

Tesis

Una tesis

*Elio Campitelli*



# Índice general

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Métodos y Materiales</b>	<b>7</b>
2.1	Conceptos básicos . . . . .	7
2.2	Fuentes de datos . . . . .	7
2.3	Descripción de SPEEDY . . . . .	7
<b>3</b>	<b>Climatología observada</b>	<b>9</b>
3.1	Altura geopotencial . . . . .	9
3.2	Temperatura . . . . .	10
3.3	Viento zonal . . . . .	11
3.4	Viento meridional . . . . .	12
3.5	Gradiente meridional de vorticidad absoluta . . . . .	13
3.6	Número de onda estacionaria . . . . .	13
3.7	Función corriente . . . . .	13
3.8	Ondas Quasiestacionarias . . . . .	13
<b>4</b>	<b>Onda 3</b>	<b>15</b>
4.1	Características típicas . . . . .	15
4.1.1	Wavelets . . . . .	16
4.2	Antecedentes . . . . .	17
4.3	Amplitud . . . . .	18
4.3.1	Máximo o media. . . . .	18
4.4	Fase . . . . .	19
4.5	Estaciones . . . . .	20
4.6	R <sup>2</sup> . . . . .	22
4.7	Regresiones . . . . .	23
4.7.1	Geopotencial . . . . .	23
4.7.2	Función Corriente . . . . .	24
4.8	Composición de campos. . . . .	24
4.9	Fuentes de variabilidad interna . . . . .	24
4.10	Fuentes externas . . . . .	24
4.10.1	SST . . . . .	24
<b>5</b>	<b>Experimentos</b>	<b>25</b>
5.1	Validación SPEEDY . . . . .	25
5.1.1	Altura Geopotencial . . . . .	26

5.1.2	Temperatura . . . . .	26
5.1.3	Viento zonal . . . . .	26
5.1.4	Gradiente meridional de vorticidad absoluta . . . . .	26
5.1.5	Número de onda estacionaria . . . . .	27
5.1.6	Función corriente . . . . .	27
5.1.7	Onda 3 . . . . .	27
5.2	Comparación . . . . .	27
5.2.1	Temperatura . . . . .	27
5.2.2	Viento zonal . . . . .	27
5.2.3	Función corriente . . . . .	27
5.2.4	Onda 3 . . . . .	27
5.3	Regresión . . . . .	27
5.4	Cosas inesperadas... . . . . .	27
<b>6</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>29</b>
<b>7</b>	<b>Agradecimientos</b>	<b>31</b>
<b>Referencias</b>		<b>33</b>

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

chequear este paper:

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

Ejemplo:

Cosas para ver de Figura 7.1:

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

El aumento del gradiente meridional de geopotencial en invierno y primavera en niveles altos está relacionado con la generación del vórtice polar que aisla las latitudes polares de las latitudes medias. En 200hPa, en cambio, es evidencia del jet subtropical, que es más estable a lo largo de todo el año.

Las anomalías zonales de geopotencial ( $Z^*$ , Figura 7.5) 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  $60^{\circ}\text{O}$ . 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  $200\text{hPa}$  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.

buscar cita

En la ?? se muestra un corte zonal en  $60^{\circ}\text{S}$  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 7.5) y con la altura (Figura 7.6) 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 7.8, 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  $60^{\circ}\text{S}$ , como ya se vio en la Figura 7.5 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

Pasando a la temperatura, en la Figura 7.9 puede verse que, al igual que el campo de geopotencial, tiene una estructura principalmente zonal en todos los niveles y estaciones. Por debajo de los  $200\text{hPa}$ , 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  $60^{\circ}\text{S}$  en otoño y en  $45^{\circ}\text{S}$  en invierno y primavera. El nivel de  $850\text{hPa}$  se ve particularmente deformado por los contrastes de temperatura zonales como el máximo sobre Australia en verano.

Haciendo un promedio zonal como se muestra en la Figura 7.10, se observa un mínimo de temperatura se da en la estatósfera tropical durante todo el año y uno en la estatósfera polar con amplitud, extensión y altura máxima en invierno y mínima en verano. El máximo relativo de

temperatura observado por encima de 100hPa se da como consecuencia de estos dos mínimos.

En la Figura 7.11 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 7.9. 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 7.12) 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 7.13) muestra sendos máximos en latitudes medias en 200hPa y plares en la estatósfera, correspondientes al jet subtropical y subpolar respectivamente. El primero está presente durante todo el año aunque con mayor intensidad y corrido hacia latitudes más ecuatoriales en invierno y primavera. El segundo está presente principalmente en invierno y primavera, e incipiente en otoño. En la estratosfera se observan vientos del este en latitudes bajas que son más intensos en verano y otoño.

En la Figura 7.14 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 7.15) 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 7.14 y son consistentes con la QS1 de geopotencial observada en la Figura 7.5, 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 [pacífico](#).

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

[hasta acá de revisión.](#)

### 3.4 Viento meridional

En los campos medios zonales de viento meridional (Figura 7.16) se muestra claramente 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.

Presentes durante todo el año, los vientos de drenaje antárticos también son evidentes en la Figura 7.16. Estos vientos catabáticos son máximos en la costa del continente y alcanzan su máxima intensidad en invierno.

Los campos horizontales de V se muestran en la Figura 7.17. En invierno, 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 con mayor dificultad en el campo de geopotencial (Figura 7.5) debido a la interferencia de la QS1.

También en invierno, 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 por un aumento de la intensidad de los vientos del norte en verano 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 anomalía zonal de V es prácticamente idéntica al campo total ya que la media zonal es casi nula en gran parte del dominio (Figura 7.16); por lo tanto, no se muestra.

### 3.5 Gradiente meridional de vorticidad absoluta

En la teoría de propagación meridional de ondas de Rossby, el gradiente meridional de vorticidad absoluta ( $\psi_y$ )

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

La Figura 7.19 muestra que el campo de  $\psi_y$  impide la propagación meridional de ondas de Rossby en una *región prohibida* acotada centrada sobre Nueva Zelanda principalmente en invierno entre 300 y 200 hPa. Ésta coincide con la región de bloqueos que, en invierno está franqueada por el jet intenso, dando lugar a gradientes meridionales de U negativos más intensos que  $\beta$ . Estas figuras extienden 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).

### 3.6 Número de onda estacionaria

Aún con  $\psi_y$  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 7.20 se muestra el número de onda estacionario para el nivel de 200hPa y en la Figura 7.21 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  $\psi_y$  en 180° evidencia que la onda 3 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 7.25).

### 3.7 Función corriente

No sé bien qué decir de la Figura 7.23 :(.

### 3.8 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 7.5). No es sorprendente, entonces, que la QS1 explica la mayor parte de la variabilidad del geopotencial en virtualmente todo el dominio al sur de los 45°S (Figura 7.24). 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).

Esto está muy mal escrito, hay que mejorar

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 7.24 y 7.25 (notar la escala logarítmica en los colores). La amplitud de la QS1 muestra un máximo bien definido centrado en 60°S que en verano se encuentra en niveles más bajos que en las otras estaciones. También existe un máximo relativo entre 15°S y 30°S en verano que migra a latitudes más altas en invierno y primavera. El mismo está presente también en las otras ondas estacionarias.

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

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

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

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 7.26 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 7.27. Se reproducen las características de la amplitud ya vistas en la Figura 7.25 (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

No tengo idea de cómo interpretar la Figura 7.28. Quizás hablar de que la variabilidad asociada a la onda 3 se da principalmente en los nodos y que entonces ahí es donde hay que ver la variación del efecto? no sé...

### 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 7.29). 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 opuestos. Esto es evidente en la Figura 7.30 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.

No existe mucha diferencia en la amplitud media zonal entre ambas metodologías a excepción de que la primera siempre es mayor que la segunda. Las principales diferencias se dan en las anomalías zonales.

Las anomalías zonales presentan, 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°. En verano éste no aparece, pero sí existe un máximo centrado en 15°S y 120°O.

La principal diferencia con la media de la amplitud es que las mayores anomalías zonales se dan en latitudes altas (al rededor de 60°S) con un mínimo al sur del Índico en vez de un máximo. Al norte de 30°S, las diferencias son menores.

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

Estoy pensando en no poner la Figura 7.31 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 7.29) 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 7.30 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

¿Es una palabra?

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

¿Estoy seguro de que esto es así?

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.

¿Mostrar el gráfico  
7.32?

Esta discusión también aplica a fourier (Figura 7.33), 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.

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, r<sup>2</sup>, 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 manualmente 9 casos que representan distintas características de la amplitud media la máxima. Sus valores se muestran en la Figura 7.35, los cortes meridionales de amplitud, en la ?? y los campos de Z\* (con las QS1 y QS2 restadas) en la Figura 7.37.

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

repite "caso"

Enero de 1985 y julio de 1988 son un caso similar en cuanto a la relación de las métricas de amplitud, pero en este caso ambos campos de Z\* son muy similares en cuanto a intensidad y claridad de la QS3. Los dos meses presentan un tren de ondas que ocupan aproximadamente 1/3 de círculo de latitud. A pesar de que la amplitud máxima de 1985 es menor que la de 1988, el tren de ondas de 1988 se ve algo más claro que el de 1985.

El par septiembre de 2000 y diciembre de 1990 es más claro. Ambas medidas de amplitud son mayores en 1990 y, en efecto, el campo de Z\* 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, pero la QS3 es apenas distinguible en el segundo mes.

Aclarar qué compara-  
ción ilustra qué proble-  
ma

Estos casos ilustran algunas limitaciones del análisis que continua. 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.

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 7.38, 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.

expresar mejor esto

Desde este momento se usará la amplitud media.

El ciclo anual de la amplitud media se muestra en la Figura 7.39a donde los puntos son datos puntuales. La amplitud máxima en invierno es evidente, 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 primavera, en contraste con lo observado en el análisis climatológico (Figura 7.25) y los campos reconstruidos (Figura 7.26). 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 7.39b 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 anoamplias 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 7.42 muestra la fase media (localización media del máximo de geopotencial) y el rango delimitado por  $\pm 1$  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 7.26. La fase media se centra en  $55^{\circ}\text{O}$  en enero y se desplaza a  $90^{\circ}\text{O}$  en junio con valores intermedios en los meses de transición. Es esperable que esta variación anual implique que circulación causada por la QS3 tenga impactos contrarios en verano comparado con invierno; alternando entre advecciones de aire del norte y del sur sobre el continente.

Superpuesto a el ciclo anual, en la Figura 7.42 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 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 primera 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 7.44. 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 7.44 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 7.45 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 7.47 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

¿qué pasa con agosto?

que su variabilidad no es particularmente alta (Figura 7.42).

Los valores un mes a la derecha de la línea 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 7.42).

## 4.6 R2

En la ??, se mostró la estructura vertical de la varianza explicada por la QS3 para cada estación (Figura 7.24). 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 7.30 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.

hasta acá

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

## 4.7 Regresiones

### 4.7.1 Geopotencial

Cosas para ver:

\* Además los patrones de onda 3, en julio y diciembre aparece un patrón de SAM positivo y negativo respectivamente.

### 4.7.2 Función Corriente

## 4.8 Composición de campos.

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 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  $180^\circ$ , lo que significa que va a haber cancelación parcial. Enero, por el contrario, no tiene ningún año en contrafase, aunque sí algunos a  $90^\circ$ , 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

Campos de correlación con SST y OLR, principalmente ¿Discusión de otros forzantes?

# Capítulo 5

## Experimentos

### 5.1 Validación SPEEDY

Validación de la corrida control

- Comparación campos medios.

Acá un problemita es que en speedy no tengo el nivel de 50hPa, sólo tengo 925, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 30. Podría usar 30, pero eso es la tapa del modelo...

- Altura geopotencial (gh) Para el caso del campo total, la correlación del campo es buena ( $>0.8$ ) en casi todos los niveles y meses, excepto en 30hPa durante verano donde los campos están anticorrelacionados! La parte asimétrica zonal muestra valores menores, indicando que gran parte de la correlación del campo total se debe a la capacidad del modelo de reproducir el gradiente meridional. Sin embargo, se siguen obteniendo correlaciones  $>0.6$  en casi todos los niveles y estaciones. Se observa un mínimo relativo en 500hPa donde se tienen correlaciones menores durante casi todo el año y uno en niveles altos centrado en invierno y primavera.
- Viento zonal (U) Las correlaciones con el campo total son  $>=0.8$  en todo el año y todos los niveles, sin embargo, la parte asimétrica muestra correlaciones mucho más baja con un máximo de  $\sim 0.6$  en 925hPa. Esto indica que el modelo resuelve correctamente la estructura media del Jet, pero no sus variaciones zonales.
- Viento meridional (V) Los campos de correlación son prácticamente idénticos entre parte total y parte asimétrica. Ésta muestra un patrón de bajas correlaciones en general.
- Temperatura (T) La correlación con el campo total muestra una estructura similar que la altura geopotencial, con una excelente correlación en todos los meses para niveles mayores a 200hPa, pero anticorrelacionado en niveles altos en todos los meses salvo en

invierno. La parte asimétrica muestra correlaciones bajas en todos los niveles salvo en 925hPa.

- Gradiente meridional de vorticidad absoluta. Tiene correlación moderada con un mínimo relativo en 200hPa en verano que en las otras estaciones se convierte en un máximo.

### 5.1.1 Altura Geopotencial

Anomalía

Veredicto:

\* Agarra bien la anomalía zonal aunque con magnitud menor.

El corte zonal evidencia que además de tener menor amplitud, la estructura vertical de las anomalías es barotrópica equivalente en Speedy, a diferencia de la estructura baroclínica de NCEP.

### 5.1.2 Temperatura

En 850 tiene una fuerte onda 1 en latitudes polares producida por la topografía de la Antártida y representa bien las anomalías causadas por los continentes, aunque en menor amplitud.

En 200, falla miserablemente. La onda 1 polar que se ve bien claro en NCEP ni aparece en SPEEDY, mientras que en latitudes medias aparecen ligeras anomalías que no se observan en las observaciones.

### 5.1.3 Viento zonal

Cosas para ver:

\* Speedy no logra desarrollar un jet polar por la falta de niveles verticales en la estratosfera. Tampoco reproduce los estes estratosféricos en latitudes bajas. Su jet subtropical es más intenso y su máximo se da ligeramente en niveles más altos en NCEP.

Campo medio (me parece que no lo voy a poner, no agrega información que no esté en el anterior y en el de geopotencial.)

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 ??, los gradientes son menores y más zonales. Es significativo que la región “prohibida” en invierno de niveles altos es menor en 200hPa y casi desaparece en 300hPa.

### 5.1.5 Número de onda estacionaria

Comparando con ?? la mayor diferencia es la desaparición de una región de propagación impedida en  $\sim 40^\circ$  en el Índico y el Pacífico en Otoño.

En promedio zonal, sin embargo, SPEEDY funciona bien.

### 5.1.6 Función corriente

### 5.1.7 Onda 3

La onda 3 no está muy bien representada en el modelo. Aunque la estructura vertical y la posición meridional está bien (salvo en otoño), la amplitud es mucho menor. La fase, además, está corrida ligeramente en verano, pero quedando en cuadratura en invierno y defasado 180 en primavera.

## 5.2 Comparación

Comparación entre corridas ### Altura geopotencial

### 5.2.1 Temperatura

ONo hay casi diferencia entre las corridas.

### 5.2.2 Viento zonal

### 5.2.3 Función corriente

### 5.2.4 Onda 3

## 5.3 Regresión

## 5.4 Cosas inesperadas...

- ??
- 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, 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.



# Índice de figuras

7.1	Ejemplo fourier - fig:fourier-ejemplo . . . . .	38
7.2	Wavelets - fig:wavelet-ejemplo . . . . .	39
7.3	Campo de Z (NCEP) - fig:gh-ncep . . . . .	40
7.4	Gradiente meridional de Z - fig:ghdy-ncep-corte - SÓLO BORRADOR . . . . .	41
7.5	Anomalía zonal de altura geopotencial. - fig:ghz-ncep . .	42
7.6	Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60°. - fig:ghz- ncep-corte60 . . . . .	43
7.7	Transportes - fig:uzvz-ncep-corte - SÓLO BORRADOR .	44
7.8	Desvío estándar por círculo de latitud. - fig:sd-gh-ncep .	45
7.9	Temperatura media. - fig:t-ncep . . . . .	46
7.10	Corte meridional de temperatura media. - fig:t-ncep-corte	47
7.11	Anomalía zonal de temperatura. - fig:tz-ncep . . . . .	48
7.12	Corte zonal de anomalía de temperatura en -60°. - fig:t- ncep-corte60 . . . . .	49
7.13	Viento zonal medio. - fig:u-ncep-corte . . . . .	50
7.14	Viento zonal. - fig:u-ncep . . . . .	51
7.15	Anomalía zonal de viento zonal. - fig:uz-ncep . . . . .	52
7.16	Media zonal del viento meridional. - fig:v-ncep-corte . .	53
7.17	Viento meridional medio. - fig:v-ncep . . . . .	54
7.18	Z* menos QS1. - fig:ghminus1-ncep - SÓLO BORRADOR	55
7.19	Gradiente meridional de vorticidad absoluta * 1e11 - fig:etady-ncep . . . . .	56
7.20	Número de onda estacionario en 200hPa. - fig:ks-ncep . .	57
7.21	Número de onda estacionario medio por círculo de latitud. - fig:ks-ncep-corte . . . . .	58
7.22	Número de onda estacionario en 180° - fig:ks-ncep-cortelev - SÓLO BORRADOR . . . . .	59
7.23	Función corriente x 1099 - fig:psi-ncep . . . . .	60
7.24	$R^2$ de Fourier. - fig:r2-ncep . . . . .	61
7.25	Amplitud de Fourier. - fig:ampl-ncep . . . . .	62
7.26	Media de reconstrucción de onda 3. - fig:qs3-ncep . . . .	63
7.27	Corte - fig:qs3-ncep-corte . . . . .	64
7.28	Desvío estándar de la reconstrucción de QS3. - fig:qs3sd- ncep . . . . .	65
7.29	Amplitud de wavelets (sombreados) y de fourier (contor- nos) - fig:wavelet-fourier-ncep . . . . .	66
7.30	Campo medio de la amplitud de la onda 3 según wavelets (contornos) y su anomalía zonal (sombreado) en 300hPa. - fig:waveletz-ncep . . . . .	67
7.31	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 . . . . .	68
7.32	Ratio de amplitud de la media y media de la amplitud (¿medida de estacionalidad?) - fig:estacionaridad - SÓLO BORRADOR . . . . .	69

7.33 Estacionaridad según fourier - fig:estacionaridad-fourier - SÓLO BORRADOR . . . . .	70
7.34 Reconstrucción de QS3 usando wavelets - fig:wavelet-reconstr - SÓLO BORRADOR . . . . .	71
7.35 Distribución de amplitud para 12 fechas. En rojo la amplitud máxima, en azul la amplitud media. - fig:ampl-mean . . . . .	72
7.36 Corte vertical de amplitud - fig:ampl-max-mean-corte . . . . .	73
7.37 Anomalía zonal geopotencial en 300hPa para fechas seleccionadas. - fig:ghz-ncep-select . . . . .	74
7.38 Correlación entre amplitud máxima y media.fig:cor-mean-max . . . . .	75
7.39 Amplitud media - fig:ampl-ts . . . . .	76
7.40 Análisis de wavelet para la amplitud de la onda 3. - fig:wavelet-period - SÓLO BORRADOR . . . . .	77
7.41 Función de autocorrelación para la amplitud media anual de la onda 3 - fig:acf-ampl - SÓLO BORRADOR . . . . .	78
7.42 Ciclo anual de la fase (20 mayores amplitudes para cada mes) - fig:fase-boxplot . . . . .	79
7.43 Primeras dos componentes principales del campo de QS3 - fig:eof . . . . .	80
7.44 Valor medio de las dos primeras componentes principales del campo de QS3 - fig:pc1-pc2 . . . . .	81
7.45 Media de reconstrucción de onda 3 en 300hPa - fig:qs3-qssseason-ncep . . . . .	82
7.46 Corte - fig:qs3-qssseason-ncep-corte . . . . .	83
7.47 Correlación lageada para cada mes con los 12 siguientes. - fig:lag-cor . . . . .	84
7.48 Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. - fig:cor-campo . . . . .	85
7.49 Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. - fig:cor-campo2 - SÓLO BORRADOR . . . . .	86
7.50 Relación entre R2 medio y R2 reconstruido. - fig:r2-cor2 - SÓLO BORRADOR . . . . .	87
7.51 Regresión sobre amplitud. - fig:regr-gh-ncep . . . . .	88
7.52 Igual que figura XX, pero en proyección polar para julio y septiembre.fig:regr-gh-polar . . . . .	89
7.53 Relación entre amplitud media de la onda 3 y el SAMfig:sam-ampl . . . . .	90
7.54 Regresión de Psi con la amplitud. - fig:regr-psi-ncep . . . . .	91
7.55 Tabla de selecci�nfig:seleccion-tabla . . . . .	92
7.56 Tabla de interacci�nfig:interaccion-tabla . . . . .	93
7.57 Composición de camposfig:gh-comp . . . . .	94
7.58 Campos para los 10 eneros seleccionados. - fig:gh-qs3-select-ene . . . . .	95
7.59 Campos para los 10 septiembras seleccionados. - fig:gh-qs3-select-sep . . . . .	96
7.60 Regresión de SST con la amplitud de la onda 3fig:regr-sst-ncep . . . . .	97
7.61 Correlación lineal entre campos de SPEEDY y NCEP.fig:cor-sp-nc . . . . .	98
7.62 Anomalía zonal de altura geopotencial (speedy sombreado, ncep contornos)fig:ghz-sp-nc . . . . .	99
7.63 Diferencia entre speedy y ncepfig:ghz-dif-sp-nc . . . . .	100
7.64 Corte zonal de anomalía de geopotencial en -60� (speedy sombreado, ncep contornos).fig:ghz-sp-nc-corte60 . . . . .	101
7.65 Temperaturafig:t-nc-sp . . . . .	102
7.66 T*fig:tz-sp-nc . . . . .	103

7.67 Viento zonal medio (speedy contornos, ncep sombreado). - fig:u-sp-nc-corte . . . . .	104
7.68 Viento zonal (contornos ncep, sombreado speedy).fig:u-sp-nc	105
7.69 Diferencia entre ncep y speedy en viento zonalfig:u-dif-sp-nc	106
7.70 Gradiente meridional de vorticidad absoluta (speedy).fig:etady-sp-nc . . . . .	107
7.71 Número de onda estacionario en 300hPa (speedy).fig:ks-sp	108
7.72 Número de onda estacionario medio por círculo de latitud.fig:ks-sp-nc-corte . . . . .	109
7.73 Función corriente x 1099fig:psi-sp . . . . .	110
7.74 Amplitud de Fourier (speedy en sombreado, ncep en contornos). - fig:ampl-sp-nc . . . . .	111
7.75 Media de reconstrucción de onda 3 (sombreado speedy, contornos ncep)fig:qs2-sp-nc . . . . .	112
7.76 Anomalía zonal de altura geopotencial.fig:ghz-sp-runs . .	113
7.77 Diferencia Control - corrida para $Z^*$ - fig:ghz-dif-sp-runs .	114
7.78 Temperatura media en 850hPa.fig:t-sp-runs . . . . .	115
7.79 Temperatura media en 850hPa.fig:tz-sp-runs . . . . .	116
7.80 Diferencia Control - corrida para $T^*$ - fig:tz-dif-sp-runs .	117
7.81 Viento zonalfig:uz-sp-runs . . . . .	118
7.82 Diferencia control - corrida para U. - fig:u-dif-sp-runs . .	119
7.83 Anomalía zonal de función corriente y flujos de acción de onda.fig:psi-sp-runs . . . . .	120
7.84 Diferencia en psi.z y flujos de acción de onda.fig:psiz-dif-sp-runs . . . . .	121
7.85 Amplitud media de la onda 3 para cada corrida. - fig:ampl-sp-runs . . . . .	122
7.86 Diferencia de amplitud entre la corrida control y cada corrida. - fig:ampl-dif-sp-runs . . . . .	123
7.87 Ciclo anual de amplitud de onda 3.fig:index-sp-boxplot . .	124
7.88 Regresión en función corriente. - fig:regr-psi-sp-runs . . .	125

