos e incluso la discusión sobre la fase que no coincide ya lo escribí en la Sección 4.4. Quizás se le puede sacar algo de jugo a mostrar los casos individuales, pero por ahora lo salteo.

Descripción de la selección.

Cosas para ver:

Años con coincidencia, años sin coincidencia. Meses donde la fase coincide (julio) vs meses donde no coincide (septiembre). También, años donde

¹Correlación de Pearson, tests a dos colas

hay seguidilla de meses seleccionados (1999). Aunque posiblemente sea casualidad (no hay mucha persistencia mes a mes.)

Pequeña digresión: Efecto de la fase.

La climatología de la fase se va a discutir más adelante, pero... discutir el efecto de promediar campos con similar amplitud pero fase distinta. Del gráfico, septiembre tiene 1997 y 2003 con fase a 180° , lo que significa que va a haber cancelación parcial. Enero, por el contrario, no tiene ningún año en contrafase, aunque sí algunos a 90° , que desdibujan el patrón.

Cosas para ver:

Ambos criterios coinciden en casi todos los años seleccionados, así que no hay mucha diferencia. En efecto, las composiciones son casi iguales (no se muestra). Voy a usar la amplitud.

Estos gráficos me parecen importantes para ver lo que hay “adentro” de la composición, pero no sé bien qué decir sobre ellos. Supongo que lo principal es que hay años donde la onda

4.9 Fuentes de variabilidad interna

(Discusión escrita más de papers), Pero nos concentraremos en la fuente externa.

4.10 Fuentes externas

4.10.1 SST

En la Figura 4.34 se muestra la regresión de SST sobre la amplitud de la QS3 con las regiones con p-valor nominalmente menor a 0.01^2 marcadas con líneas negras. Los valores son casi nulos o sin significancia en todos los meses y los pocos patrones observados no son estables. Existe una señal en el Pacífico ecuatorial en febrero, mayor, septiembre, noviembre y diciembre (invertida en estos últimos dos) pero no alcanza significancia estadística en ningún caso. Diciembre es el mes con más áreas con señal importante, indicando que la QS3 durante este mes podría estar asociada con aguas frías en el Pacífico sur y el Atlántico ecuatorial, y cálidas en el Atlántico sur.

Existen algunas correspondencias entre este patrón de SST de la Figura 4.34 y las regresiones de ψ de la Figura 4.25. Las regiones de aguas frías en el Pacífico sur presentes en agosto y diciembre coinciden con centros ciclónicos (máximos de ψ). La región de agua caliente en el Pacífico central en febrero podría ser la fuente de los trenes de ondas originados al sur de la misma a partir de la generación de convección anómala de

²Notar que se trata de un p-valor nominal sin tener en cuenta problemas de multiplicidad o autocorrelación

forma similar al máximo de SST en mayo en la costa este de Australia, o en enero al sur del Índico.

La regresión de la amplitud de QS3 con radiación saliente de onda larga (OLR) se muestra en la Figura 4.35 donde valores negativos (colores rojos) indican convección anómala intensificada y viceversa. El mes con mayor señal es febrero, con convección intensa en el Pacífico central e inhibida en el Pacífico occidental. Este patrón tipo El Niño coincide con la regresión en SST (Figura 4.34) y es similar al que se observa en mayo y septiembre, aunque en éstos es menos intenso. El agua ecuatorial fría de diciembre, en cambio, tiene su correlato en una convección inhibida en el Pacífico central e intensificada en Indonesia, asemejándose a un patrón tipo La Niña.

La consistencia física entre las regresiones de SST y OLR no deberían ser indicio de robustez ya que la correlación negativa entre ambas variables en la región del Pacífico ecuatorial implica que no son variables independientes. La falta de significancia estadística parece mostrar que la señal de la SST sobre la QS3, de existir, es menor a la que puede detectarse con estos datos y esta metodología.

Capítulo 5

Experimentos

5.1 Validación SPEEDY

Para la validación de SPEEDY con respecto a NCEP se muestran los niveles de 200hPa y 500hPa como representación de niveles altos y medios respectivamente. Las conclusiones no cambian sustancialmente en el resto de los niveles.

Una primer gran limitación de SPEEDY es su pobre representación de la estratosfera. Sólo el más alto de sus 8 niveles está en la estratosfera (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.

5.1.1 Altura Geopotencial

Anomalía

El campo medio de geopotencial está bien representado en el modelo (no se muestra) mientras que las mayores diferencias se encuentran en el campo de anomalías zonales. El mismo 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. Reproduce el patrón de QS1 y su intensificación en invierno, aunque en verano es demasiado débil y en invierno demasiado intenso. Por ejemplo, en primavera el máximo de Z en 500hPa en 60°S supera los 120mgp en SPEEDY mientras que en NCEP no llega a 80mgp.

Si bien la ubicación de los máximos y mínimos de Z en SPEEDY es aproximadamente la correcta 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 tiene dos máximos identificables con ciclos anuales independientes.

No sé bien qué decir de la diferencia. ¿Tiene sentido hablar de los aparentes trenes de onda?

En la Figura 5.3 se muestra el corte de Z^* en 60°S . Se evidencia la falta de inclinación de las anomalías zonales de SPEEDY, las cuales son mucho más barotrópicas que en las observaciones. Esto indica que la QS1 en SPEEDY no está asociada a transporte de calor hacia el polo, por lo que es de esperarse que los términos en la ecuación de balance de energía tengan distinta magnitud relativa.

no sé si se entiende bien
lo que quiero decir

5.1.2 Temperatura

En la Figura 5.4 se muestra el campo total de temperatura de SPEEDY en sombreado y NCEP en líneas. 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.

En cuanto a las anomalías zonales (Figura 5.5), éstas coinciden en niveles bajos, donde la influencia superficial es importante, pero divergen 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 para SPEEDY y NCEP. El jet subtropical se encuentra más al norte y ligeramente más elevado en verano, así como considerablemente más intenso en todas las estaciones. La principal discrepancia se da en altura. Por encima de los 30hPa, SPEEDY carece de niveles verticales y aún por debajo no logra desarrollar un jet polar. En invierno y primavera hay un aumento del viento zonal con la altura en latitudes donde debería estar el jet, pero no llega a formar un máximo ni alcanza las magnitudes observadas en NCEP. Esta falta de niveles verticales también se observa en los estes ecuatoriales de menor magnitud en verano y otoño.

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

Cosas para ver:

Jet polar en invierno y primavera en niveles altos (< 100 hPa). Jet subtropical en niveles “medios”.

5.1.4 Gradiente meridional de vorticidad absoluta

Comparando con la figura Figura 3.16 (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 5.10 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 irrestricta 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 5.11 (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 3.19; 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 5.12 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 5.13 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, por supuesto, el campo de QS3 de SPEEDY es virtualmente nulo.

5.2 Comparación entre corridas

Como se vio en la sección XX, 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 5.14. 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 5.15 muestra la diferencia entre Z^* de la corrida Control y las corridas de sensibilidad. NOLAND sólo muestra cambios significati-

vos en invierno y primavera, donde la diferencia es 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 ???. Por qué sólo es reproducido por SPEEDY cuando se elimina la interacción entre atmósfera y suelo es difícil de determinar.

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 (1995) 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 Temperatura

La ?? presenta la diferencia de temperatura en 850hPa entre las corridas. Para NOLAND, las únicas diferencias se dan en la Antártida en verano e invierno, donde ésta simula temperaturas menores y mayores respectivamente. Al no tener un suelo que interactúa con el aire, es posible???

SSTZONAL tiene las mismas diferencias que NOLAND en la Antártida, a la que se le suman diferencias en latitud más bajas a causa de la eliminación de los contrastes zonales de SST. Durante todo el año hay temperaturas mayores en la costa este del Pacífico y menores en la oeste, indicando una situación tipo Niño que, en realidad representan la desaparición de la lengua fría al este y la pileta de agua cálida al oeste.

5.2.3 Viento zonal

La diferencia del viento meridional entre corridas se muestra en la Figura 5.17. 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 ??.

hasta acá

5.2.4 Función corriente

5.2.5 Onda 3

5.3 Regresión

5.4 Cosas inesperadas...

me dio neumonía. :(

- ??
- protif!

Capítulo 6

Conclusiones

Capítulo 7

Agradecimientos

Referencias

- Berbery, E H, J Nogués-Paegle, y J D Horel. 1992. «Wavelike southern hemisphere extratropical teleconnections». doi:DOI: 10.1175/1520-0469(1992)049<0155:WSHET>2.0.CO;2.
- James, I. N. 1994. *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511622977.
- Quintanar, Arturo I., y Carlos R. Mechoso. 1995. «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.
- Trenberth, Kevin E., y K. C. Mo. 1985. «Blocking in the Southern Hemisphere». 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.
- 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

| | | |
|------|--|----|
| 2.1 | Ejemplo fourier - fig:fourier-ejemplo | 46 |
| 2.2 | Wavelets - fig:wavelet-ejemplo | 46 |
| 3.1 | Campo de Z (NCEP) - fig:gh-ncep | 47 |
| 3.2 | Gradiente meridional de Z - fig:ghdy-ncep-corte - SÓLO BORRADOR | 48 |
| 3.3 | Anomalía zonal de altura geopotencial. - fig:ghz-ncep . . | 49 |
| 3.4 | Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60°. - fig:ghz- ncep-corte60 | 50 |
| 3.5 | Transportes - fig:uzvz-ncep-corte - SÓLO BORRADOR . | 50 |
| 3.6 | Desvío estándar por círculo de latitud. - fig:sd-gh-ncep . | 51 |
| 3.7 | Temperatura media. - fig:t-ncep | 52 |
| 3.8 | Corte meridional de temperatura media. - fig:t-ncep-corte | 53 |
| 3.9 | Anomalía zonal de temperatura. - fig:tz-ncep | 54 |
| 3.10 | Corte zonal de anomalía de temperatura en -60°. - fig:t- ncep-corte60 | 55 |
| 3.11 | Viento zonal medio. - fig:u-ncep-corte | 55 |
| 3.12 | Viento zonal. - fig:u-ncep | 56 |
| 3.13 | Anomalía zonal de viento zonal. - fig:uz-ncep | 57 |
| 3.14 | Media zonal del viento meridional. - fig:v-ncep-corte . . | 58 |
| 3.15 | Viento meridional medio. - fig:v-ncep | 59 |
| 3.16 | Gradiente meridional de vorticidad absoluta * 1e11 - fig:etady-ncep | 61 |
| 3.17 | Número de onda estacionario en 200hPa. - fig:ks-ncep . . | 62 |
| 3.18 | Número de onda estacionario en 180° - fig:ks-ncep-cortelev - SÓLO BORRADOR | 62 |
| 3.19 | Función corriente x 1099 - fig:psi-ncep | 63 |
| 3.20 | R^2 de fourier. - fig:r2-ncep | 64 |
| 3.21 | Amplitud de fourier. - fig:ampl-ncep | 65 |
| 4.1 | Media de reconstrucción de onda 3. - fig:qs3-ncep . . . | 66 |
| 4.2 | Corte - fig:qs3-ncep-corte | 66 |
| 4.3 | Desvío estándar de la reconstrucción de QS3. - fig:qs3sd- ncep | 67 |
| 4.4 | Amplitud de wavelets (sombreados) y de fourier (contor- nos) - fig:wavelet-fourier-ncep | 67 |
| 4.5 | Campo medio de la amplitud de la onda 3 según wavelets (contornos) y su anomalía zonal (sombreado) en 300hPa. - fig:waveletz-ncep | 68 |
| 4.6 | Corte zonal en -60° de la amplitud media de la onda 3 según wavelets (contornos) y su anomalía zonal (sombrea- do). - fig:wavelet-ncep-corte | 69 |
| 4.7 | Ratio de amplitud de la media y media de la amplitud (¿medida de estacionaridad?) - fig:estacionaridad - SÓLO BORRADOR | 70 |
| 4.8 | Estacionaridad según fourier - fig:estacionaridad-fourier - SÓLO BORRADOR | 71 |

| | | |
|------|---|----|
| 4.9 | Reconstrucción de QS3 usando wavelets - fig:wavelet-reconstr - SÓLO BORRADOR | 71 |
| 4.10 | Distribución de amplitud para 12 fechas. En rojo la amplitud máxima, en azul la amplitud media. - fig:ampl-max-mean | 72 |
| 4.11 | Anomalía zonal geopotencial en 300hPa para fechas seleccionadas. - fig:ghz-ncep-select | 72 |
| 4.12 | Correlación entre amplitud máxima y media. - fig:cor-mean-max | 73 |
| 4.13 | Amplitud media - fig:ampl-ts | 74 |
| 4.14 | Análisis de wavelet para la amplitud de la onda 3. - fig:wavelet-period - SÓLO BORRADOR | 75 |
| 4.15 | Función de autocorrelación para la amplitud media anual de la onda 3 - fig:acf-ampl - SÓLO BORRADOR | 75 |
| 4.16 | Ciclo anual de la fase (20 mayores amplitudes para cada mes) - fig:fase-boxplot | 76 |
| 4.17 | Primeras dos componentes principales del campo de QS3 - fig:eof | 77 |
| 4.18 | Valor medio de las dos primeras componentes principales del campo de QS3 - fig:pc1-pc2 | 77 |
| 4.19 | Media de reconstrucción de onda 3 en 300hPa - fig:qs3-qssseason-ncep | 78 |
| 4.20 | Corte - fig:qs3-qssseason-ncep-corte | 78 |
| 4.21 | Correlación lageada para cada mes con los 12 siguientes. - fig:lag-cor | 79 |
| 4.22 | Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. - fig:cor-campo | 79 |
| 4.23 | Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. - fig:cor-campo2 - SÓLO BORRADOR | 80 |
| 4.24 | Relación entre R2 medio y R2 reconstruido. - fig:r2-cor2 - SÓLO BORRADOR | 80 |
| 4.25 | Regresión sobre amplitud. - fig:regr-gh-ncep | 81 |
| 4.26 | Igual que figura XX, pero en proyección polar para julio y septiembre. - fig:regr-gh-polar | 82 |
| 4.27 | Relación entre amplitud media de la onda 3 y el SAM - fig:sam-ampl - SÓLO BORRADOR | 82 |
| 4.28 | Regresión de Psi con la amplitud (anomalía zonal). - fig:regr-psi-ncep | 83 |
| 4.29 | Tabla de selección - fig:seleccion-tabla | 84 |
| 4.30 | Tabla de interacción - fig:interaccion-tabla | 85 |
| 4.31 | Composición de campos - fig:gh-comp | 86 |
| 4.32 | Campos para los 10 eneros seleccionados. - fig:gh-qs3-select-ene | 87 |
| 4.33 | Campos para los 10 septiembre seleccionados. - fig:gh-qs3-select-sep | 88 |
| 4.34 | Regresión de SST con la amplitud de la onda 3 - fig:regr-sst-ncep | 89 |
| 4.35 | Regresión de QS3 con OLR - fig:regr-olr-ncep | 90 |
| 5.1 | Anomalía zonal de altura geopotencial (speedy sombreado, ncep contornos) - fig:ghz-sp-nc | 91 |
| 5.2 | Diferencia entre speedy y ncep - fig:ghz-dif-sp-nc | 92 |
| 5.3 | Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60  (speedy sombreado, ncep contornos). - fig:ghz-sp-nc-corte60 | 93 |
| 5.4 | Temperatura - fig:t-nc-sp | 94 |
| 5.5 | T* - fig:tz-sp-nc | 95 |
| 5.6 | Viento zonal medio (speedy contornos, ncep sombreado). - fig:u-sp-nc-corte | 95 |

| | | |
|------|--|-----|
| 5.7 | Viento zonal (contornos ncep, sombreado speedy). - fig:u-sp-nc | 96 |
| 5.8 | Diferencia entre ncep y speedy en viento zonal - fig:u-dif-sp-nc | 97 |
| 5.9 | Gradiente meridional de vorticidad absoluta (speedy). - fig:etady-sp-nc | 98 |
| 5.10 | Número de onda estacionario medio por círculo de latitud. - fig:ks-sp-nc-corte | 99 |
| 5.11 | Función corriente x 1099 - fig:psi-sp | 100 |
| 5.12 | Amplitud de fourier (speedy en sombreado, ncep en contornos). - fig:ampl-sp-nc | 101 |
| 5.13 | Media de reconstrucción de onda 3 (sombreado speedy, contornos ncep) - fig:qs3-sp-nc | 101 |
| 5.14 | Anomalía zonal de altura geopotencial. - fig:ghz-sp-runs | 102 |
| 5.15 | Diferencia Corrida - control para Z^* - fig:ghz-dif-sp-runs | 103 |
| 5.16 | Diferencia Control - corrida para T - fig:tz-dif-sp-runs | 104 |
| 5.17 | Diferencia control - corrida para U. - fig:u-dif-sp-runs | 105 |
| 5.18 | Anomalía zonal de función corriente y flujos de acción de onda. - fig:psi-sp-runs | 106 |
| 5.19 | Diferencia en psi.z y flujos de acción de onda. - fig:psiz-dif-sp-runs | 107 |
| 5.20 | Amplitud media de la onda 3 para cada corrida. - fig:ampl-sp-runs | 107 |
| 5.21 | Diferencia de amplitud entre la corrida control y cada corrida. - fig:ampl-dif-sp-runs | 107 |
| 5.22 | Ciclo anual de amplitud de onda 3. - fig:index-sp-boxplot | 108 |
| 5.23 | Regresión en función corriente. - fig:regr-psi-sp-runs | 108 |

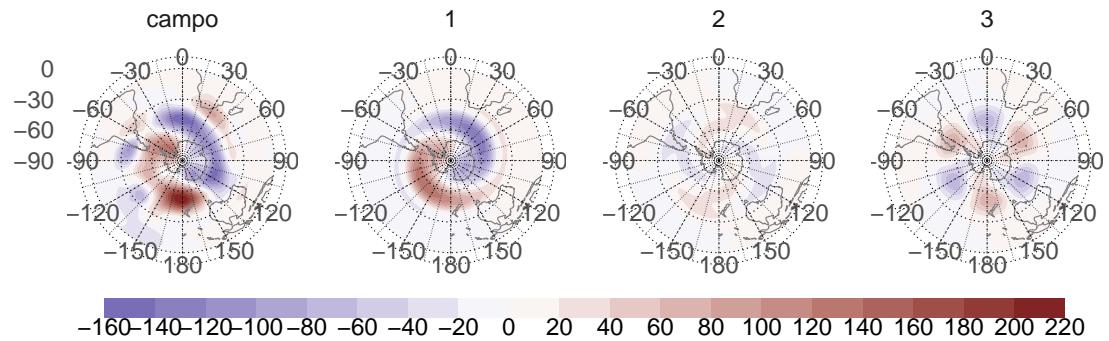


Figura 2.1: Ejemplo fourier - fig:fourier-ejemplo

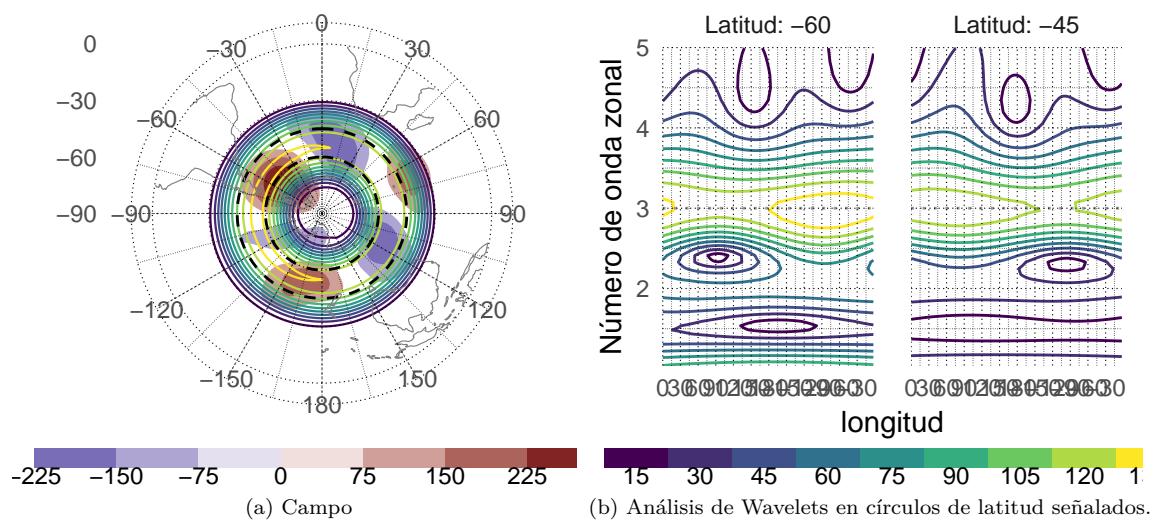


Figura 2.2: Wavelets - fig:wavelet-ejemplo

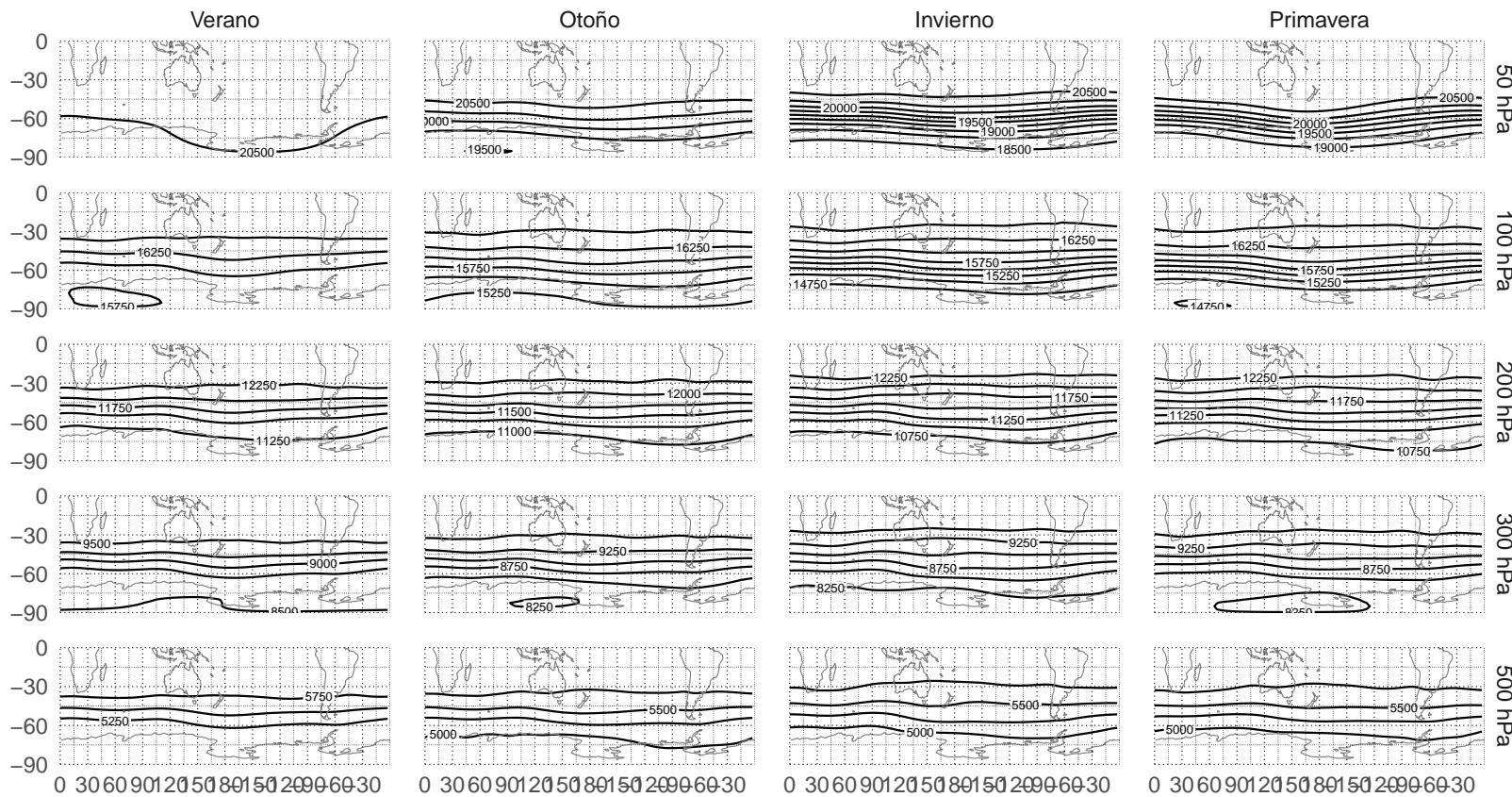


Figura 3.1: Campo de Z (NCEP) - fig:gh-ncep

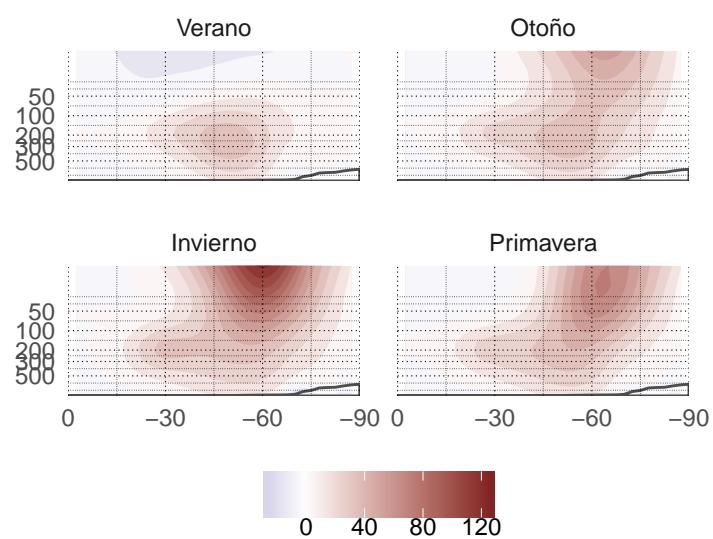


Figura 3.2: Gradiente meridional de Z - fig:ghdy-ncep-corte - SÓLO BO-RRADOR

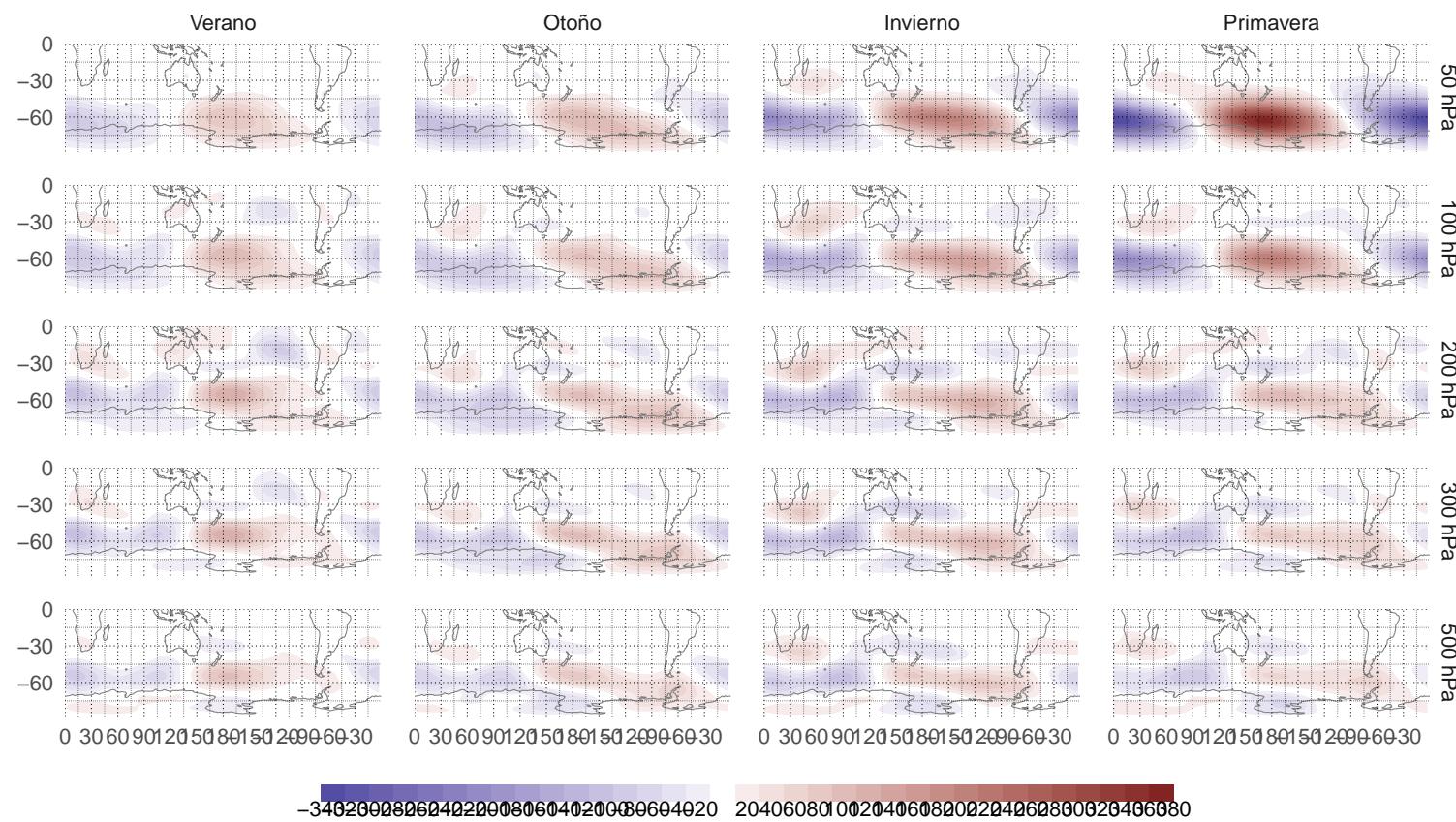


Figura 3.3: Anomalía zonal de altura geopotencial. - fig:ghz-ncep

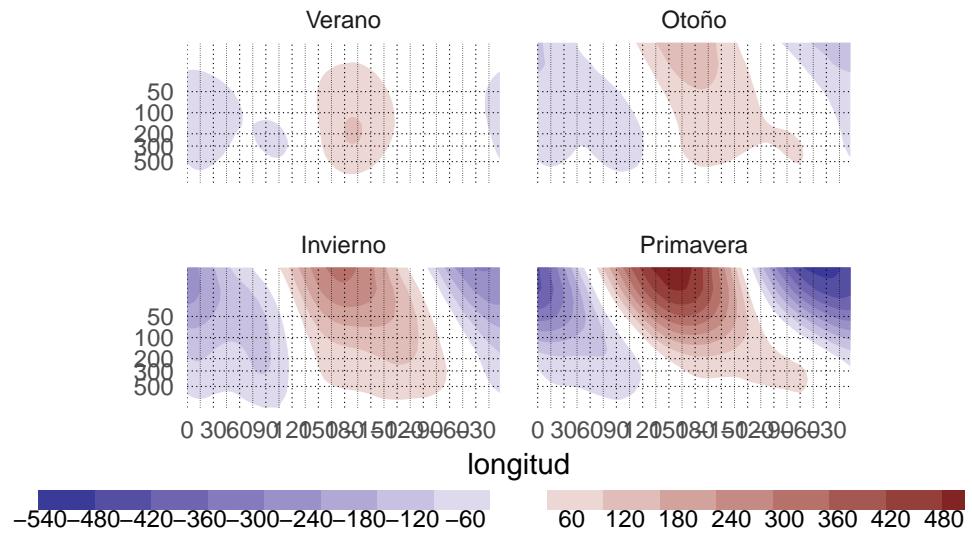


Figura 3.4: Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60° . - fig:ghz-ncp-corte60

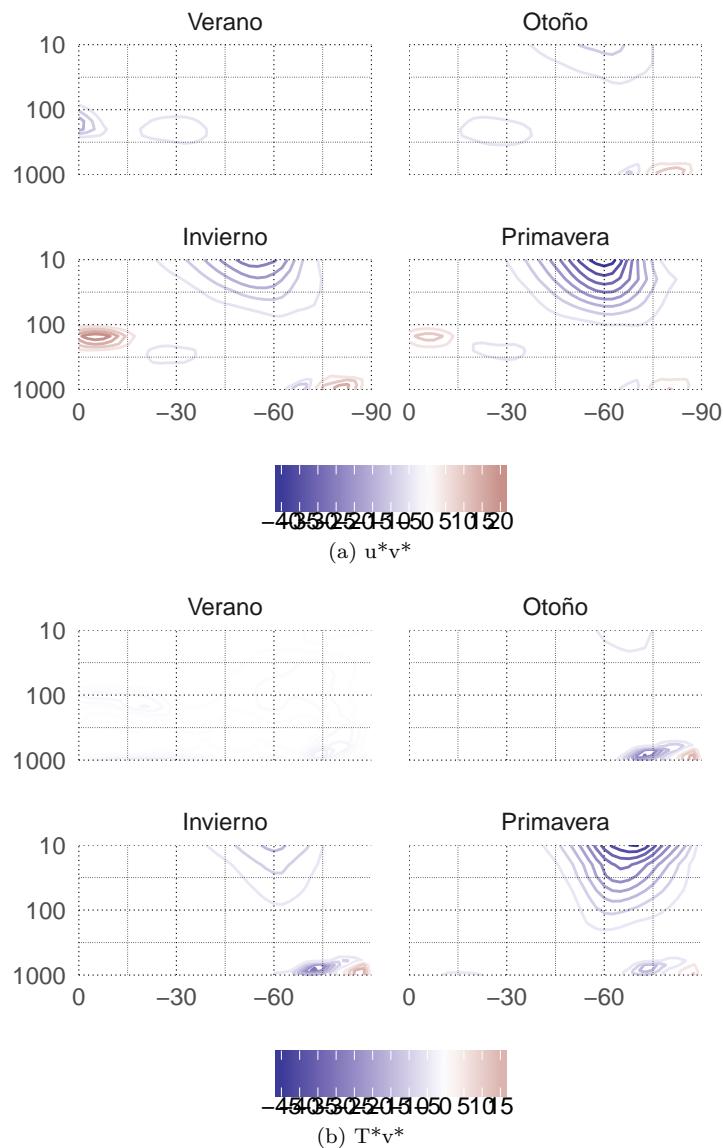


Figura 3.5: Transportes - fig:uzvz-ncp-corte - SÓLO BORRADOR

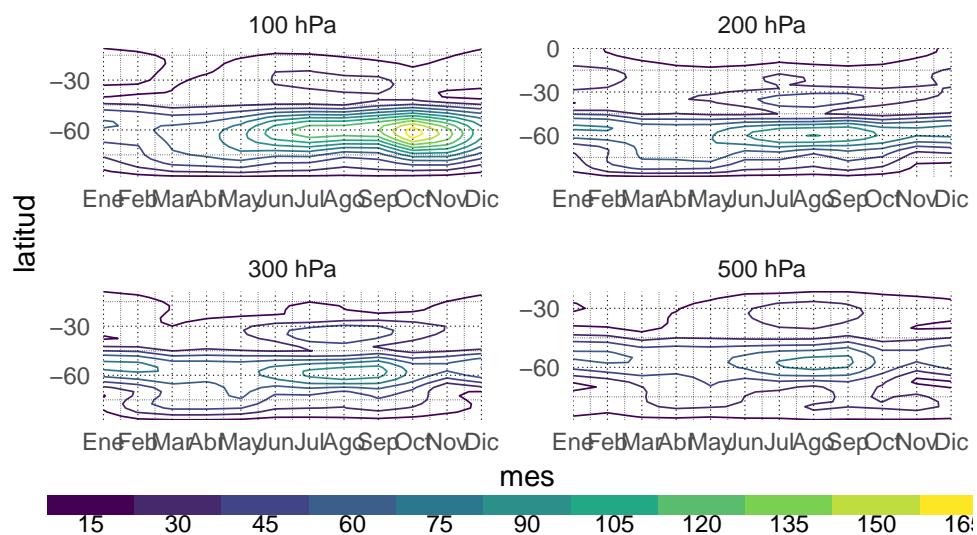


Figura 3.6: Desvío estándar por círculo de latitud. - fig:sd-gh-ncep

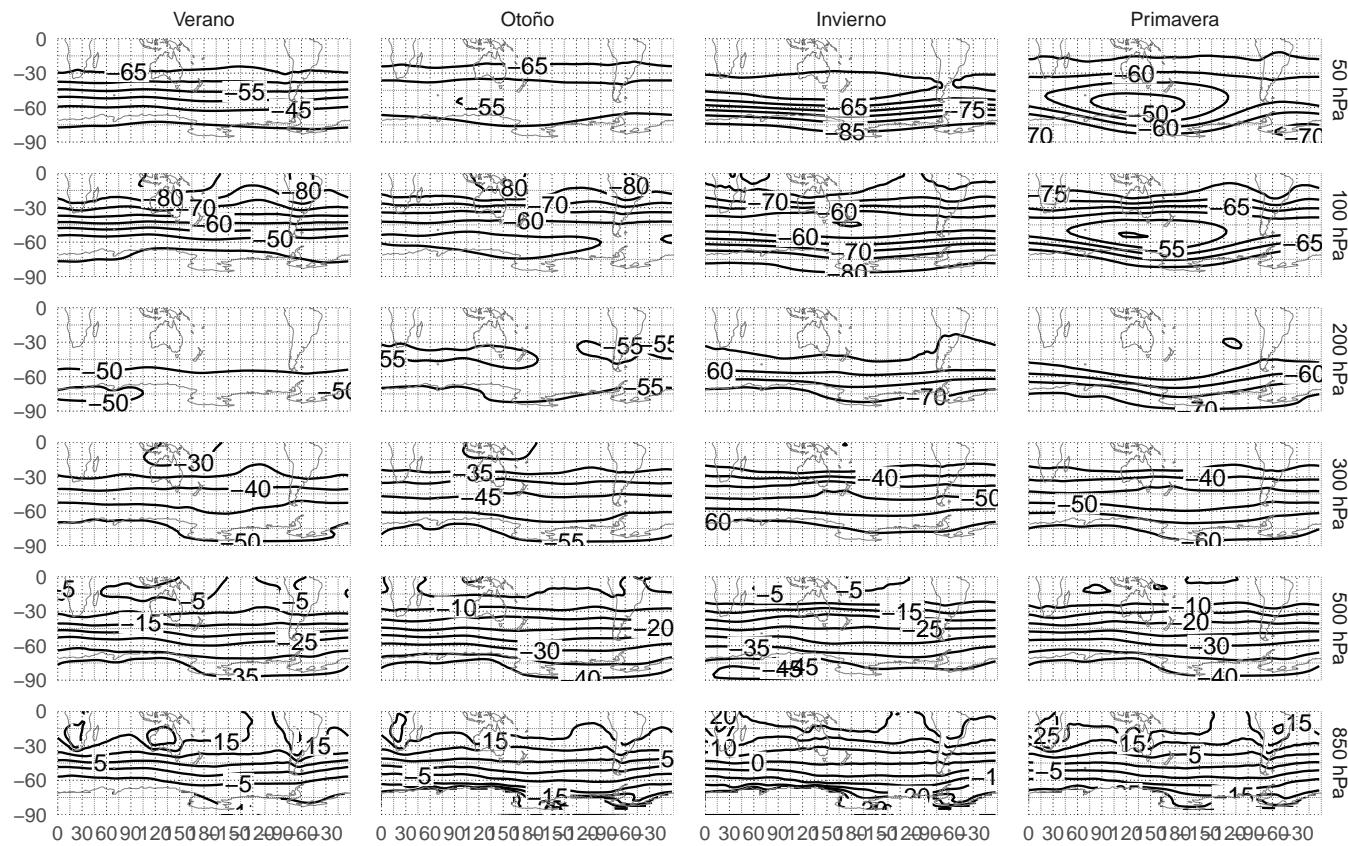


Figura 3.7: Temperatura media. - fig:t-ncep

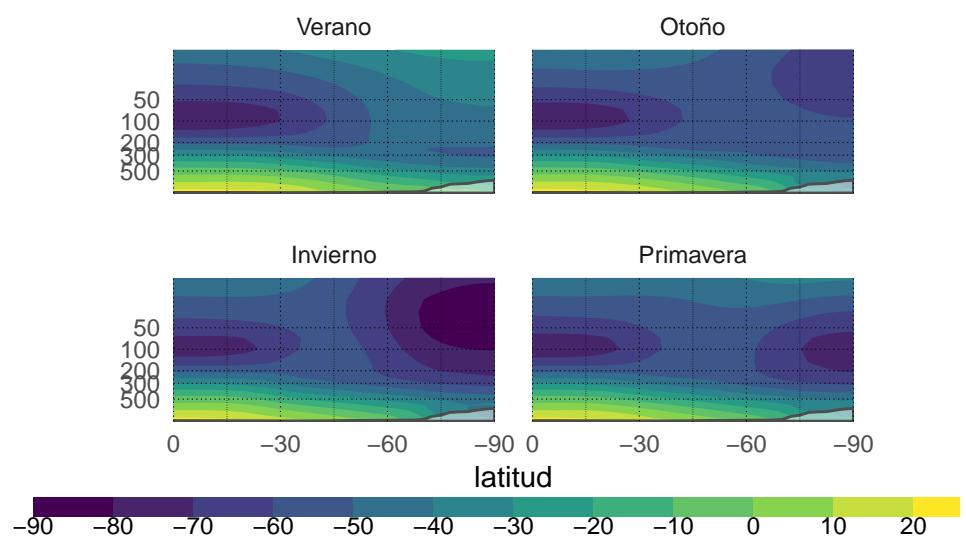


Figura 3.8: Corte meridional de temperatura media. - fig:t-ncep-corte

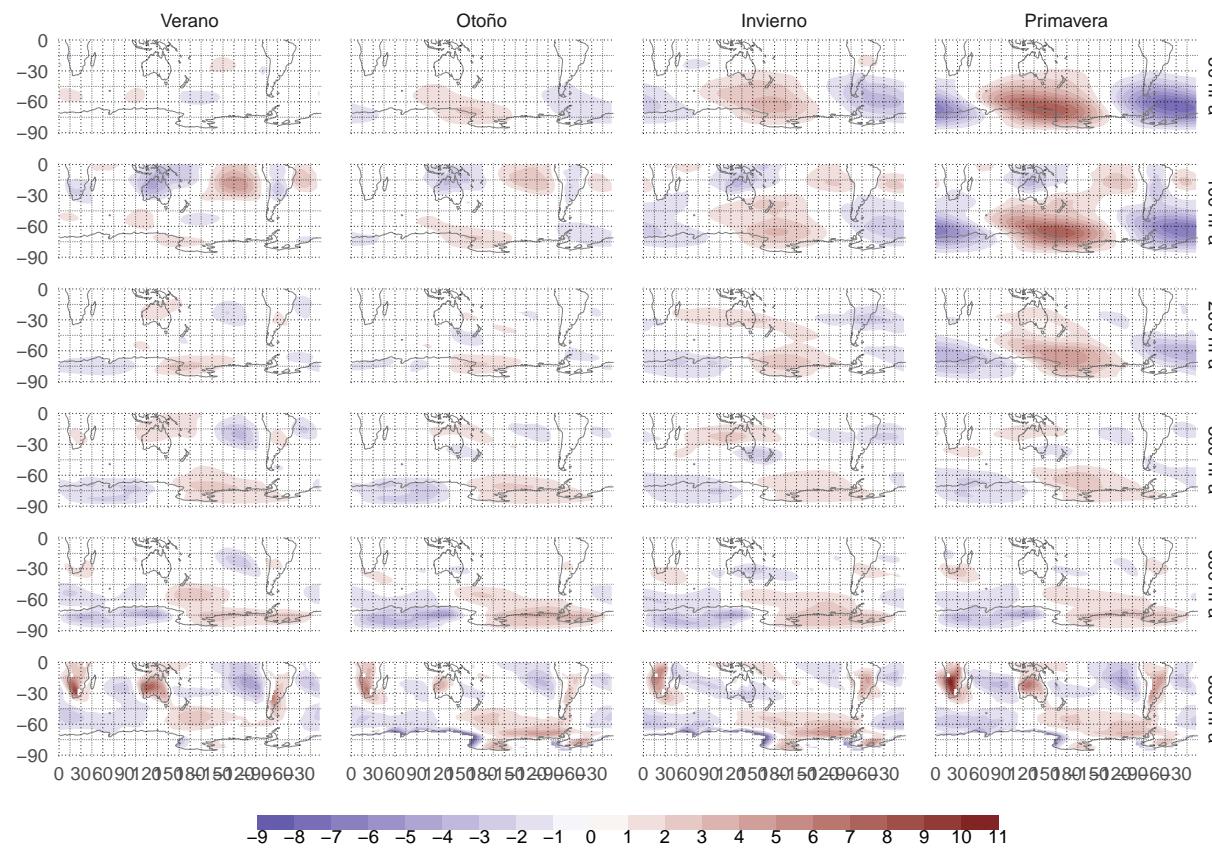


Figura 3.9: Anomalía zonal de temperatura. - fig:tz-ncep

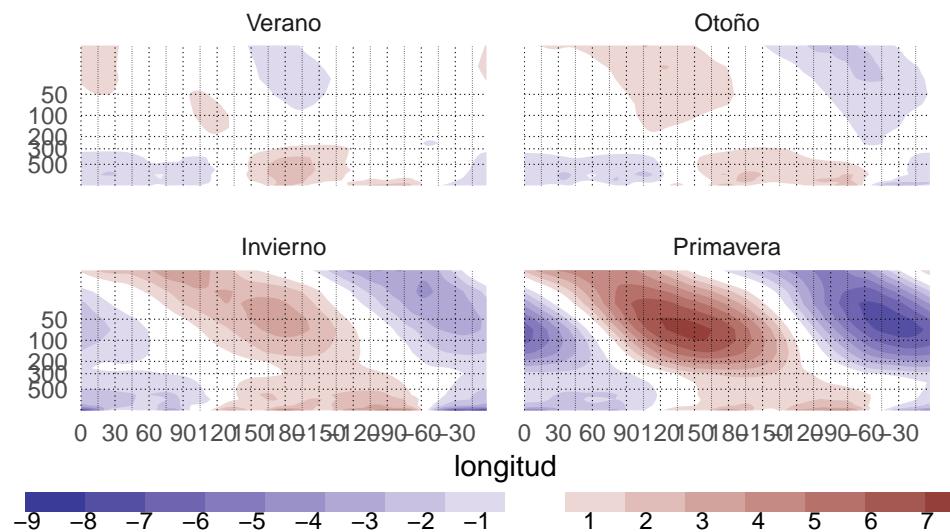


Figura 3.10: Corte zonal de anomalía de temperatura en -60° . - fig:t-ncep-corte60

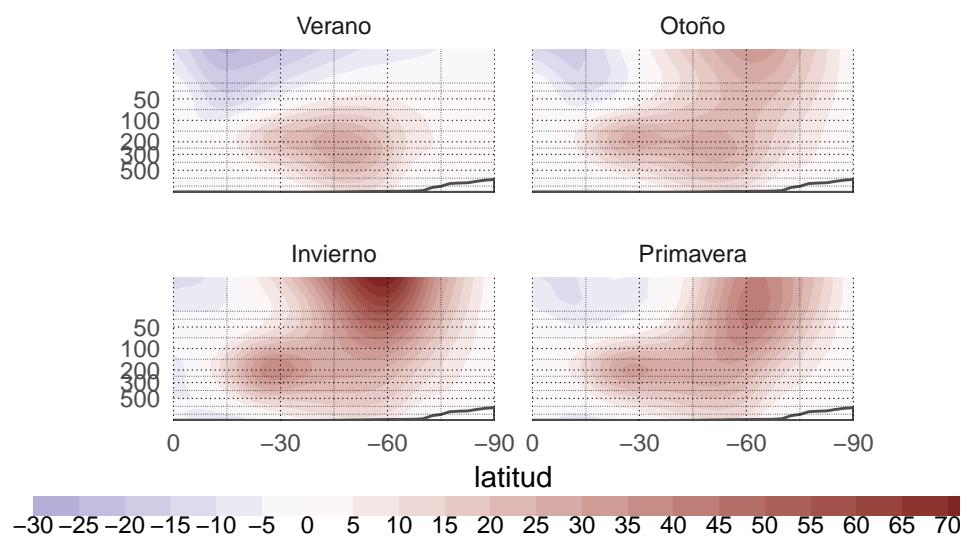


Figura 3.11: Viento zonal medio. - fig:u-ncep-corte

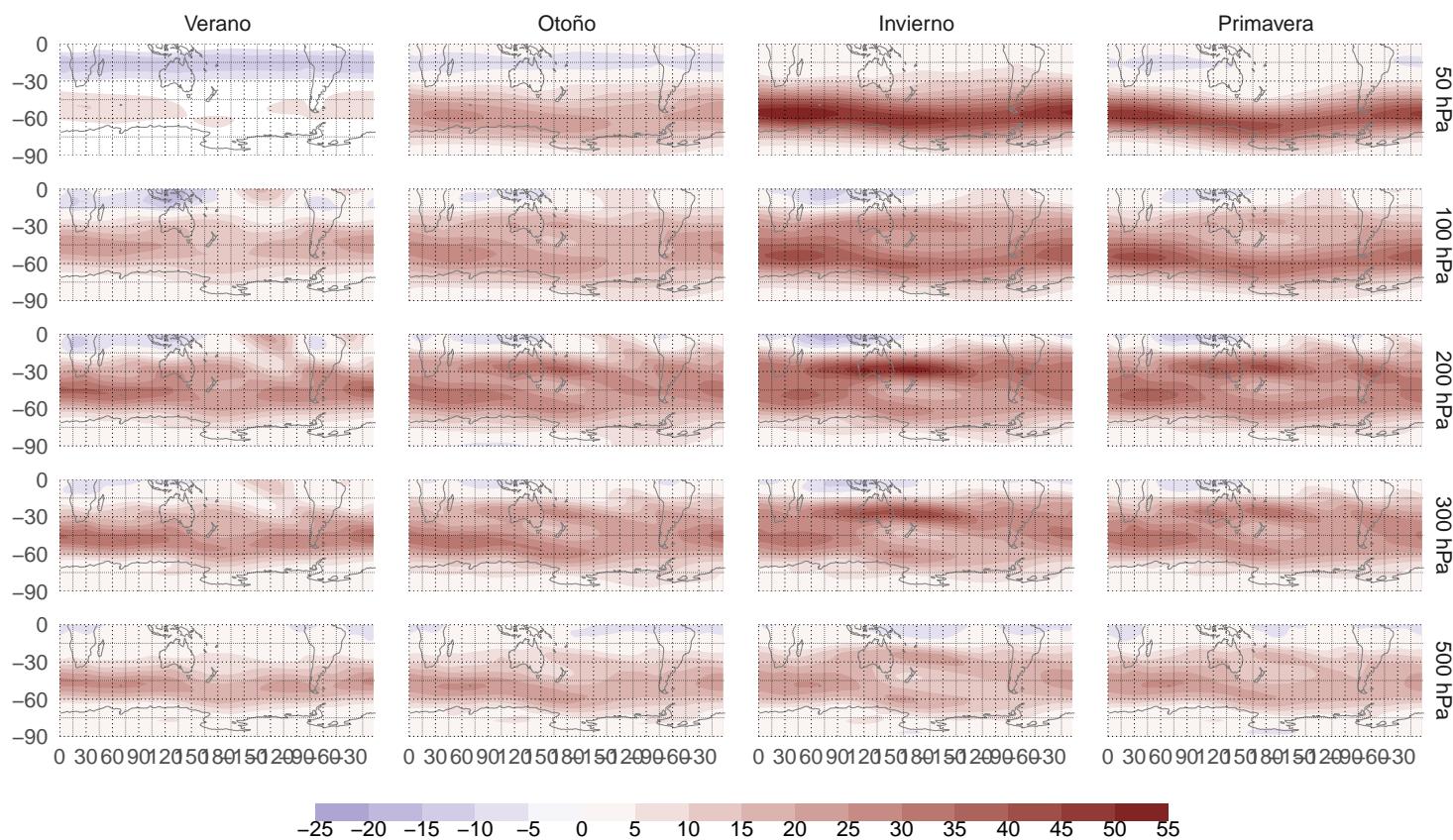


Figura 3.12: Viento zonal. - fig:u-ncep

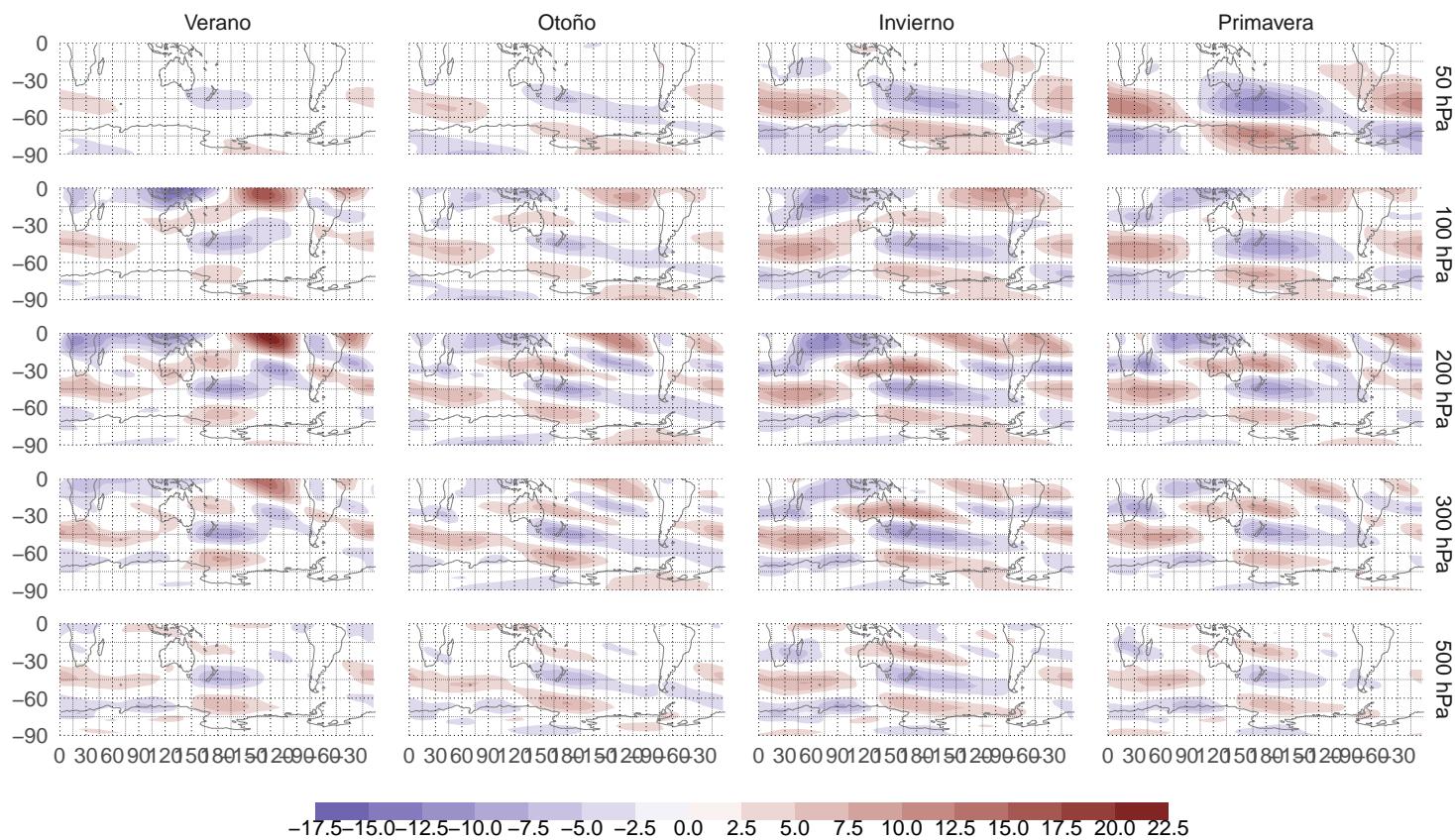


Figura 3.13: Anomalía zonal de viento zonal. - fig:uz-ncep

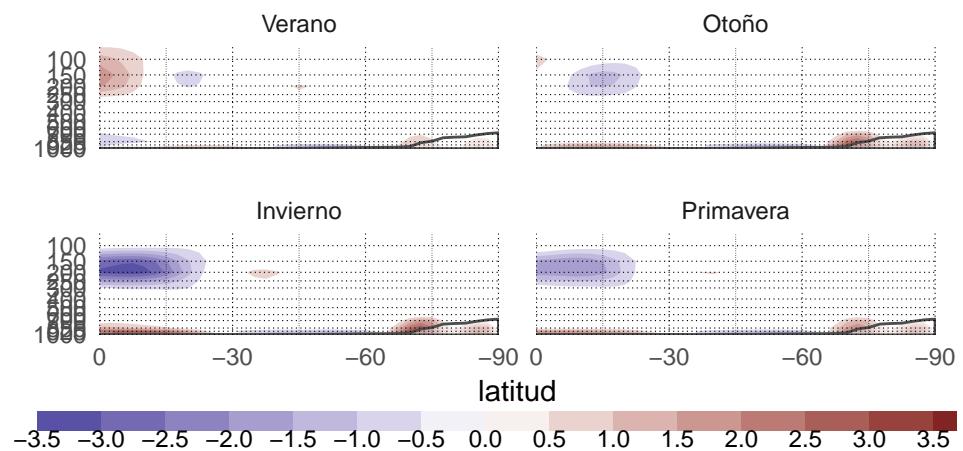


Figura 3.14: Media zonal del viento meridional. - fig:v-ncep-corte

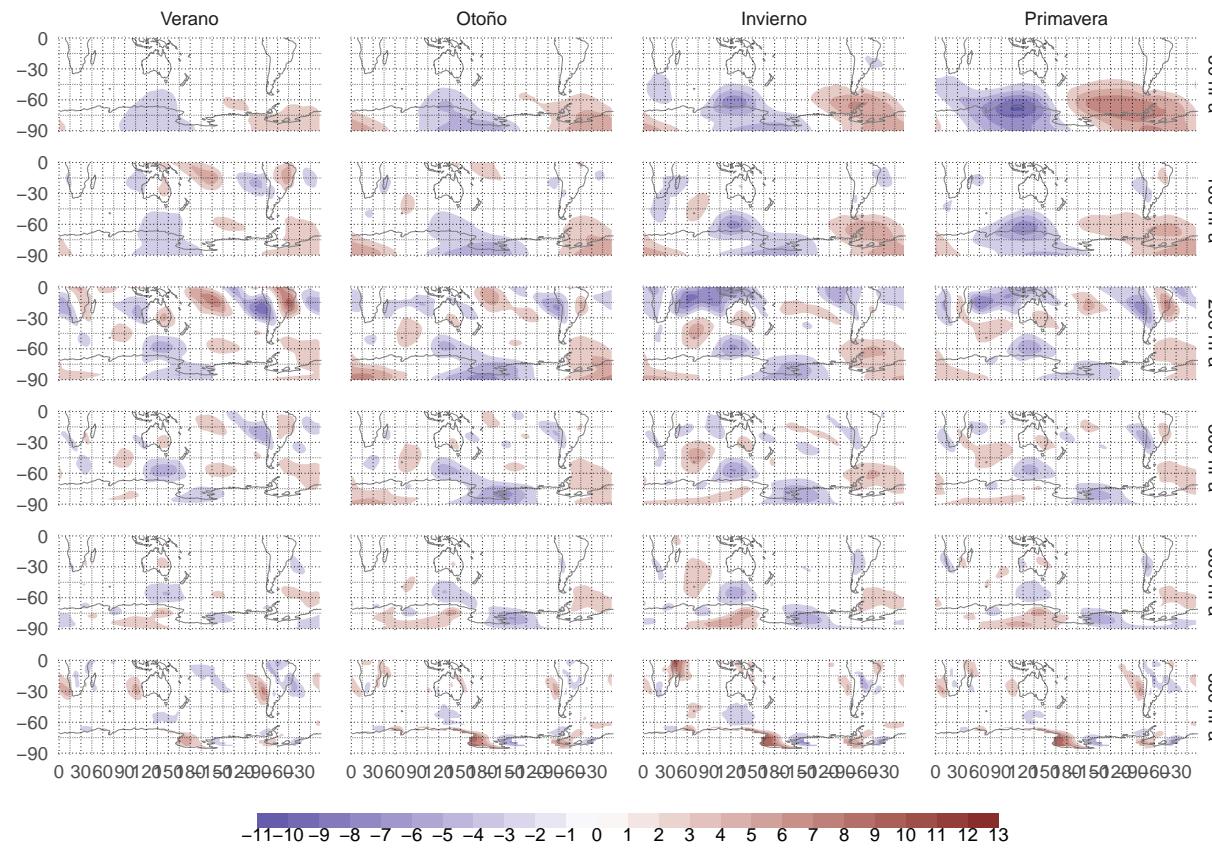


Figura 3.15: Viento meridional medio. - fig:v-ncep

3.1 Gradiente meridional de vorticidad absoluta

En la teoría de propagación meridional de ondas de Rossby, el gradiente meridional de vorticidad absoluta (ψ_y)

es importante porque blavalbla ¿Resumen de la deducción en James?