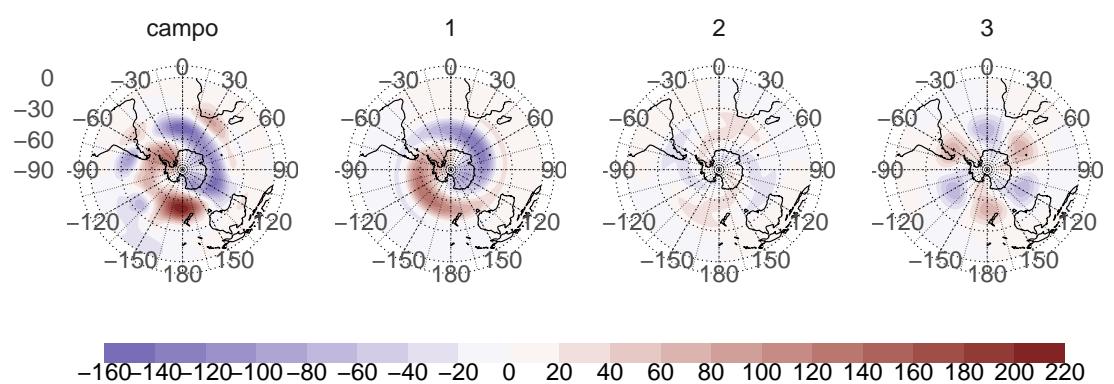


Figura 7.1: Ejemplo fourier - fig:fourier-ejemplo

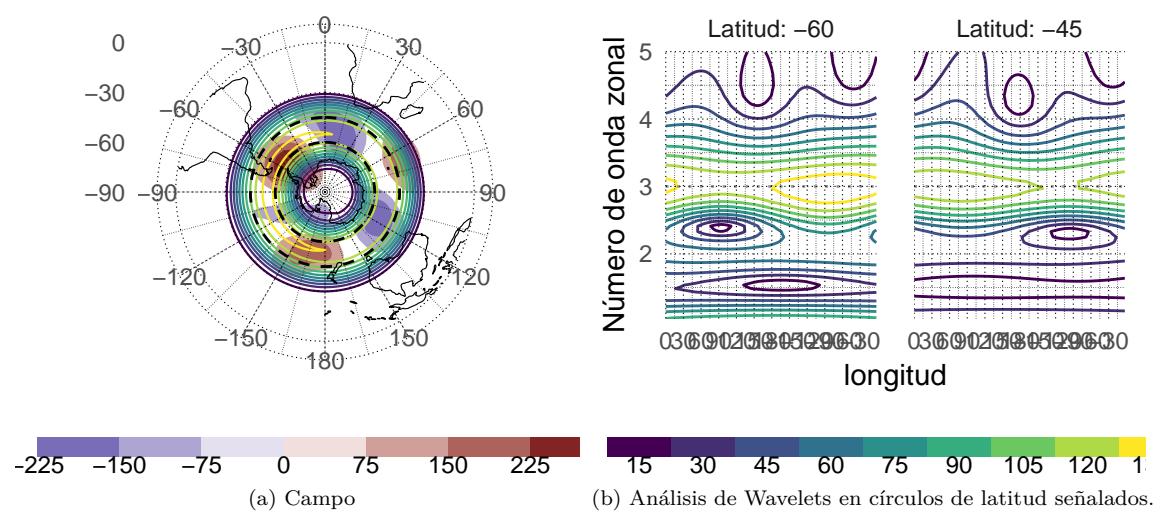


Figura 7.2: Wavelets - fig:wavelet-ejemplo

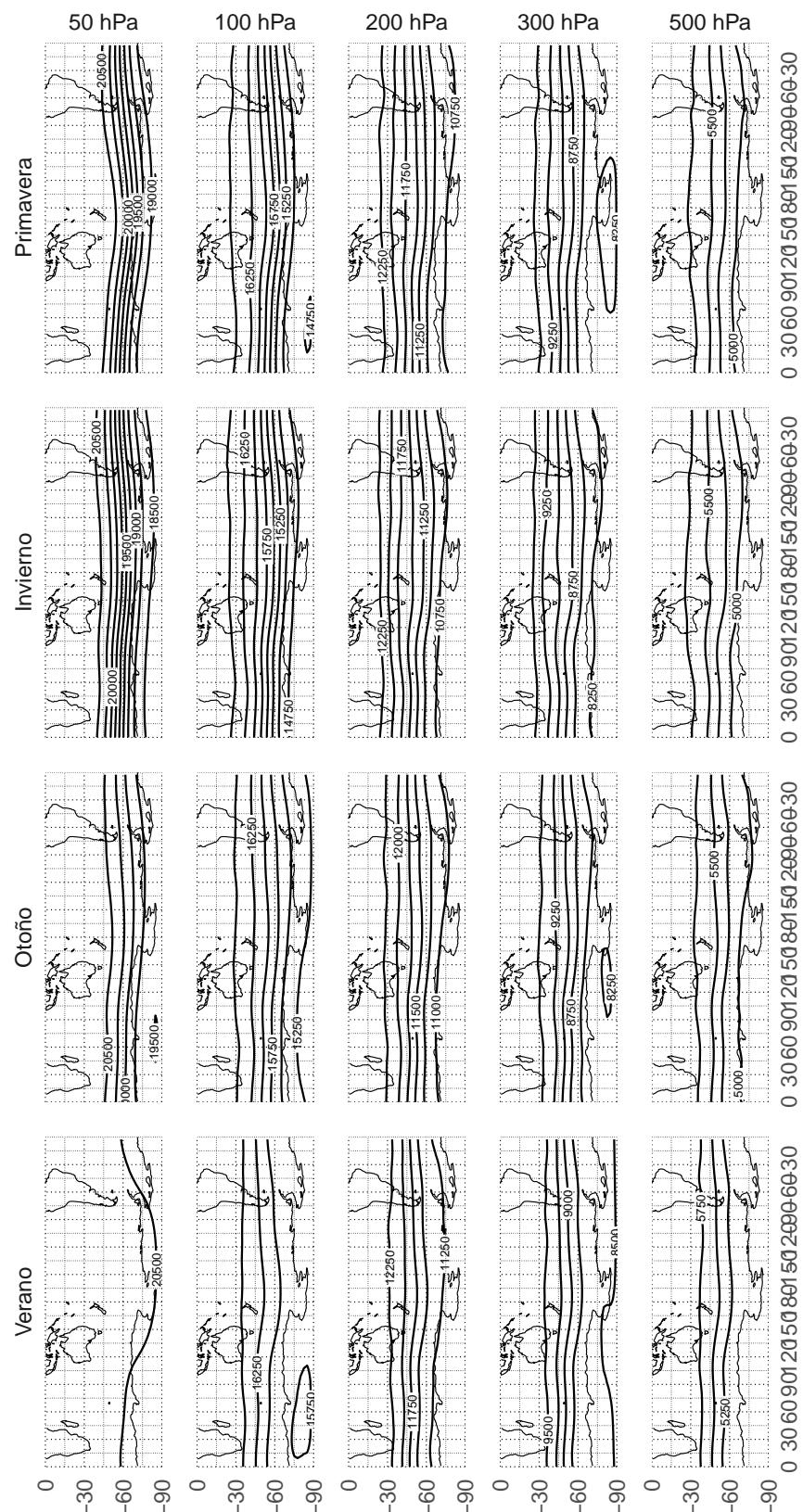


Figura 7.3: Campo de Z (NCEP) - fig:gh-ncep

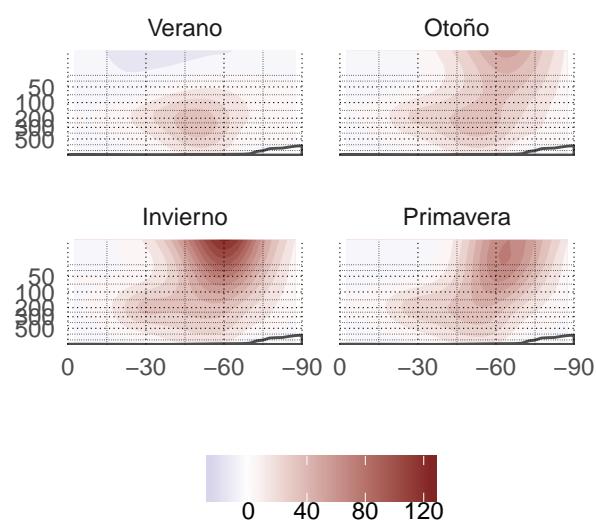


Figura 7.4: Gradiente meridional de Z - fig:ghdy-ncep-corte - SÓLO BO-RRADOR

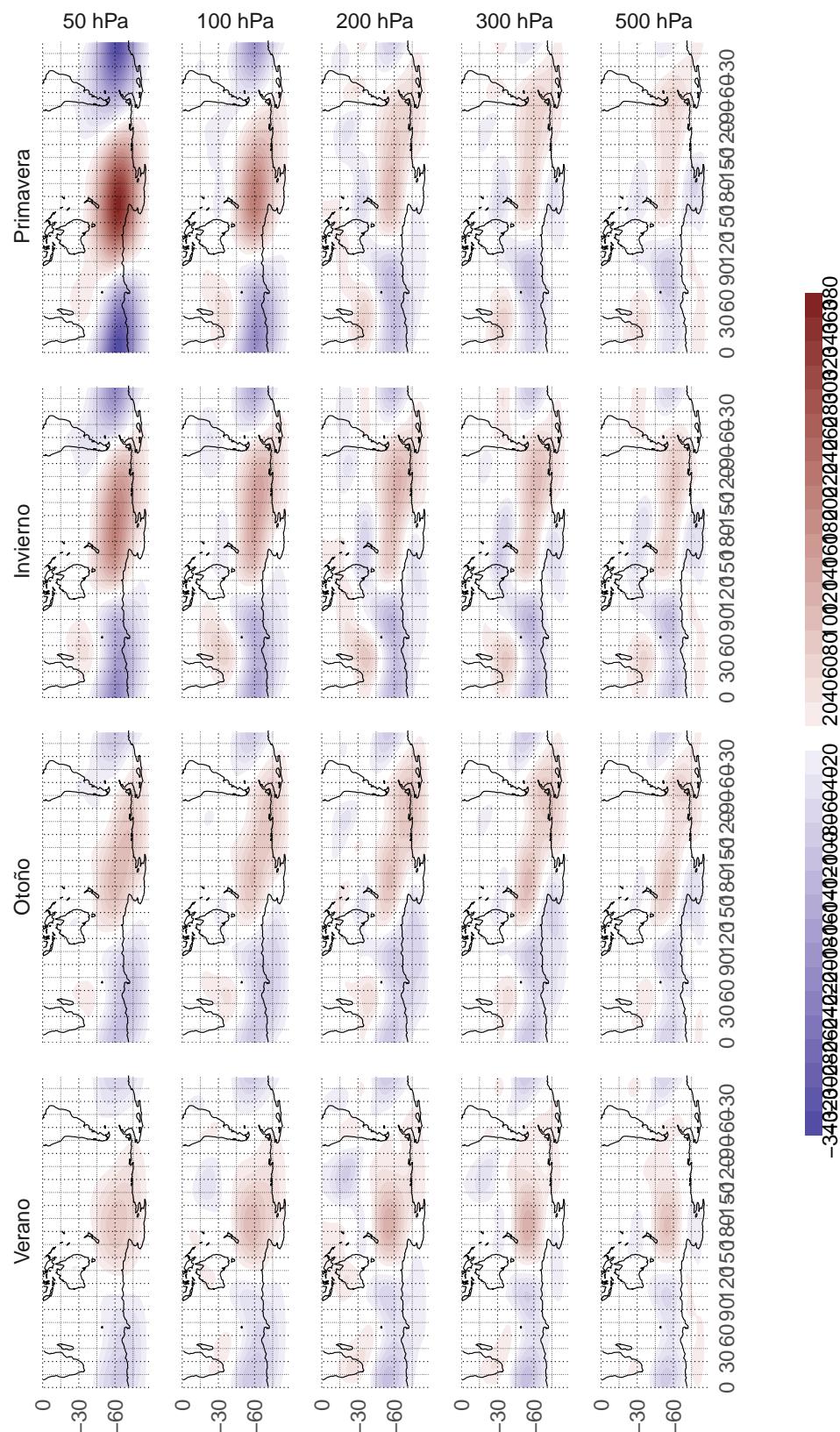


Figura 7.5: Anomalía zonal de altura geopotencial. - fig:ghz-ncep

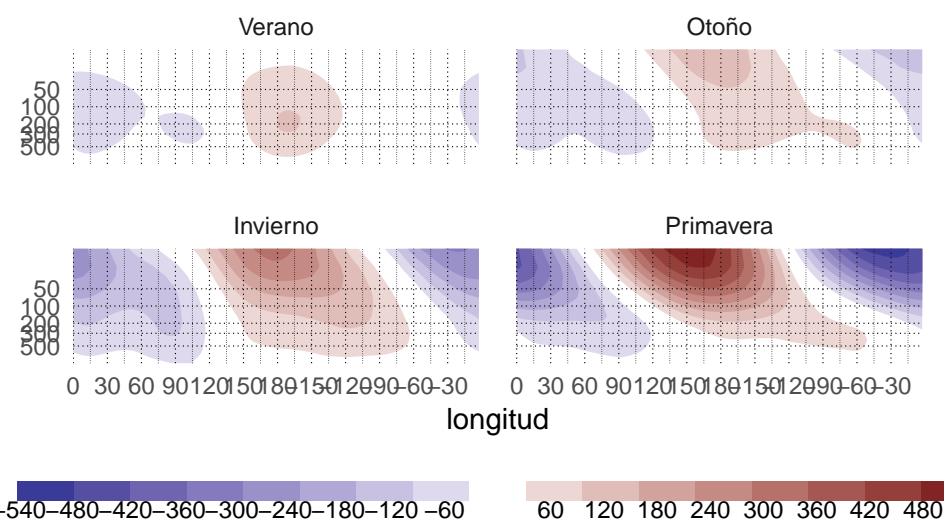


Figura 7.6: Corte zonal de anomalía de geopotencial en  $-60^\circ$ . - fig:ghz-ncp-corte60

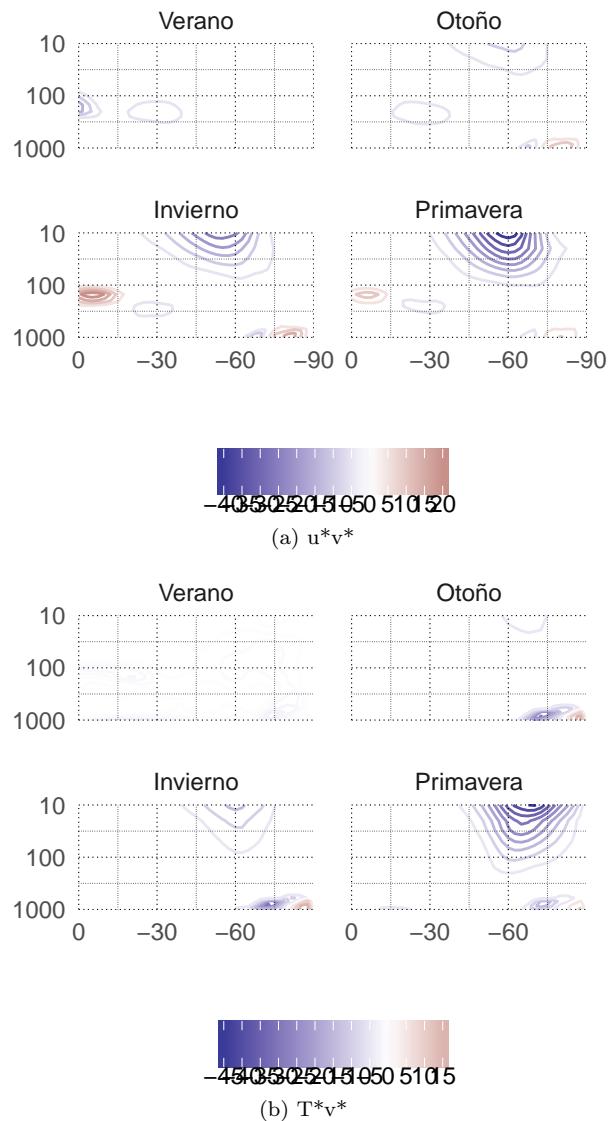


Figura 7.7: Transportes - fig:uzvz-ncep-corte - SÓLO BORRADOR

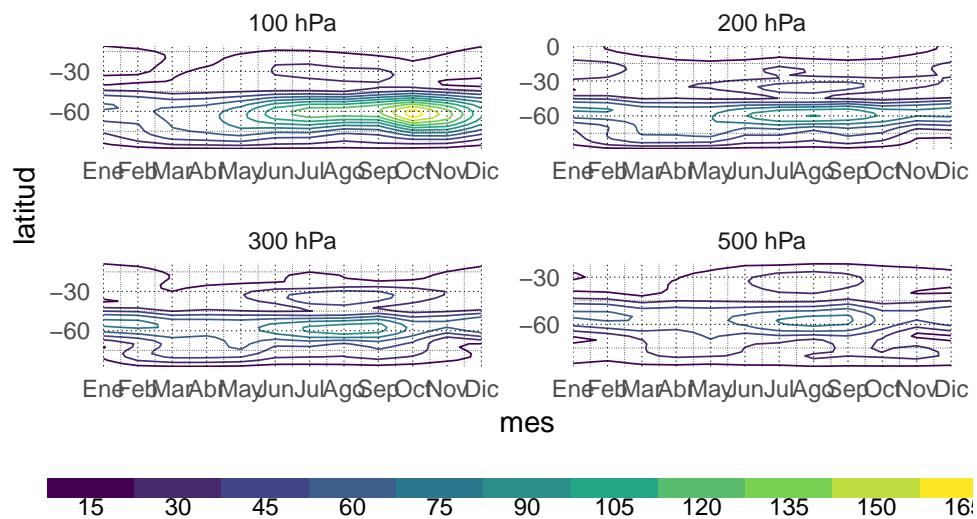


Figura 7.8: Desvío estándar por círculo de latitud. - fig:sd-gh-ncep

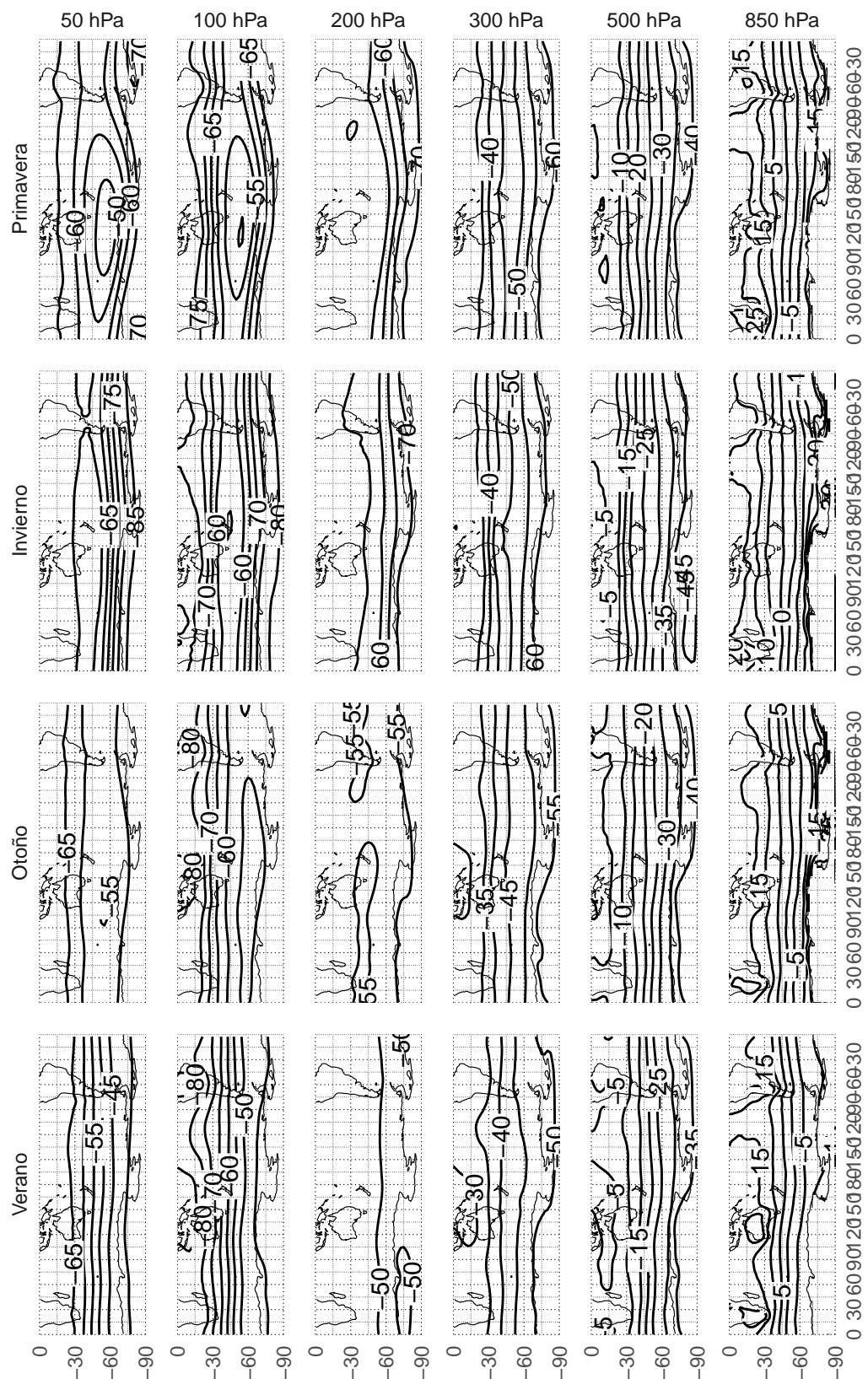


Figura 7.9: Temperatura media. - fig:t-ncep

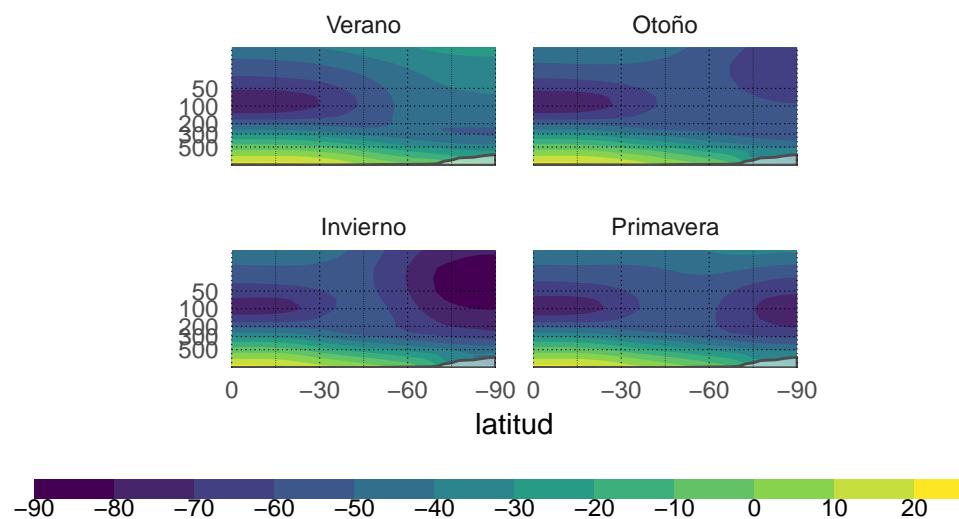


Figura 7.10: Corte meridional de temperatura media. - fig:t-ncep-corte

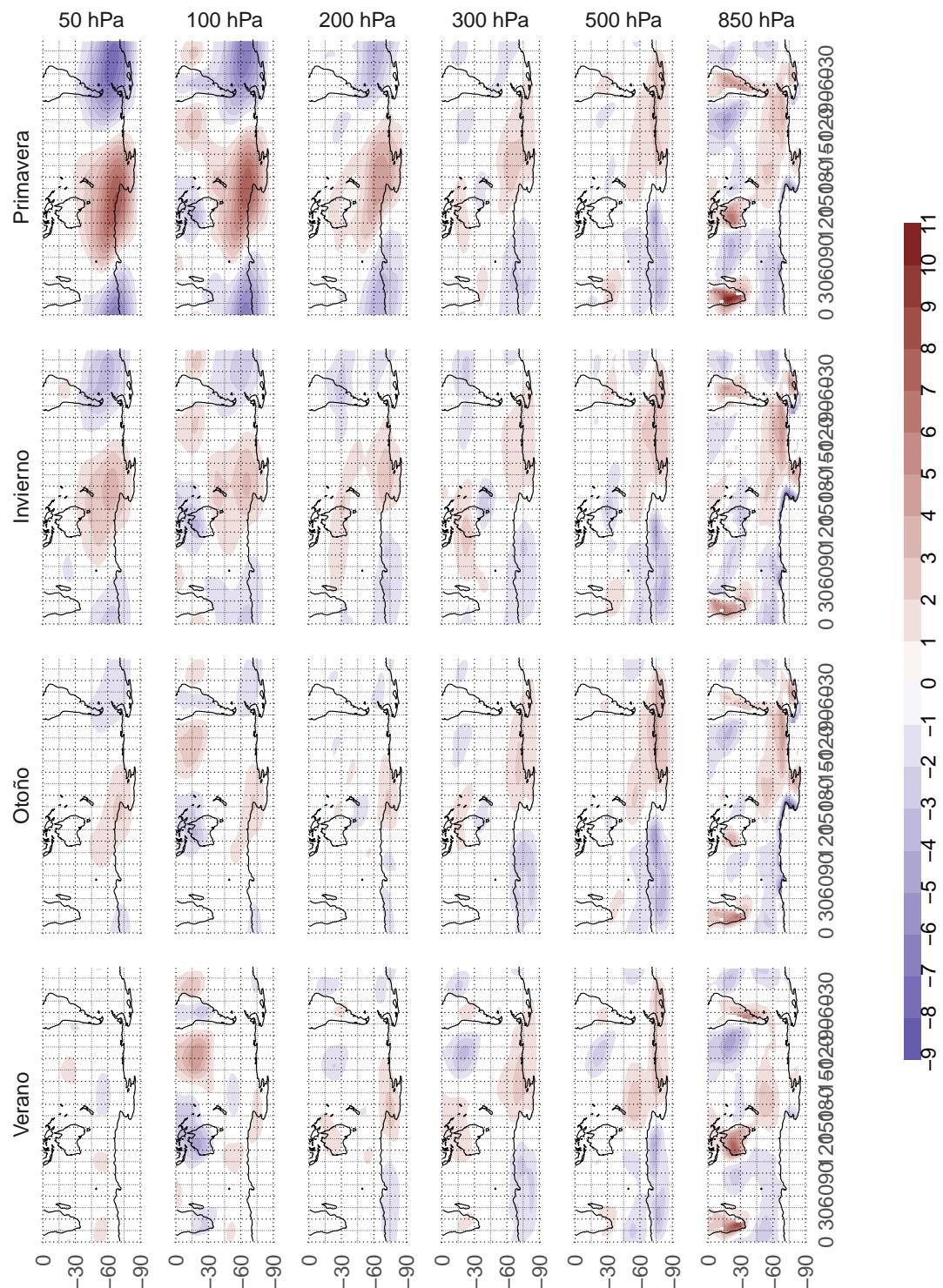


Figura 7.11: Anomalía zonal de temperatura. - fig:tz-ncep

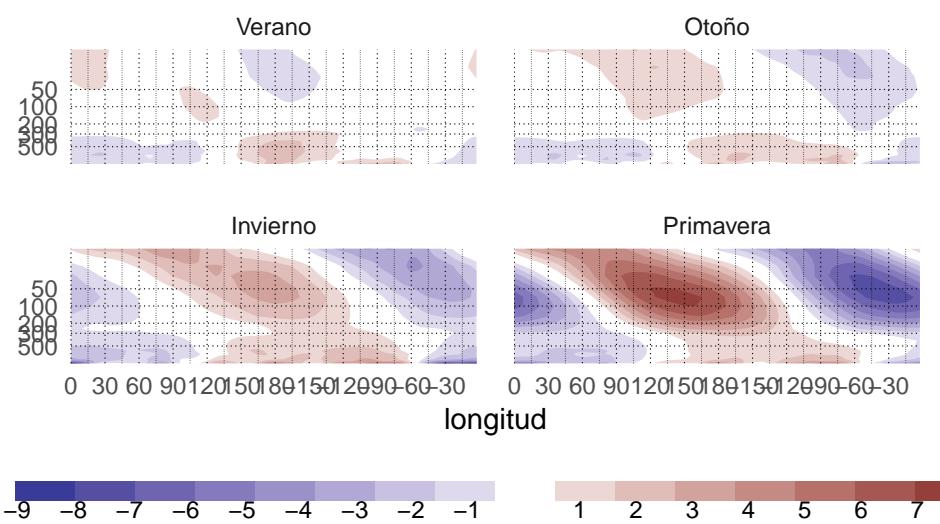


Figura 7.12: Corte zonal de anomalía de temperatura en  $-60^{\circ}$ . - fig:t-ncep-corte60