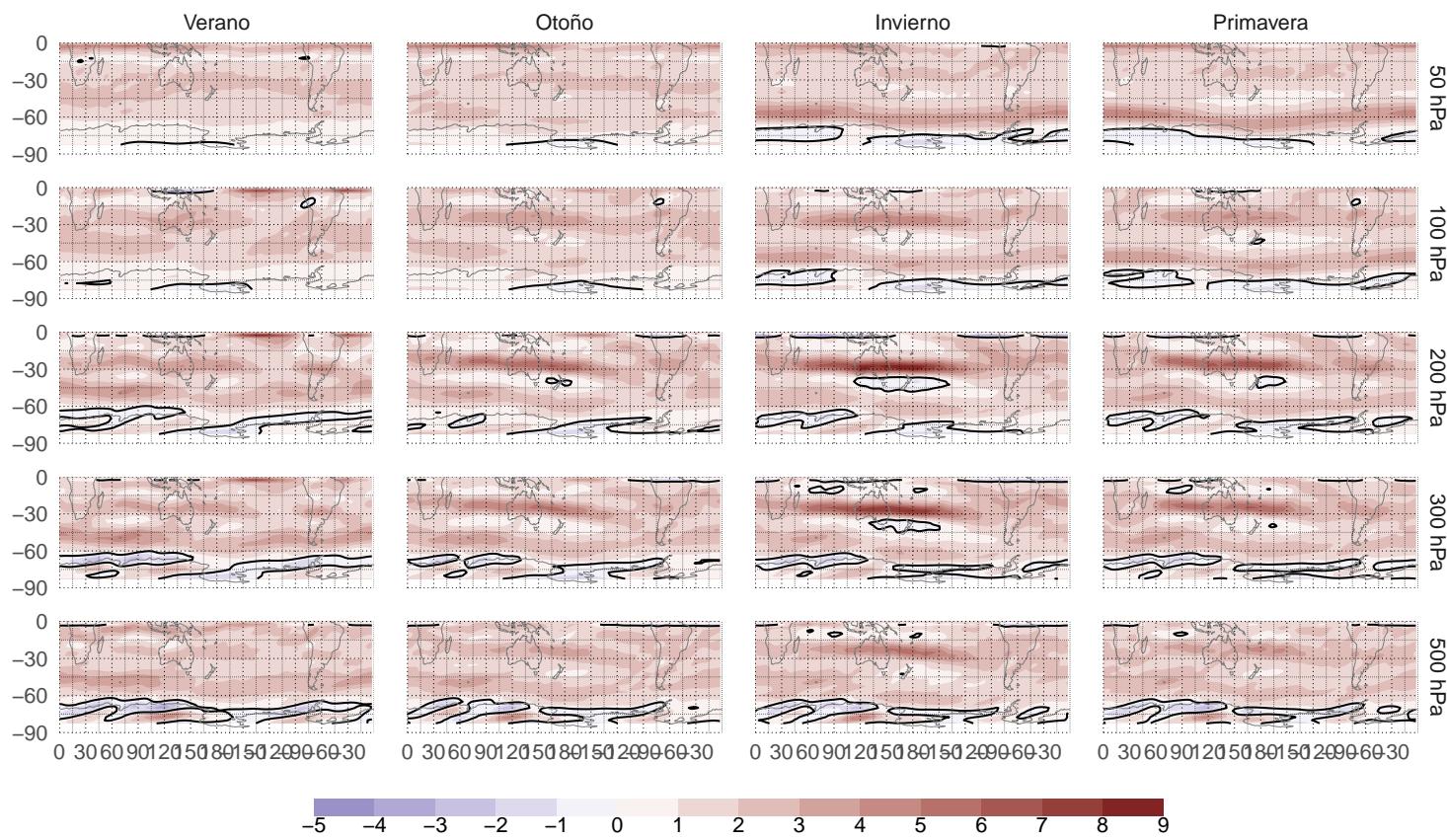


Figura 3.16: Gradiante meridional de vorticidad absoluta * 1e11 - fig:etady-ncep

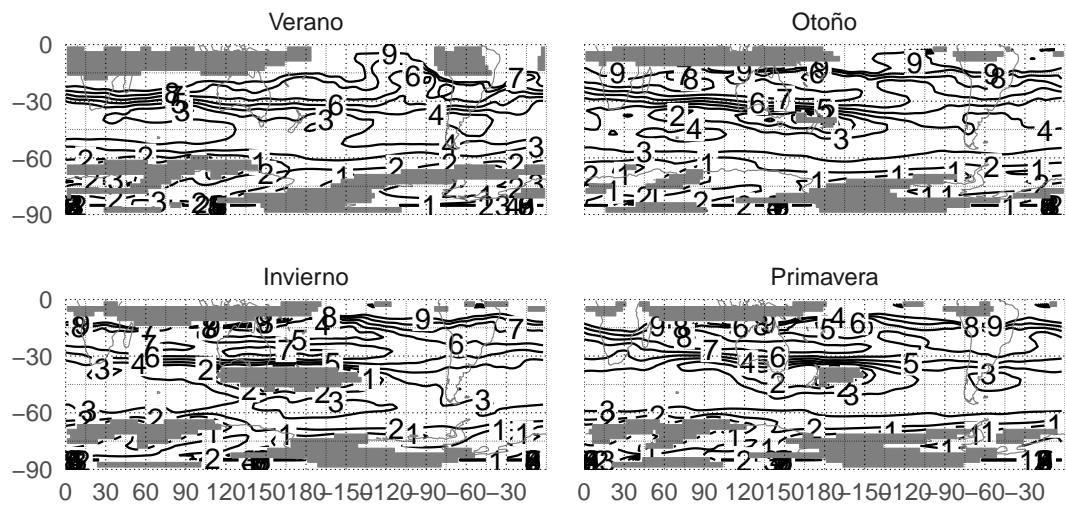


Figura 3.17: Número de onda estacionario en 200hPa. - fig:ks-ncep

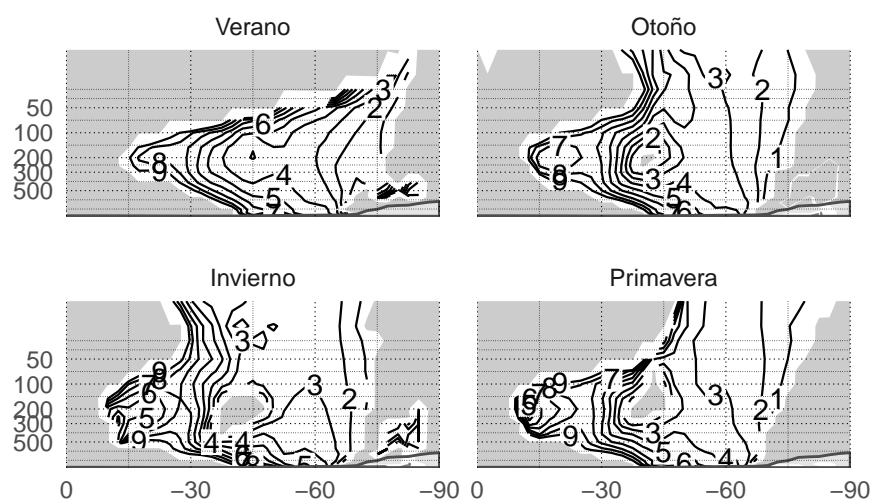


Figura 3.18: Número de onda estacionario en 180° - fig:ks-ncep-cortelev
- SÓLO BORRADOR

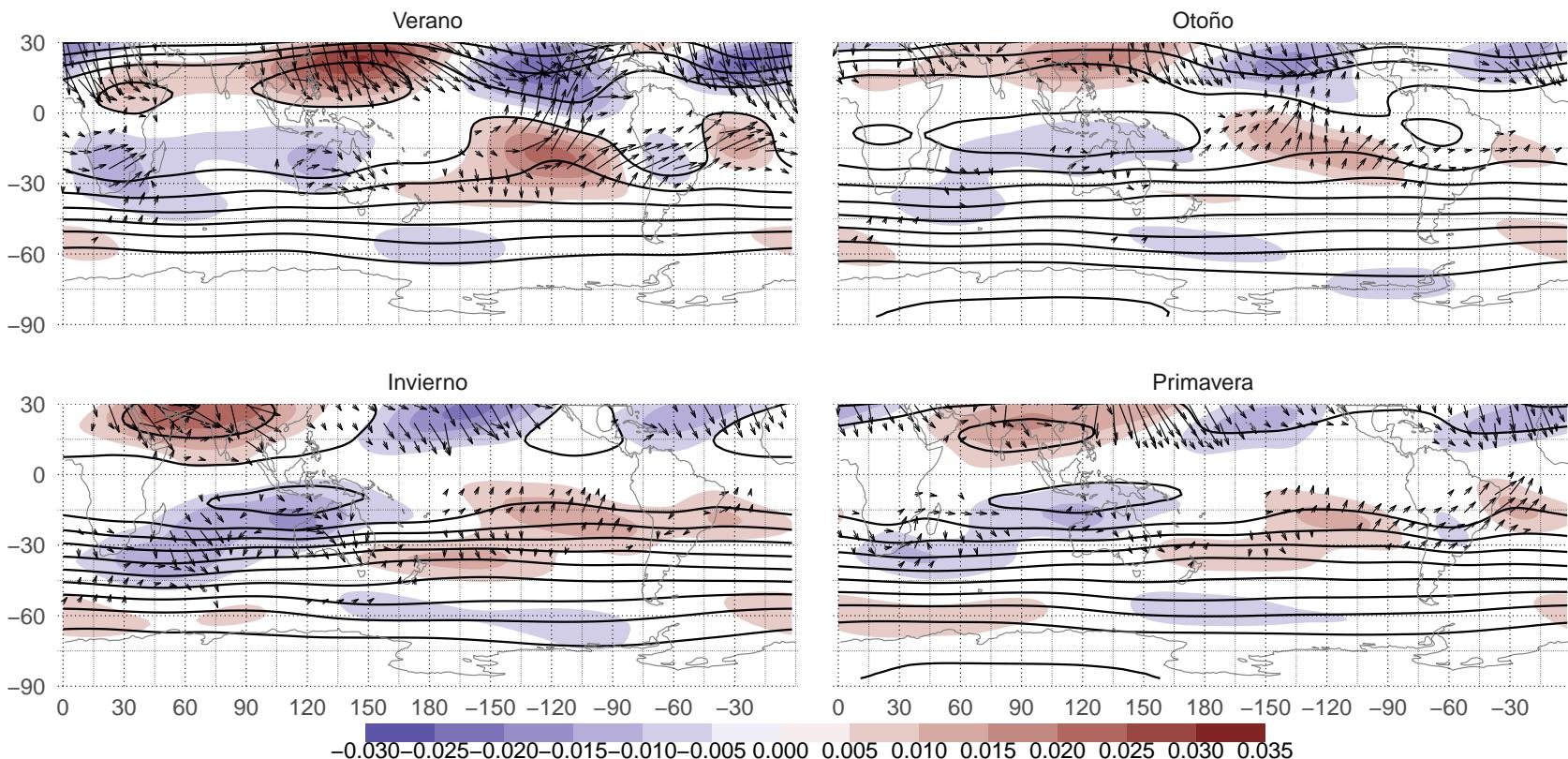
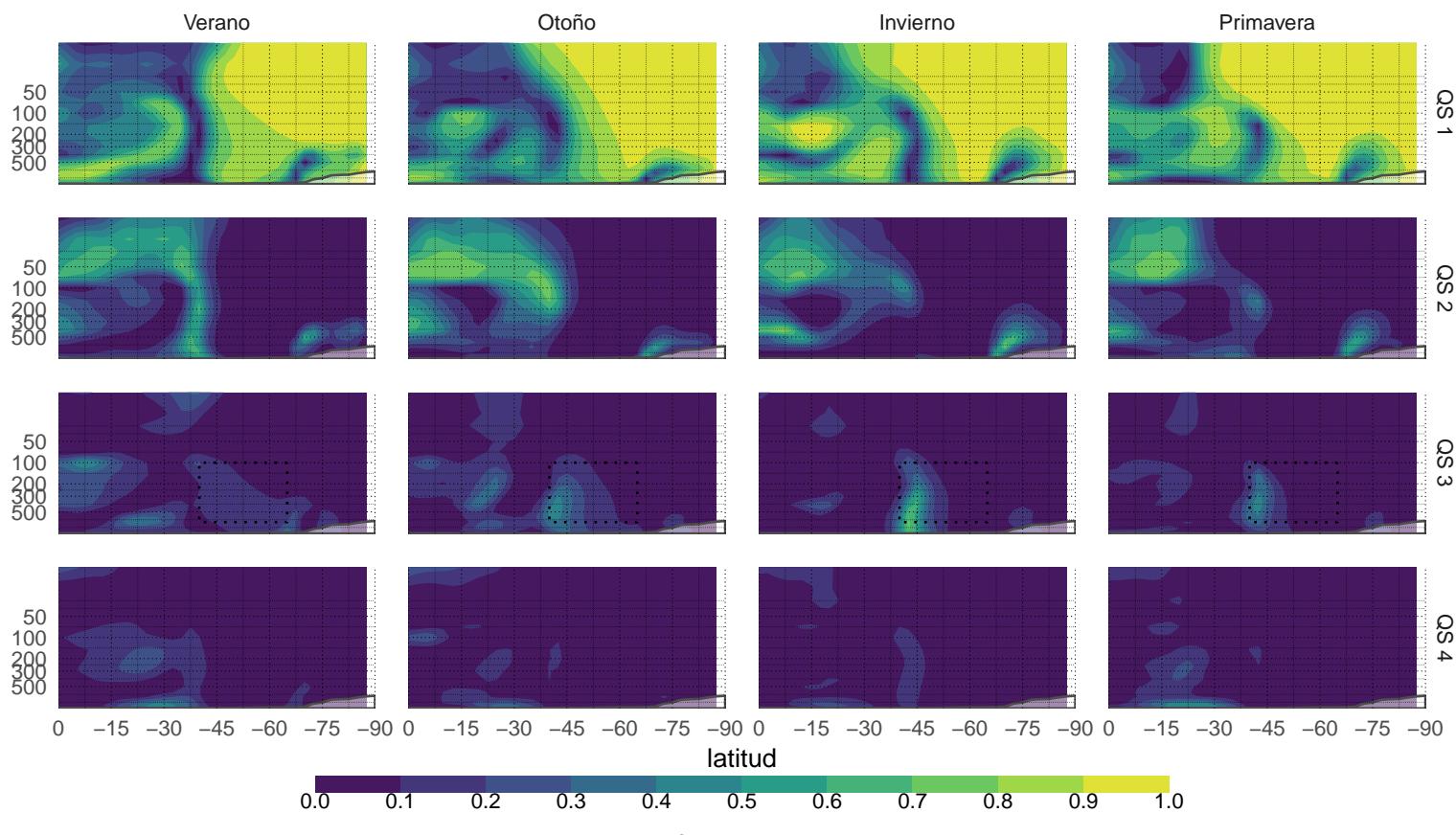


Figura 3.19: Función corriente x 1099 - fig:psi-ncep

Figura 3.20: R^2 de fourier. - fig:r2-ncep

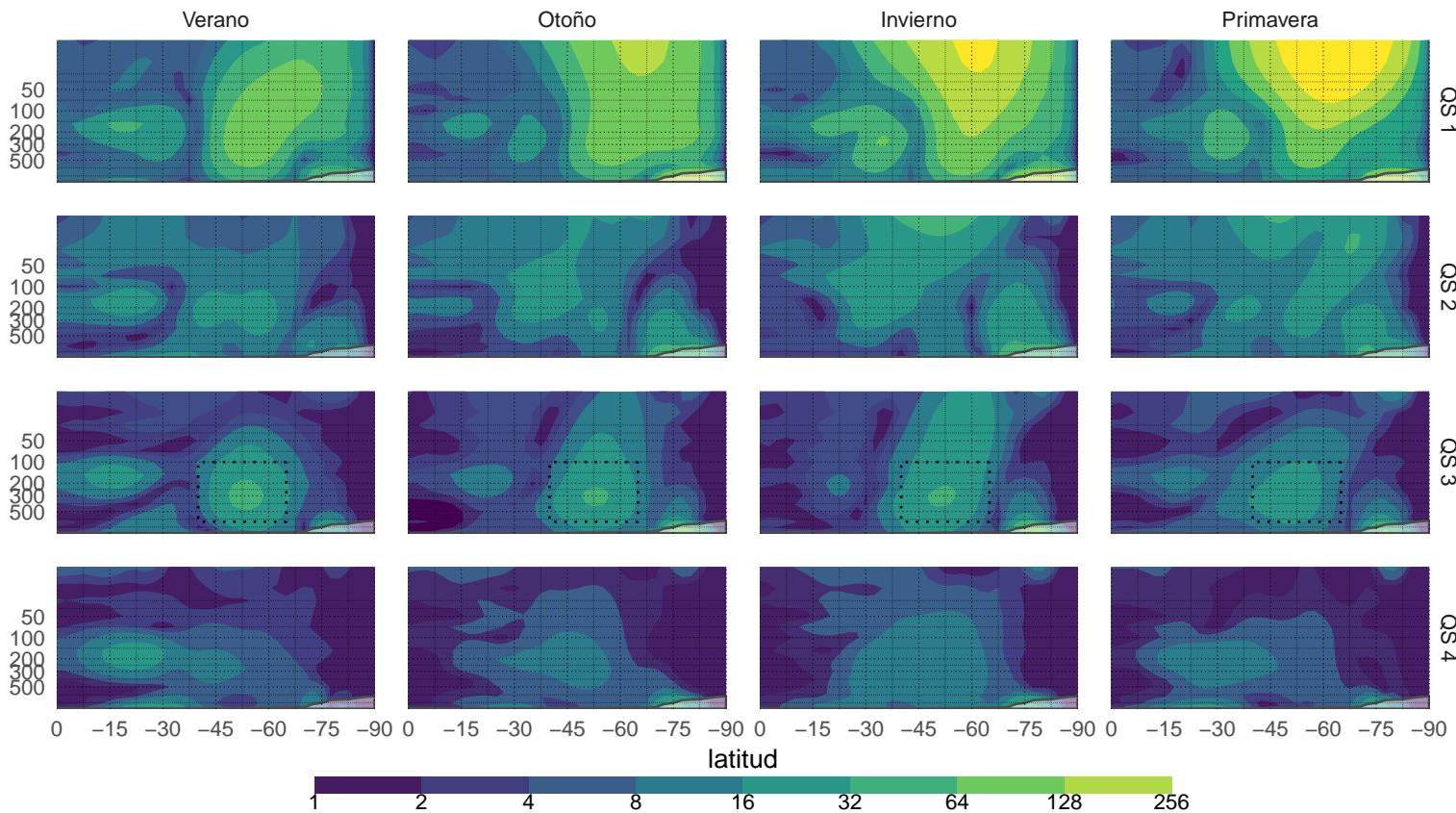


Figura 3.21: Amplitud de fourier. - fig:ampl-ncep

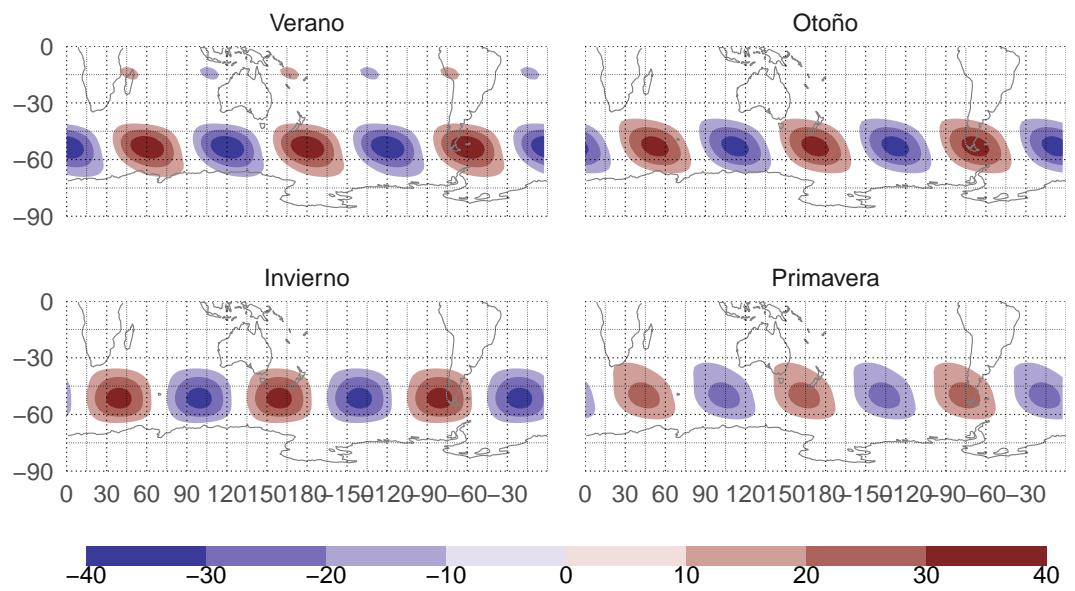


Figura 4.1: Media de reconstrucción de onda 3. - fig:qs3-ncep

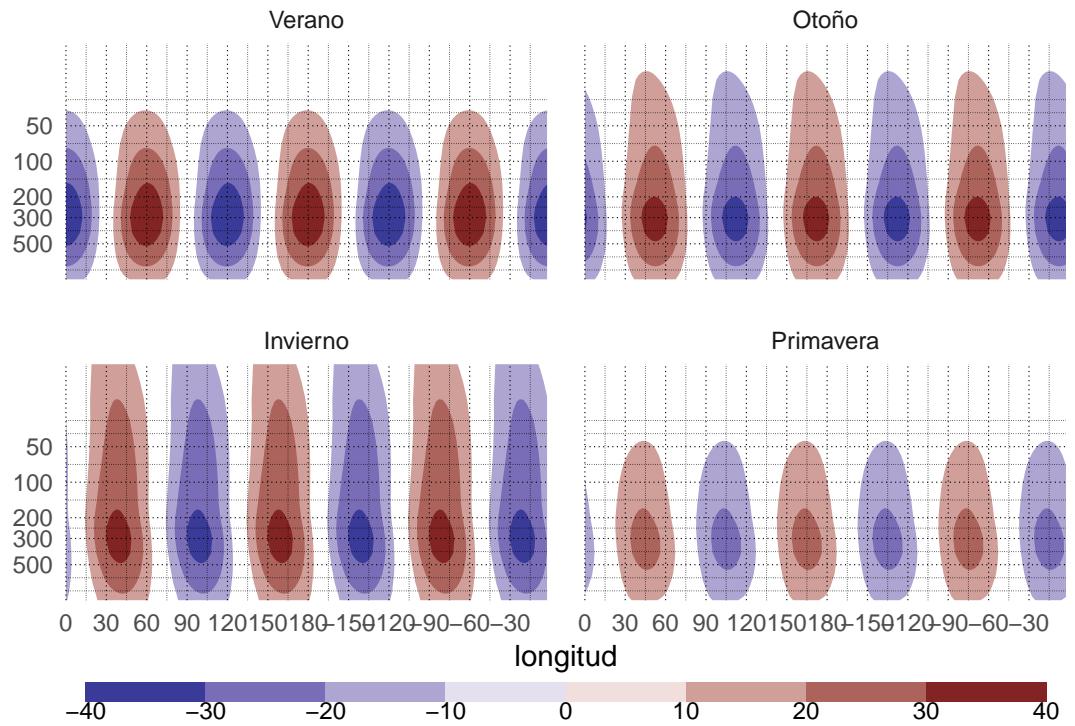


Figura 4.2: Corte - fig:qs3-ncep-corte

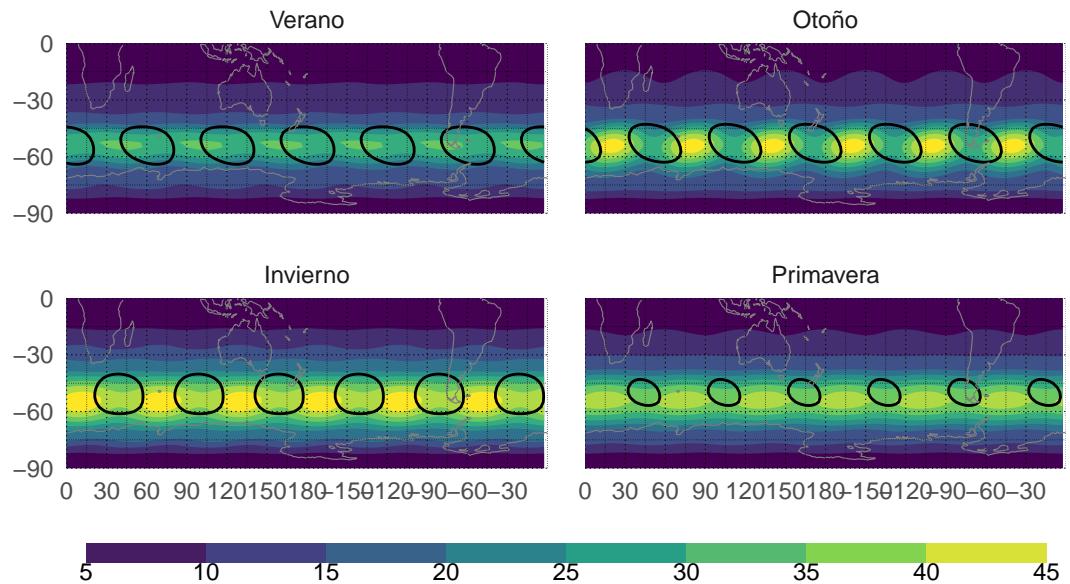


Figura 4.3: Desvío estándar de la reconstrucción de QS3. - fig:qs3sd-ncep

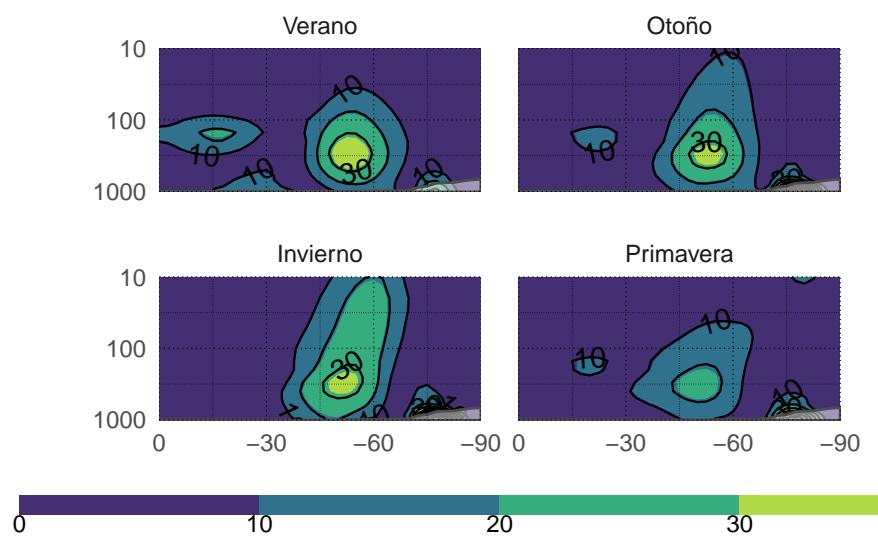


Figura 4.4: Amplitud de wavelets (sombreados) y de fourier (contornos)
- fig:wavelet-fourier-ncep

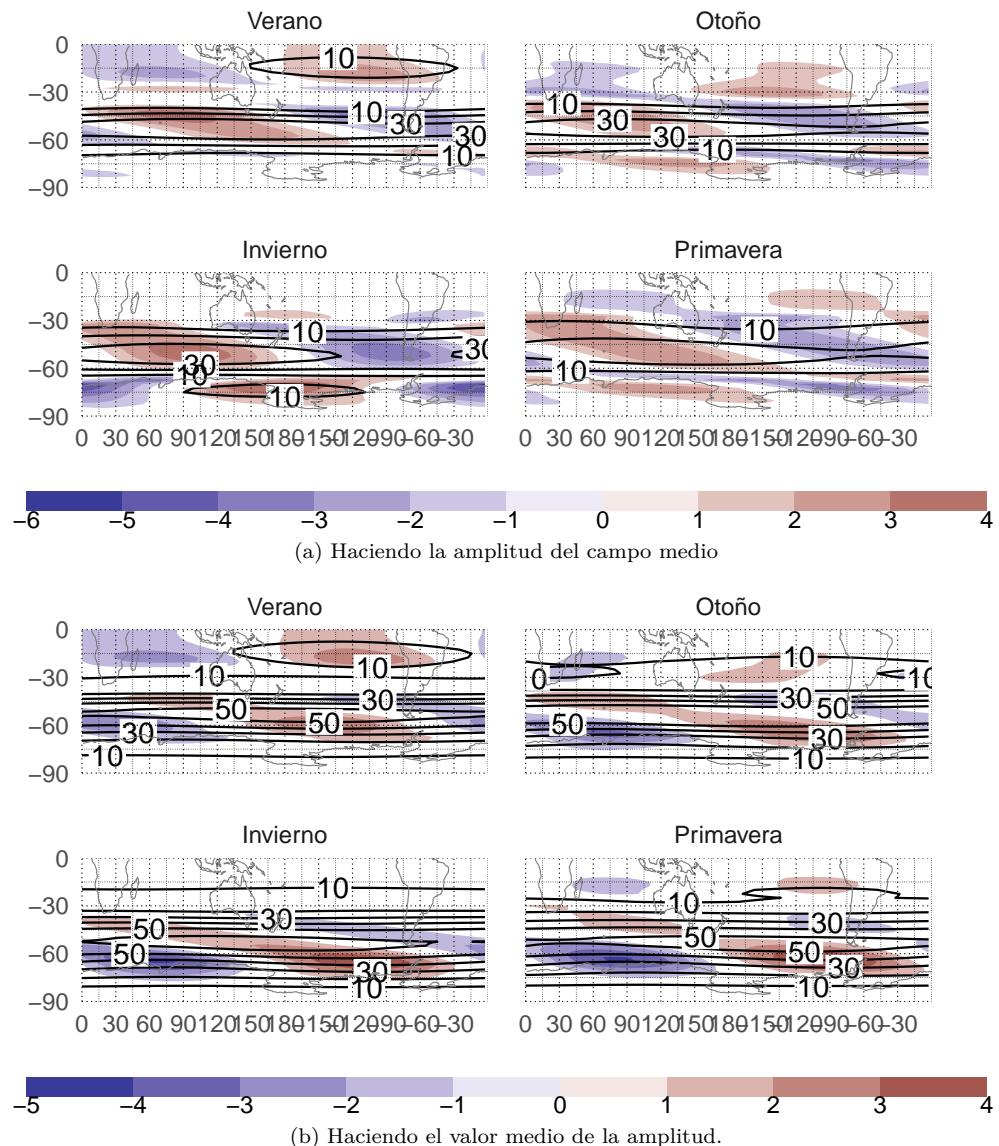


Figura 4.5: Campo medio de la amplitud de la onda 3 según wavelets (contornos) y su anomalía zonal (sombreado) en 300hPa. - fig:waveletz-ncp

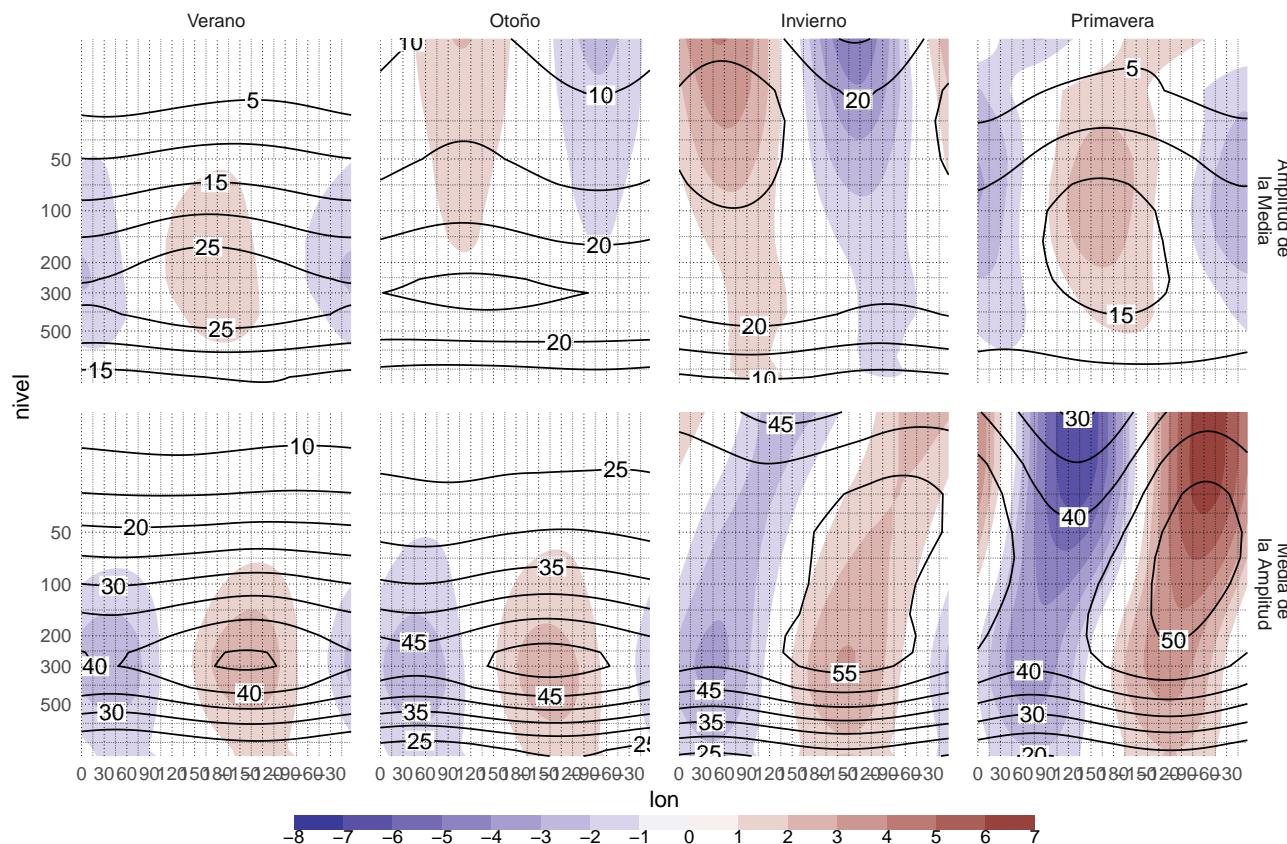


Figura 4.6: Corte zonal en -60° de la amplitud media de la onda 3 según wavelets (contornos) y su anomalía zonal (sombreado). - fig:wavelet-ncep-corte

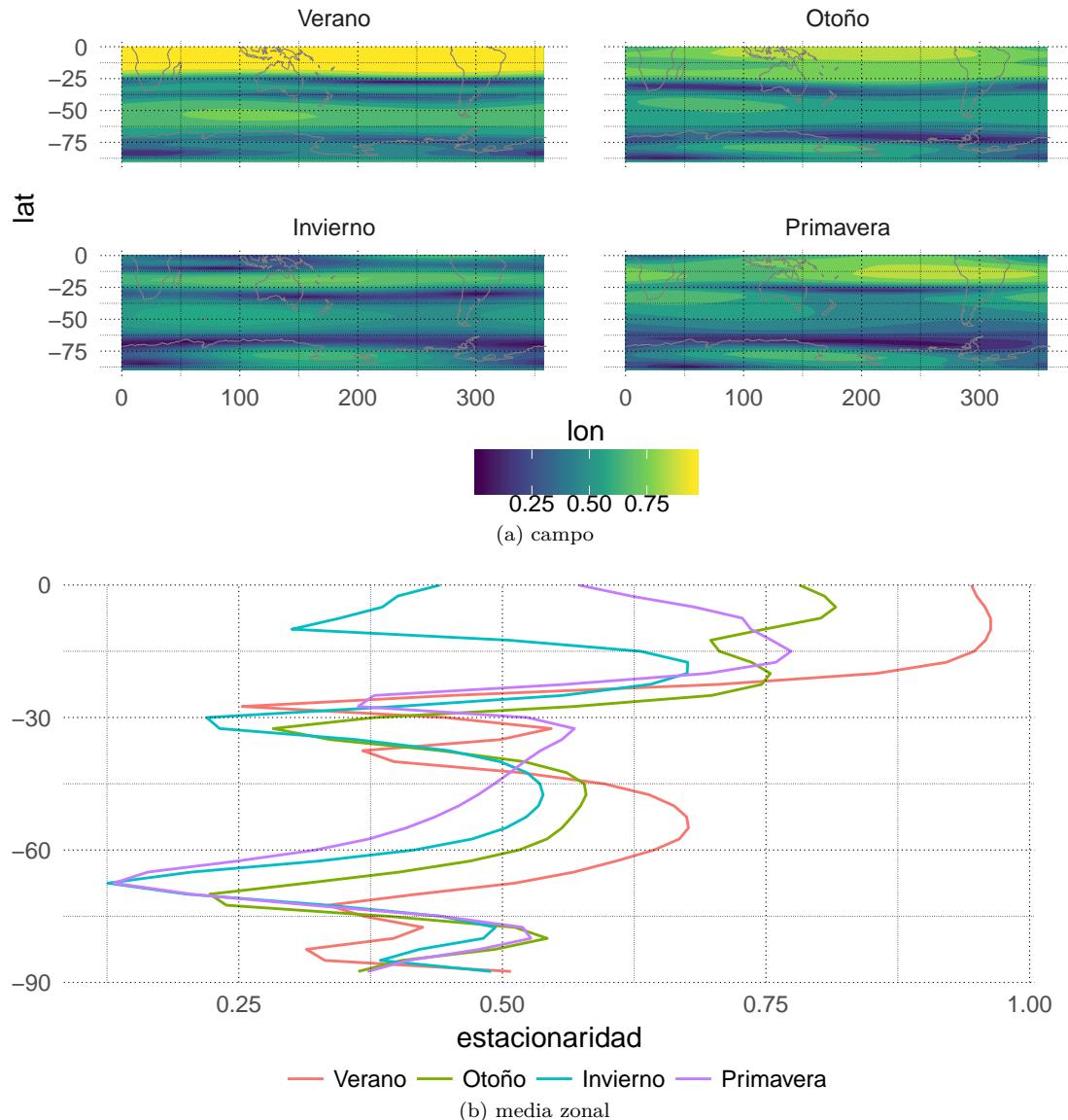


Figura 4.7: Ratio de amplitud de la media y media de la amplitud (ζ medida de estacionaridad?) - fig:estacionaridad - SÓLO BORRADOR

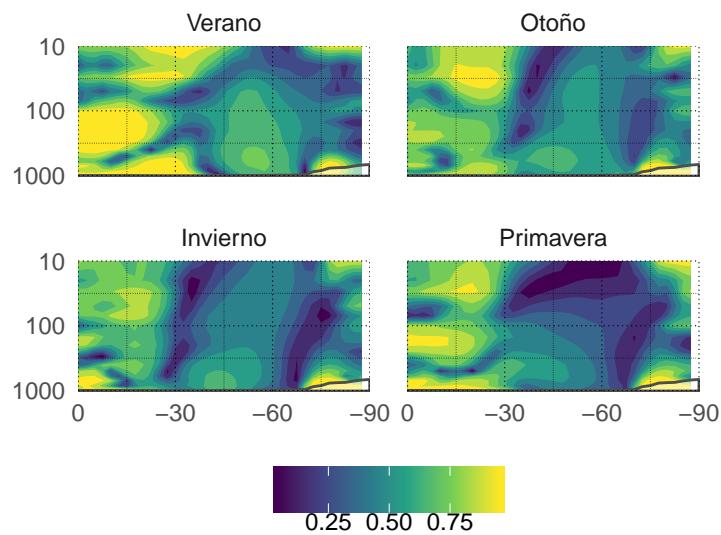


Figura 4.8: Estacionaridad según fourier - fig:estacionaridad-fourier - SÓLO BORRADOR

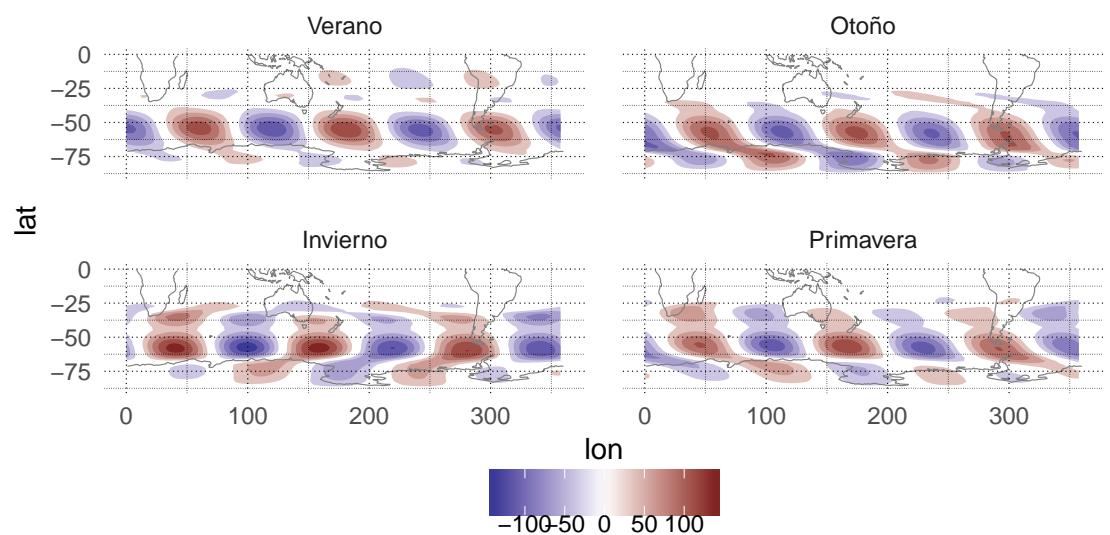


Figura 4.9: Reconstrucción de QS3 usando wavelets - fig:wavelet-reconstr - SÓLO BORRADOR

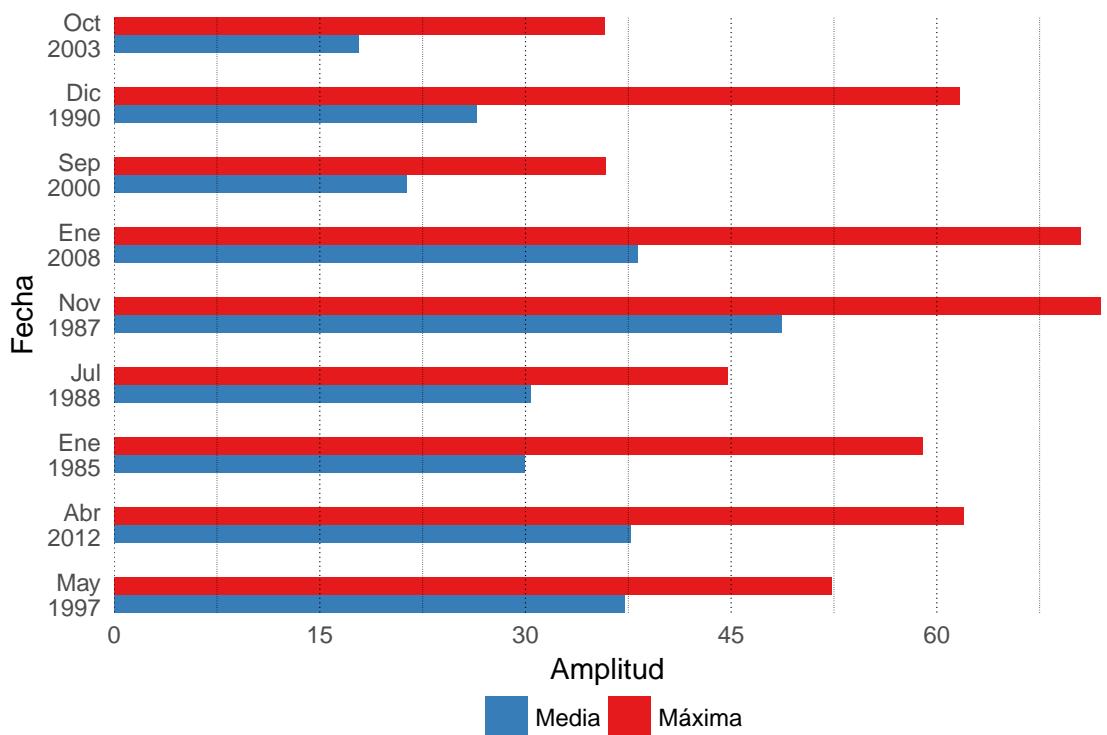


Figura 4.10: Distribución de amplitud para 12 fechas. En rojo la amplitud máxima, en azul la amplitud media. - fig:ampl-max-mean

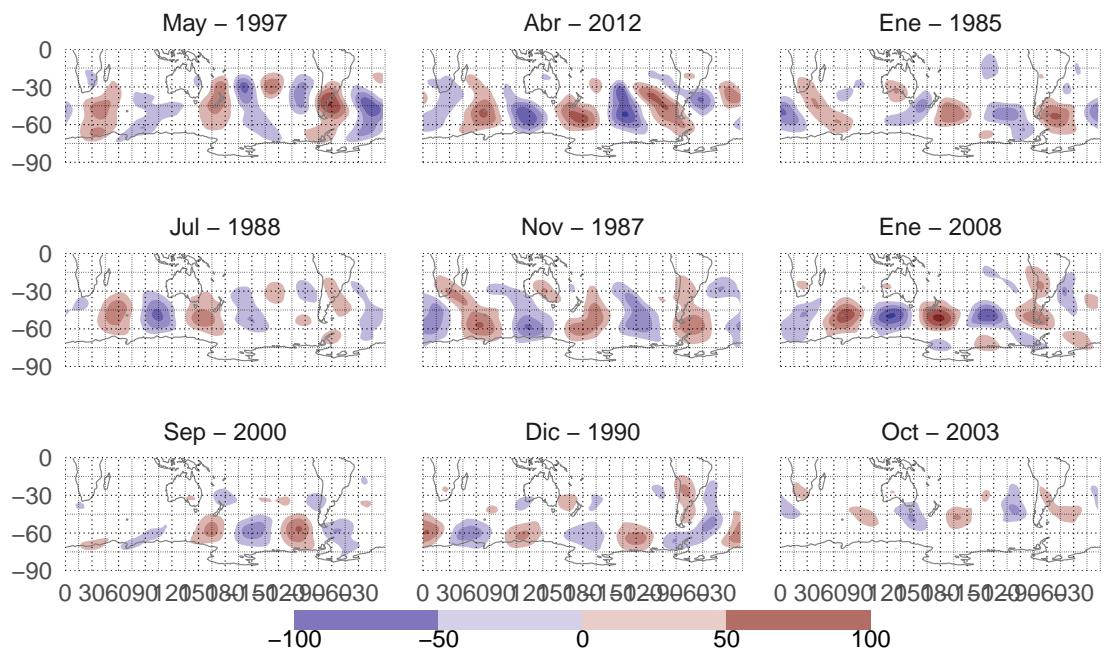


Figura 4.11: Anomalía zonal geopotencial en 300hPa para fechas seleccionadas. - fig:ghz-ncep-select

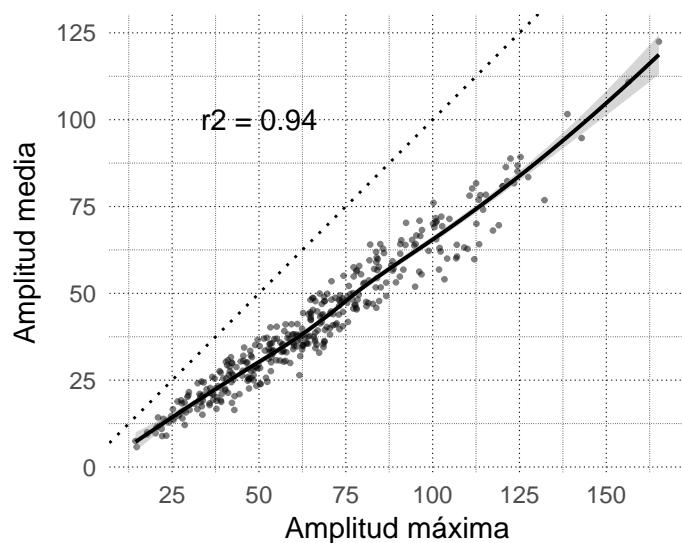


Figura 4.12: Correlación entre amplitud máxima y media. - fig:cor-mean-max

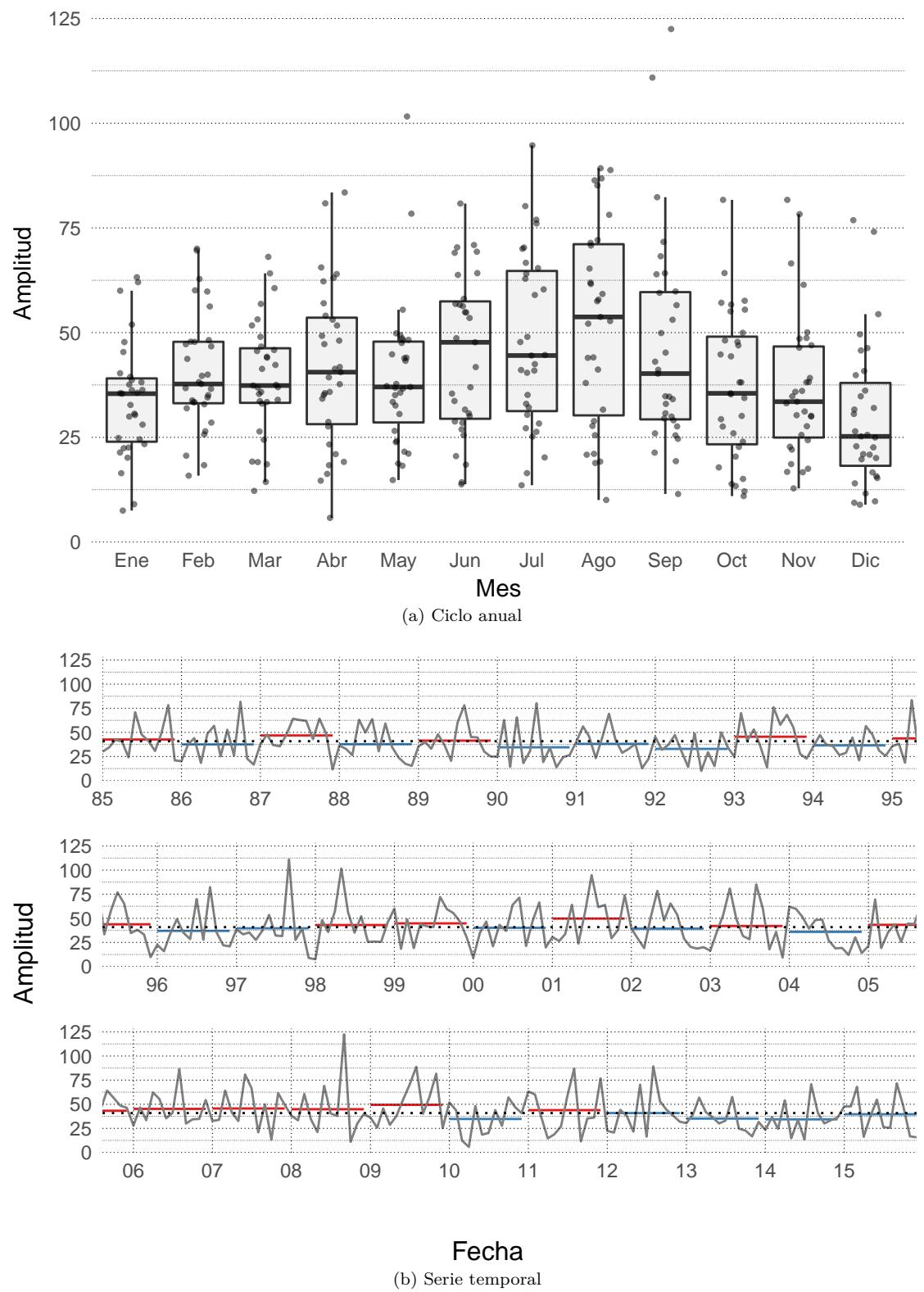


Figura 4.13: Amplitud media - fig:ampl-ts

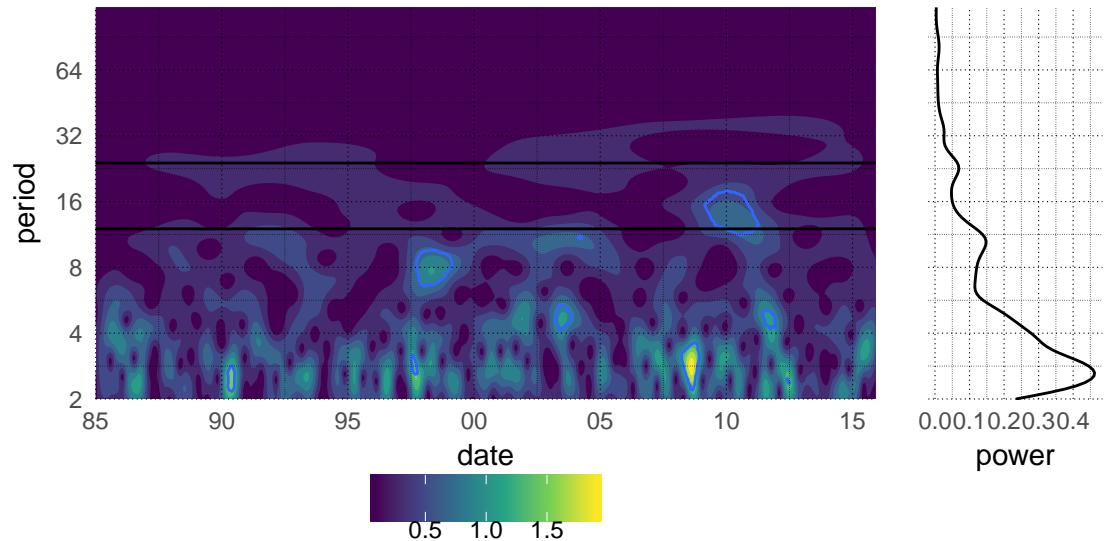


Figura 4.14: Análisis de wavelet para la amplitud de la onda 3. - fig:wavelet-period - SÓLO BORRADOR