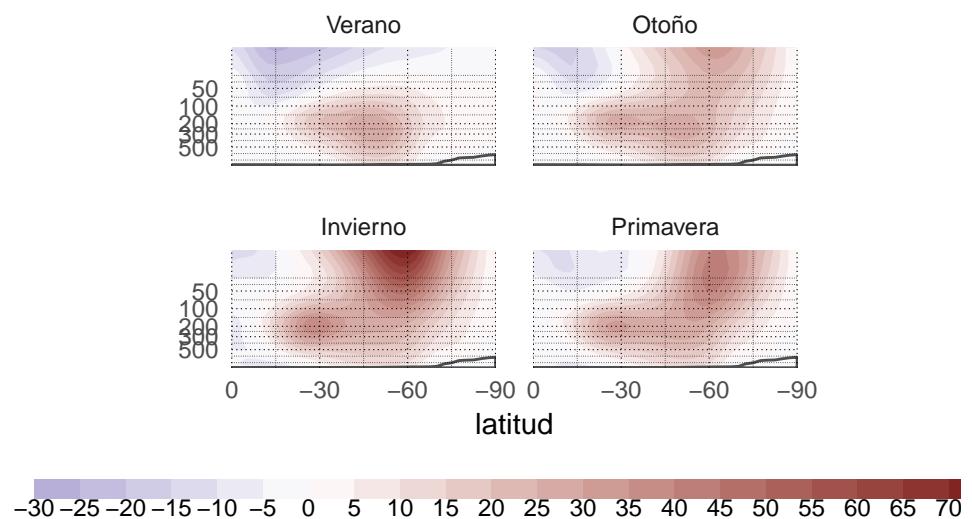


Figura 7.13: Viento zonal medio. - fig:u-ncep-corte

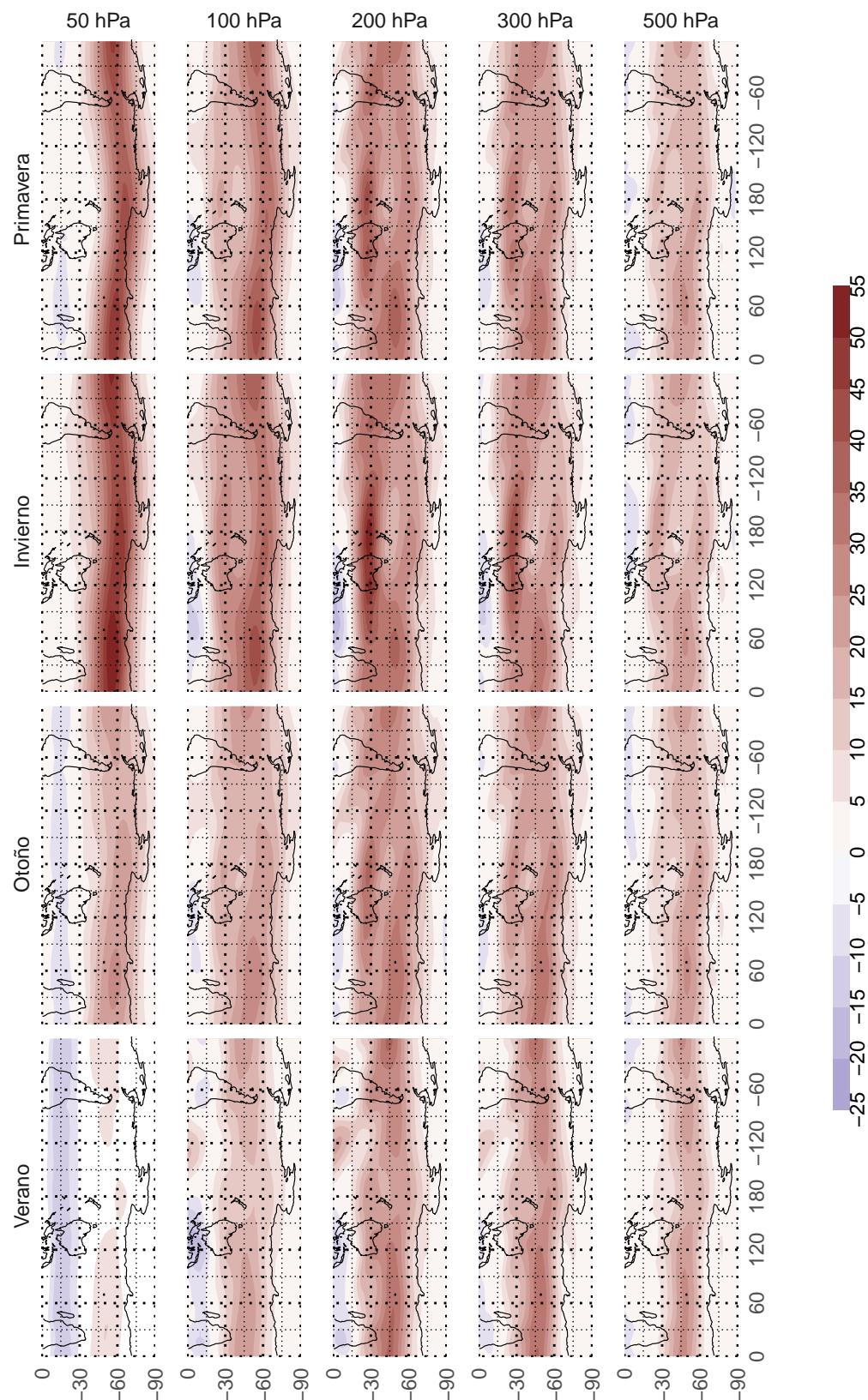


Figura 7.14: Viento zonal. - fig:u-ncep

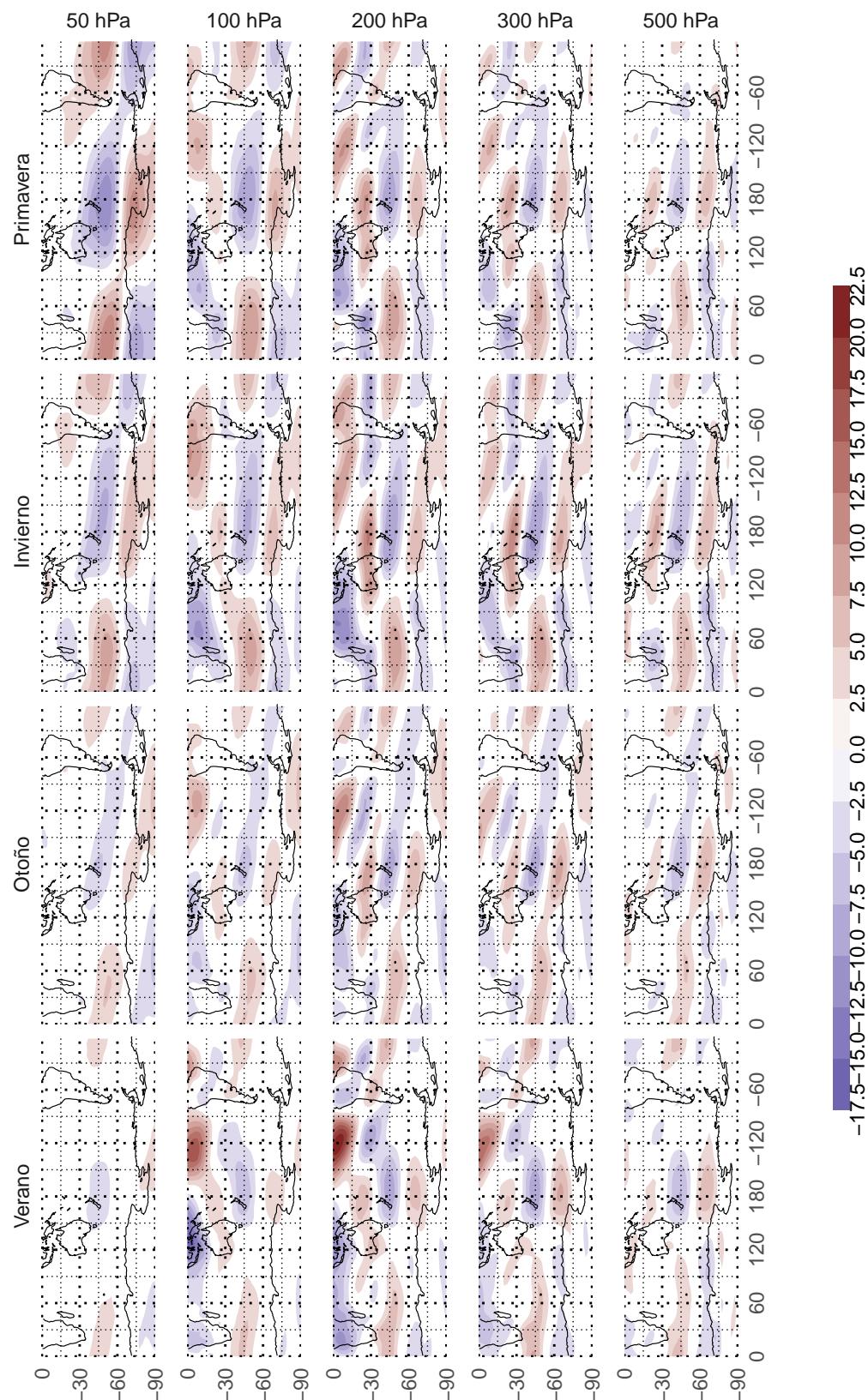


Figura 7.15: Anomalía zonal de viento zonal. - fig:uz-ncep

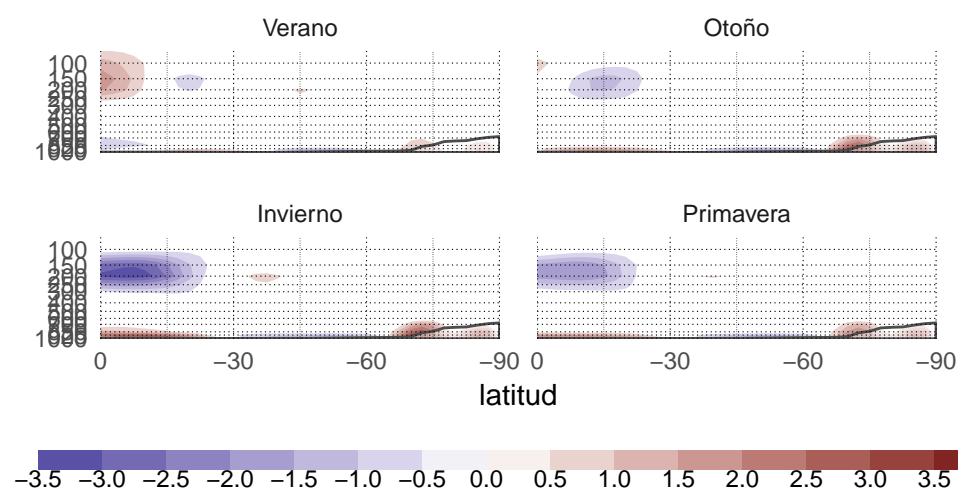


Figura 7.16: Media zonal del viento meridional. - fig:v-ncep-corte

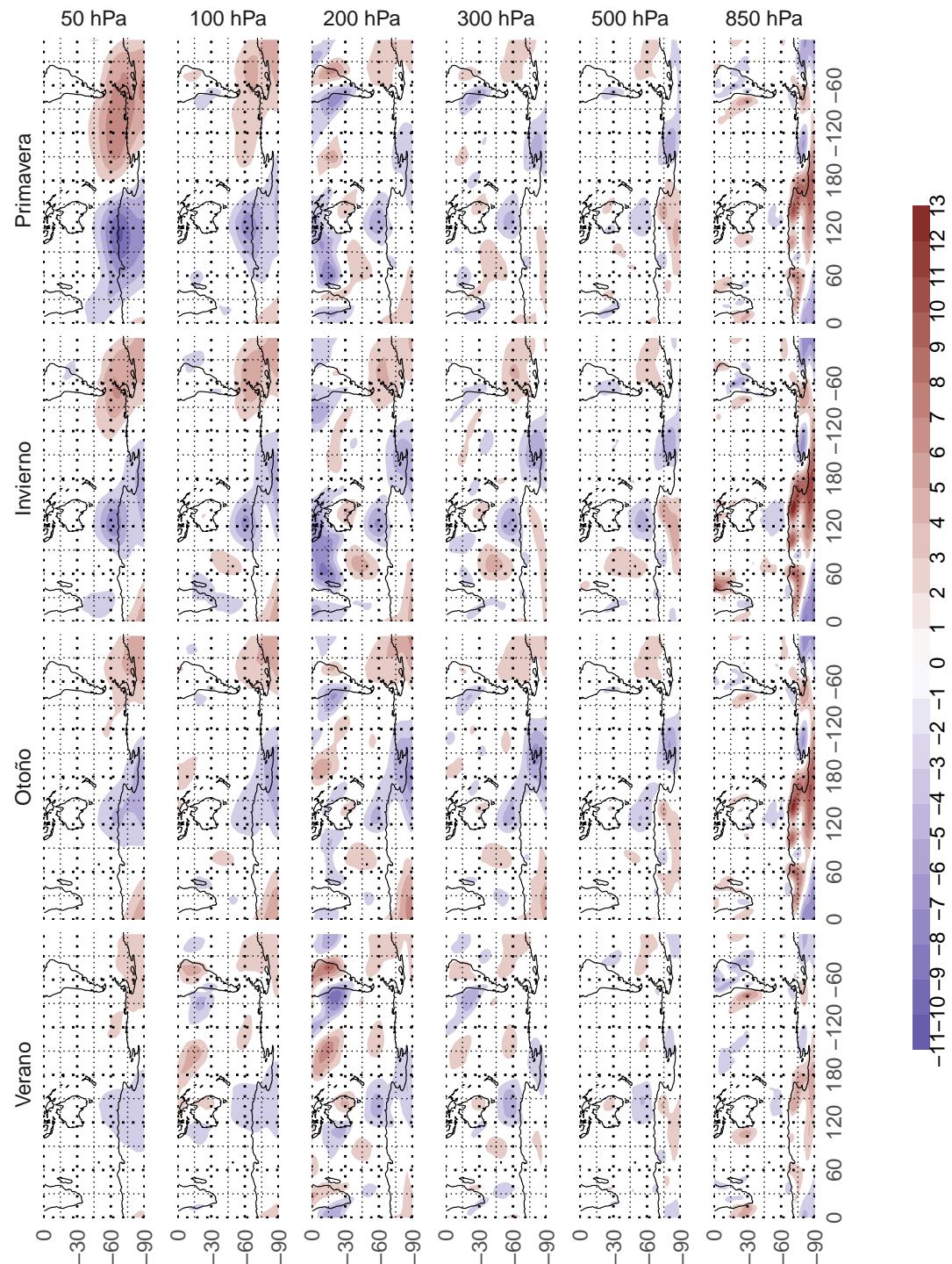


Figura 7.17: Viento meridional medio. - fig:v-ncep

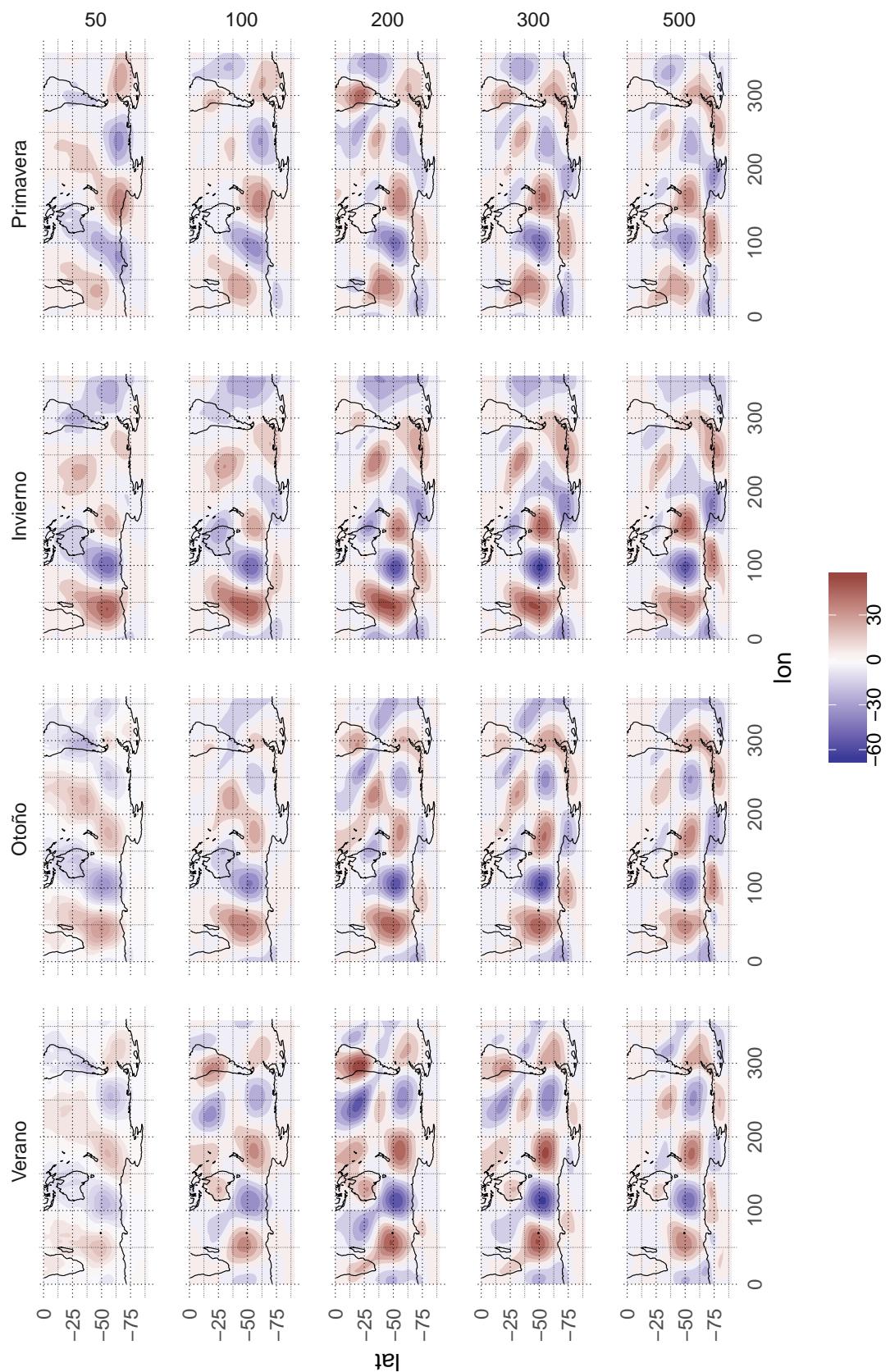


Figura 7.18:  $Z^*$  menos QS1. - fig:ghminus1-ncep - SÓLO BORRADOR

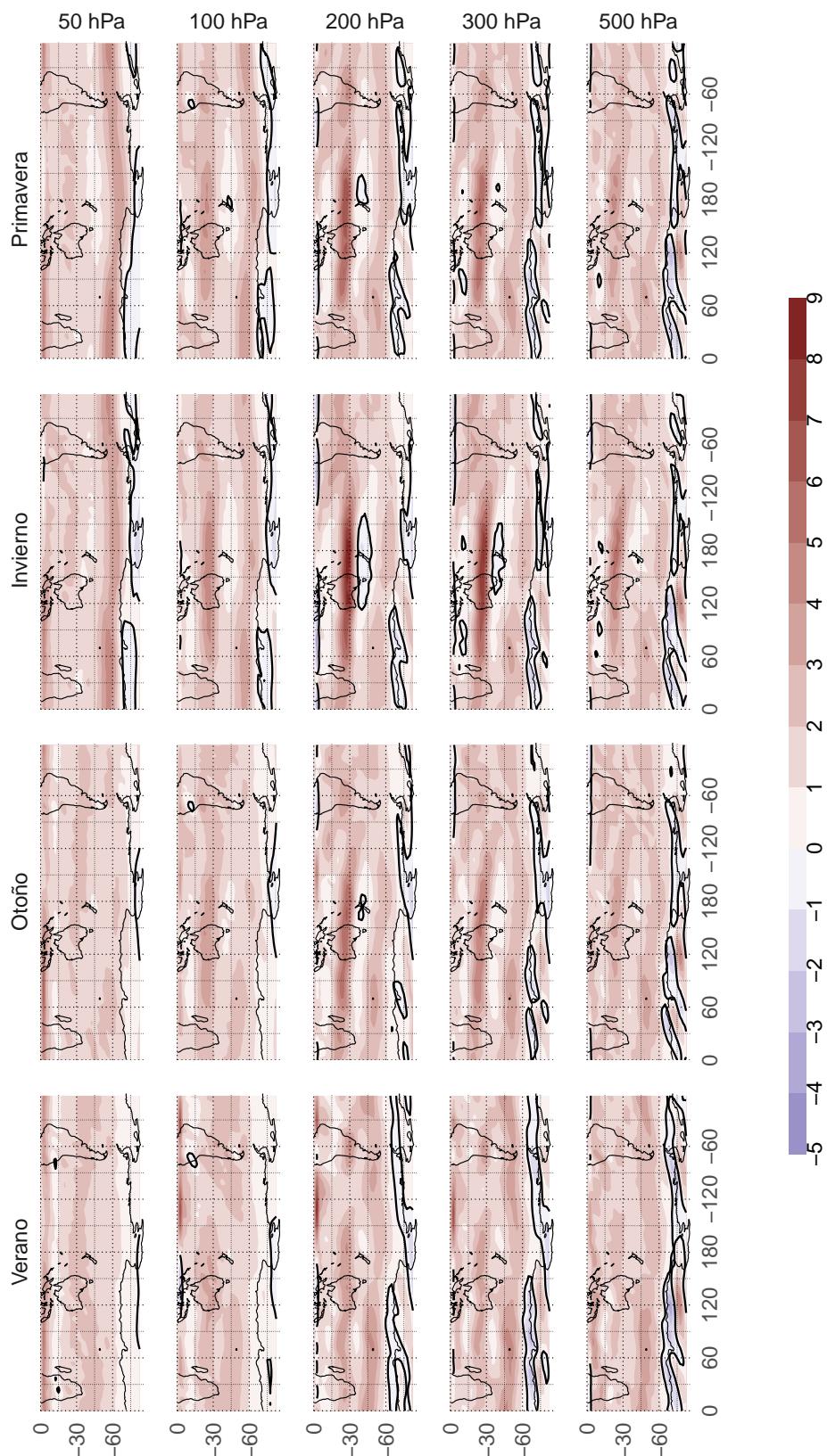


Figura 7.19: Gradiente meridional de vorticidad absoluta \* 1e11 -  
fig:etady-ncep