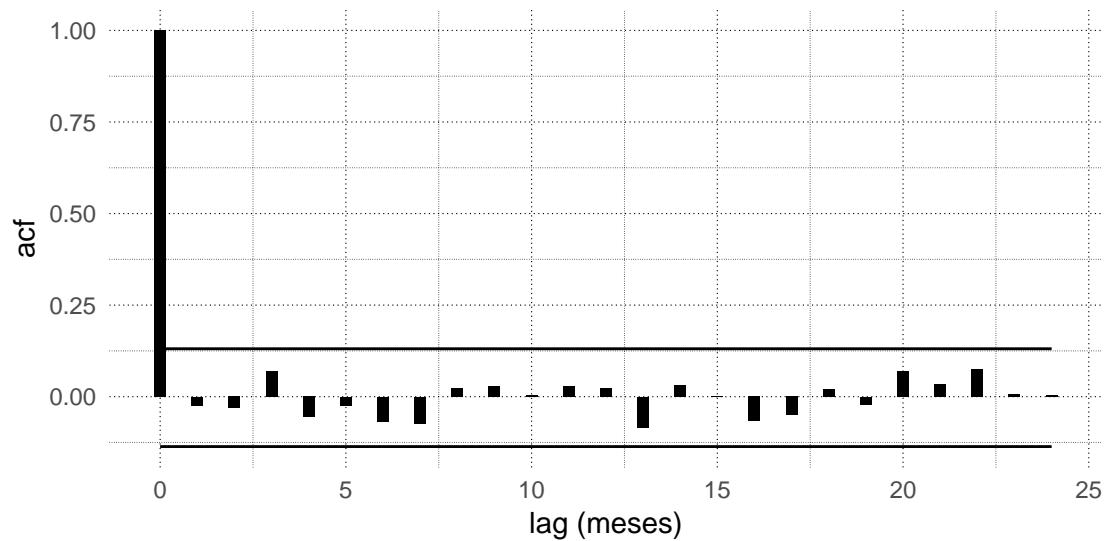


Figura 4.15: Función de autocorrelación para la amplitud media anual de la onda 3 - fig:acf-ampl - SÓLO BORRADOR

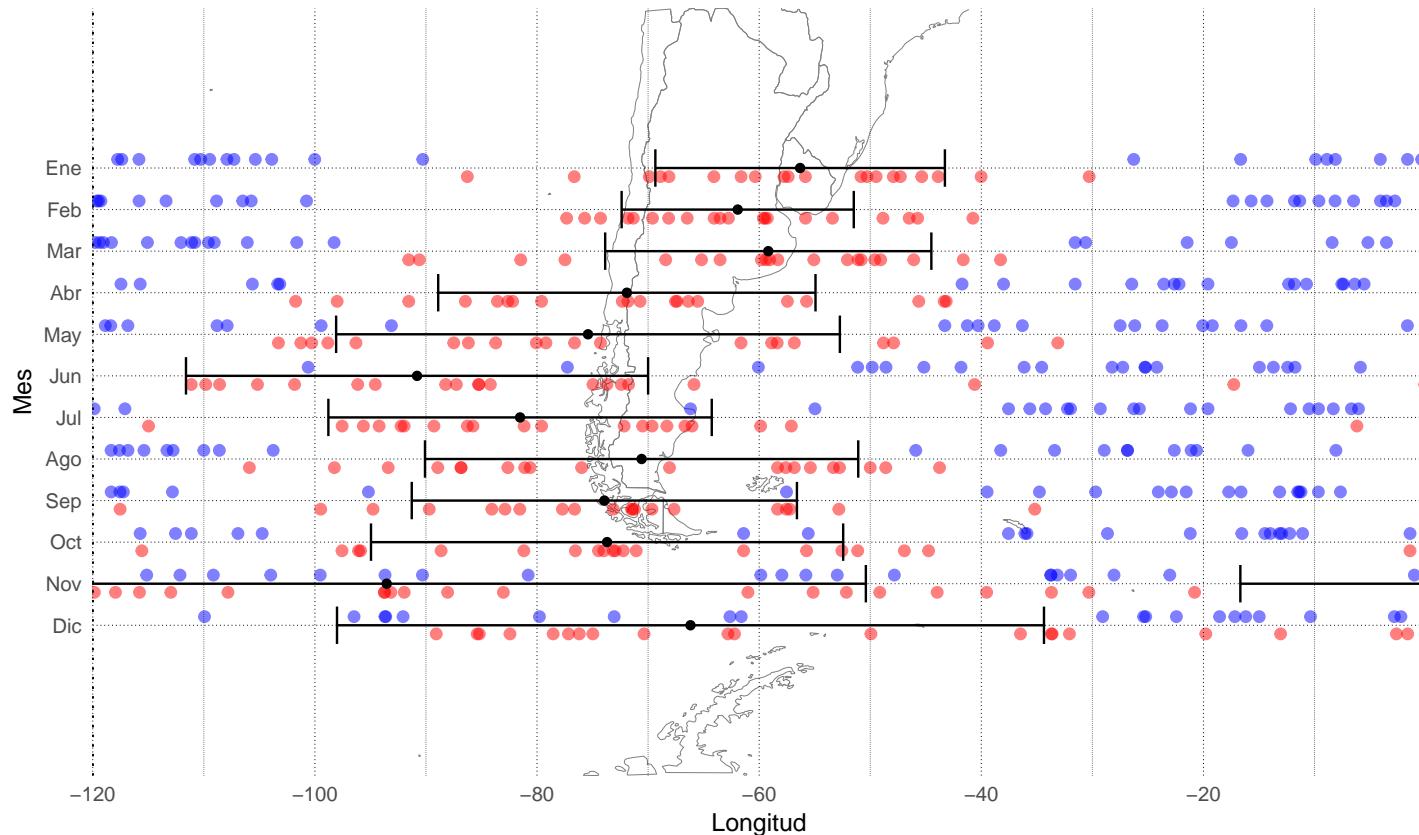


Figura 4.16: Ciclo anual de la fase (20 mayores amplitudes para cada mes) - fig:fase-boxplot

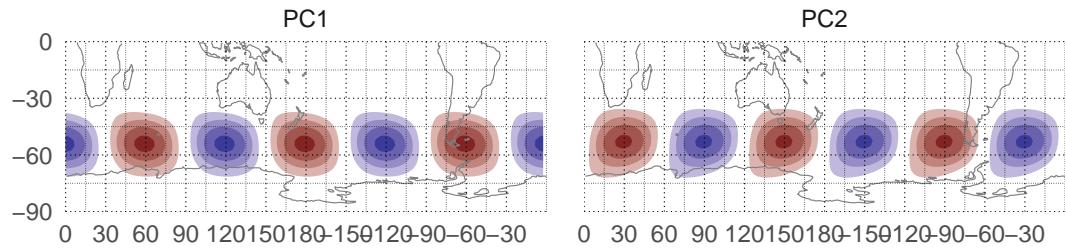


Figura 4.17: Primeras dos componentes principales del campo de QS3 - fig: eof

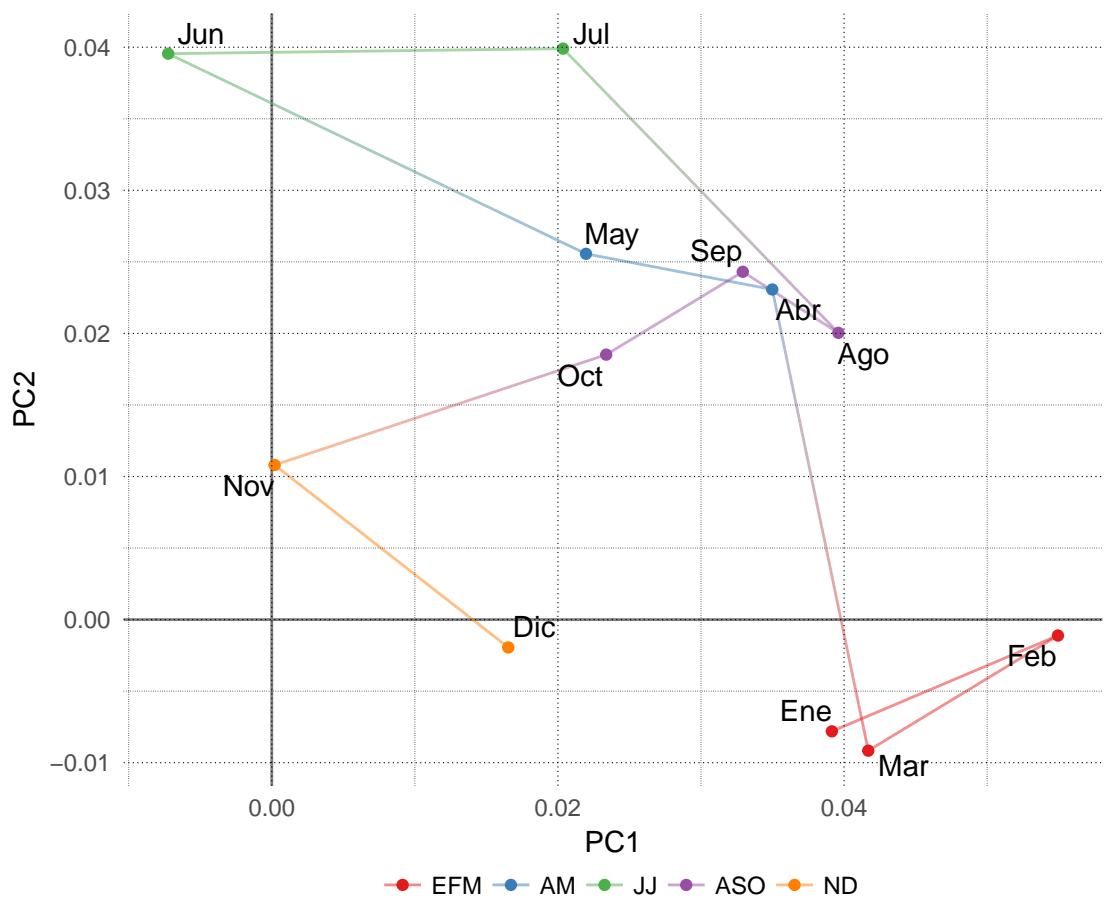


Figura 4.18: Valor medio de las dos primeras componentes principales del campo de QS3 - fig:pc1-pc2

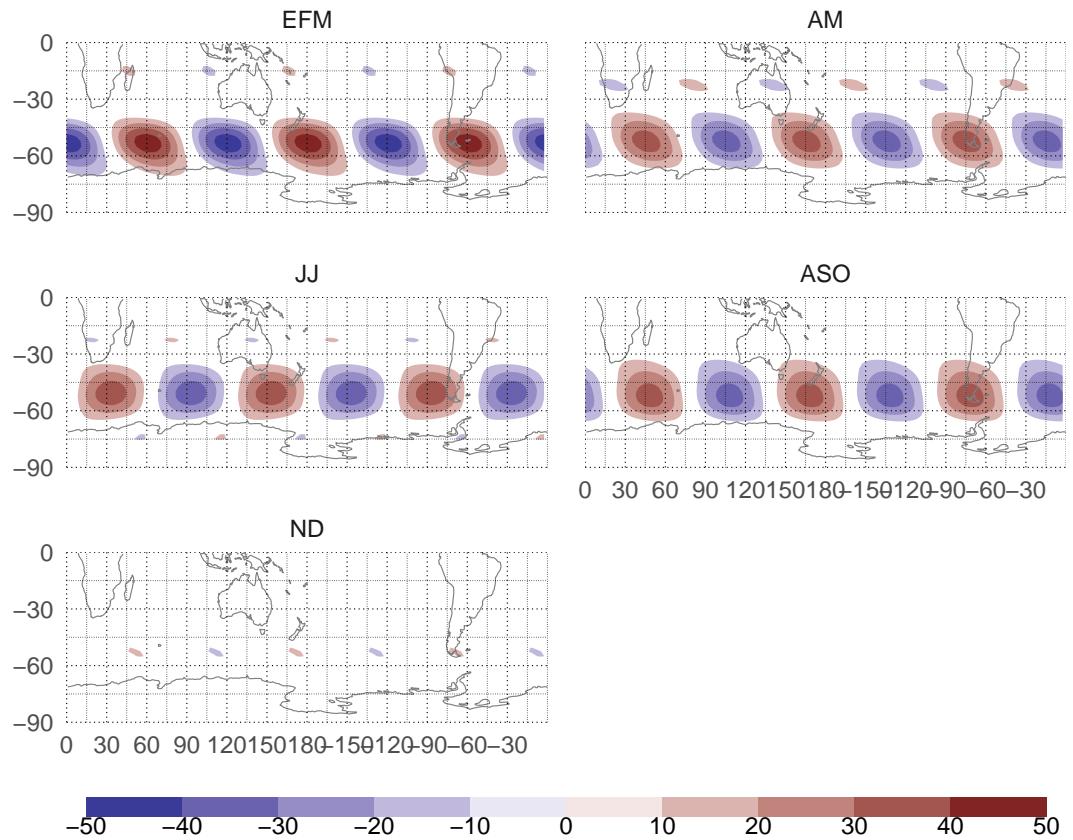


Figura 4.19: Media de reconstrucción de onda 3 en 300hPa - fig:qs3-qsseason-ncep

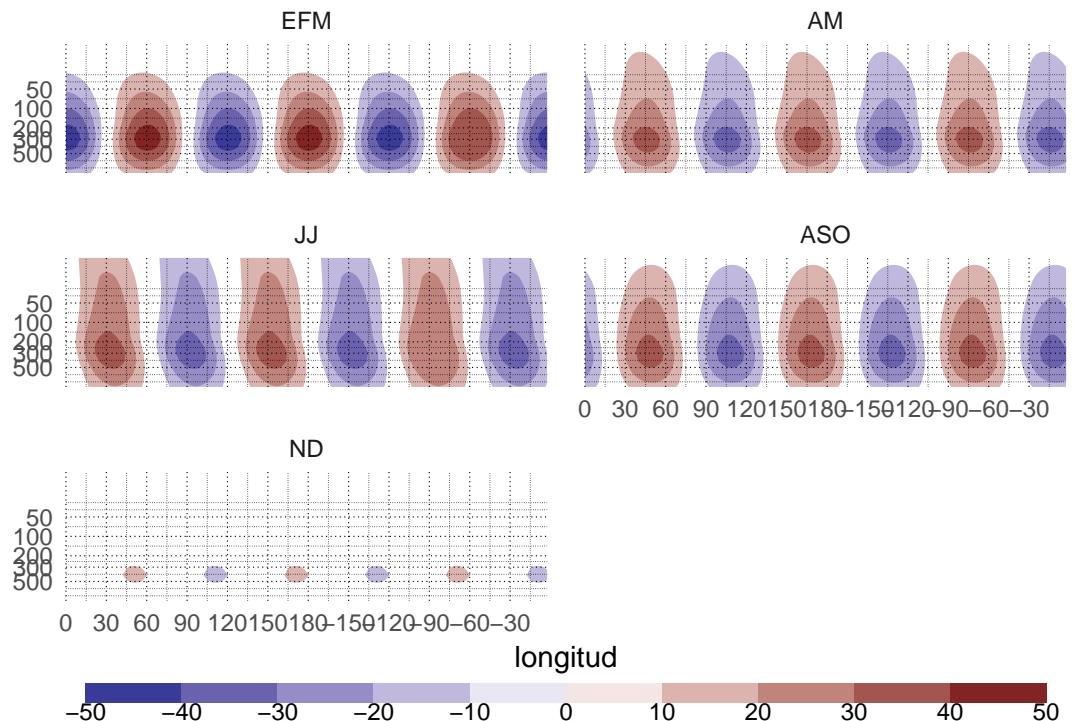


Figura 4.20: Corte - fig:qs3-qsseason-ncep-corte

3.1. GRADIENTE MERIDIONAL DE VORTICIDAD ABSOLUTA 79

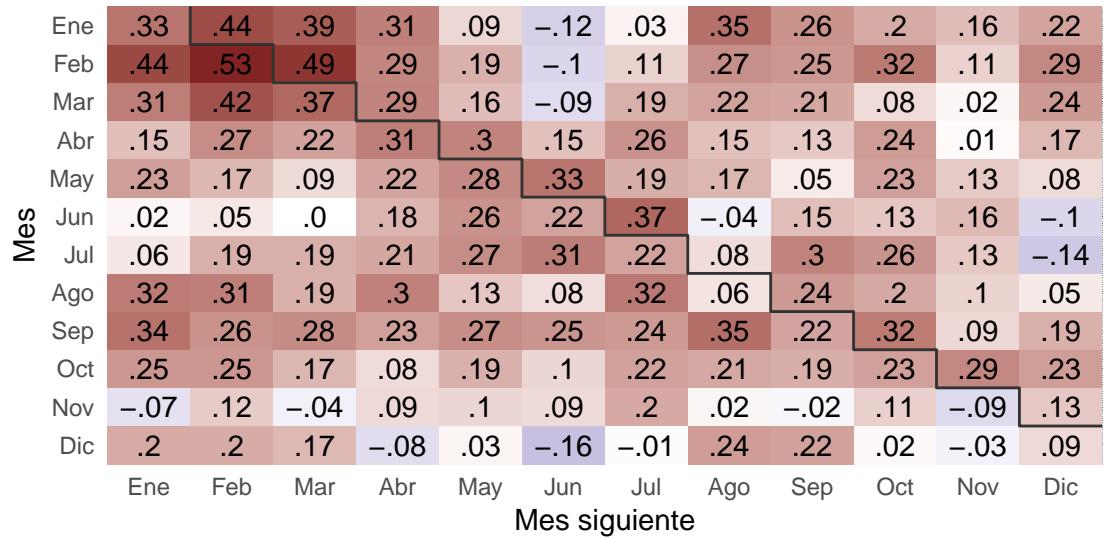


Figura 4.21: Correlación lageada para cada mes con los 12 siguientes. - fig:lag-cor

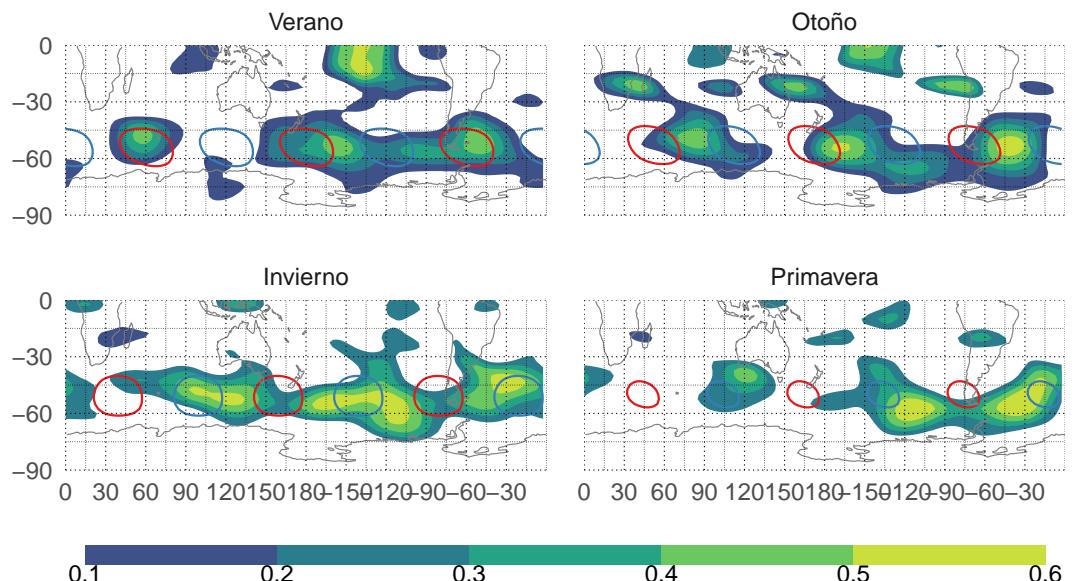


Figura 4.22: Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. - fig:cor-campo

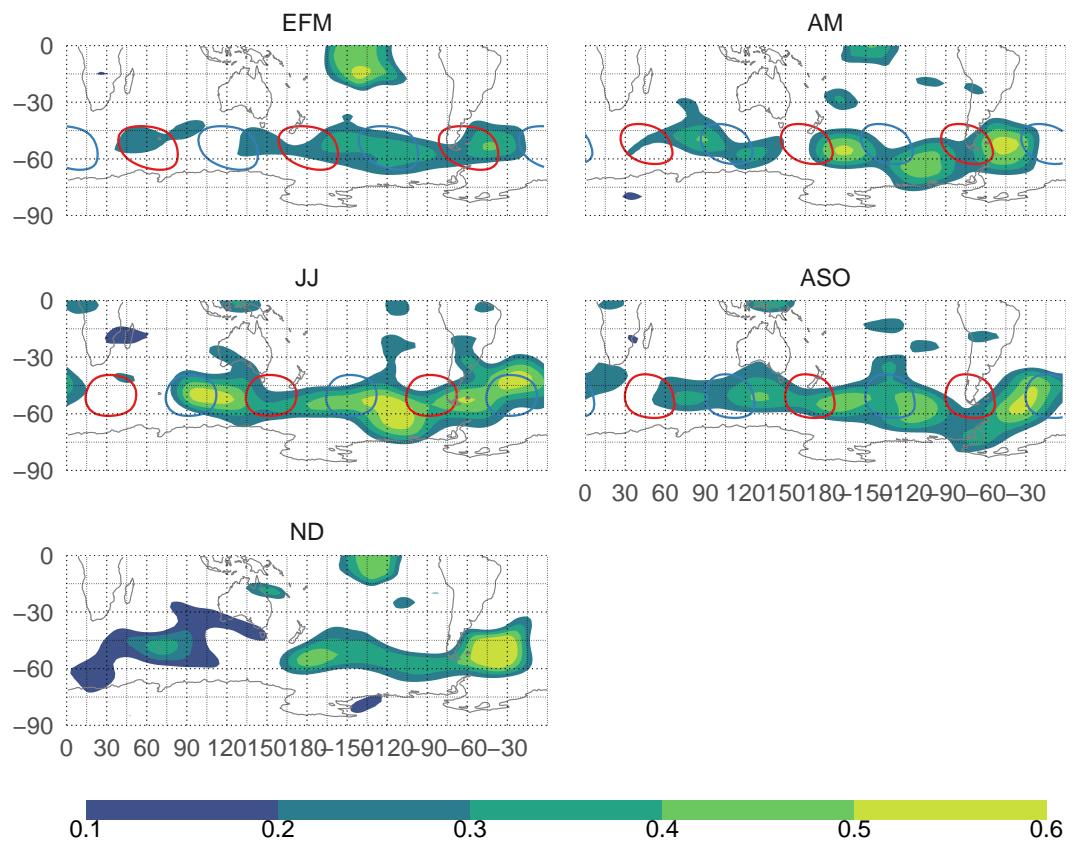


Figura 4.23: Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. - fig:cor-campo2 - SÓLO BORRADOR

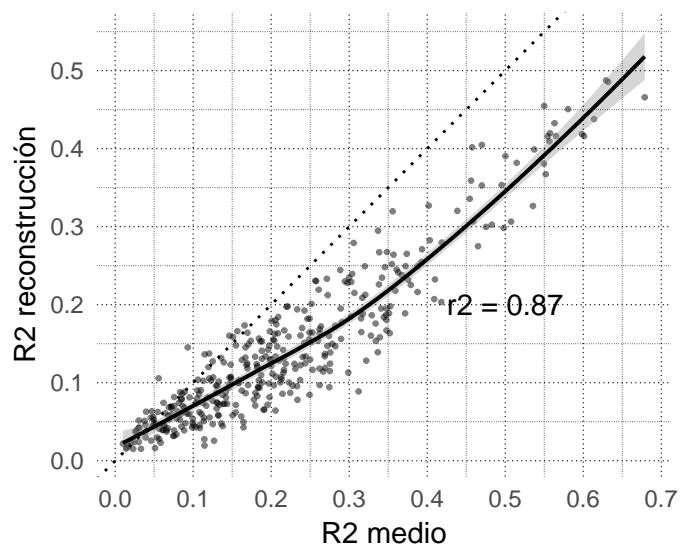


Figura 4.24: Relación entre R2 medio y R2 reconstruido. - fig:r2-cor2 - SÓLO BORRADOR

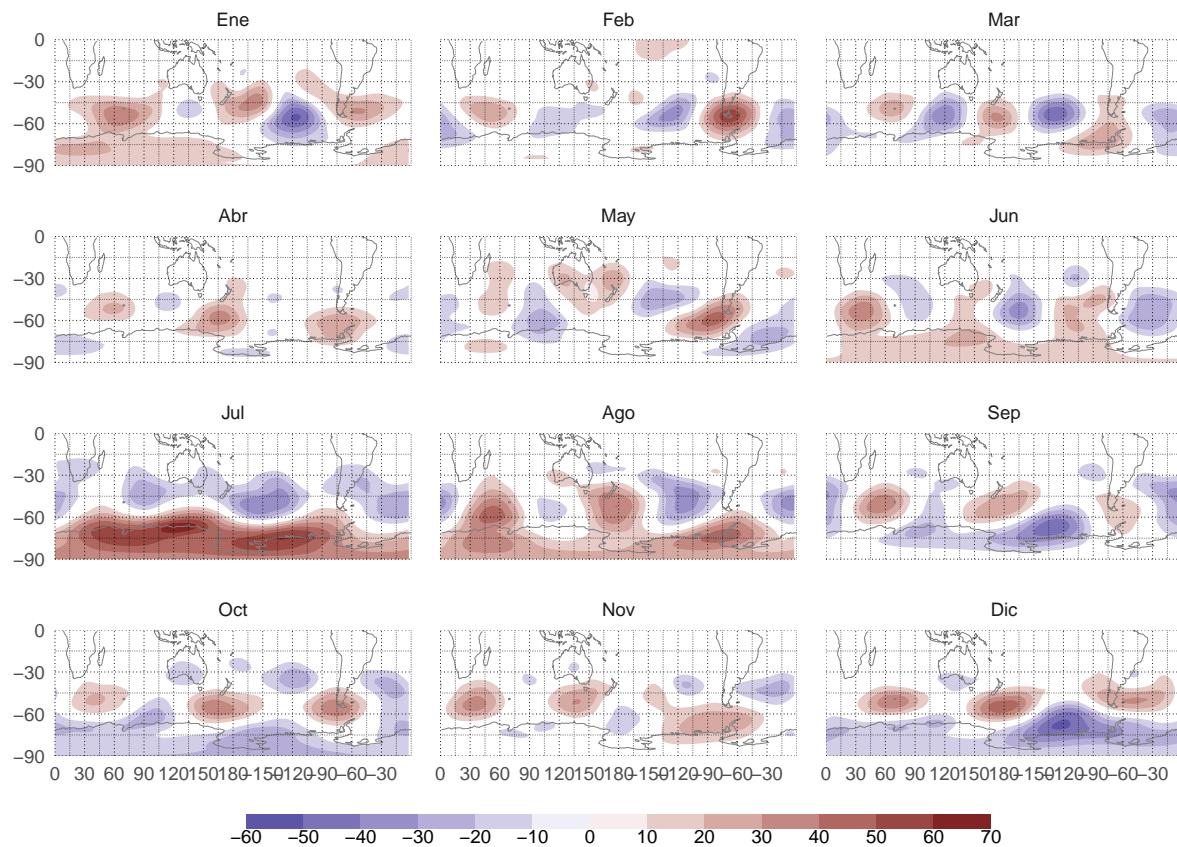


Figura 4.25: Regresión sobre amplitud. - fig:regr-gh-ncep

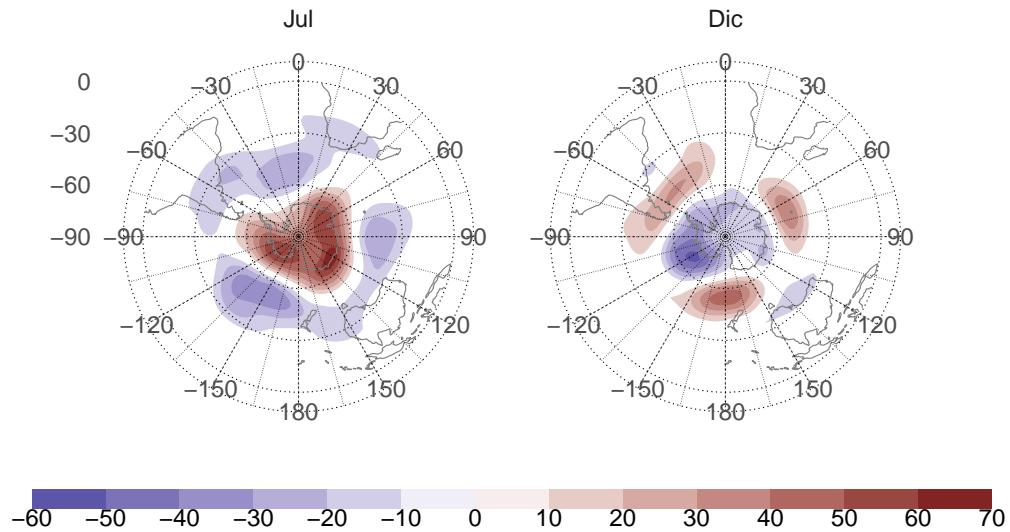


Figura 4.26: Igual que figura XX, pero en proyección polar para julio y septiembre. - fig:regr-gh-polar

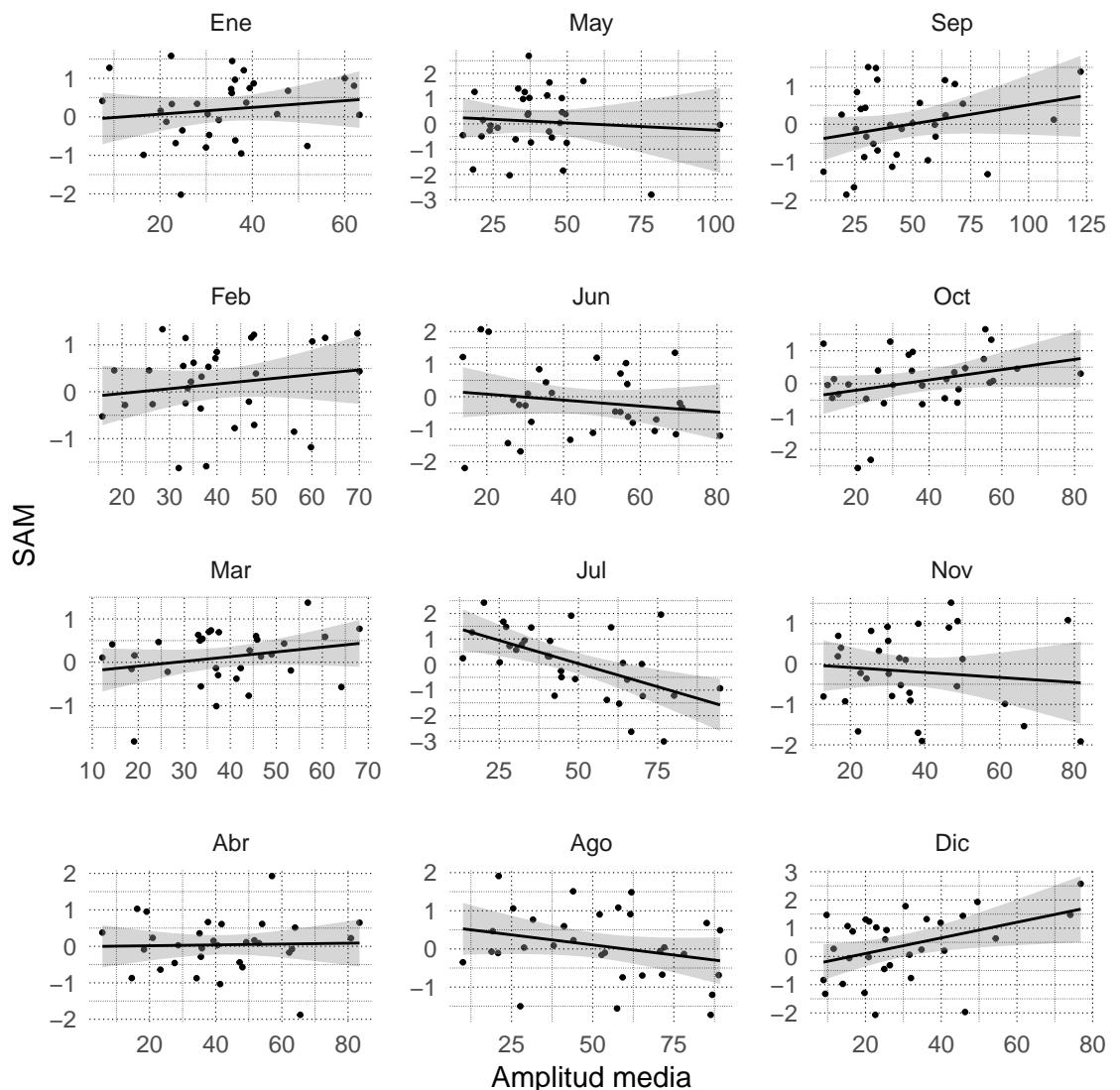


Figura 4.27: Relación entre amplitud media de la onda 3 y el SAM - fig:sam-ampl - SÓLO BORRADOR

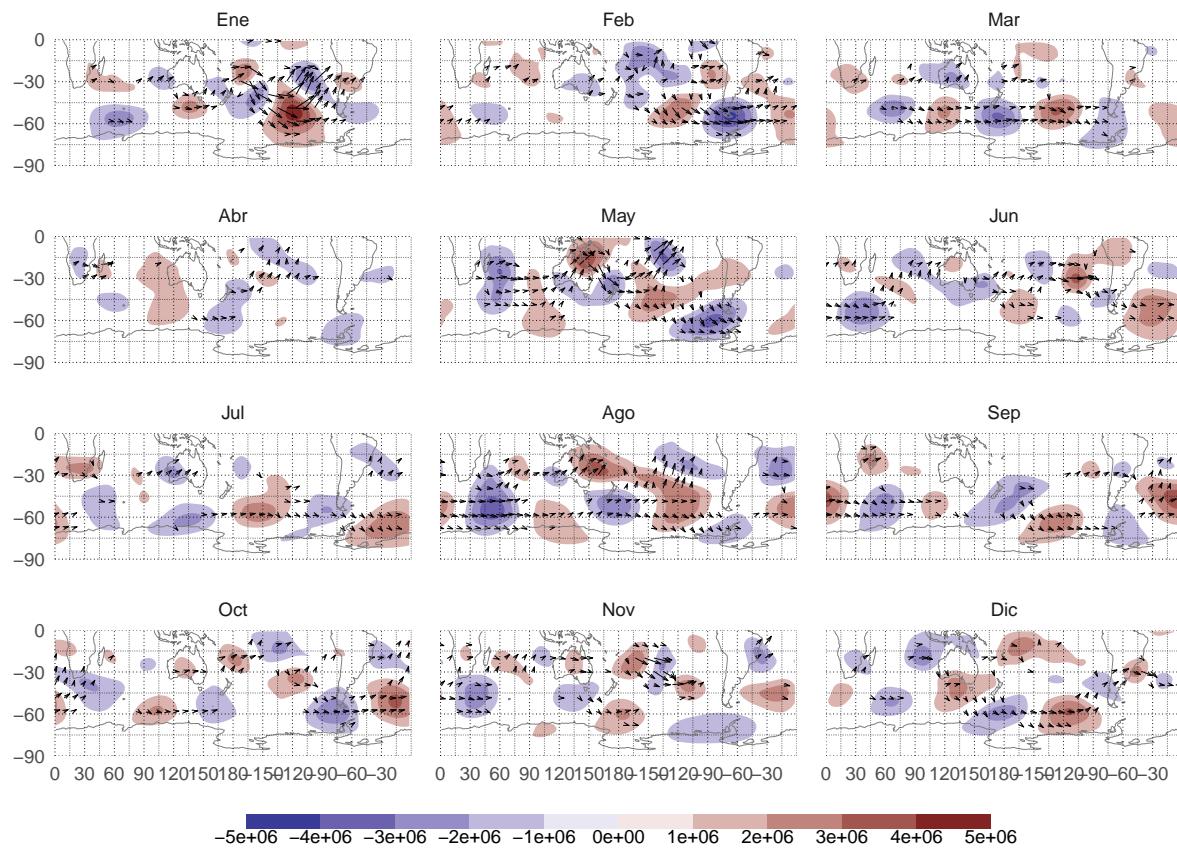
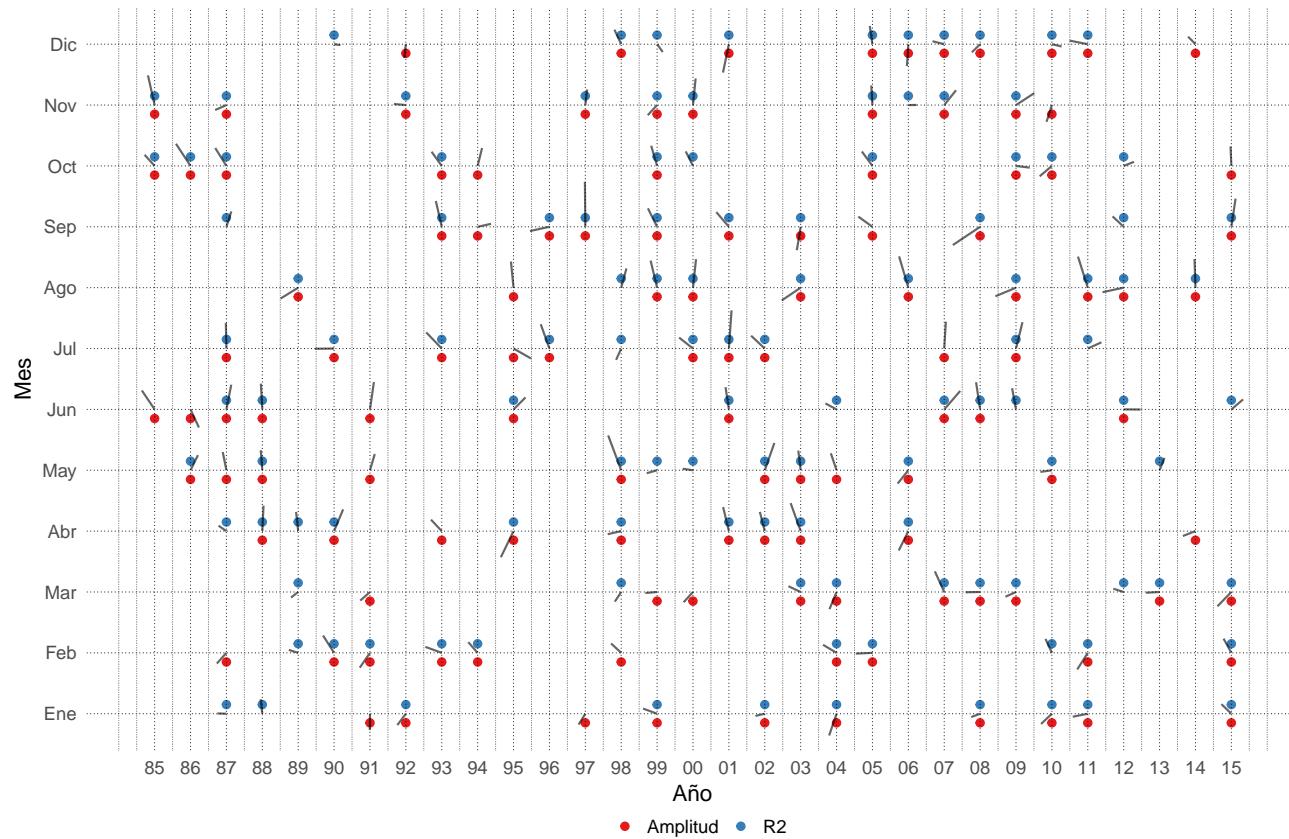


Figura 4.28: Regresión de Psi con la amplitud (anomalía zonal). - fig:regr-psi-ncep



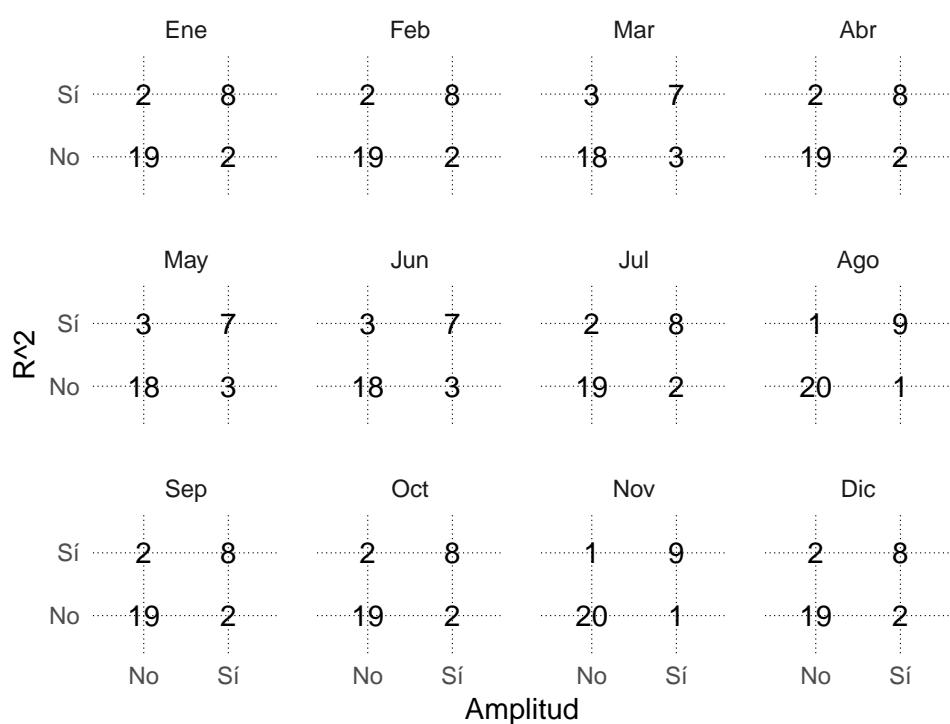


Figura 4.30: Tabla de interacción - fig:interaccion-tabla

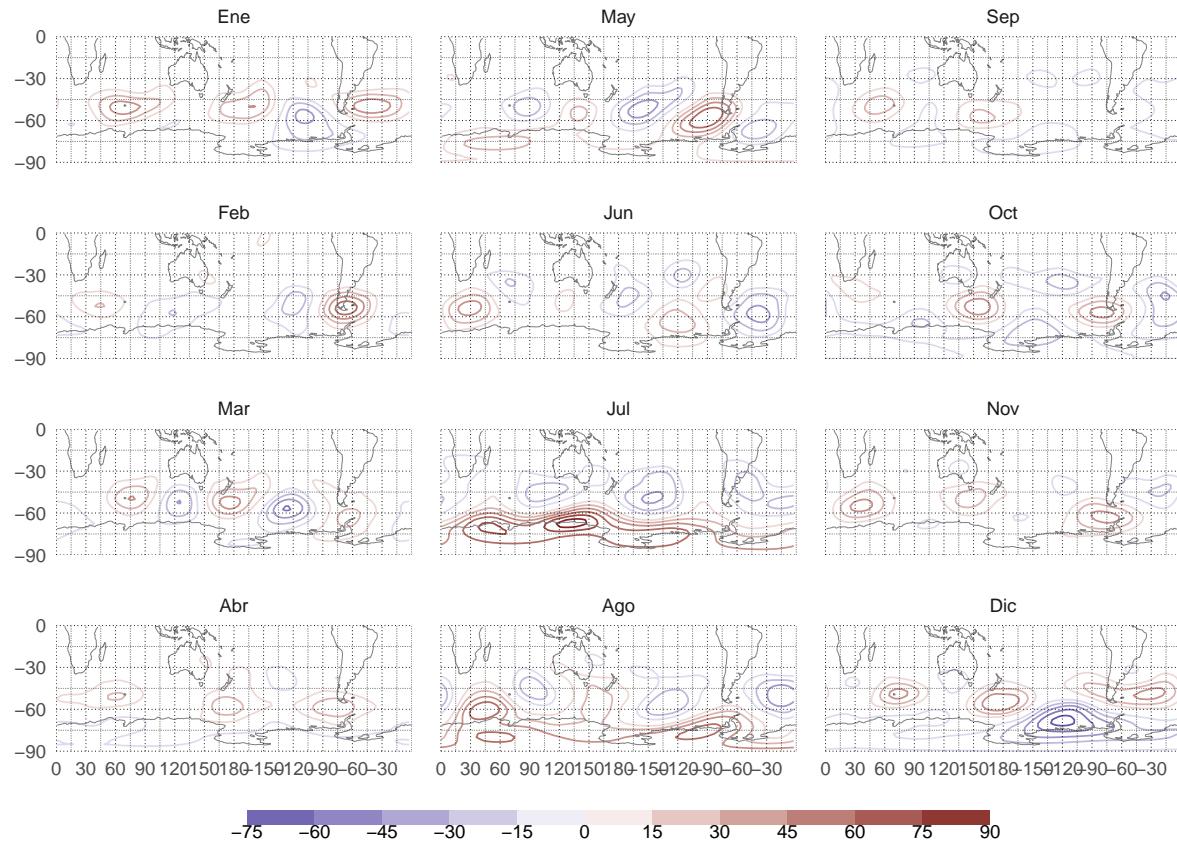


Figura 4.31: Composición de campos - fig:gh-comp

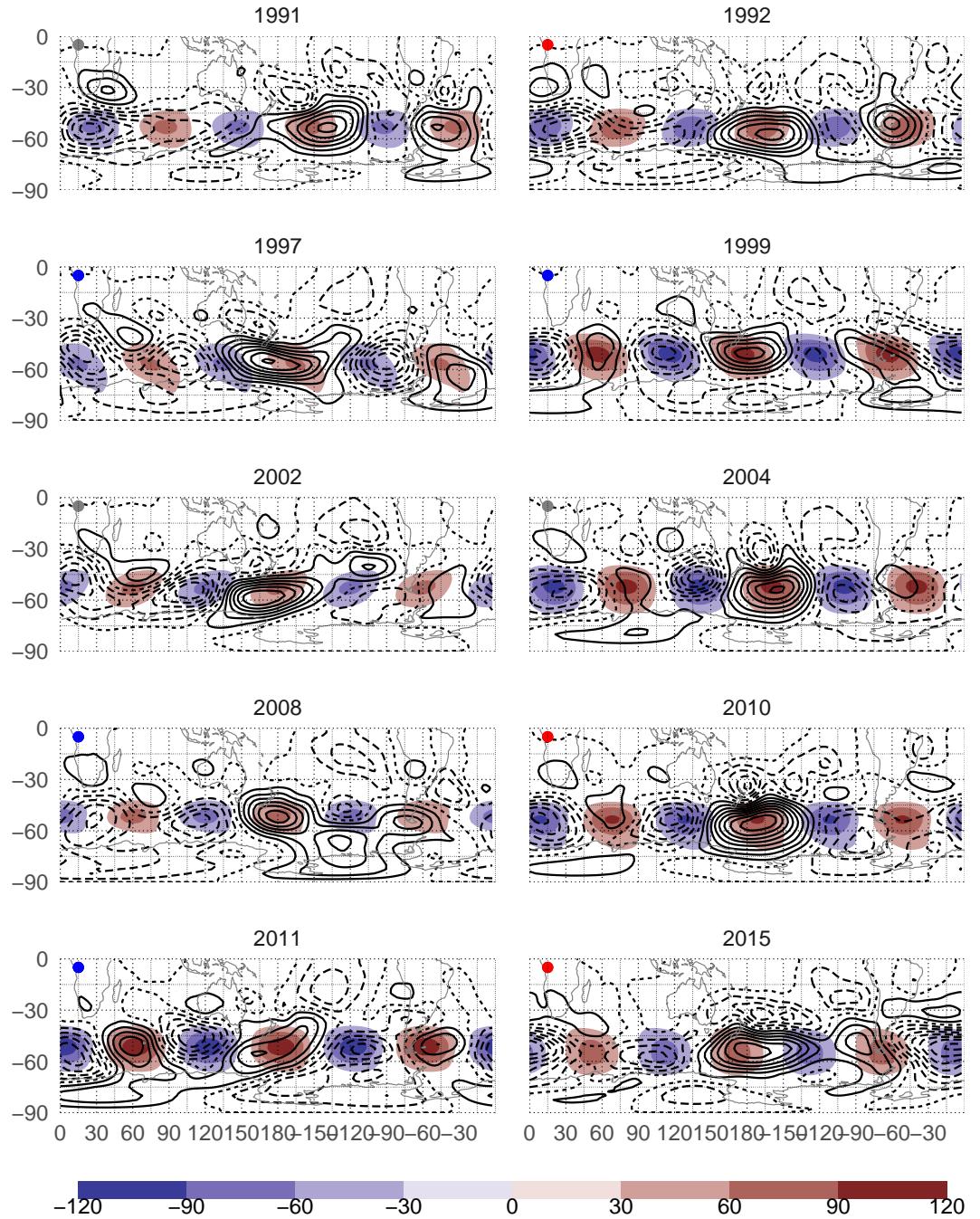


Figura 4.32: Campos para los 10 eneros seleccionados. - fig:gh-qs3-select-ene

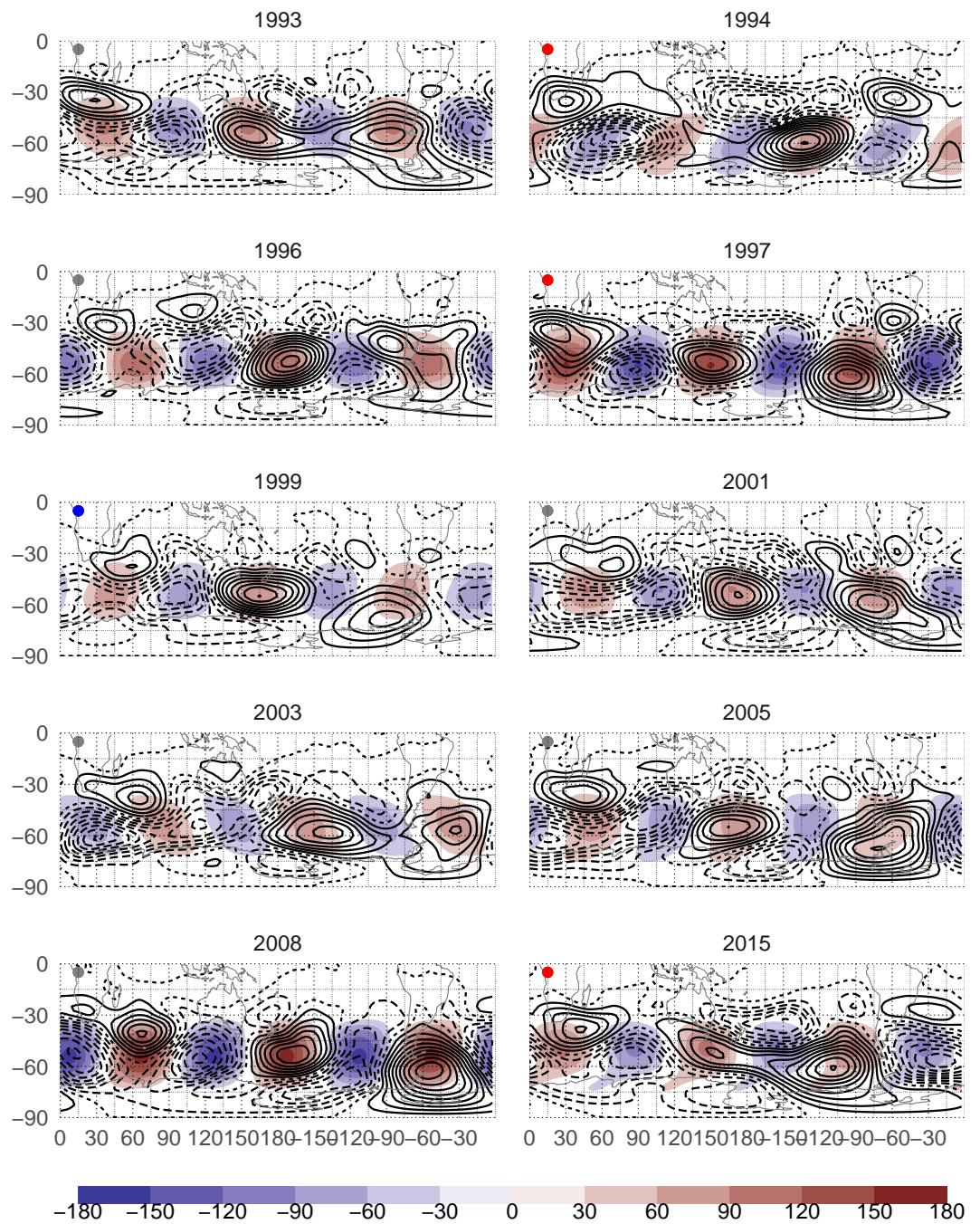


Figura 4.33: Campos para los 10 septiembre seleccionados. - fig:gh-qs3-select-sep