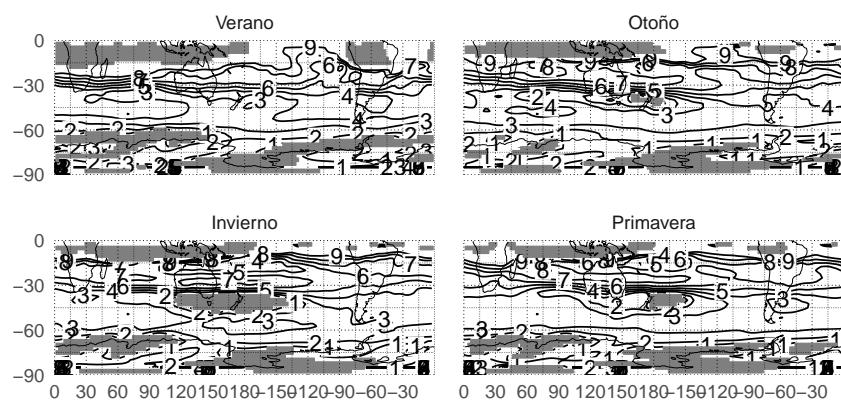


Figura 7.20: Número de onda estacionario en 200hPa. - fig:ks-ncep

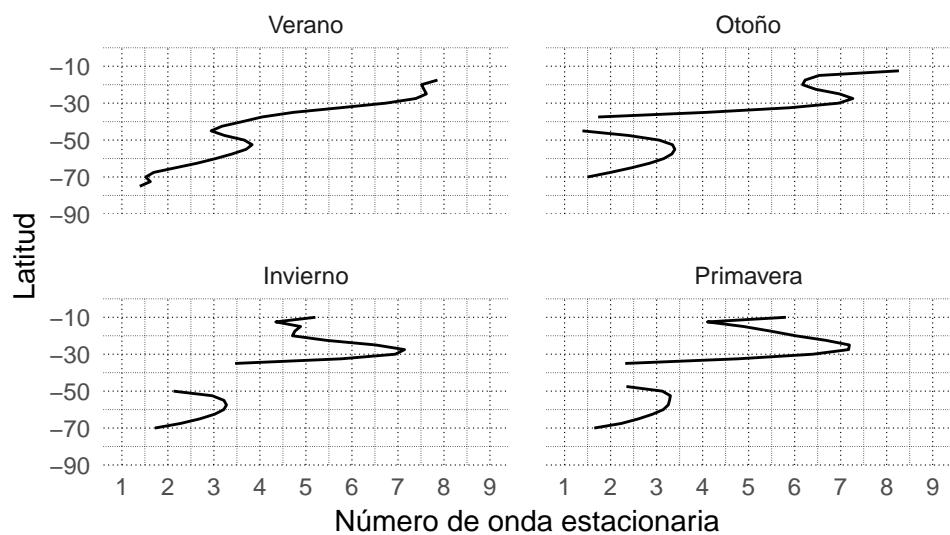


Figura 7.21: Número de onda estacionario medio por círculo de latitud.  
- fig:ks-ncep-corte

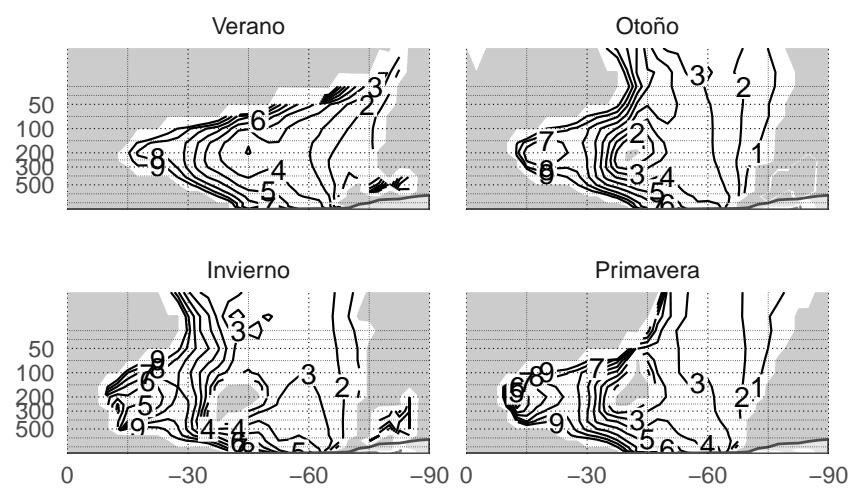


Figura 7.22: Número de onda estacionario en  $180^\circ$  - fig:ks-ncep-cortelev  
- SÓLO BORRADOR

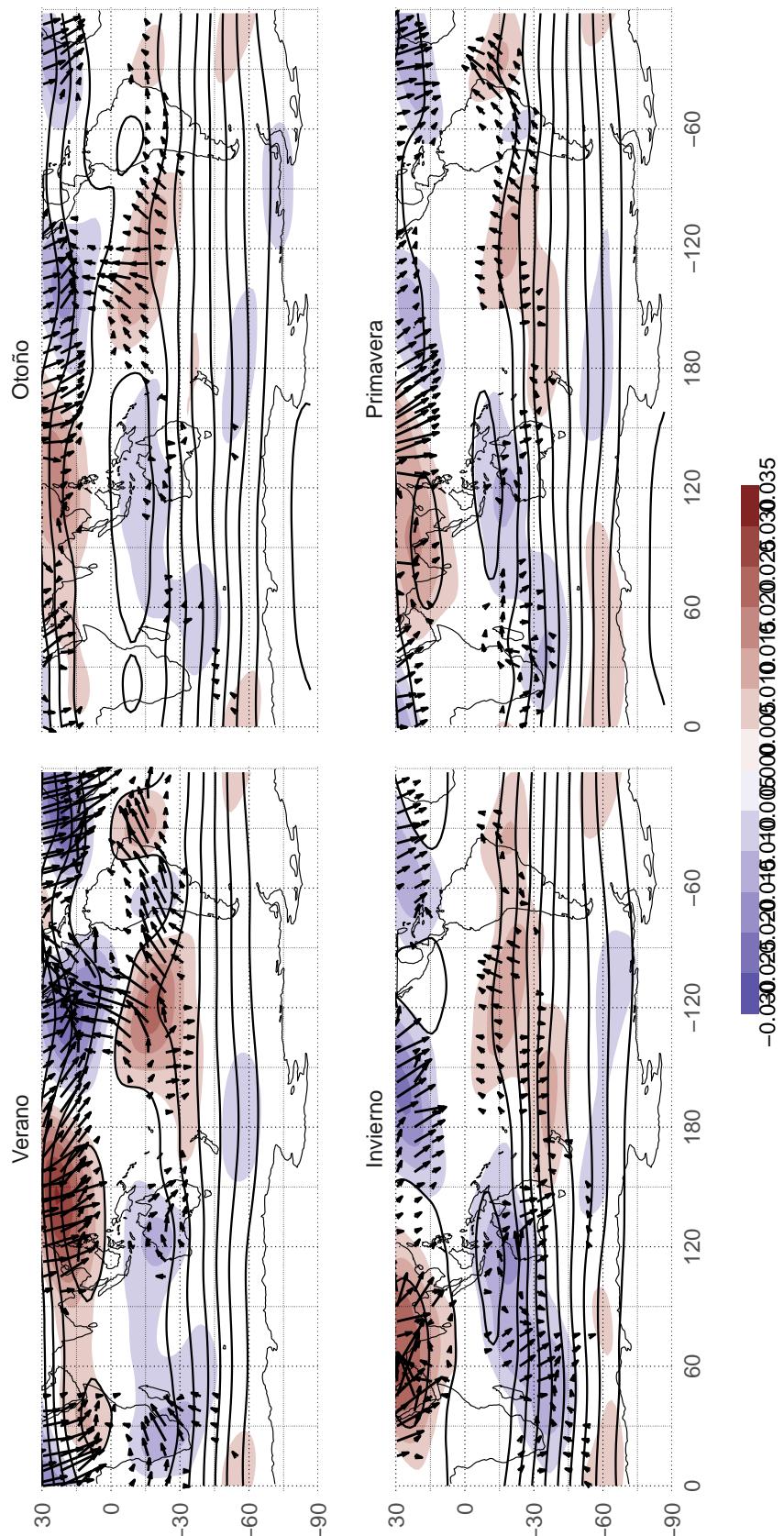
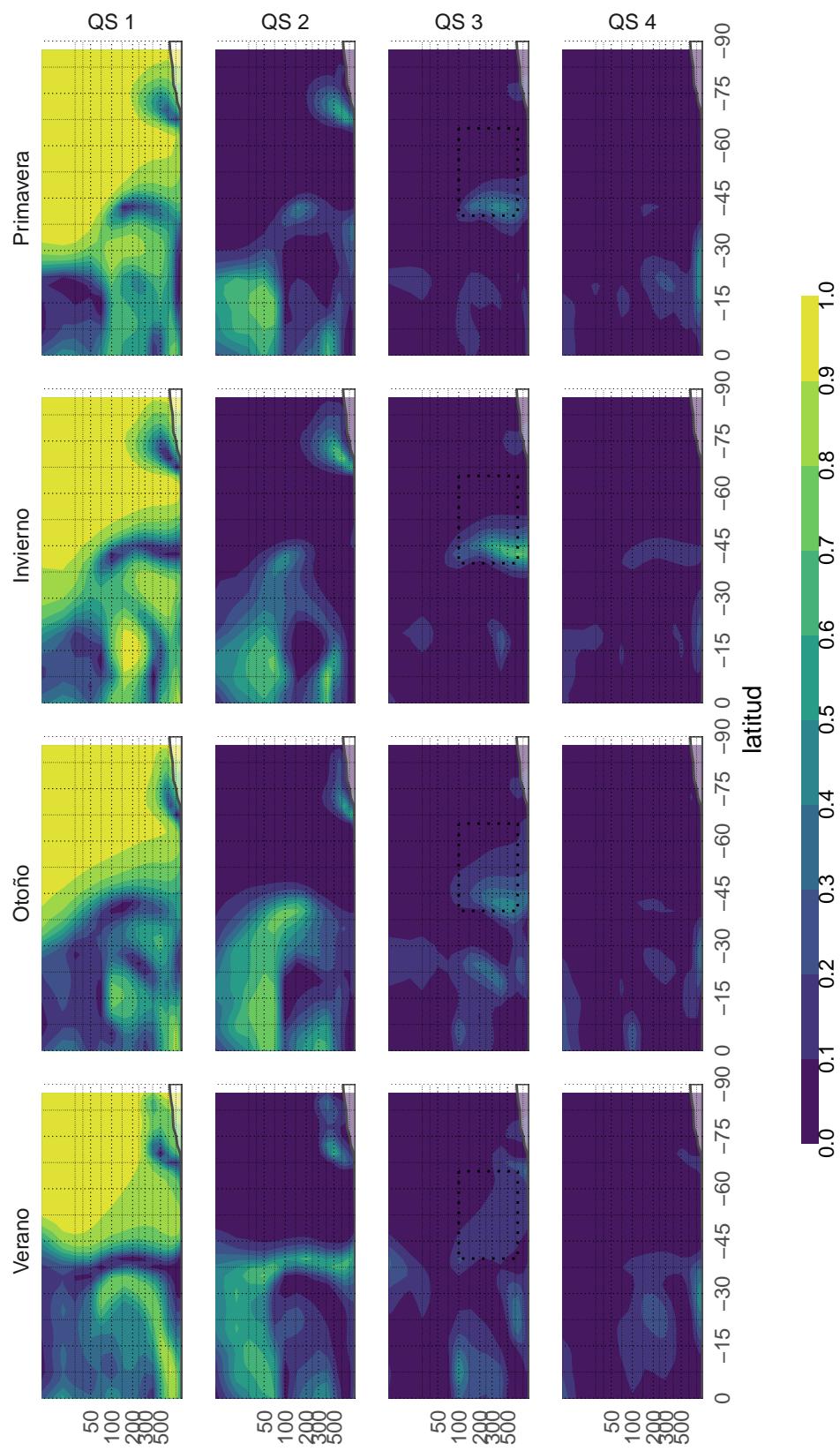


Figura 7.23: Función corriente x 1099 - fig:psi-ncep

Figura 7.24:  $R^2$  de Fourier. - fig:r2-ncep

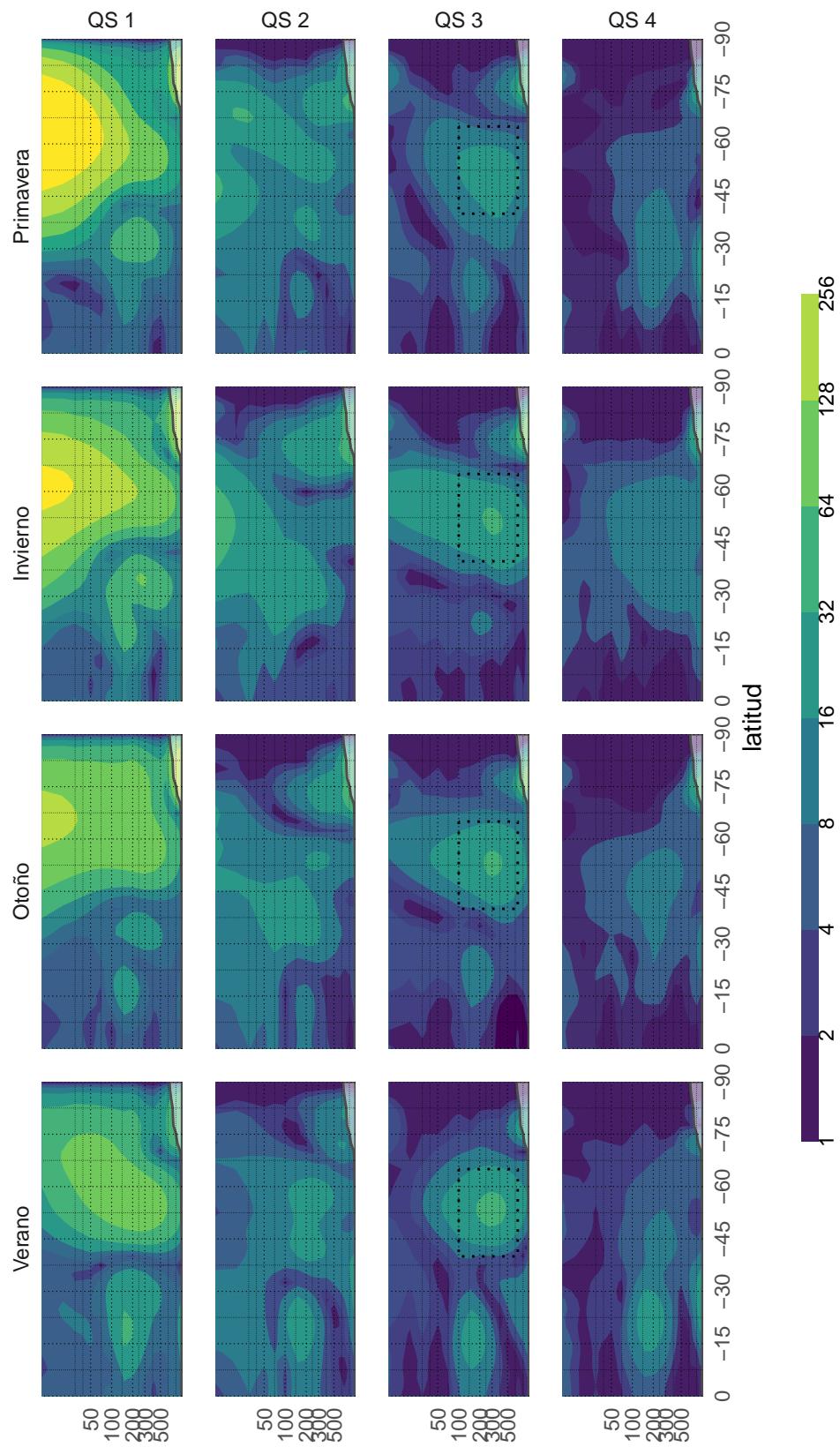


Figura 7.25: Amplitud de Fourier. - fig:ampl-ncep

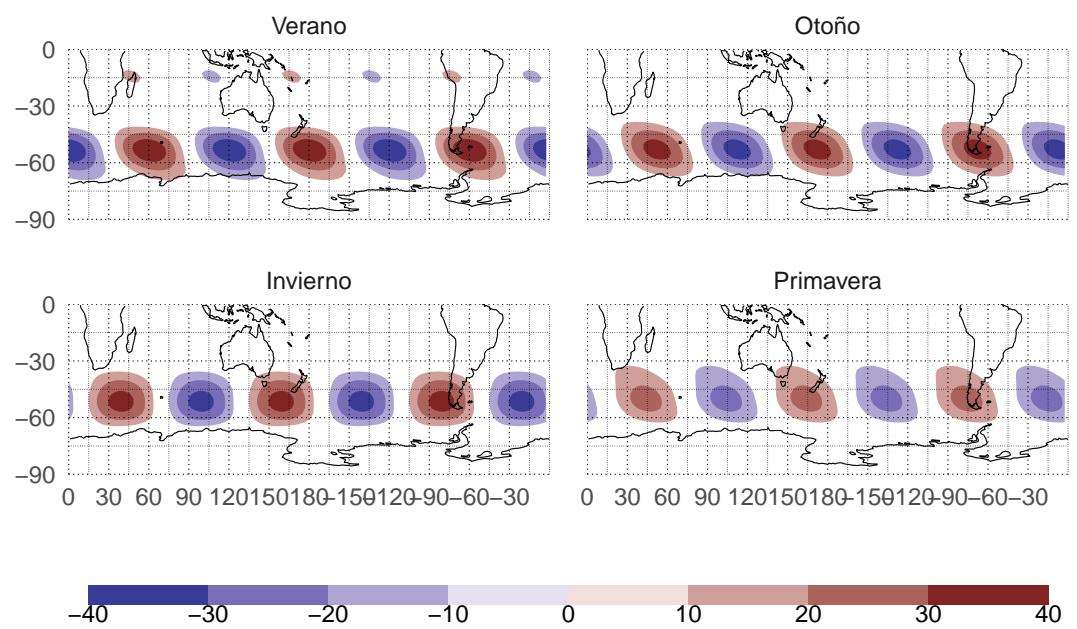


Figura 7.26: Media de reconstrucción de onda 3. - fig:qs3-ncep

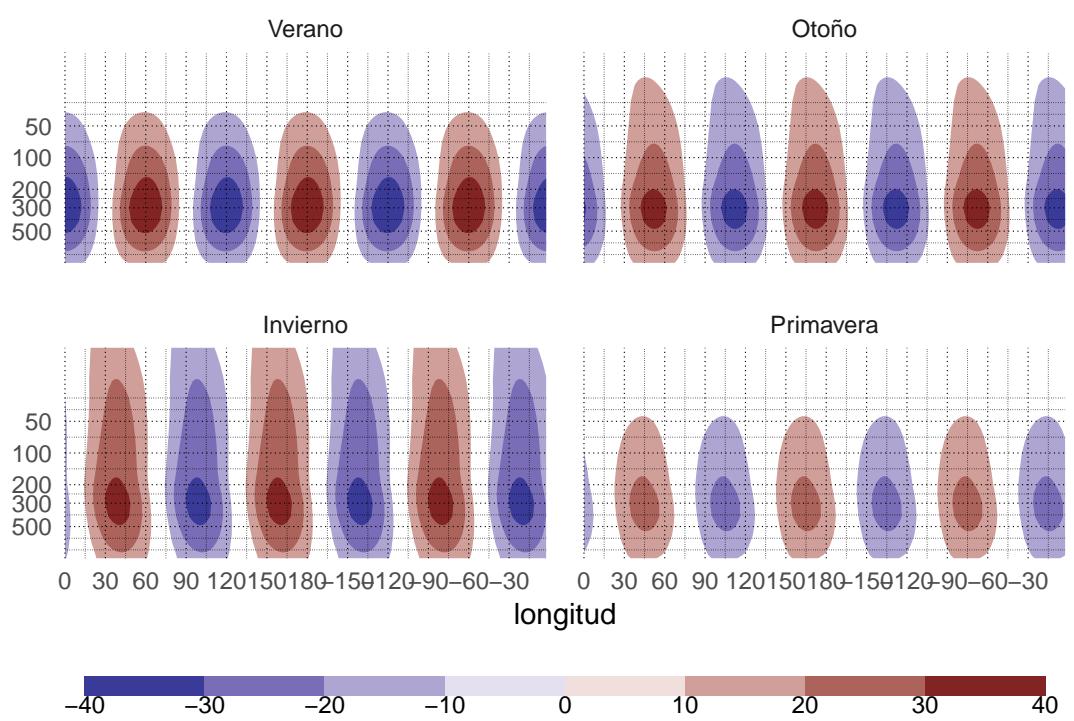


Figura 7.27: Corte - fig:qs3-ncep-corte

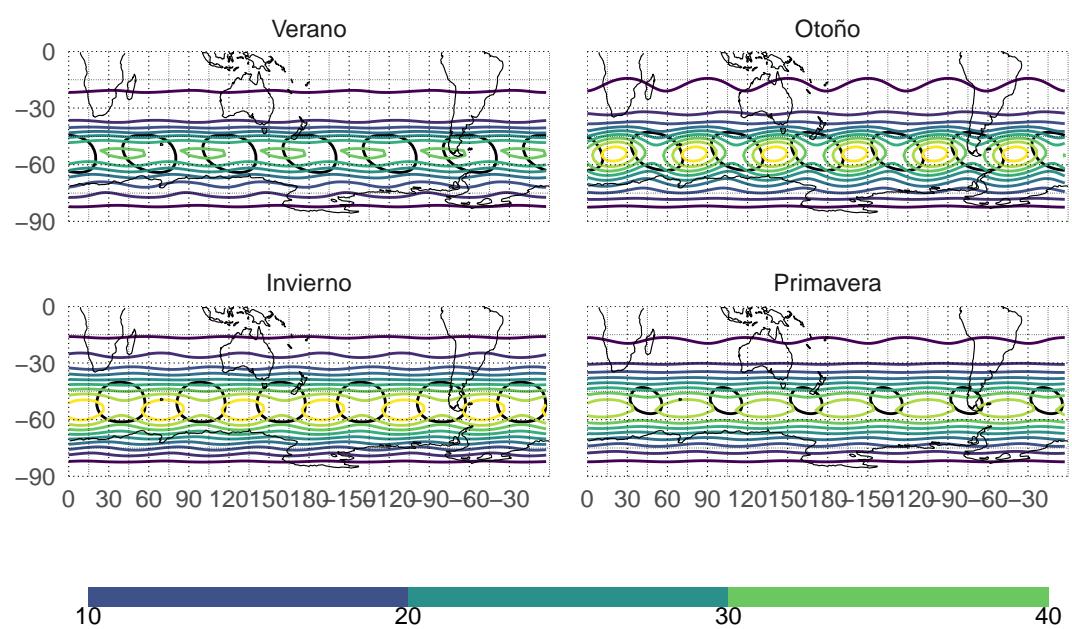


Figura 7.28: Desvío estándar de la reconstrucción de QS3. - fig:qs3sd-ncp

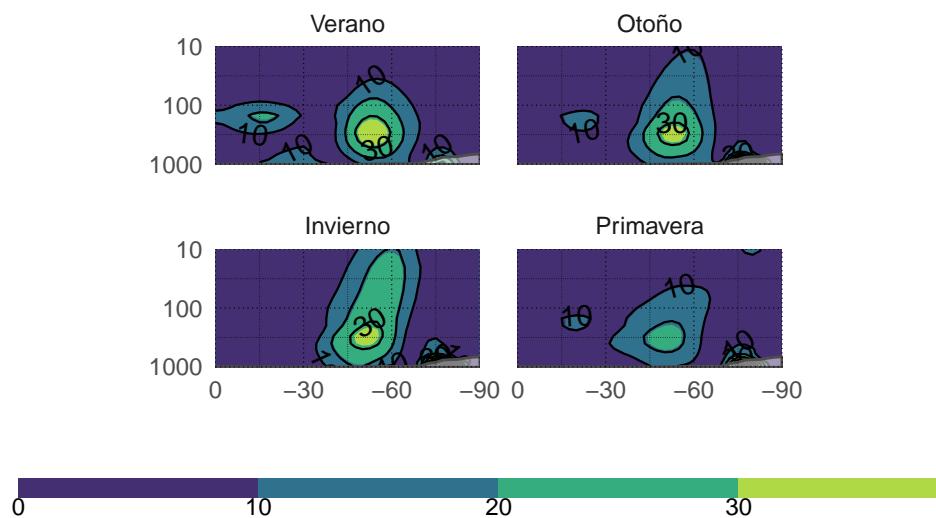


Figura 7.29: Amplitud de wavelets (sombreados) y de fourier (contornos)  
- fig:wavelet-fourier-ncep

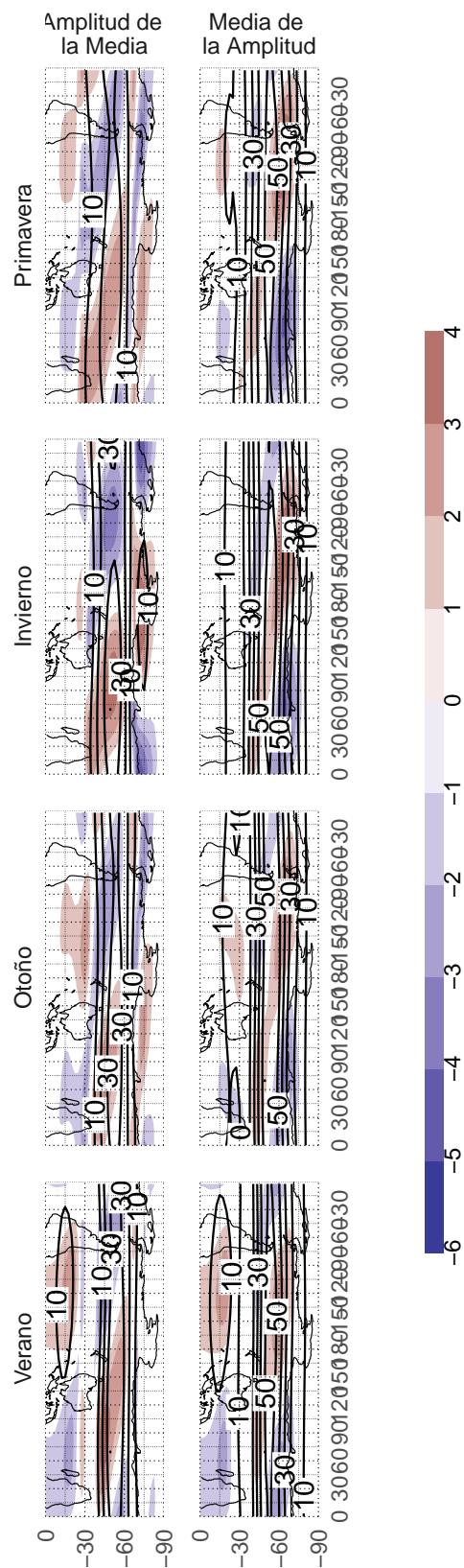


Figura 7.30: Campo medio de la amplitud de la onda 3 según wavelets (contornos) y su anomalía zonal (sombreado) en 300hPa. - fig:waveletz-ncp

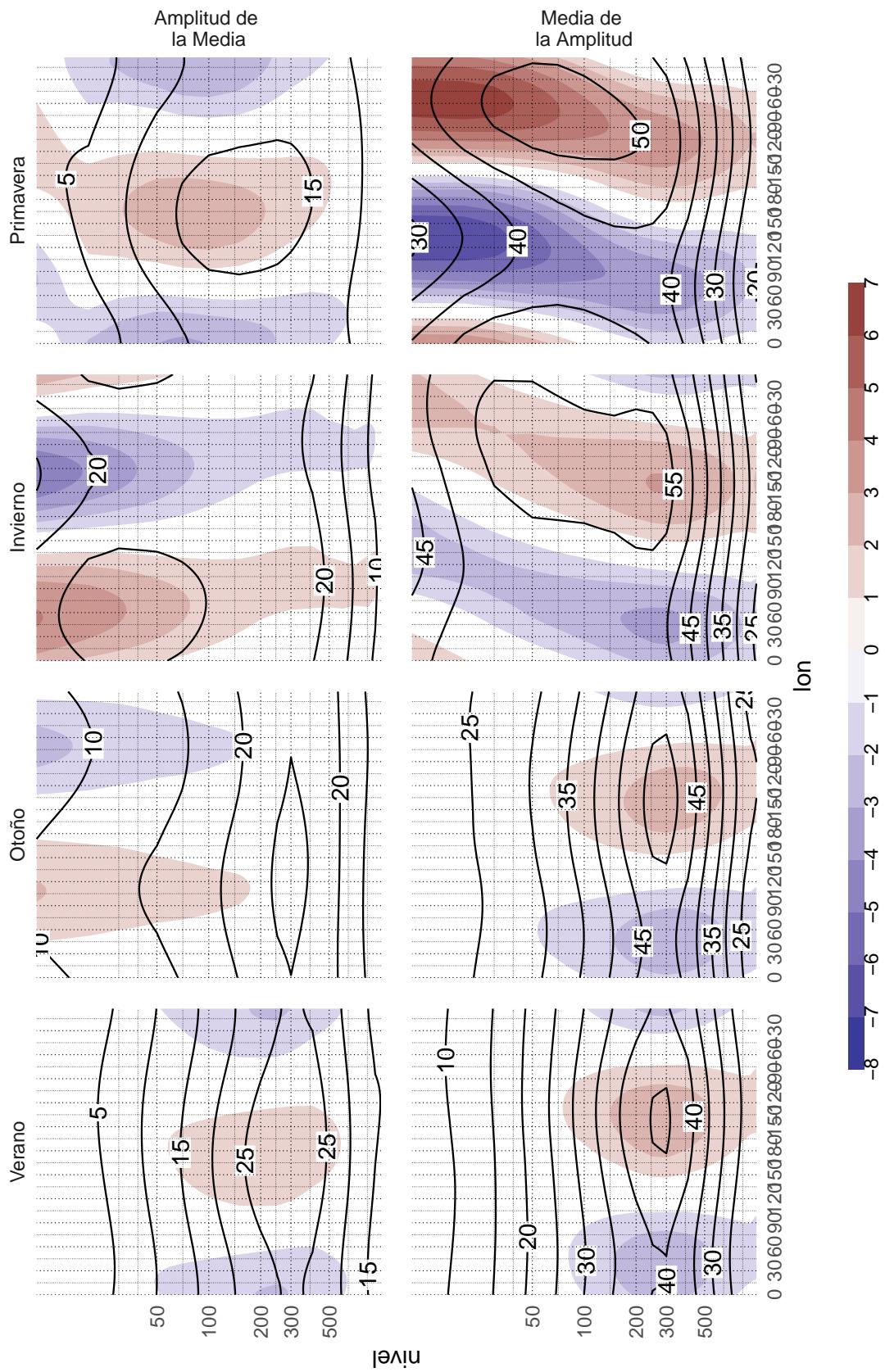


Figura 7.31: Corte zonal en  $-60^{\circ}$  de la amplitud media de la onda 3 según wavelets (contornos) y su anomalía zonal (sombreado). - fig:wavelet-ncep-corte

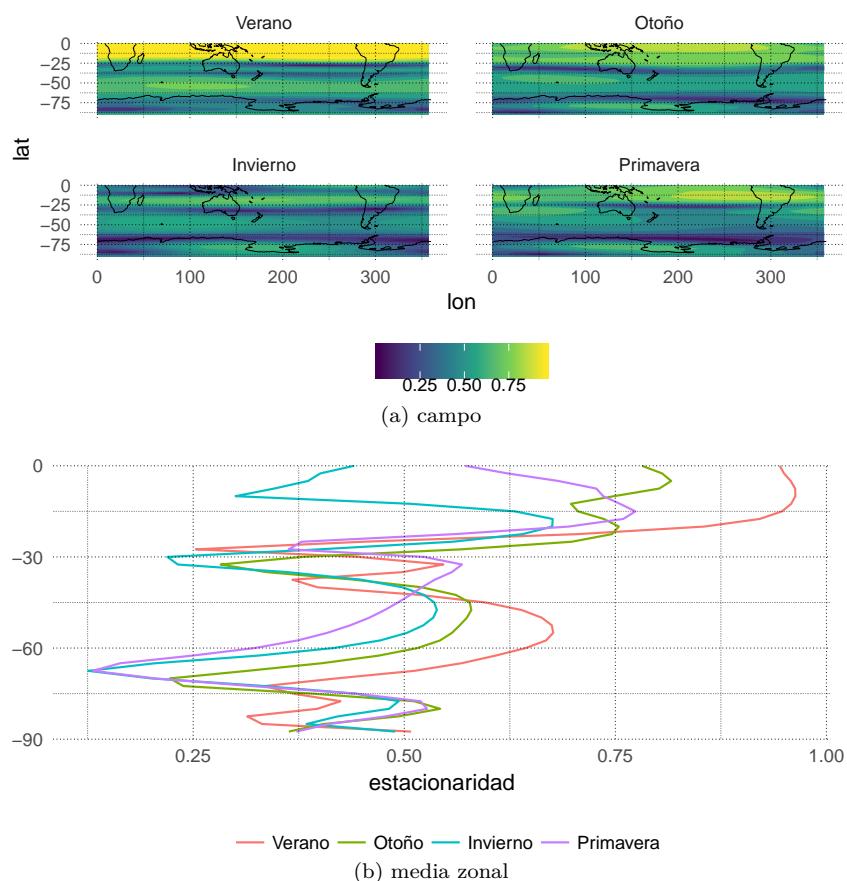


Figura 7.32: Ratio de amplitud de la media y media de la amplitud  
(medida de estacionaridad?) - fig:estacionaridad - SÓLO BORRADOR

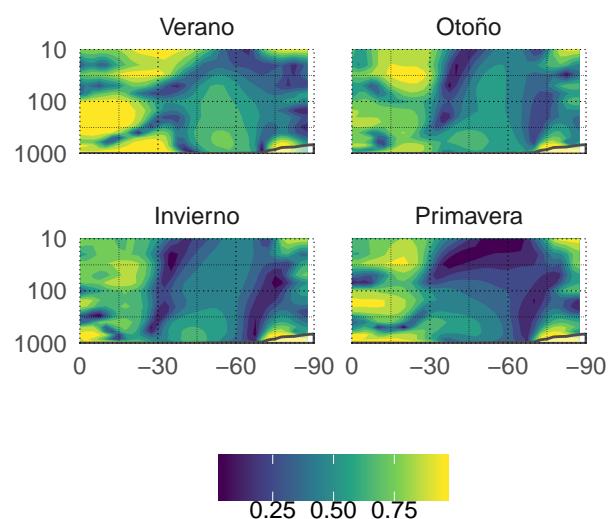


Figura 7.33: Estacionaridad según fourier - fig:estacionaridad-fourier -  
SÓLO BORRADOR

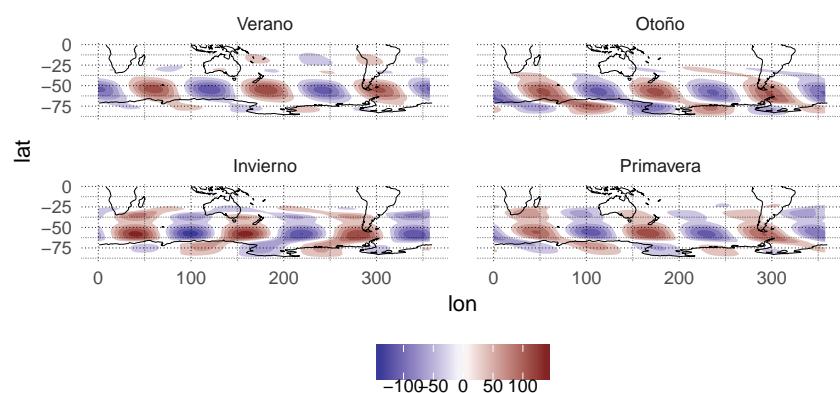


Figura 7.34: Reconstrucción de QS3 usando wavelets - fig:wavelet-reconstr - SÓLO BORRADOR

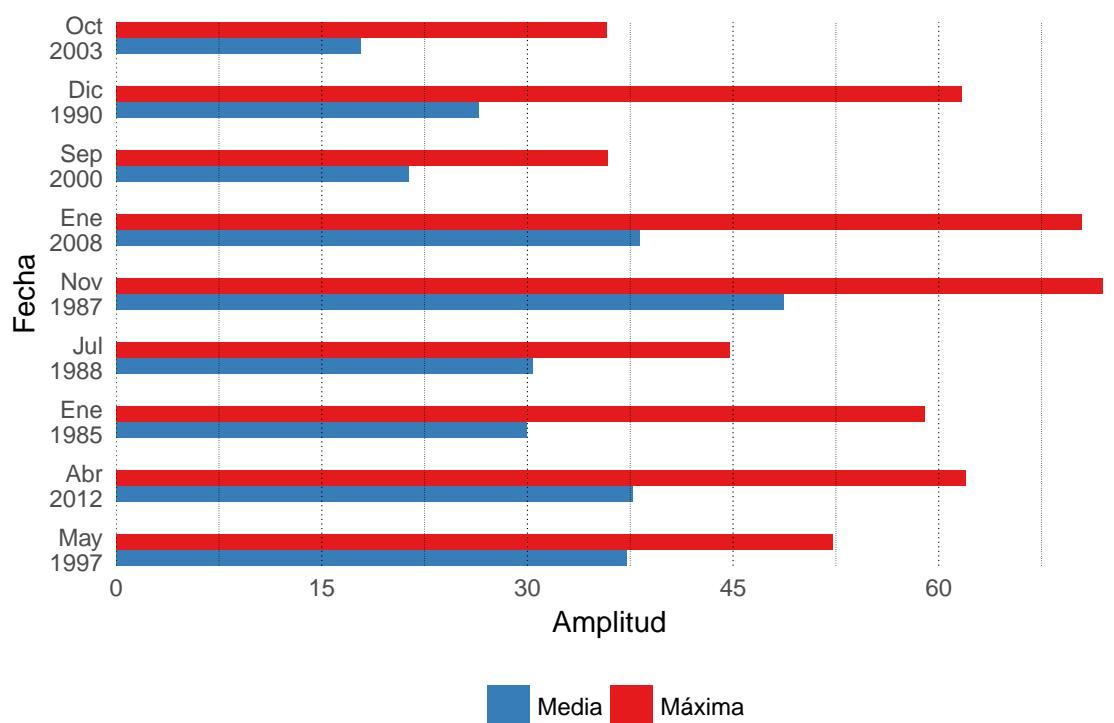


Figura 7.35: Distribuci  de amplitud para 12 fechas. En rojo la amplitud máxima, en azul la amplitud media. - fig:ampl-max-mean

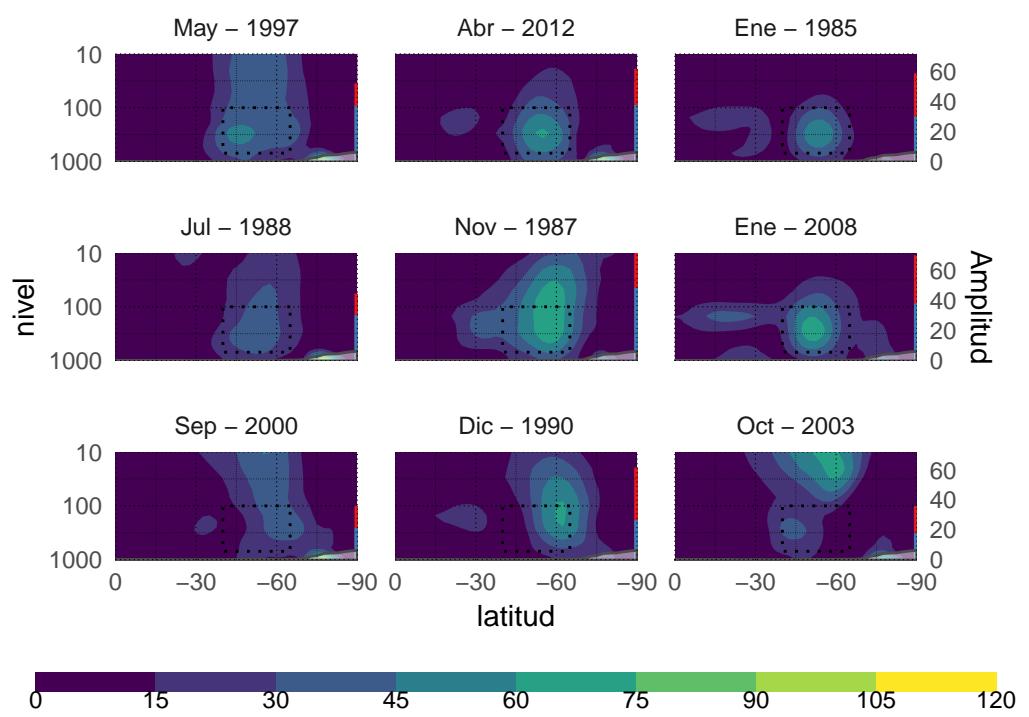


Figura 7.36: Corte vertical de amplitud - fig:ampl-max-mean-corte

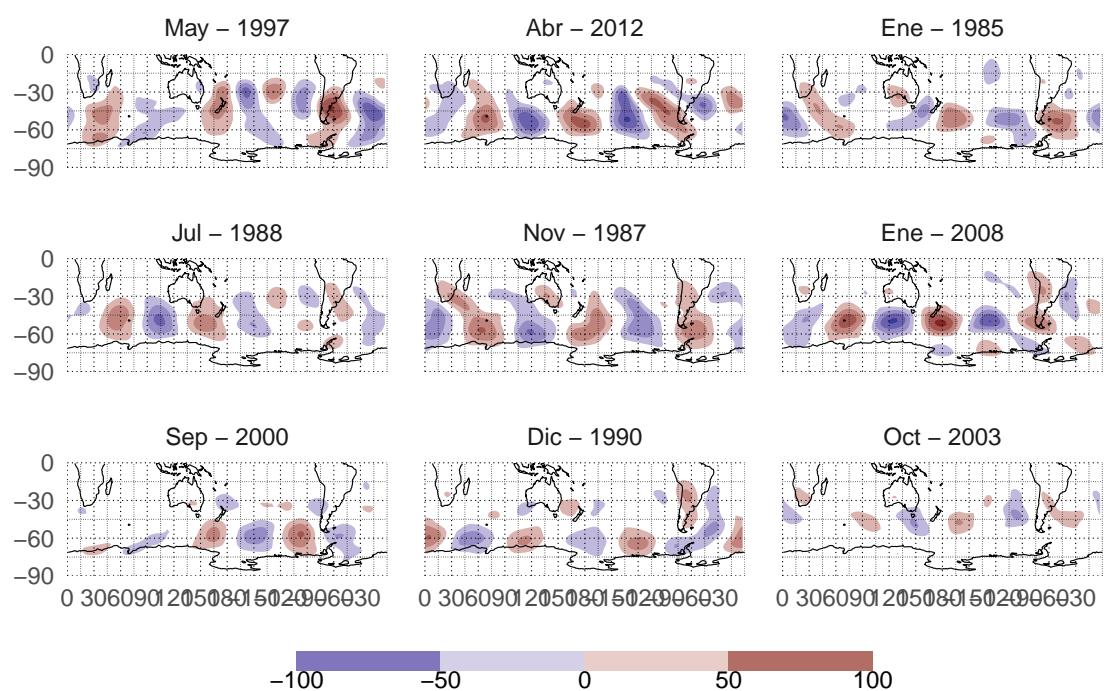


Figura 7.37: Anomalía zonal geopotencial en 300hPa para fechas seleccionadas. - fig:ghz-ncep-select

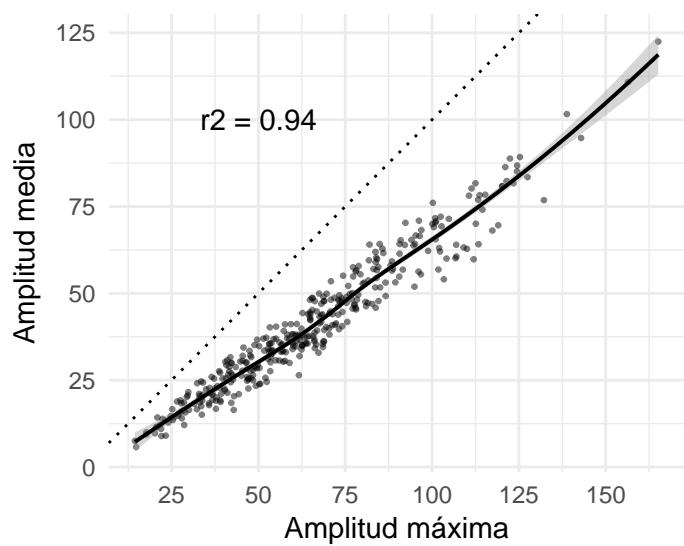


Figura 7.38: Correlación entre amplitud máxima y media.fig:cor-mean-max

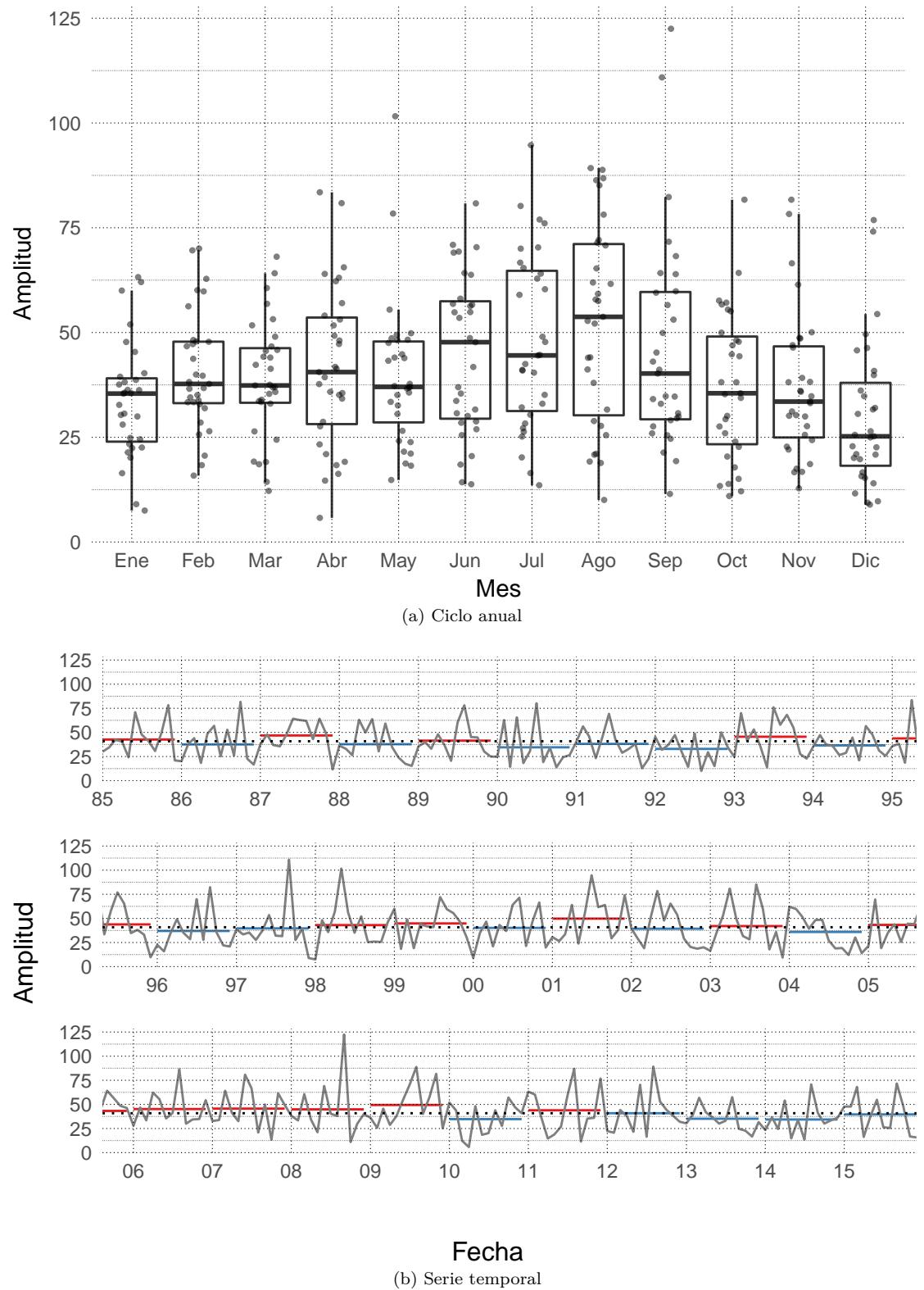


Figura 7.39: Amplitud media - fig:ampl-ts

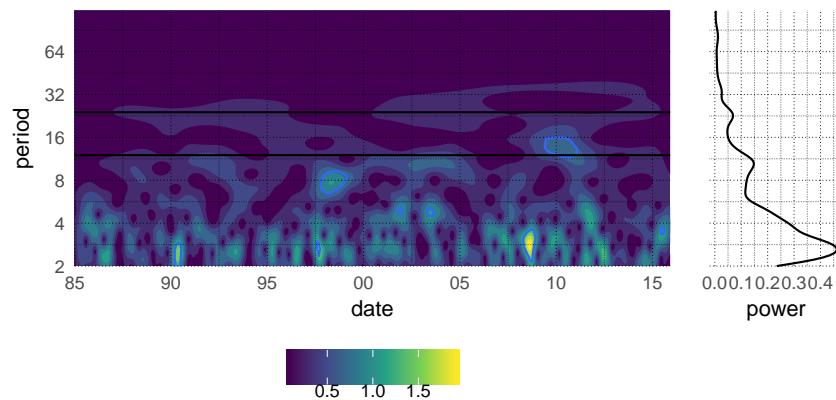


Figura 7.40: Análisis de wavelet para la amplitud de la onda 3. -  
fig:wavelet-period - SÓLO BORRADOR

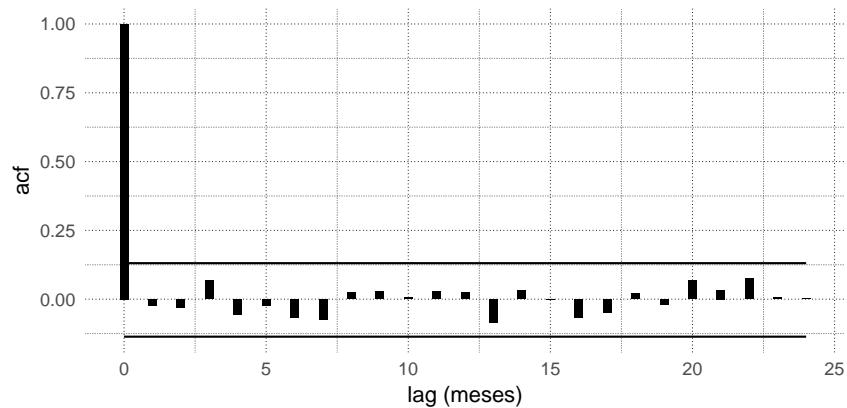


Figura 7.41: Función de autocorrelación para la amplitud media anual de la onda 3 - fig:acf-ampl - SÓLO BORRADOR