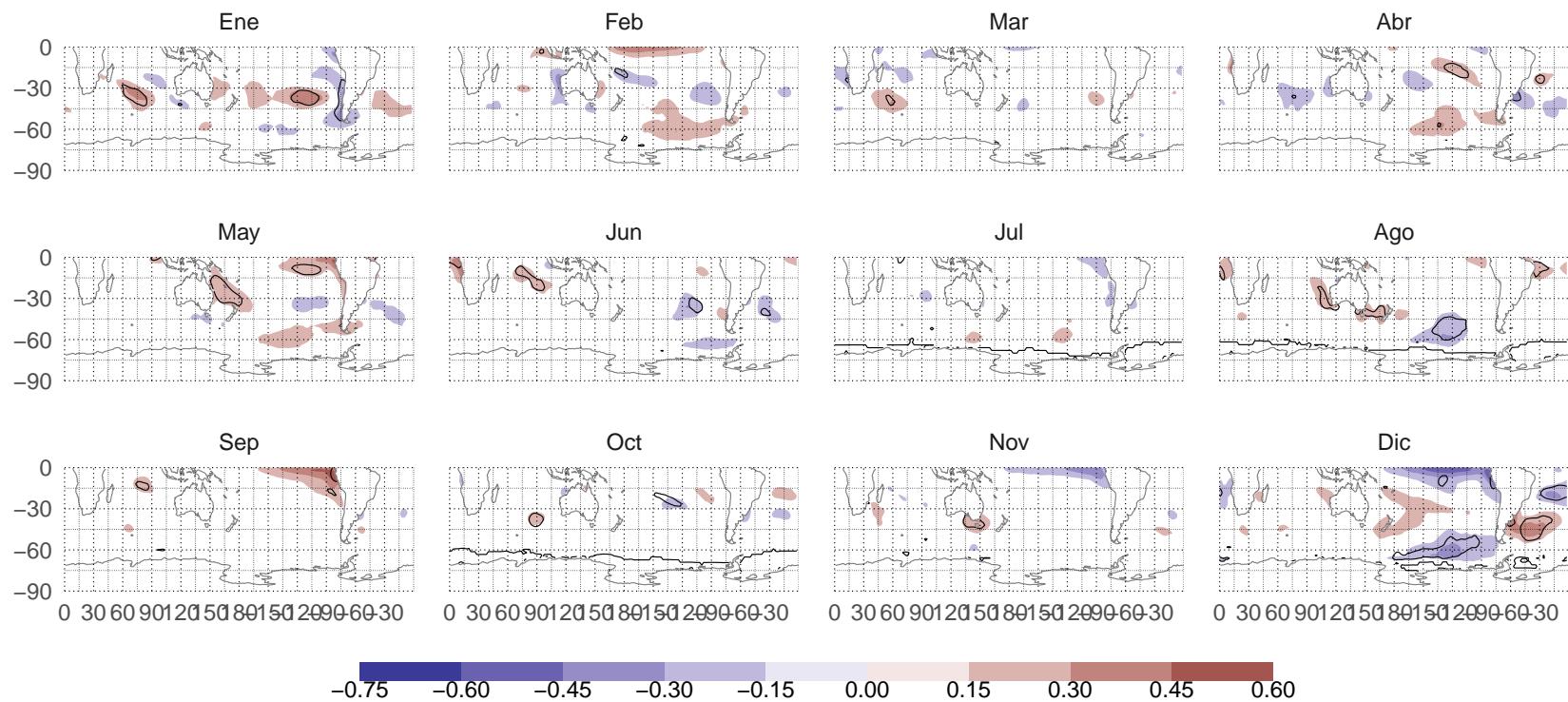


Figura 4.34: Regresión de SST con la amplitud de la onda 3 - fig:regr-sst-ncep

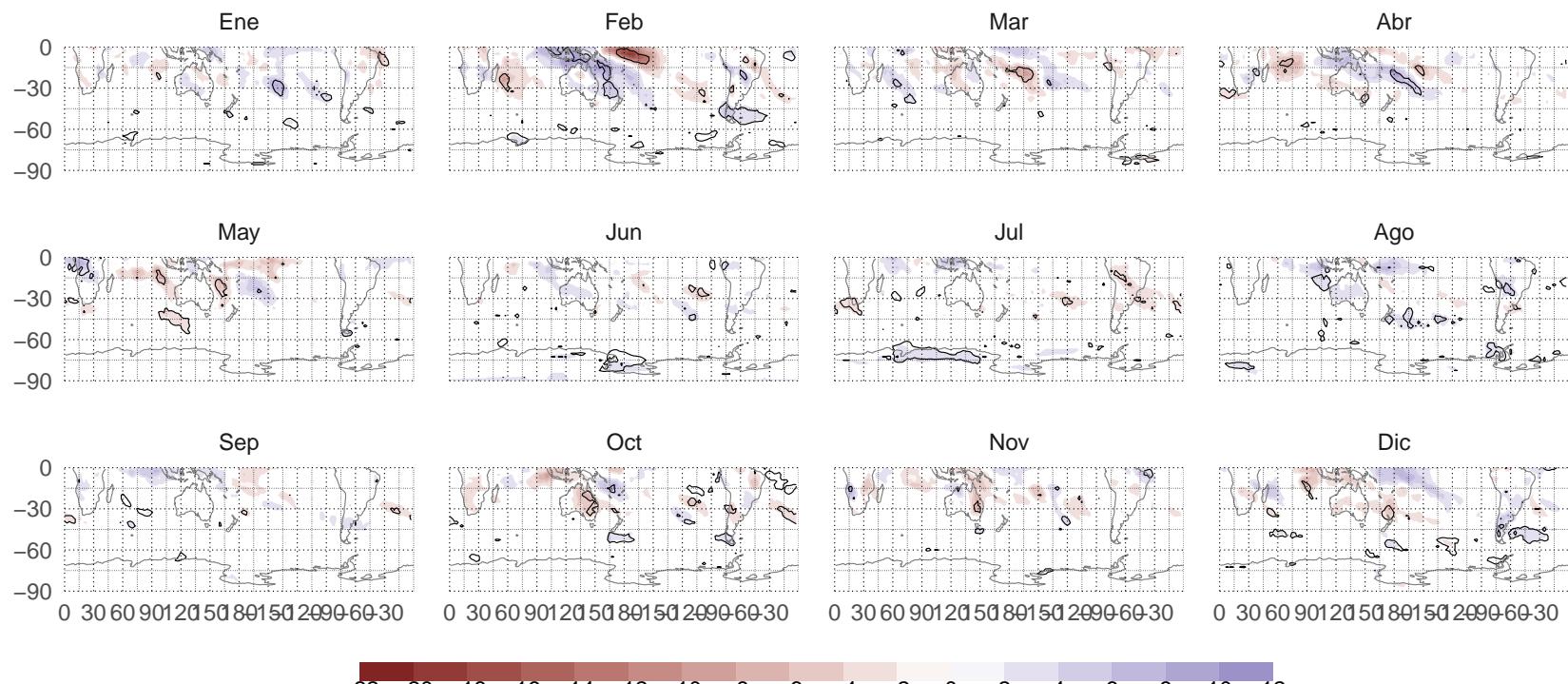


Figura 4.35: Regresión de QS3 con OLR - fig:regr-olr-ncep

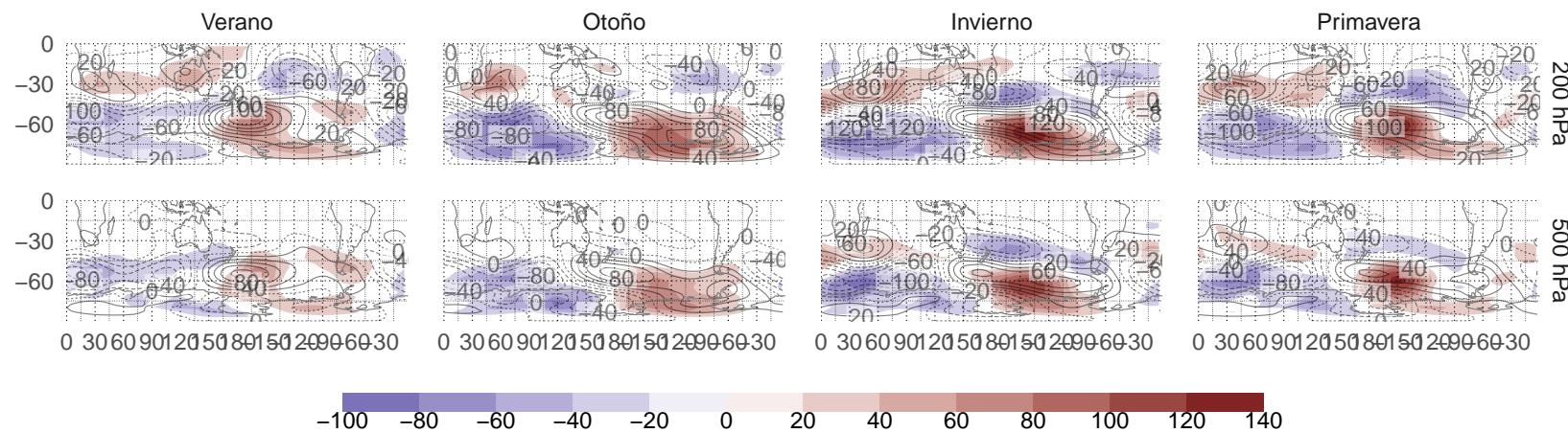


Figura 5.1: Anomalía zonal de altura geopotencial (speedy sombreado, ncep contornos) - fig:ghz-sp-nc

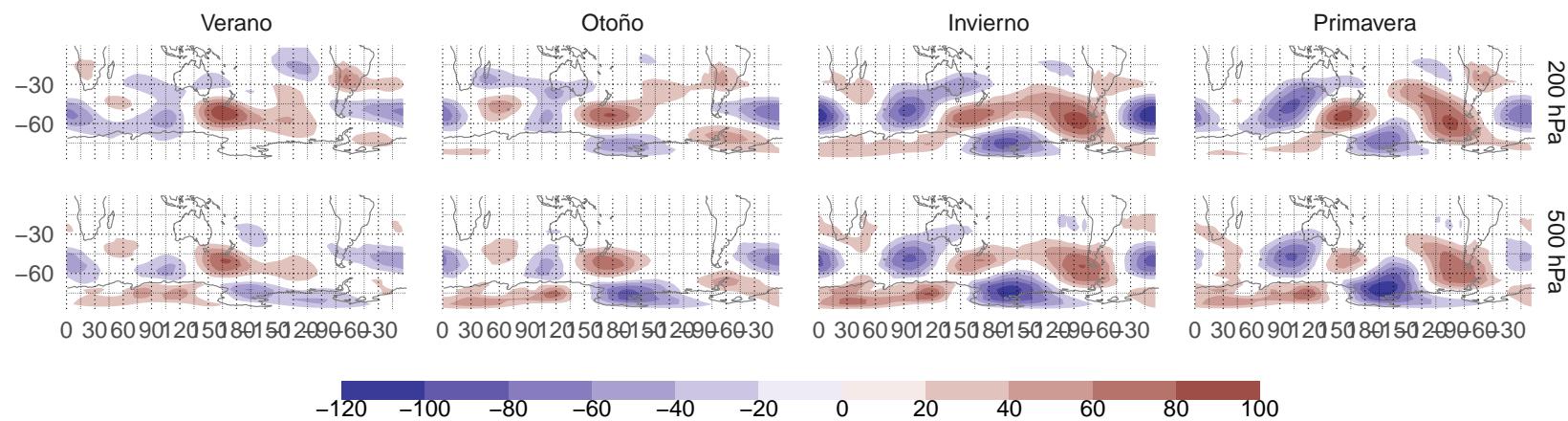


Figura 5.2: Diferencia entre speedy y ncep - fig:ghz-dif-sp-nc

3.1. GRADIENTE MERIDIONAL DE VORTICIDAD ABSOLUTA 93

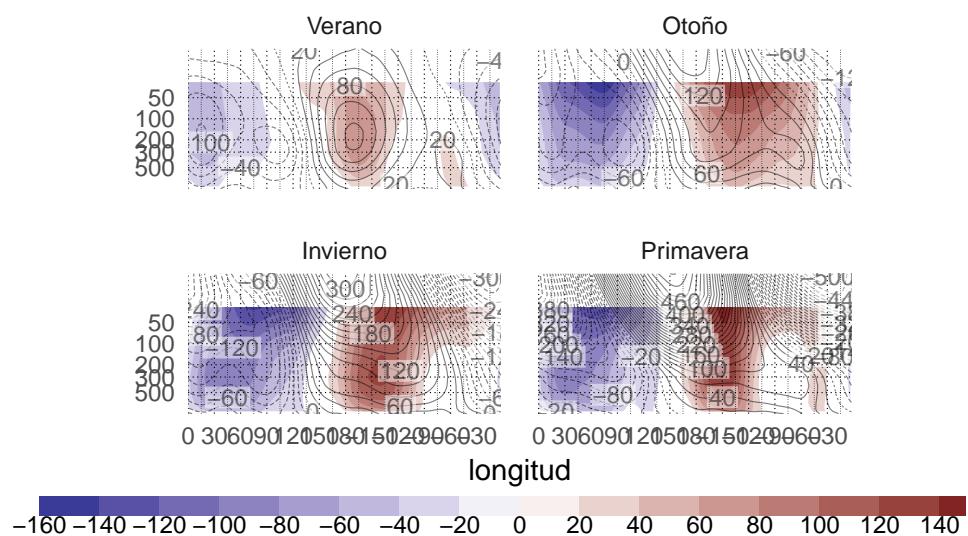


Figura 5.3: Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60° (speedy sombreado, ncep contornos). - fig:ghz-sp-nc-corte60

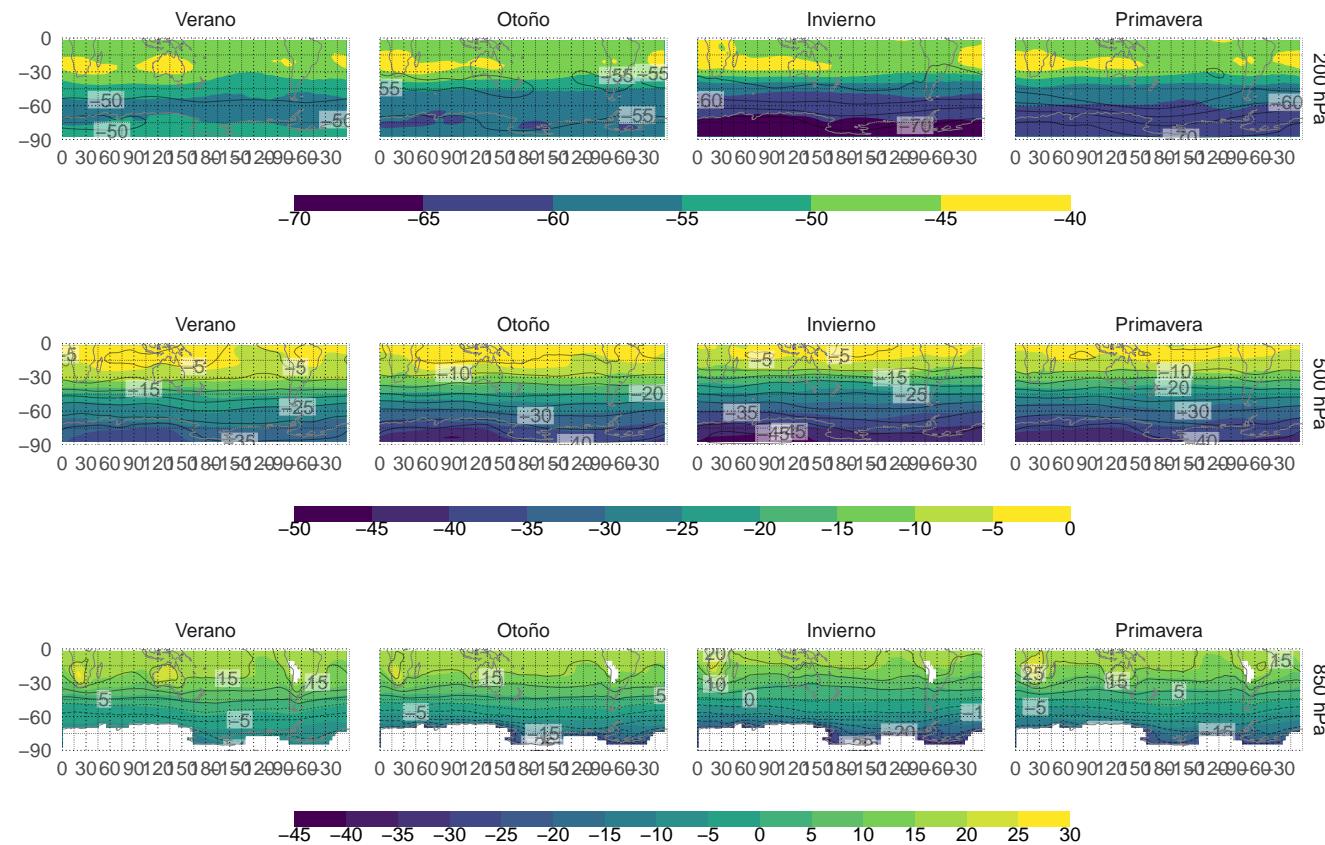


Figura 5.4: Temperatura - fig:t-nc-sp

3.1. GRADIENTE MERIDIONAL DE VORTICIDAD ABSOLUTA 95

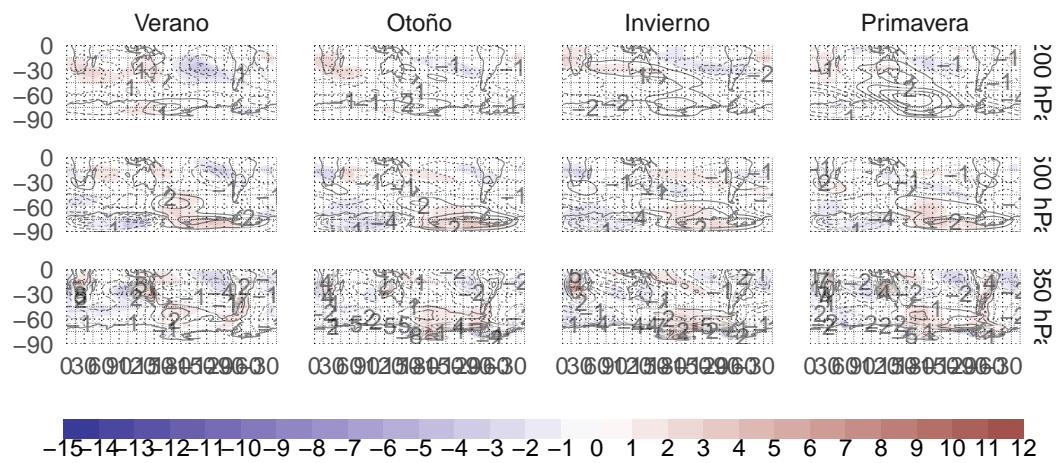


Figura 5.5: T^* - fig:tz-sp-nc

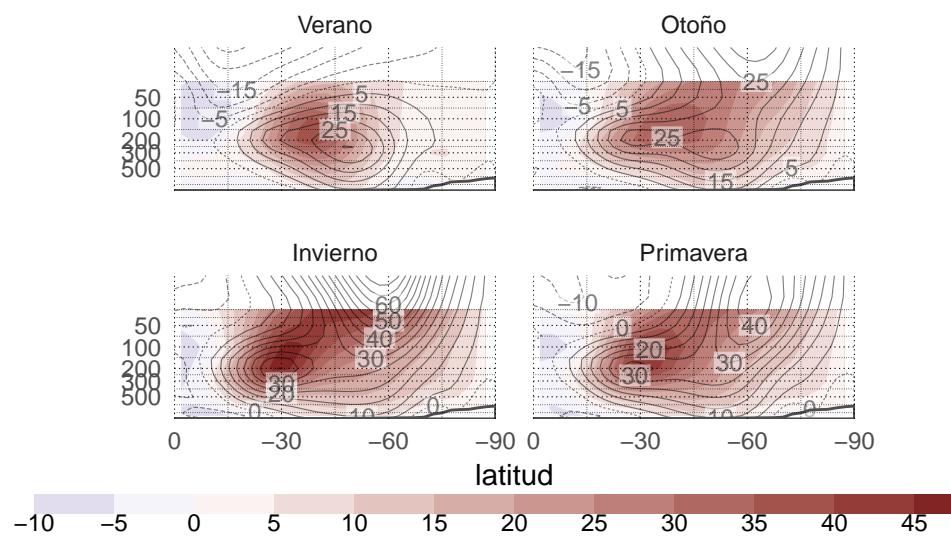


Figura 5.6: Viento zonal medio (speedy contornos, ncep sombreado). - fig:u-sp-nc-corte

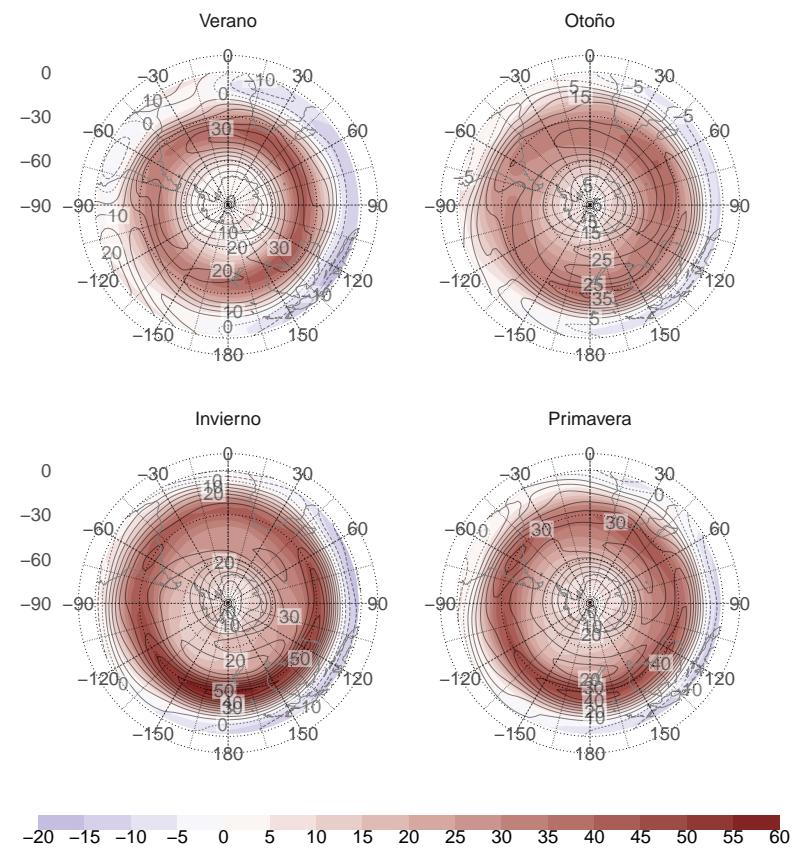


Figura 5.7: Viento zonal (contornos ncep, sombreado speedy). - fig:u-sp-nc

3.1. GRADIENTE MERIDIONAL DE VORTICIDAD ABSOLUTA 97

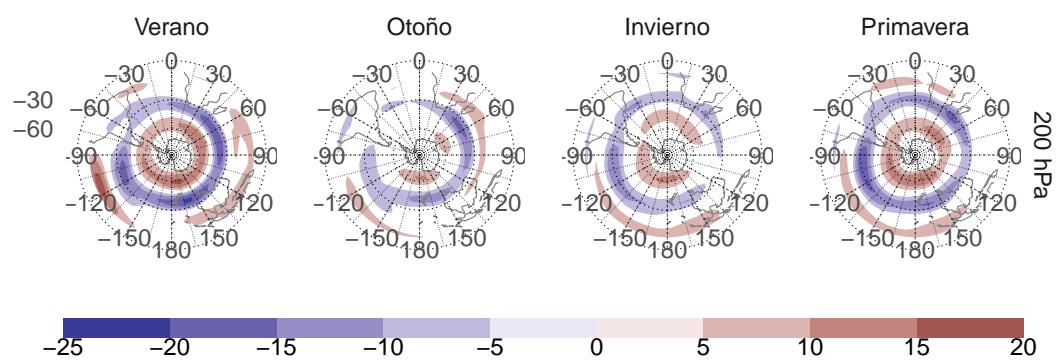


Figura 5.8: Diferencia entre ncep y speedy en viento zonal - fig:u-dif-sp-nc

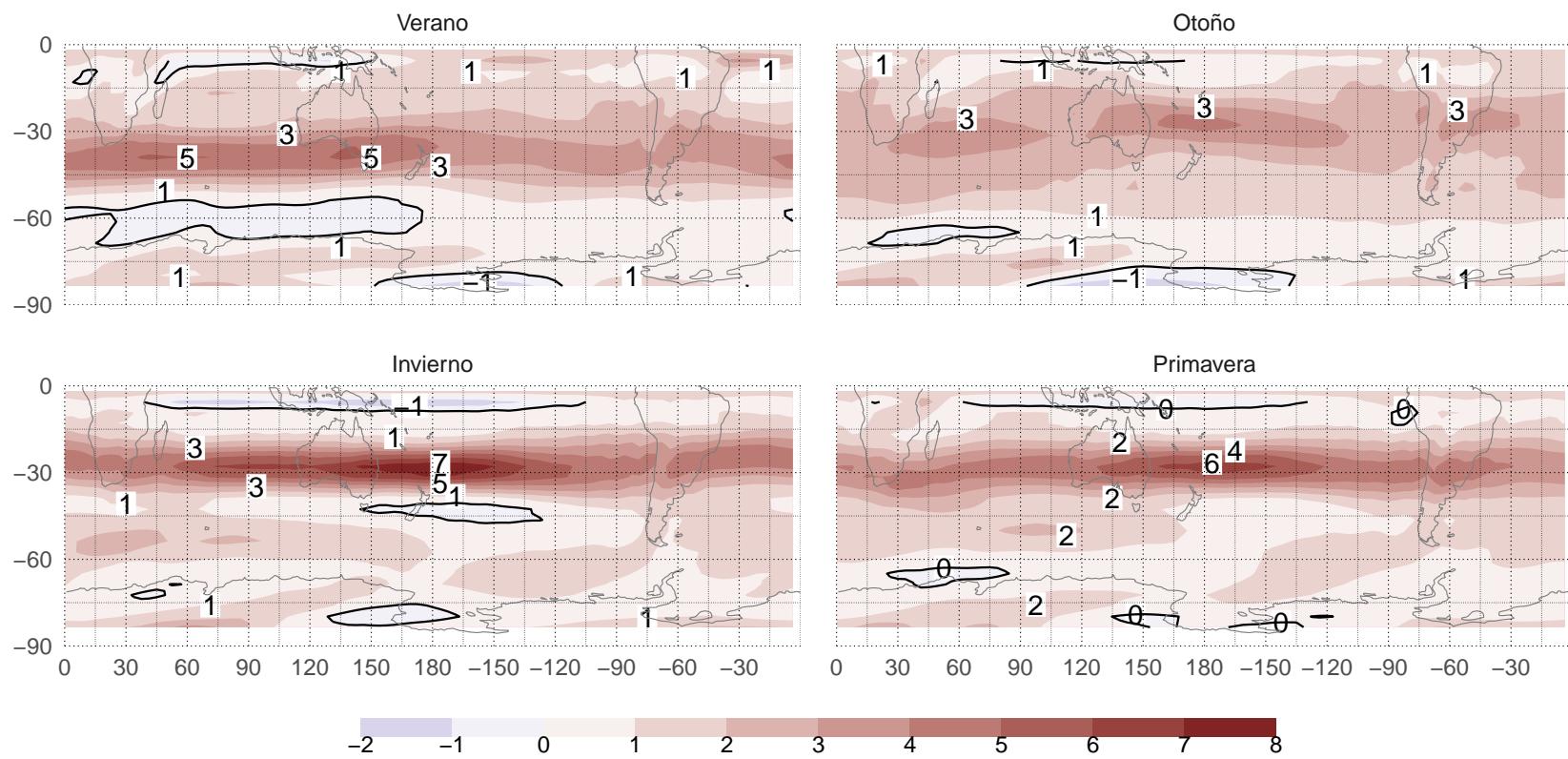


Figura 5.9: Gradiente meridional de vorticidad absoluta (speedy). - fig:etady-sp-nc

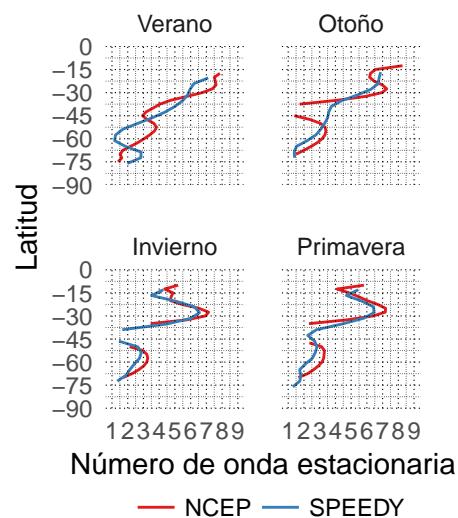


Figura 5.10: Número de onda estacionario medio por círculo de latitud.
- fig:ks-sp-nc-corte