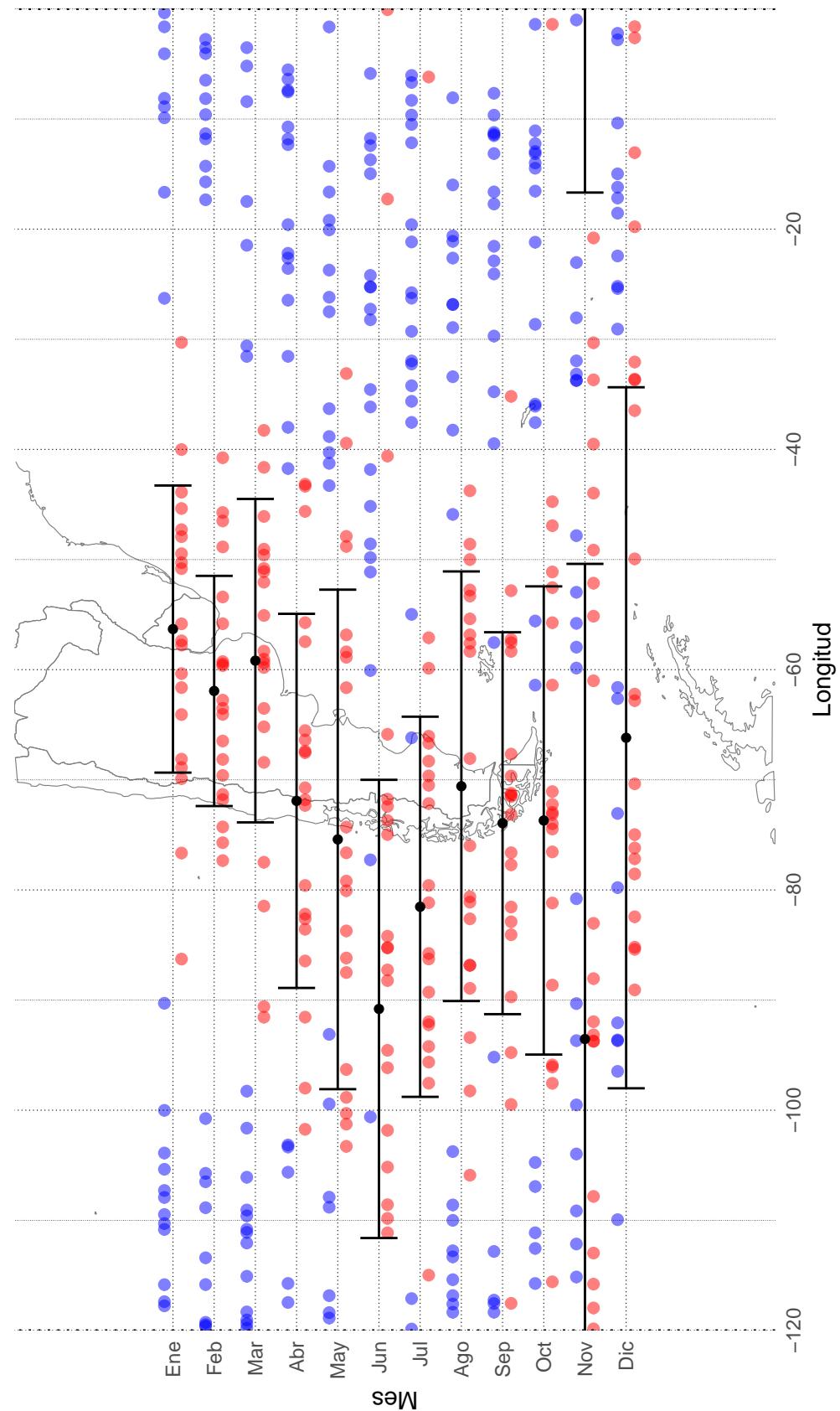


Figura 7.42: Ciclo anual de la fase (20 mayores amplitudes para cada mes) - fig:fase-boxplot

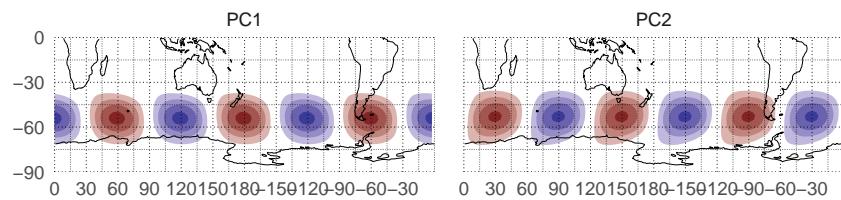


Figura 7.43: Primeras dos componentes principales del campo de QS3 -  
fig:eof

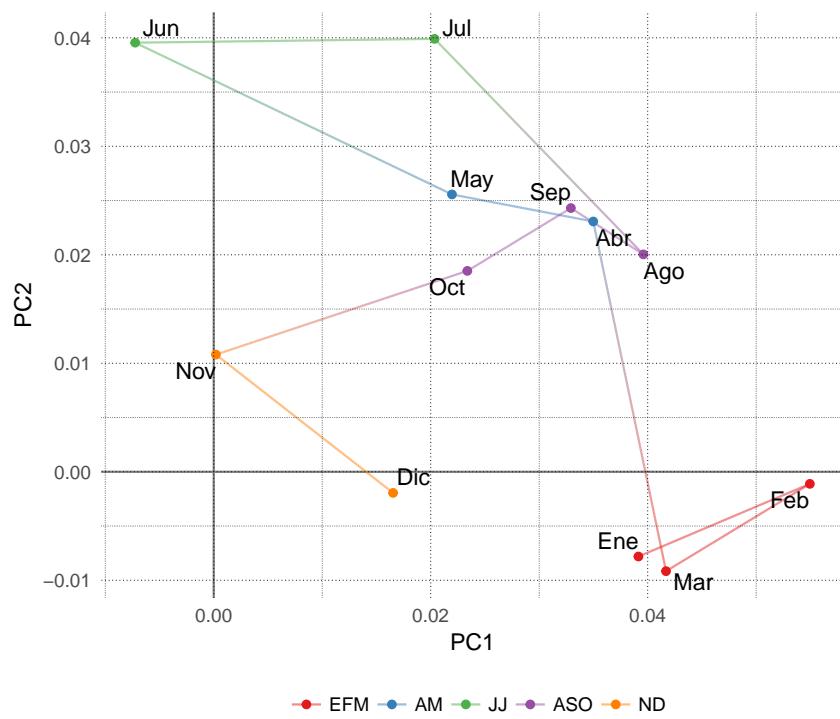


Figura 7.44: Valor medio de las dos primeras componentes principales del campo de QS3 - fig:pc1-pc2

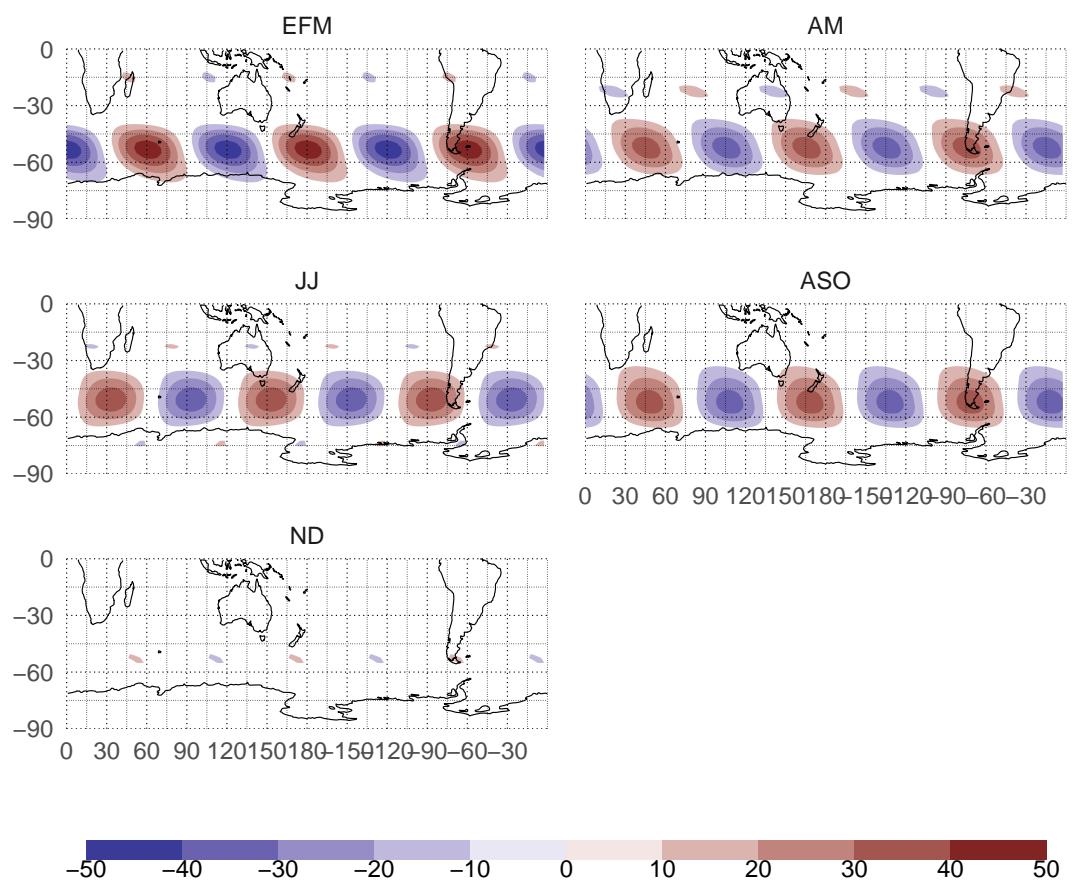


Figura 7.45: Media de reconstrucción de onda 3 en 300hPa - fig:qs3-qsseason-ncep

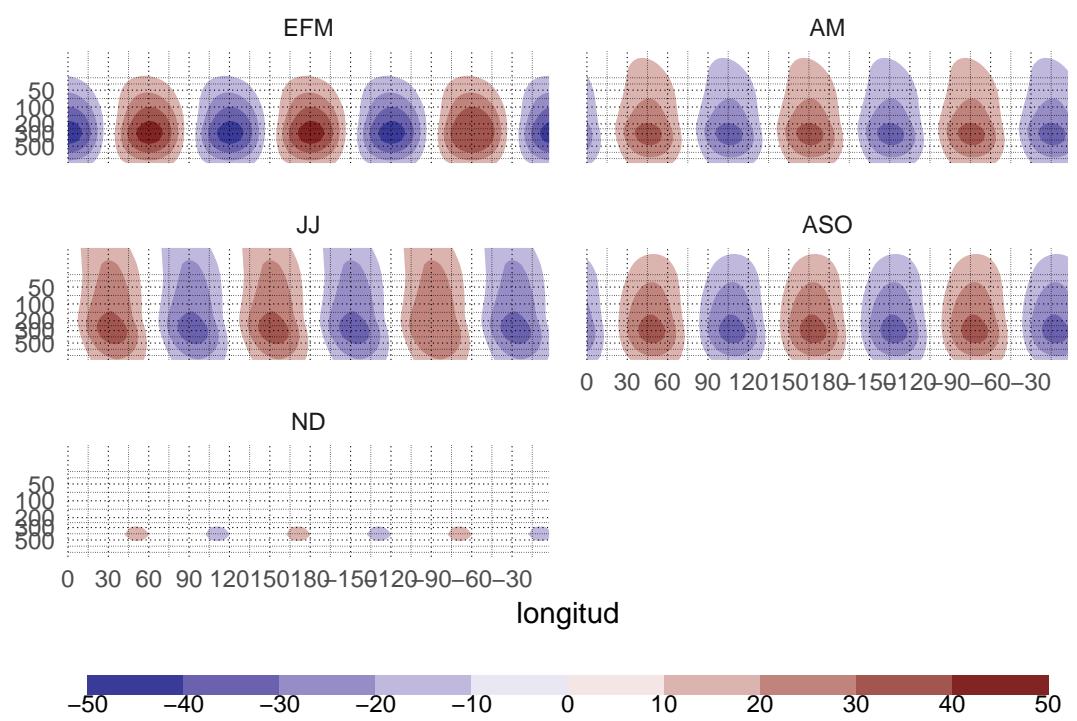


Figura 7.46: Corte - fig:qs3-qsseason-ncep-corte

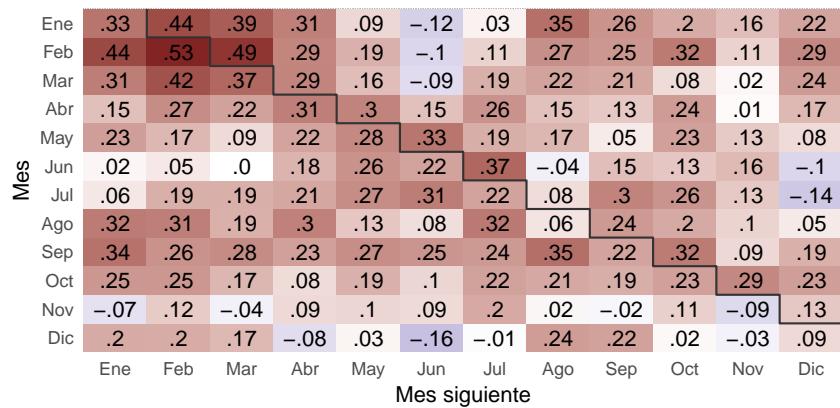


Figura 7.47: Correlación lageada para cada mes con los 12 siguientes. - fig:lag-cor

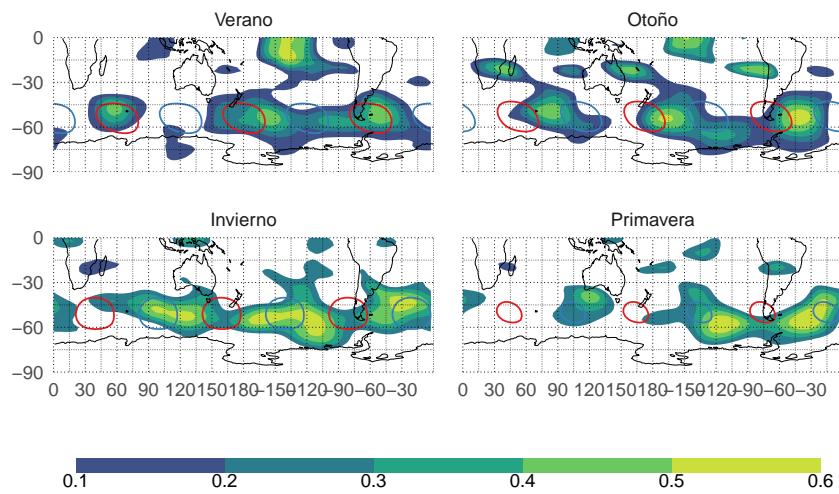


Figura 7.48: Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. -  
fig:cor-campo

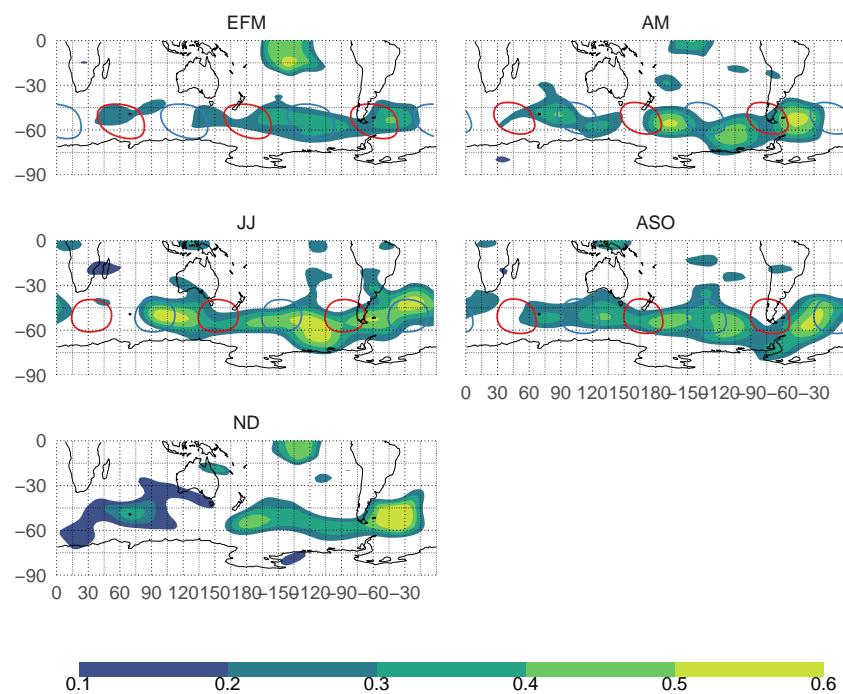


Figura 7.49: Correlación cuadrada media para estaciones según onda3. -  
fig:cor-campo2 - SÓLO BORRADOR

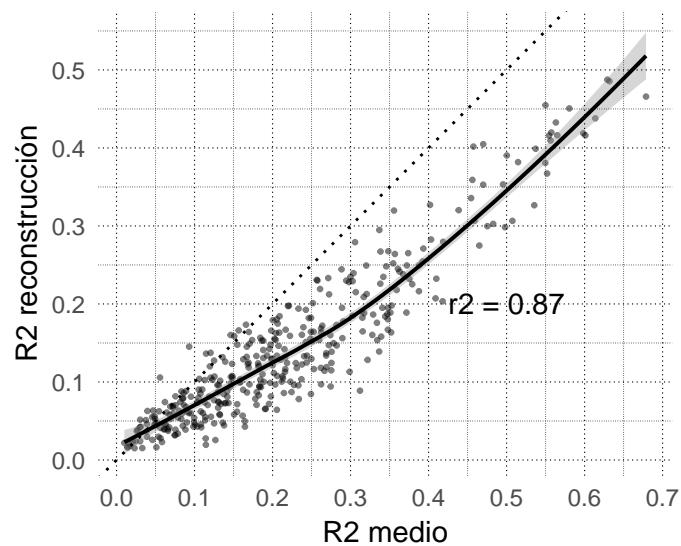


Figura 7.50: Relación entre  $R^2$  medio y  $R^2$  reconstruido. - fig:r2-cor2 -  
SÓLO BORRADOR

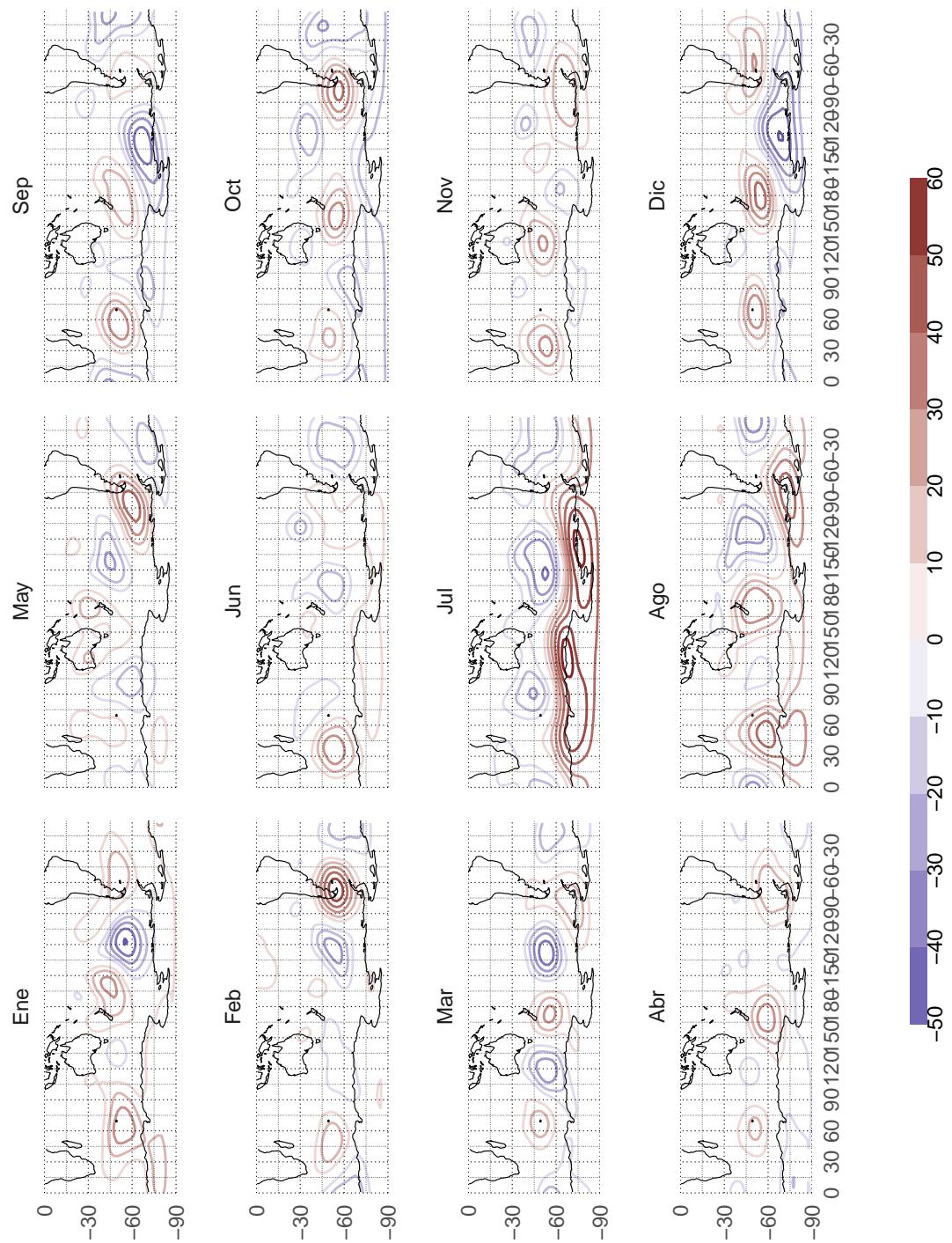


Figura 7.51: Regresión sobre amplitud. - fig:regr-gh-ncep

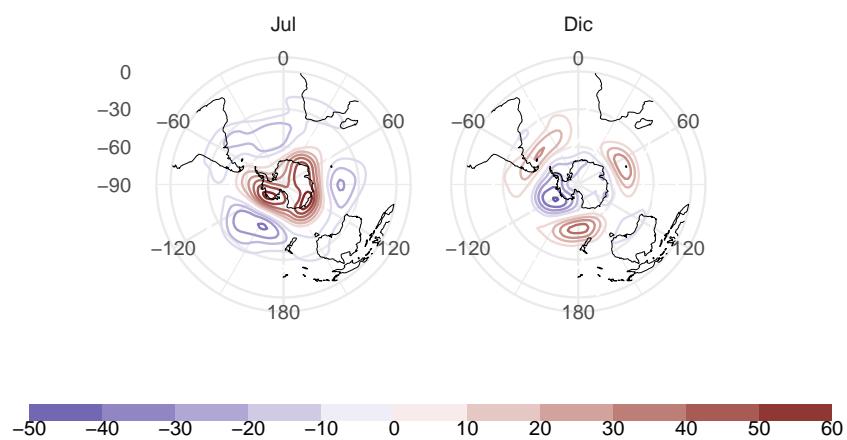


Figura 7.52: Igual que figura XX, pero en proyección polar para julio y septiembre.  
fig:regr-gh-polar

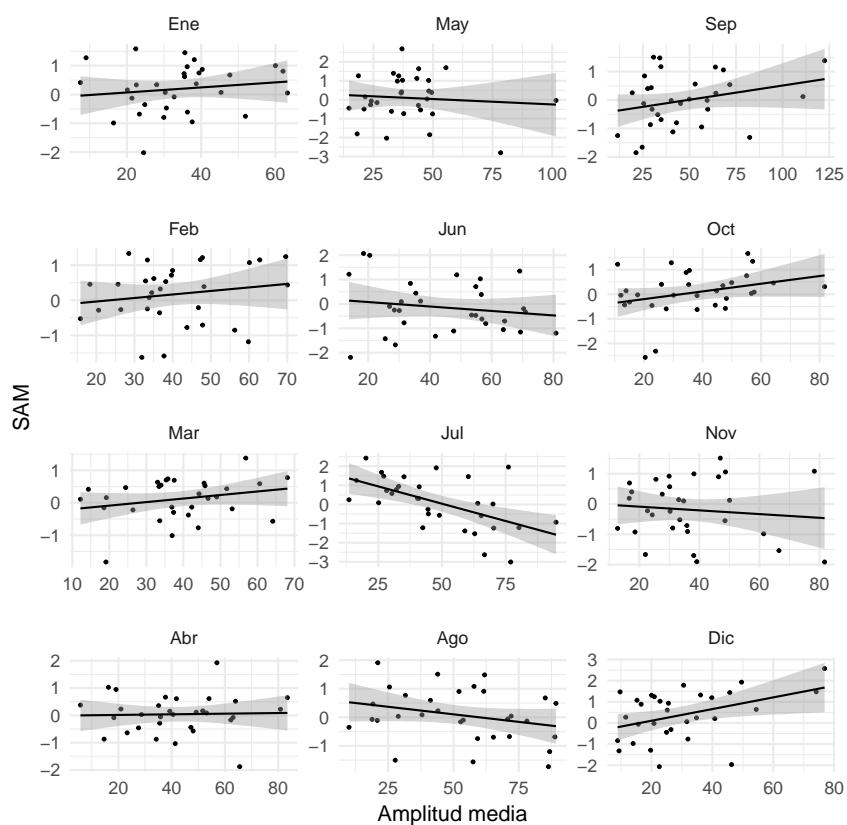


Figura 7.53: Relación entre amplitud media de la onda 3 y el SAMfig:sam-ampl

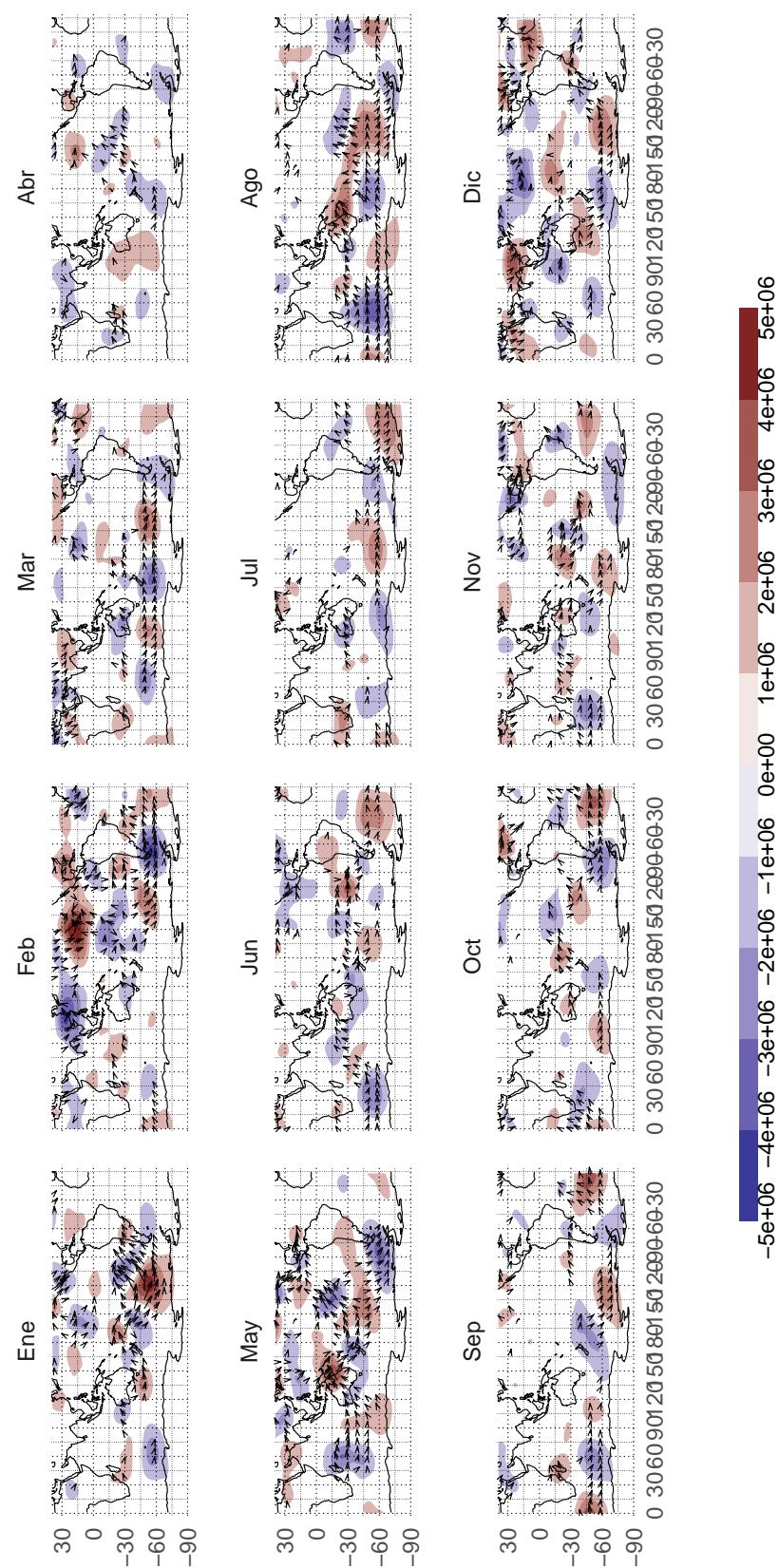


Figura 7.54: Regresión de Psi con la amplitud. - fig:regr-psi-ncep

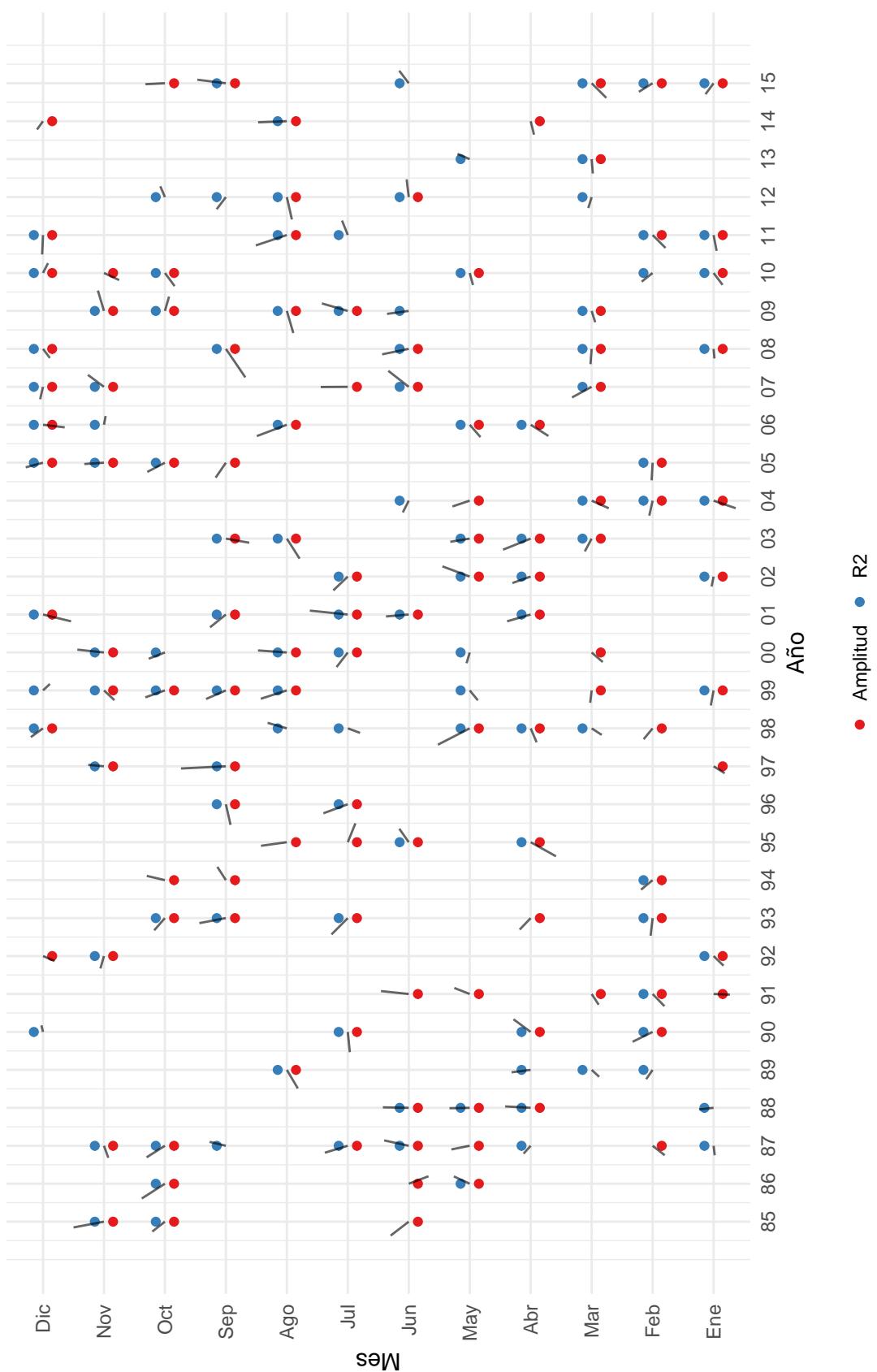


Figura 7.55: Tabla de selecciónfig:selección-tabla

	Ene		Feb		Mar		Abr	
Sí	2	8	2	8	3	7	2	8
No	19	2	19	2	18	3	19	2
R <sup>2</sup>								
Sí	3	7	3	7	2	8	1	9
No	18	3	18	3	19	2	20	1
	May		Jun		Jul		Ago	
Sí	2	8	2	8	1	9	2	8
No	19	2	19	2	20	1	19	2
	Sep		Oct		Nov		Dic	
Sí	No	Sí	No	Sí	No	Sí	No	Sí
Amplitud								

Figura 7.56: Tabla de interacciónfig.interaccion-tabla

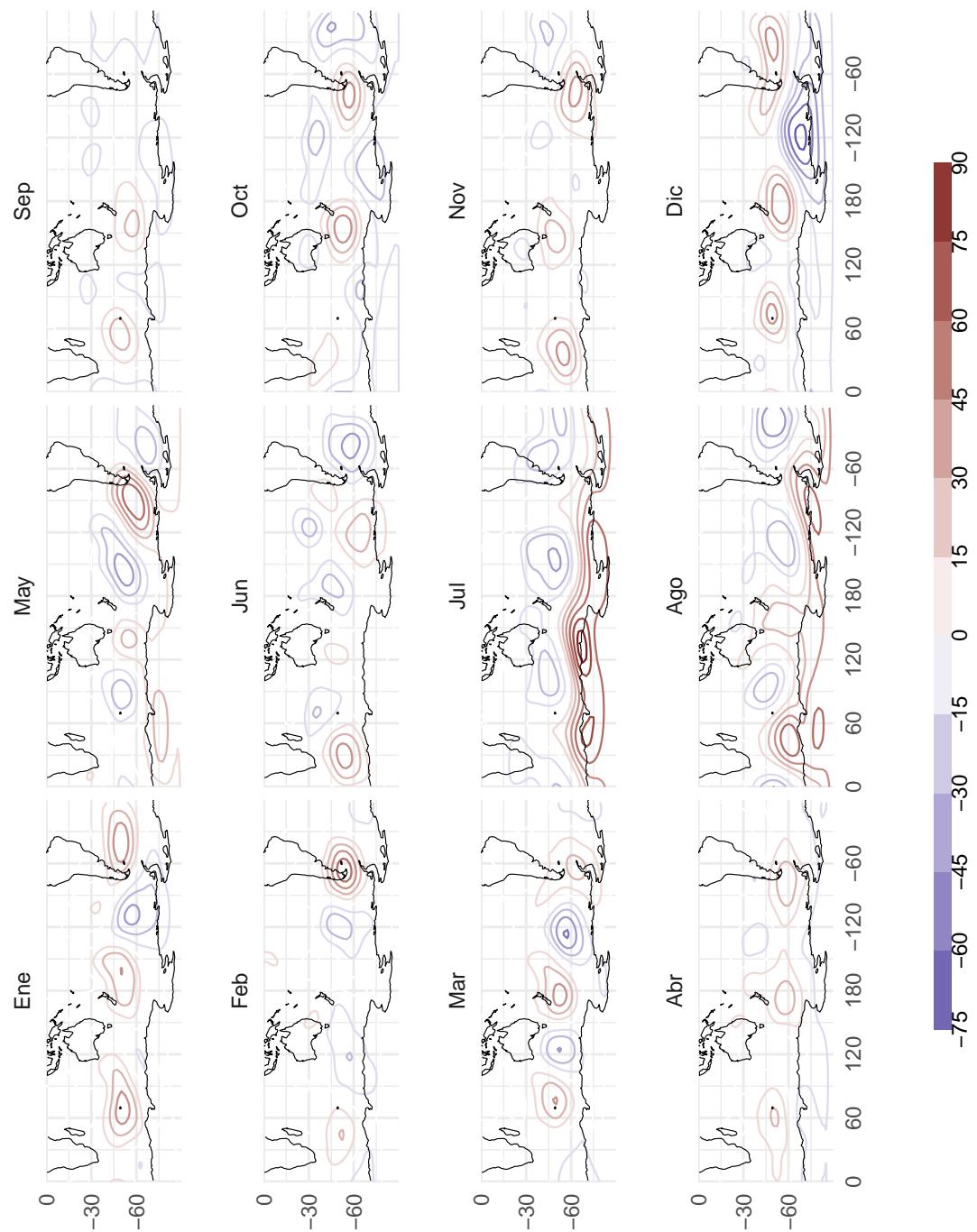


Figura 7.57: Composición de camposfig:gh-comp

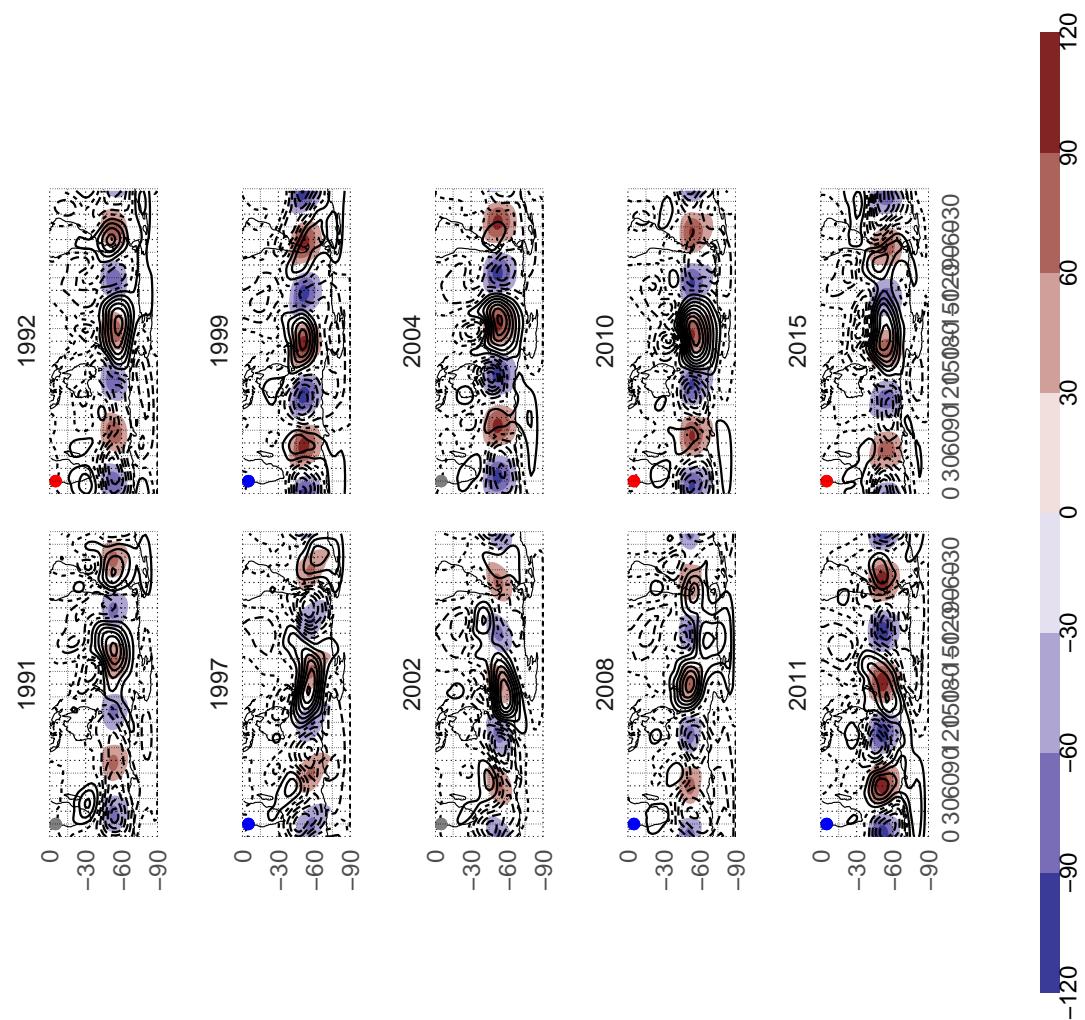


Figura 7.58: Campos para los 10 eneros seleccionados. - fig:gh-qs3-select-ene

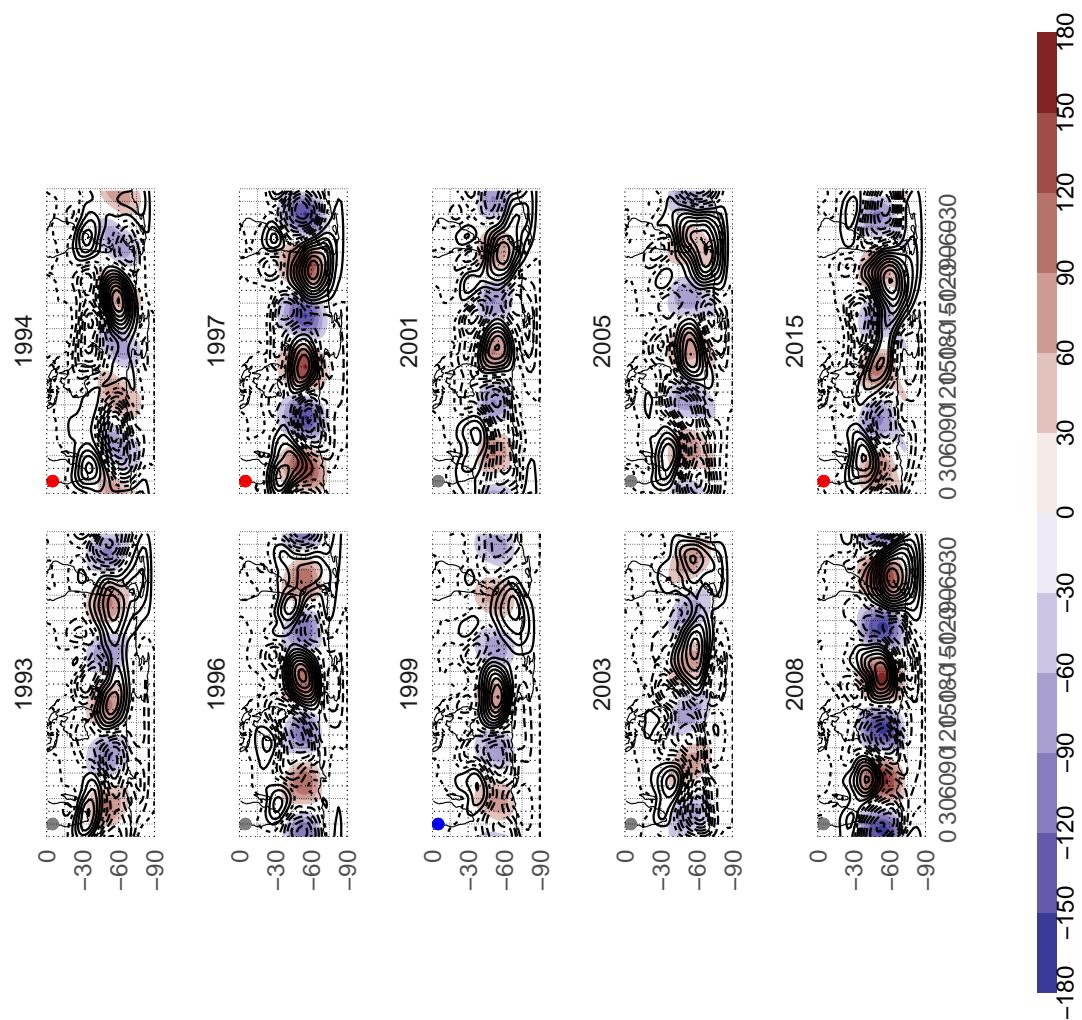


Figura 7.59: Campos para los 10 septiembre seleccionados. - fig:gh-qs3-select-sep

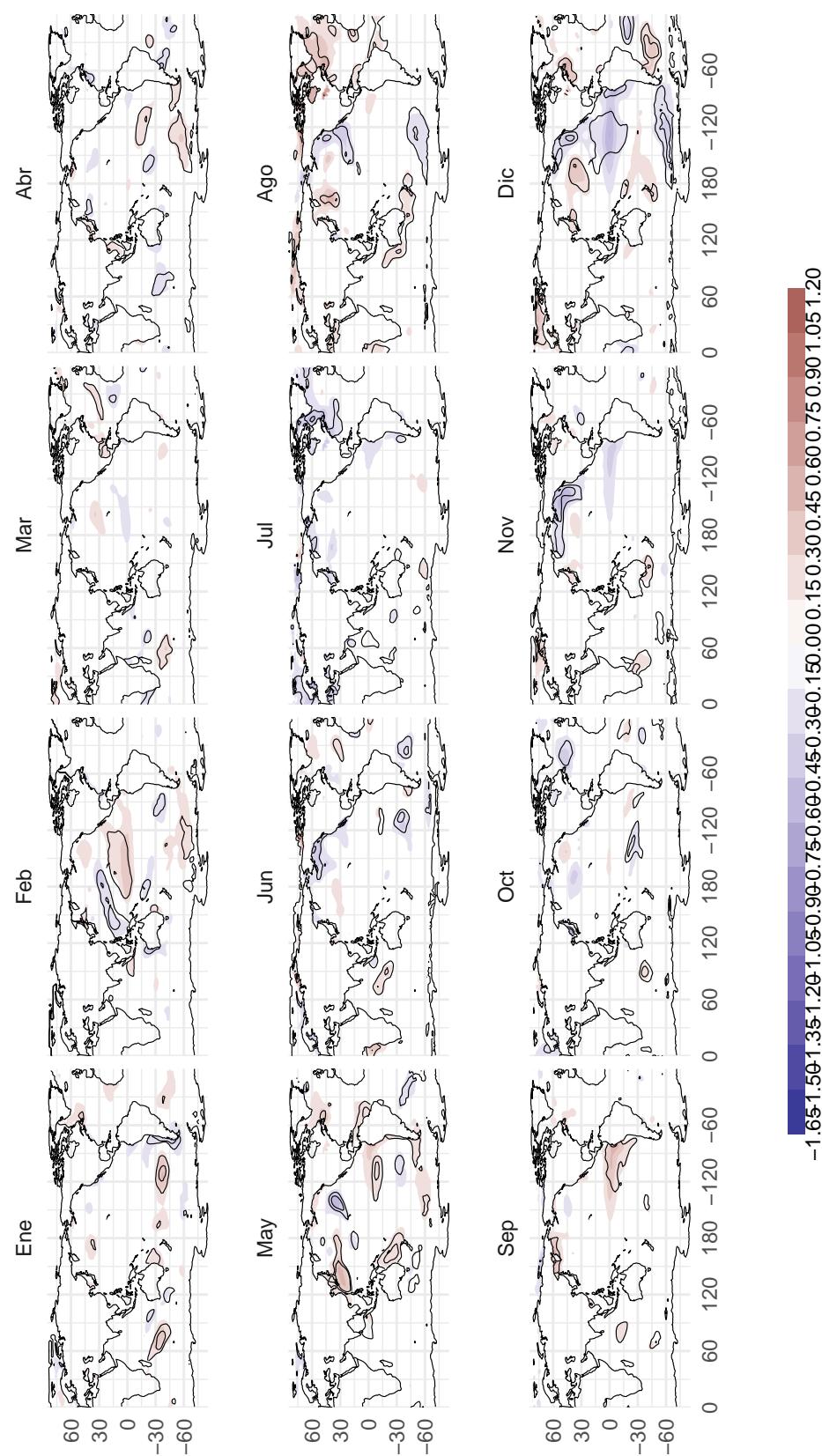


Figura 7.60: Regresión de SST con la amplitud de la onda 3fig:regr-sst-ncep

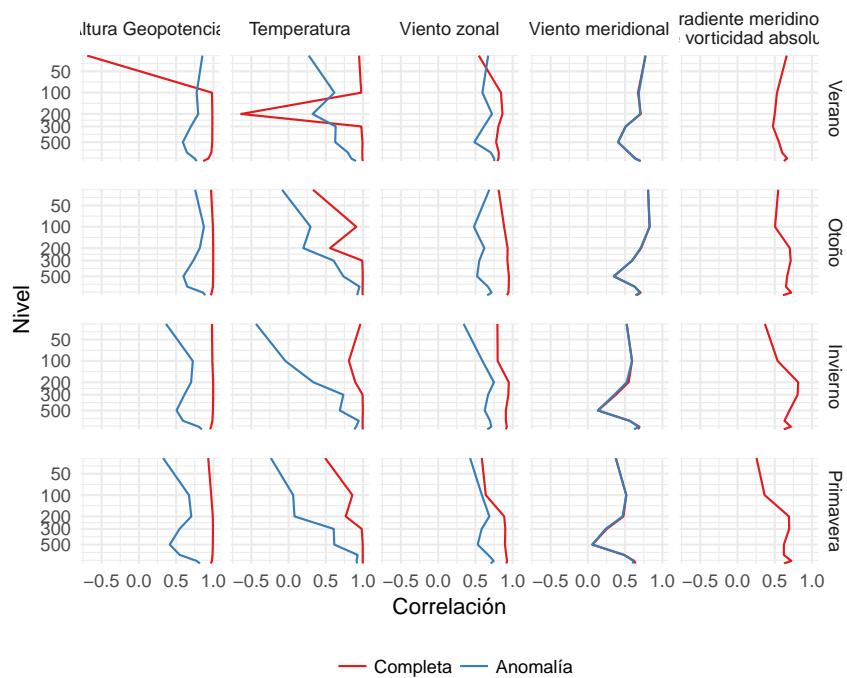


Figura 7.61: Correlación lineal entre campos de SPEEDY y NCEP.fig;cor-sp-nc

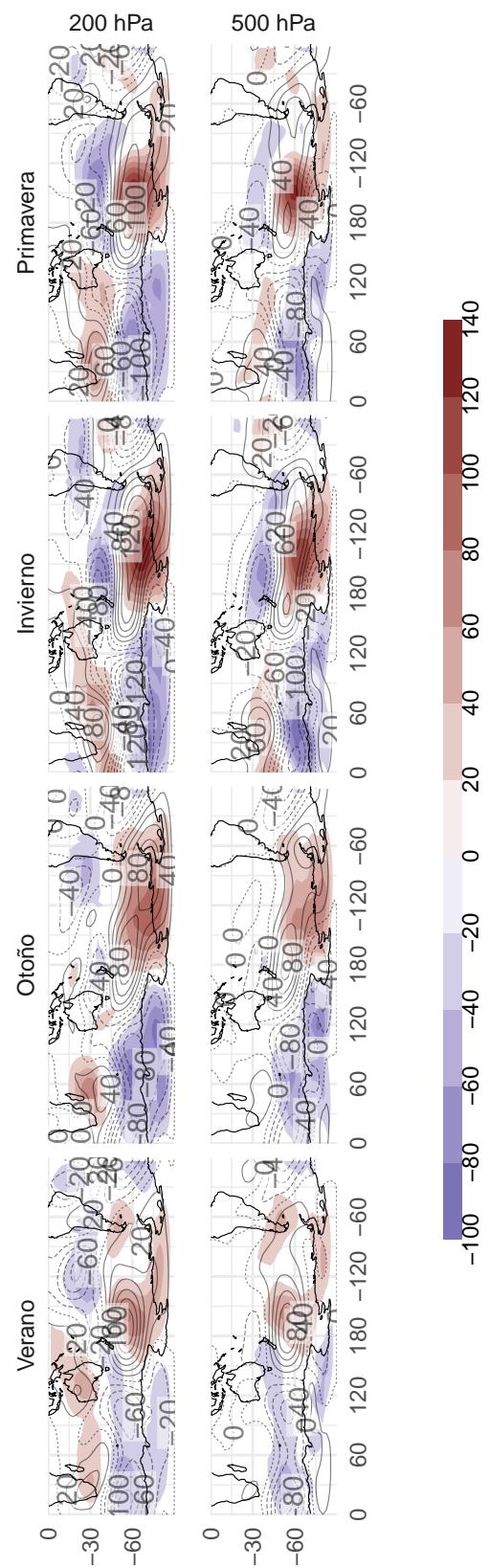


Figura 7.62: Anomalía zonal de altura geopotencial (speedy sombreado, ncep contornos)fig:ghz-sp-nc