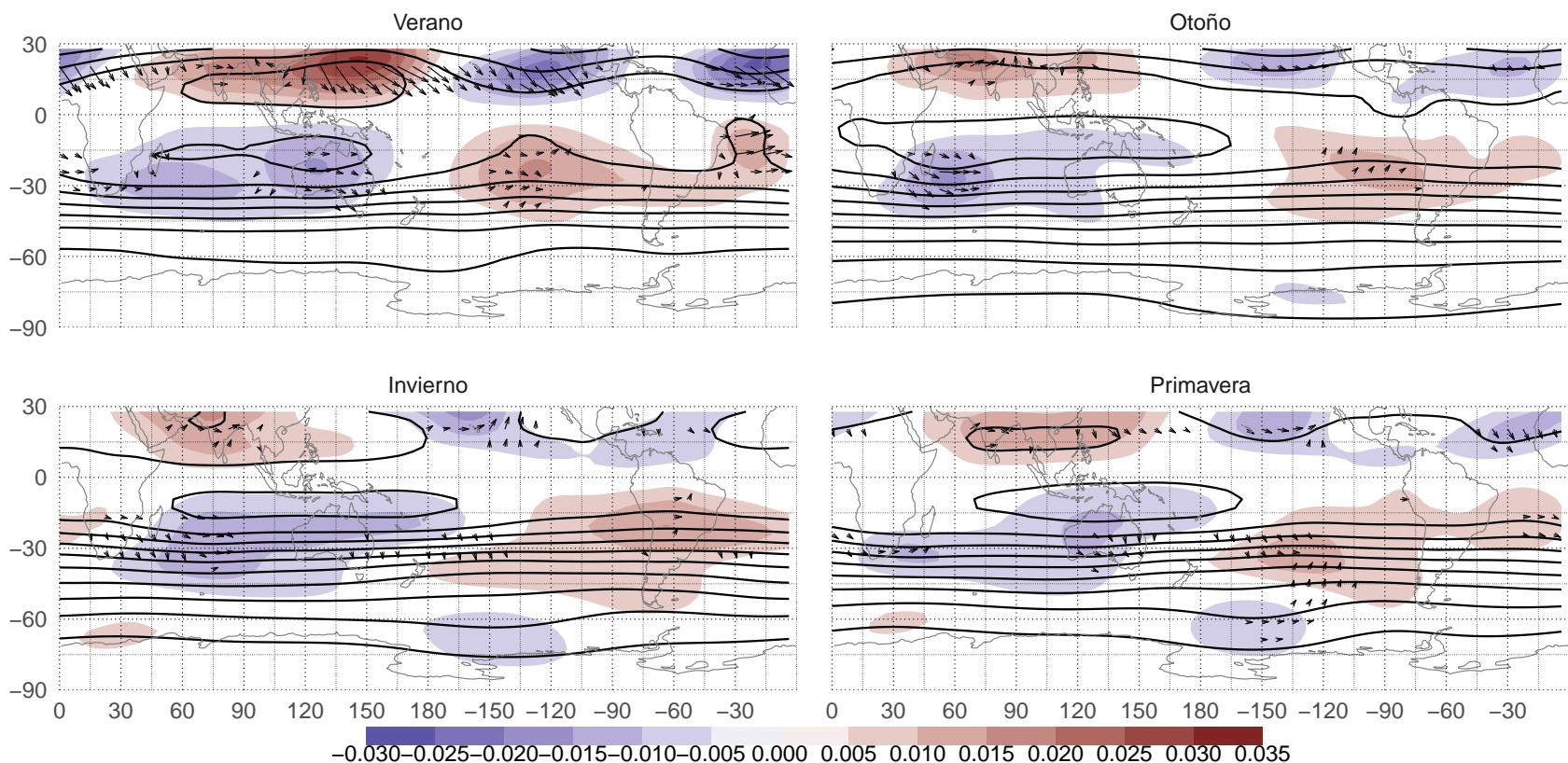


Figura 5.11: Función corriente x 1099 - fig:psi-sp

3.1. GRADIENTE MERIDIONAL DE VORTICIDAD ABSOLUTA101

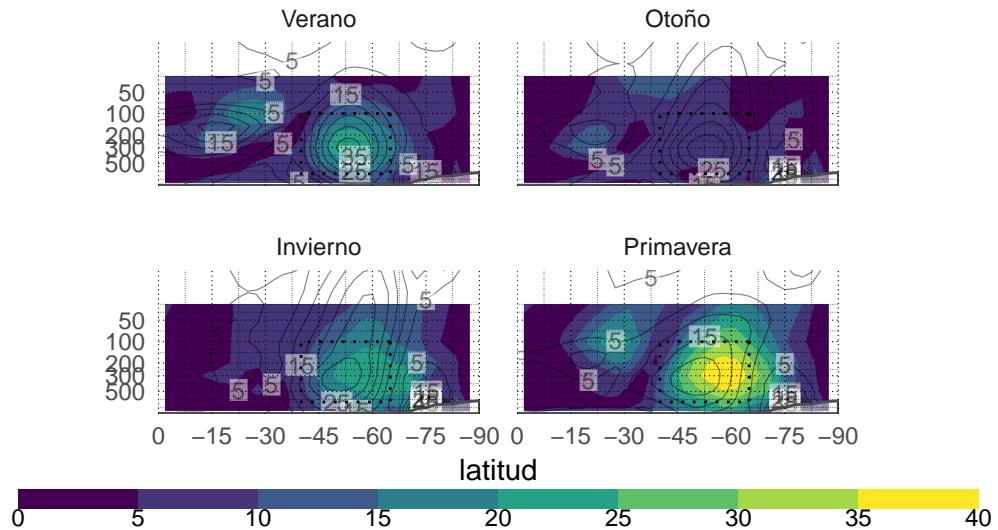


Figura 5.12: Amplitud de fourier (speedy en sombreado, ncep en contornos). - fig:ampl-sp-nc

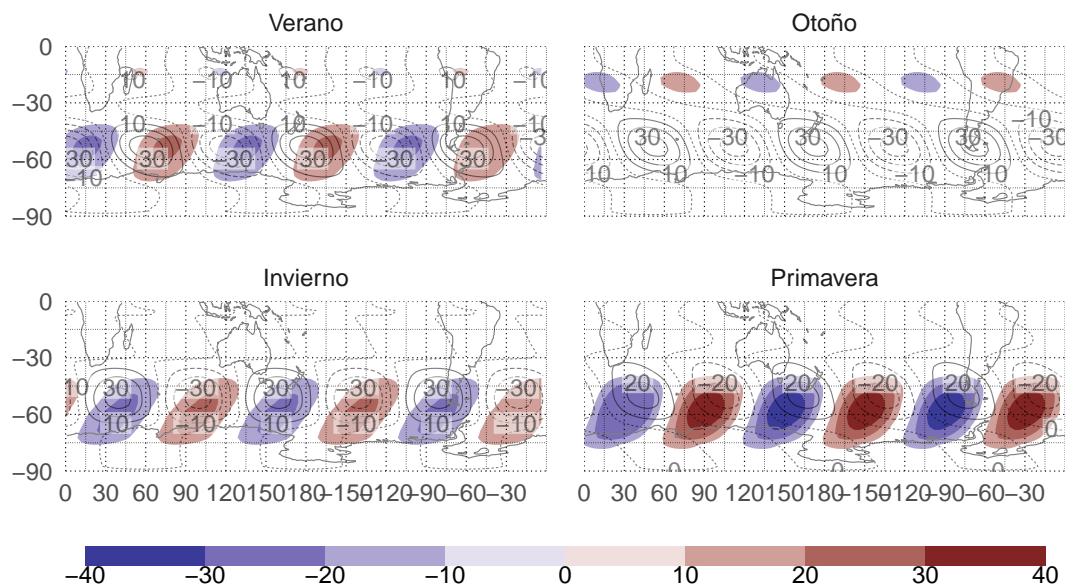


Figura 5.13: Media de reconstrucción de onda 3 (sombreado speedy, contornos ncep) - fig:qs3-sp-nc

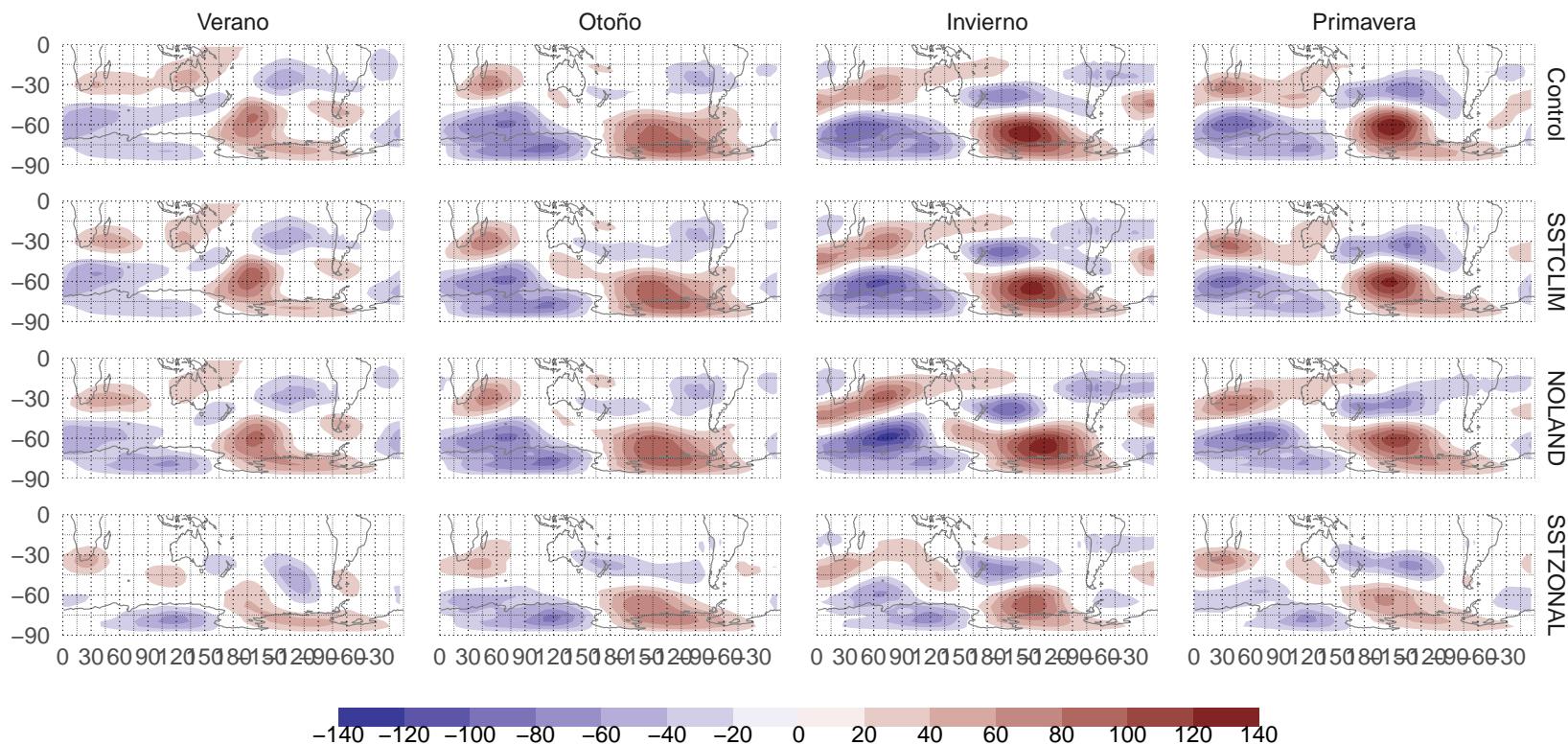


Figura 5.14: Anomalía zonal de altura geopotencial. - fig:ghz-sp-runs

3.1. GRADIENTE MERIDIONAL DE VORTICIDAD ABSOLUTA103

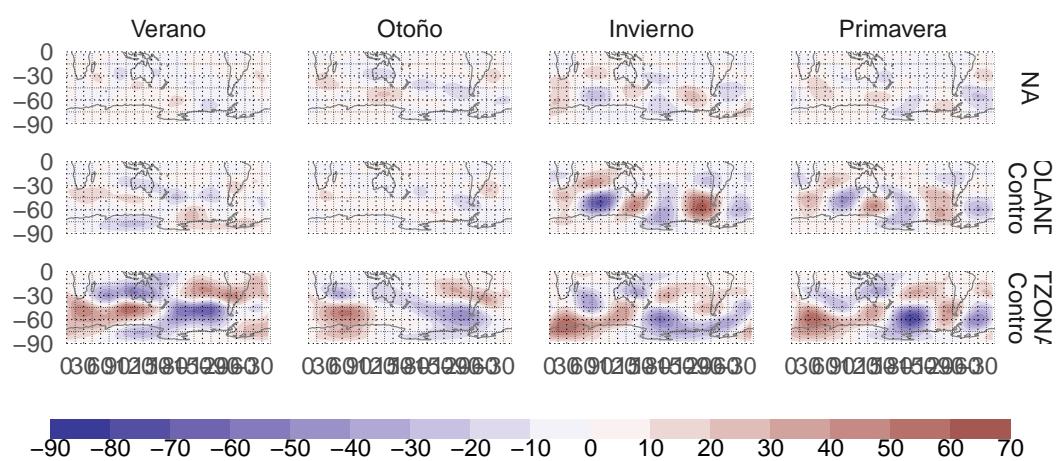


Figura 5.15: Diferencia Corrida - control para Z^* - fig:ghz-dif-sp-runs

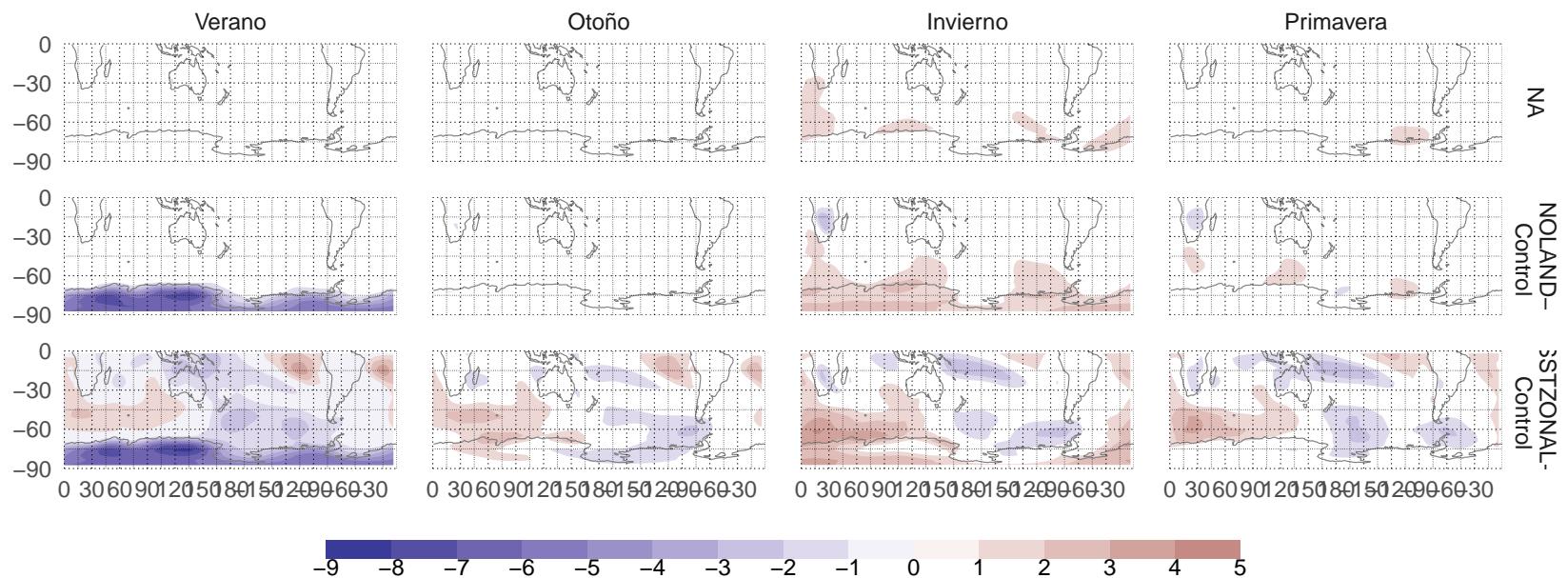


Figura 5.16: Diferencia Control - corrida para T - fig:tz-dif-sp-runs

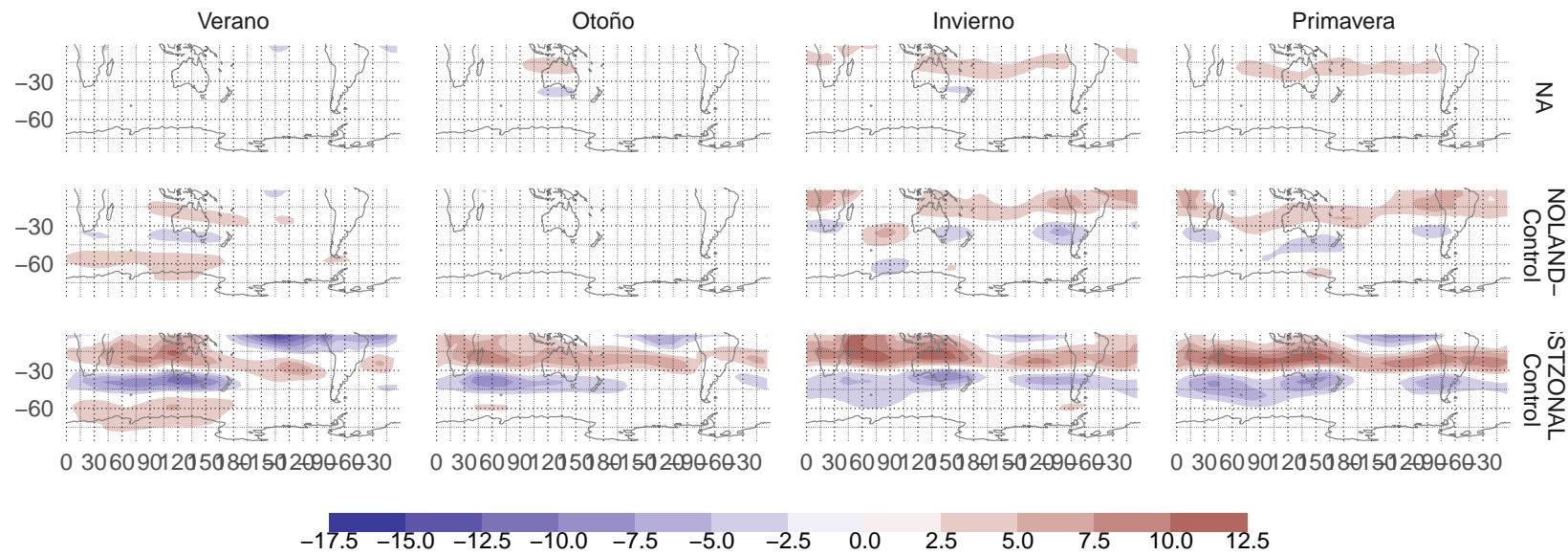


Figura 5.17: Diferencia control - corrida para U. - fig:u-dif-sp-runs

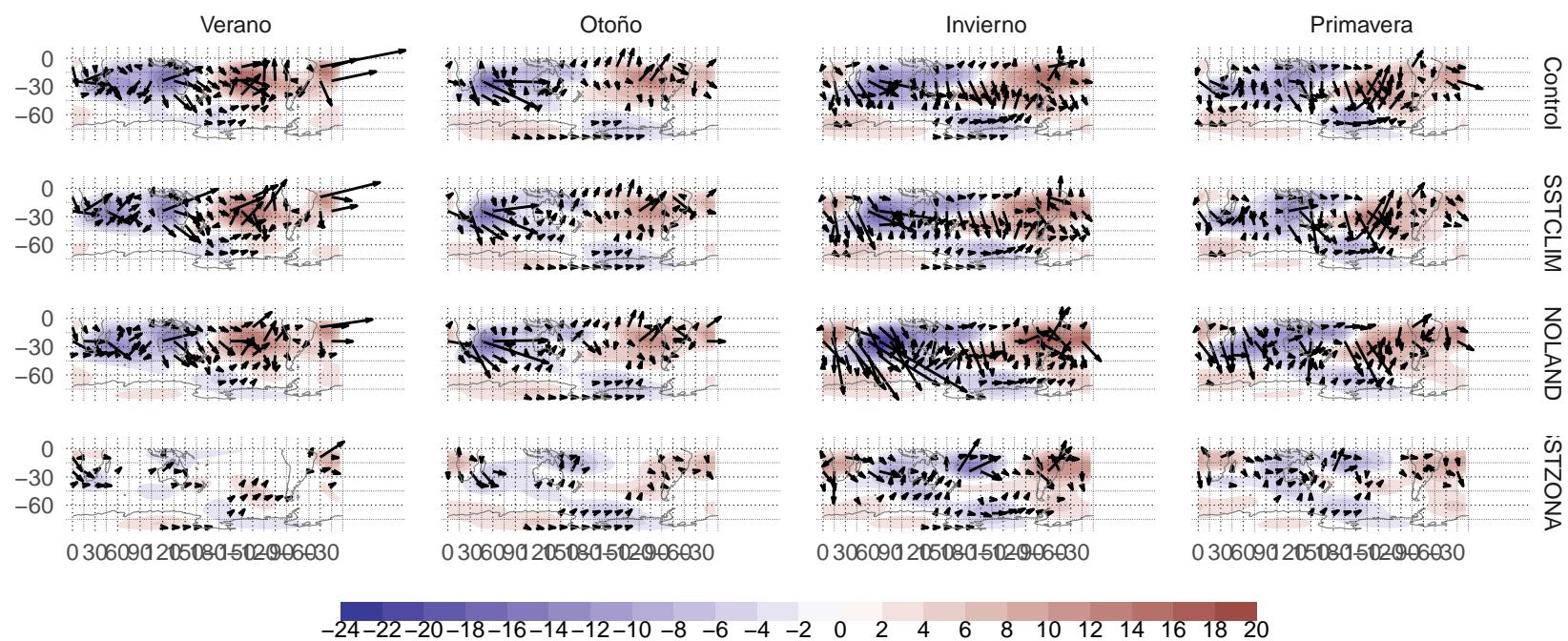


Figura 5.18: Anomalía zonal de función corriente y flujos de acción de onda. - fig:psi-sp-runs

3.1. GRADIENTE MERIDIONAL DE VORTICIDAD ABSOLUTA107

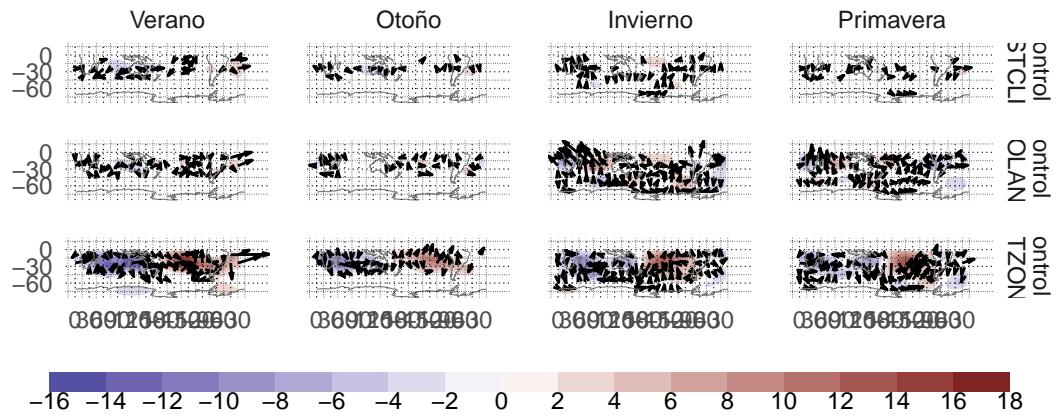


Figura 5.19: Diferencia en $\psi.z$ y flujos de acción de onda. - fig:psiz-dif-sp-runs

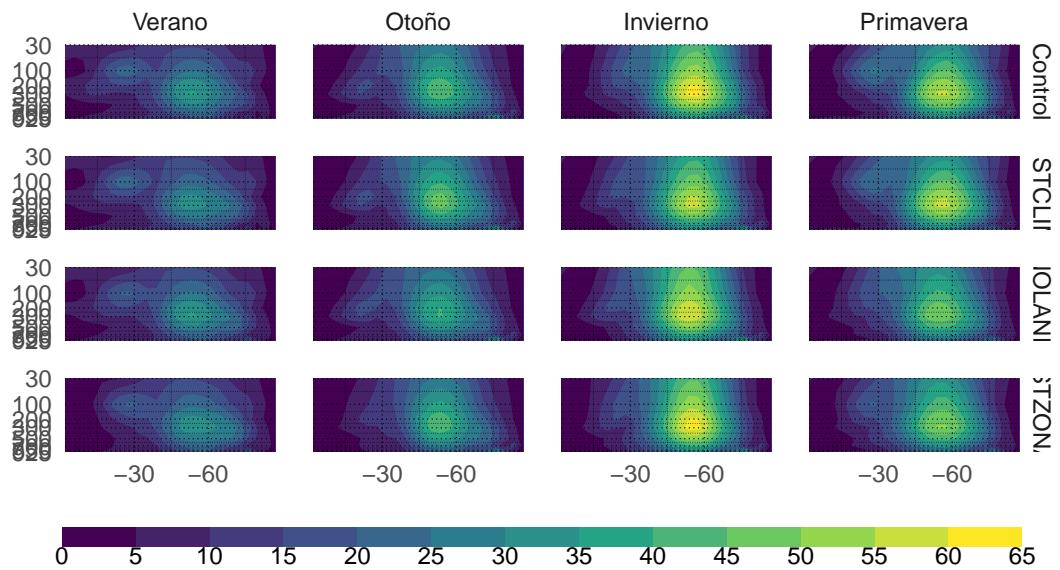


Figura 5.20: Amplitud media de la onda 3 para cada corrida. - fig:ampl-sp-runs

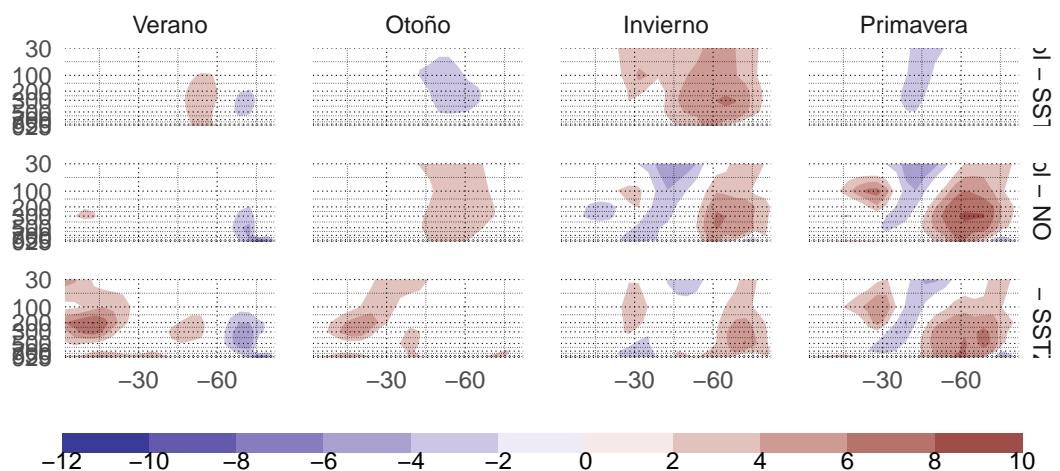


Figura 5.21: Diferencia de amplitud entre la corrida control y cada corrida. - fig:ampl-dif-sp-runs

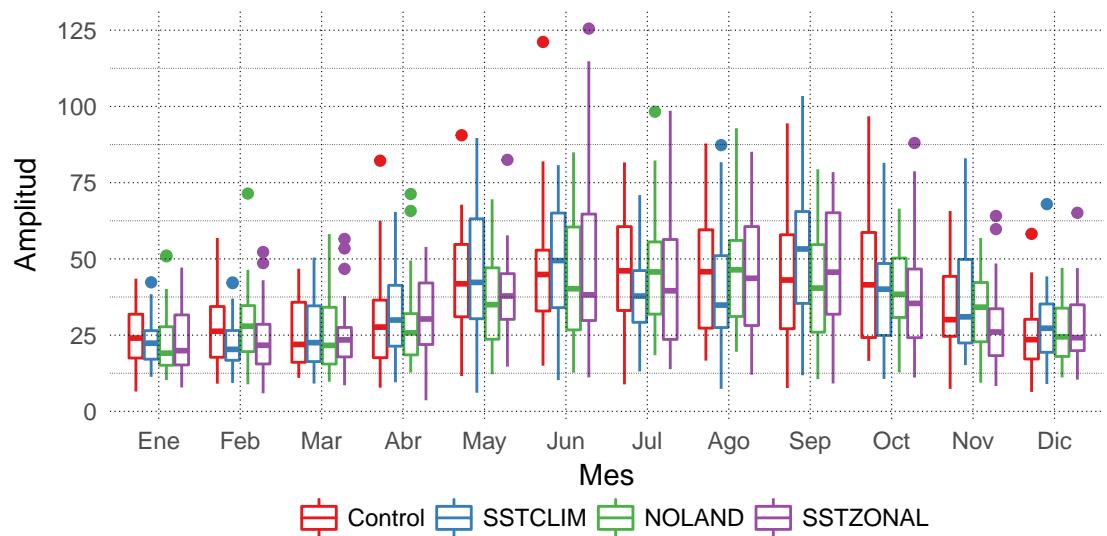


Figura 5.22: Ciclo anual de amplitud de onda 3. - fig:index-sp-boxplot

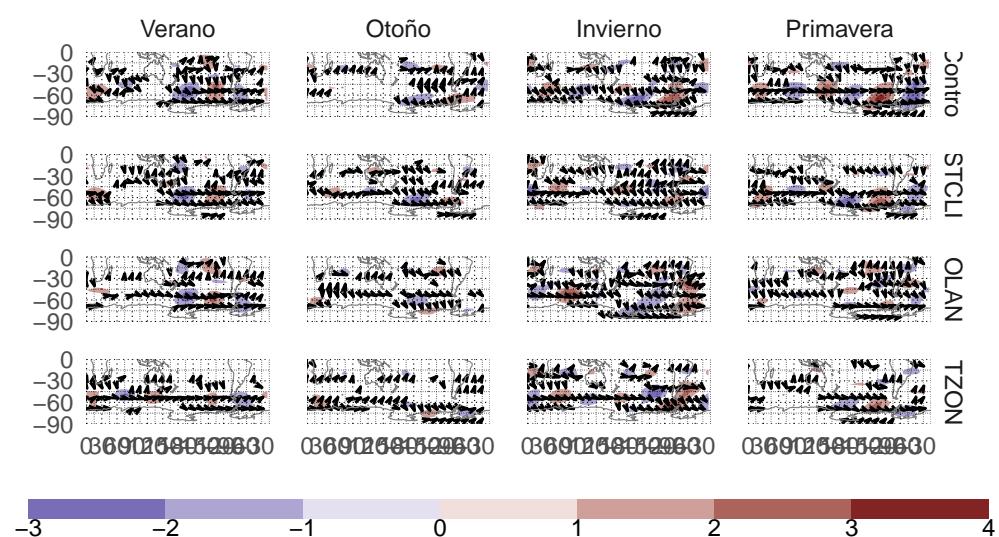


Figura 5.23: Regresión en función corriente. - fig:regr-psi-sp-runs