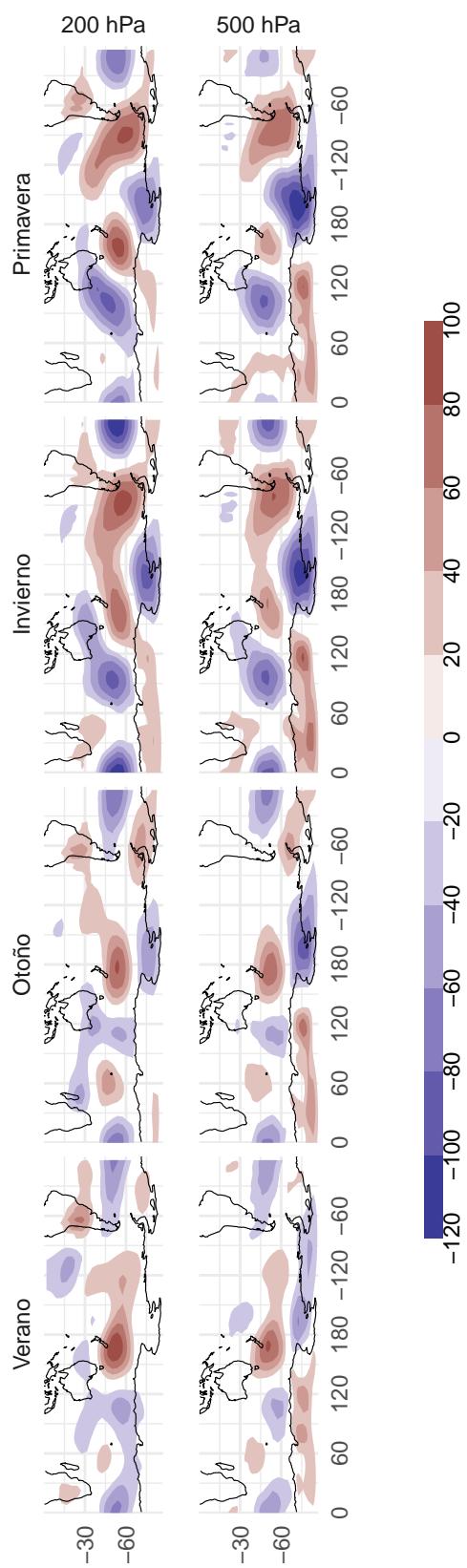


Figura 7.63: Diferencia entre speedy y ncepfig:ghz-dif-sp-nc

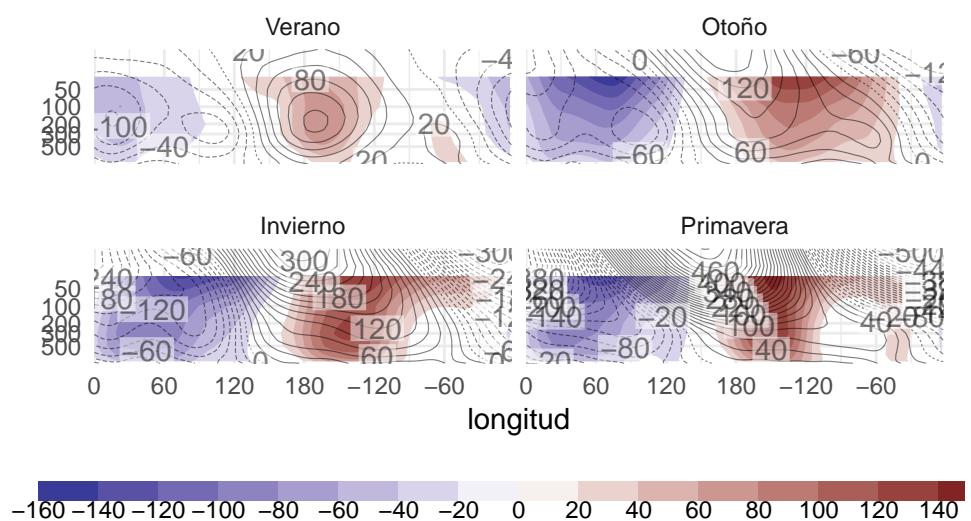


Figura 7.64: Corte zonal de anomalía de geopotencial en  $-60^{\circ}$  (speedy sombreado, ncep contornos).fig:ghz-sp-nc-corte60

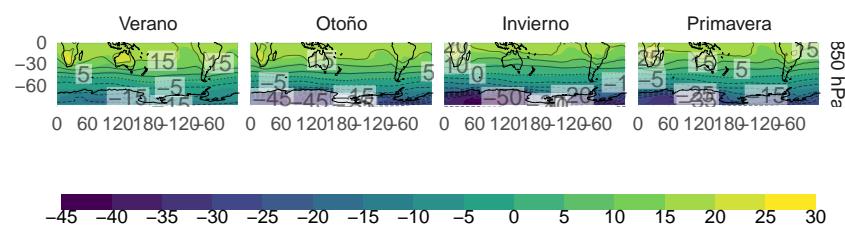


Figura 7.65: Temperaturafig:t-nc-sp

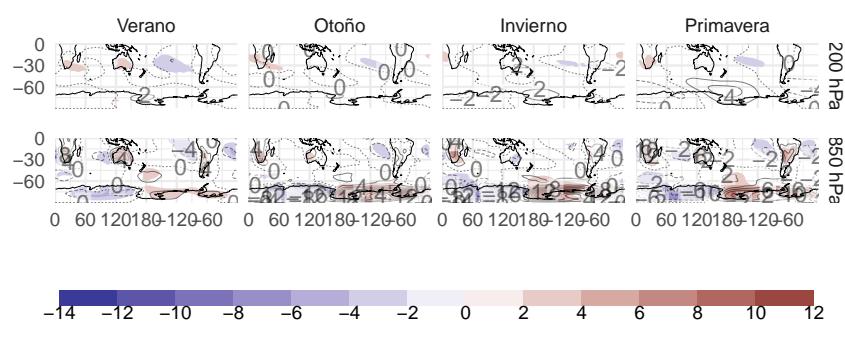


Figura 7.66: T\*fig:tz-sp-nc

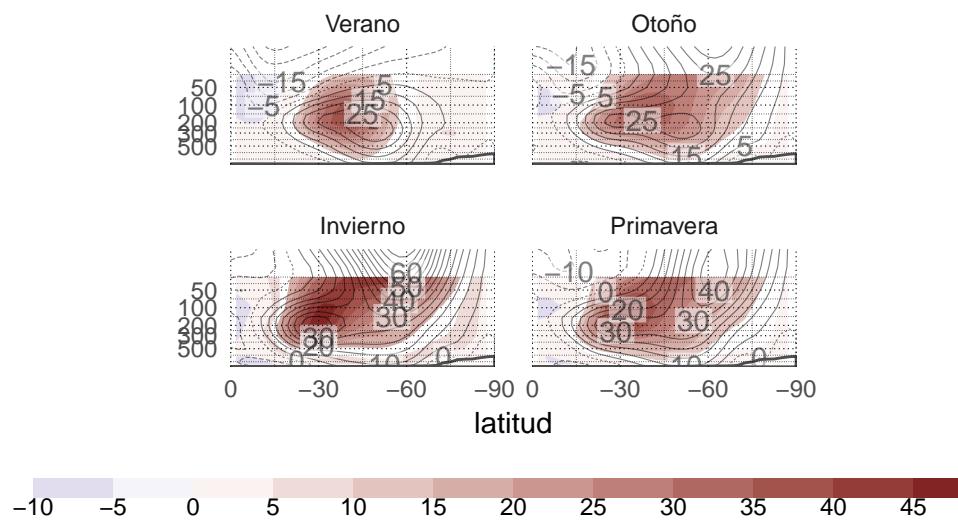


Figura 7.67: Viento zonal medio (speedy contornos, ncep sombreado). - fig:u-sp-nc-corte

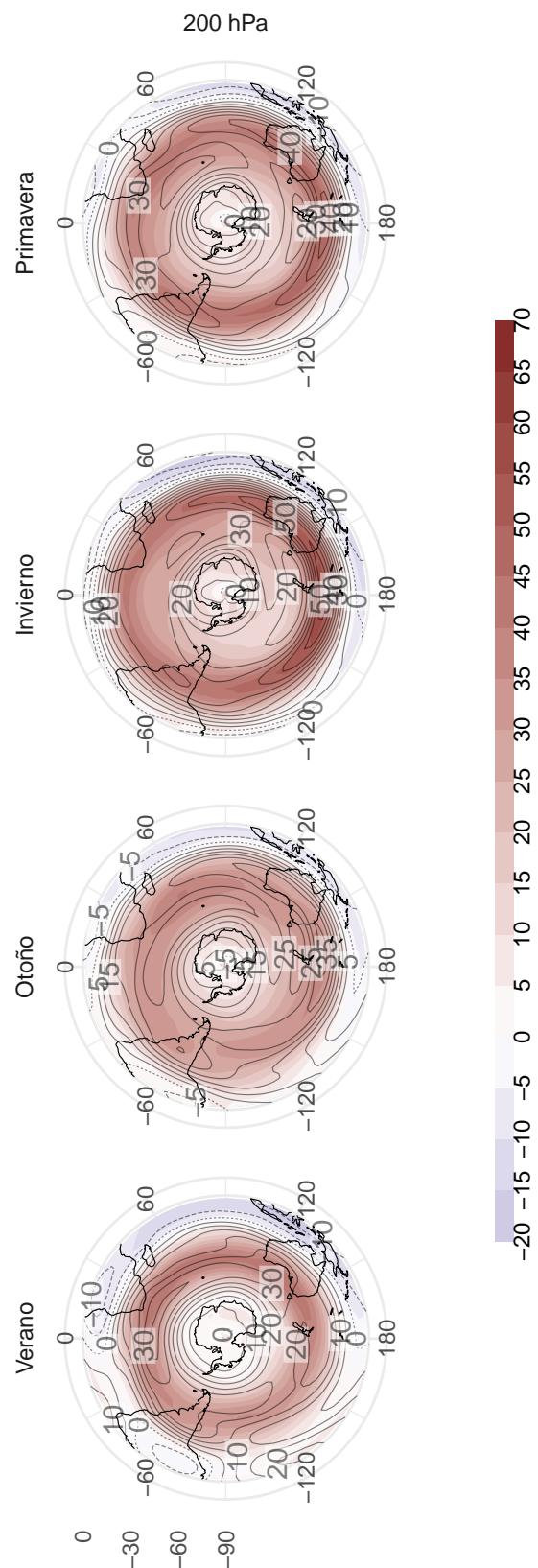


Figura 7.68: Viento zonal (contornos ncep, sombreado speedy).fig:u-sp-nc

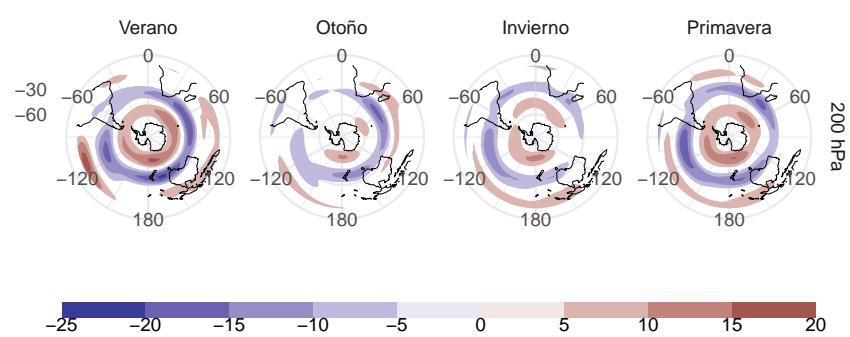


Figura 7.69: Diferencia entre ncep y speedy en viento zonal fig:u-dif-sp-nc

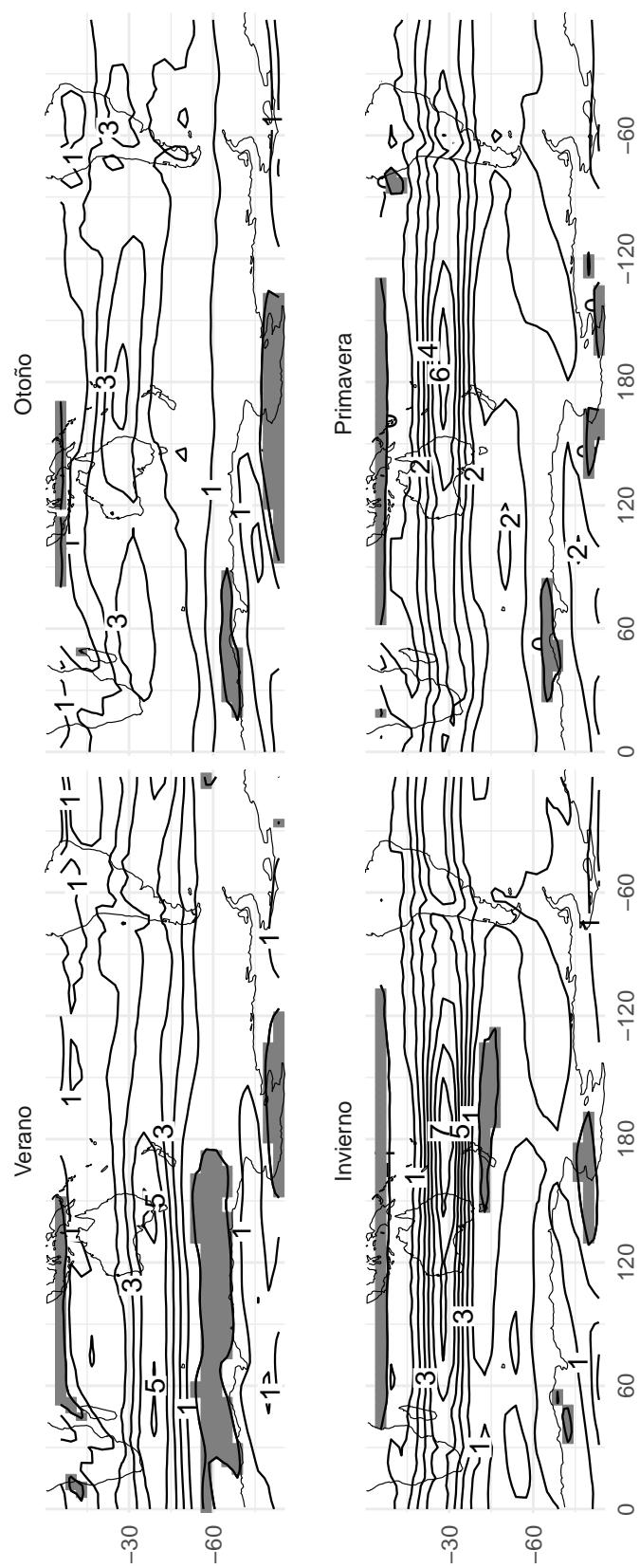


Figura 7.70: Gradiante meridional de vorticidad absoluta (speedy).fig:etady-sp-nc

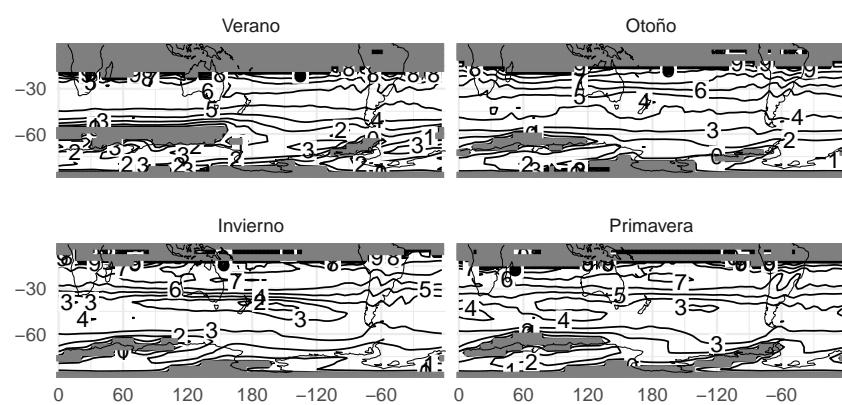


Figura 7.71: Número de onda estacionario en 300hPa (speedy).fig:ks-sp

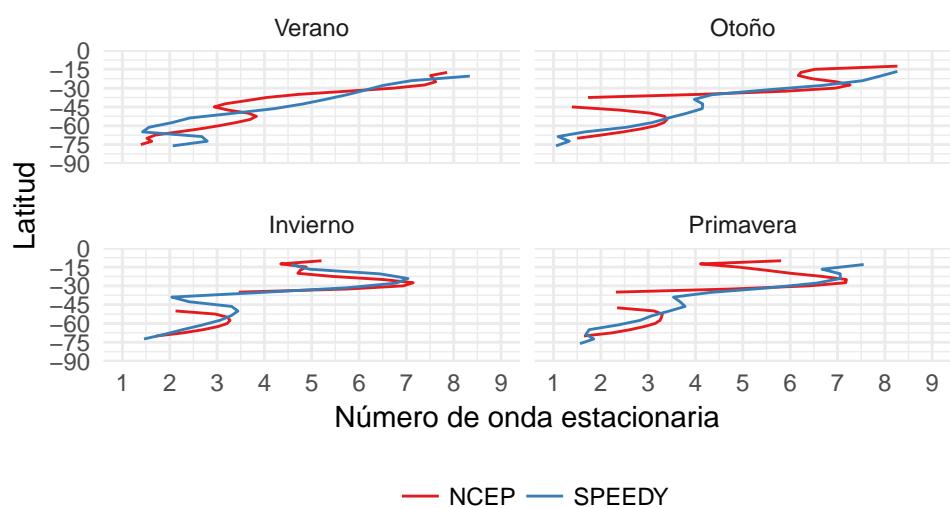


Figura 7.72: Número de onda estacionario medio por círculo de latitud.fig:ks-sp-nc-corte

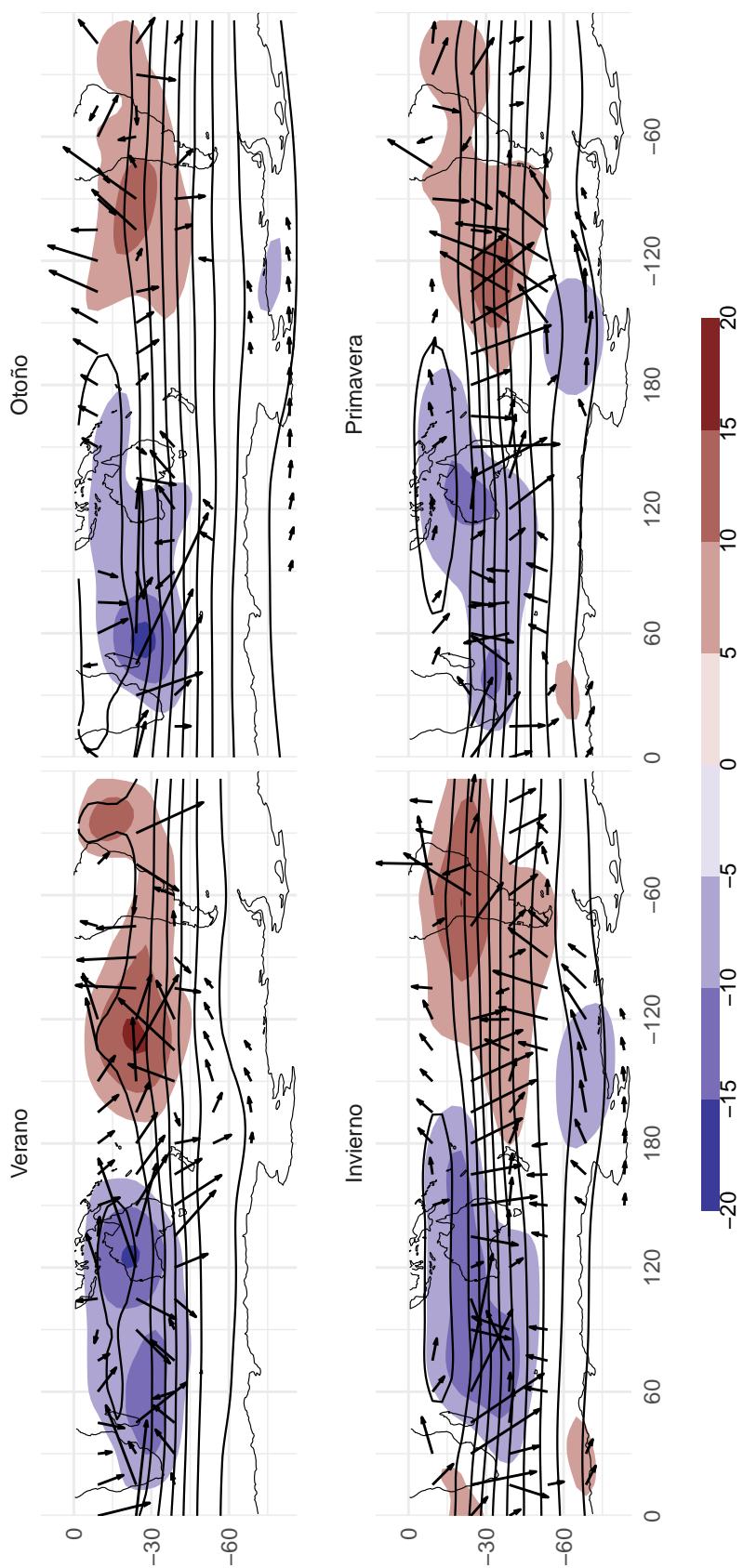


Figura 7.73: Función corriente x 1099fig:psi-sp

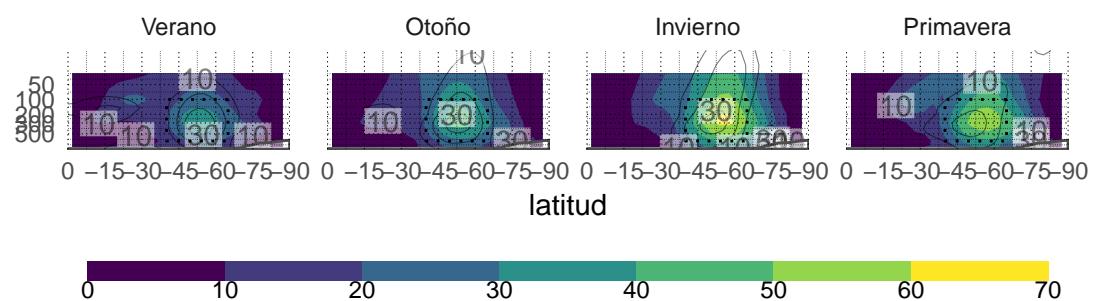


Figura 7.74: Amplitud de Fourier (speedy en sombreado, ncep en contornos). - fig:ampl-sp-nc

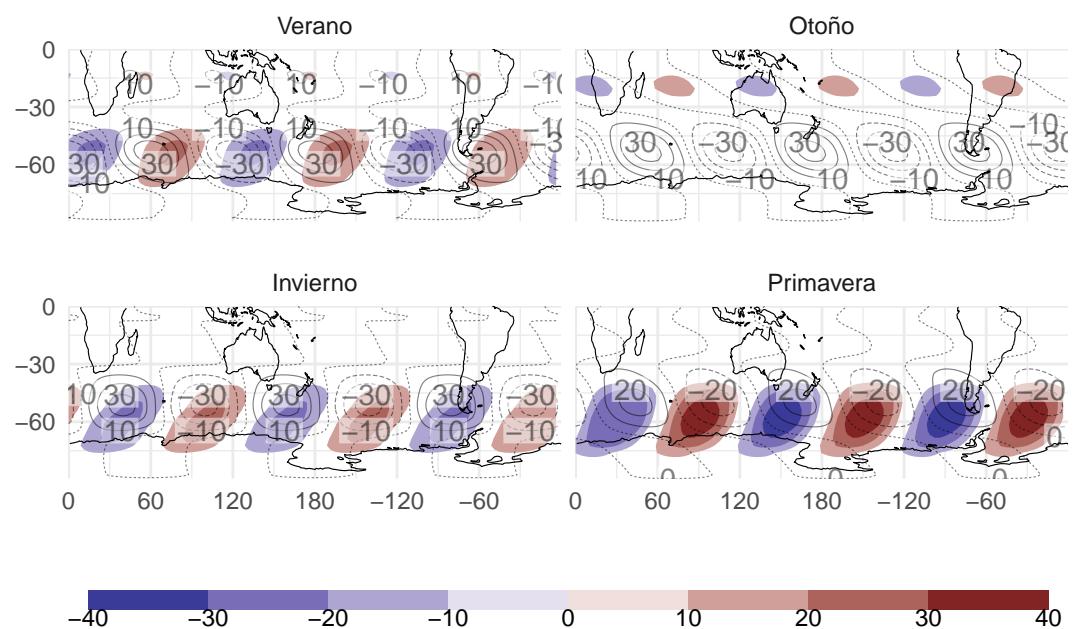


Figura 7.75: Media de reconstrucción de onda 3 (sombreado speedy, contornos ncep) fig:qs2-sp-nc

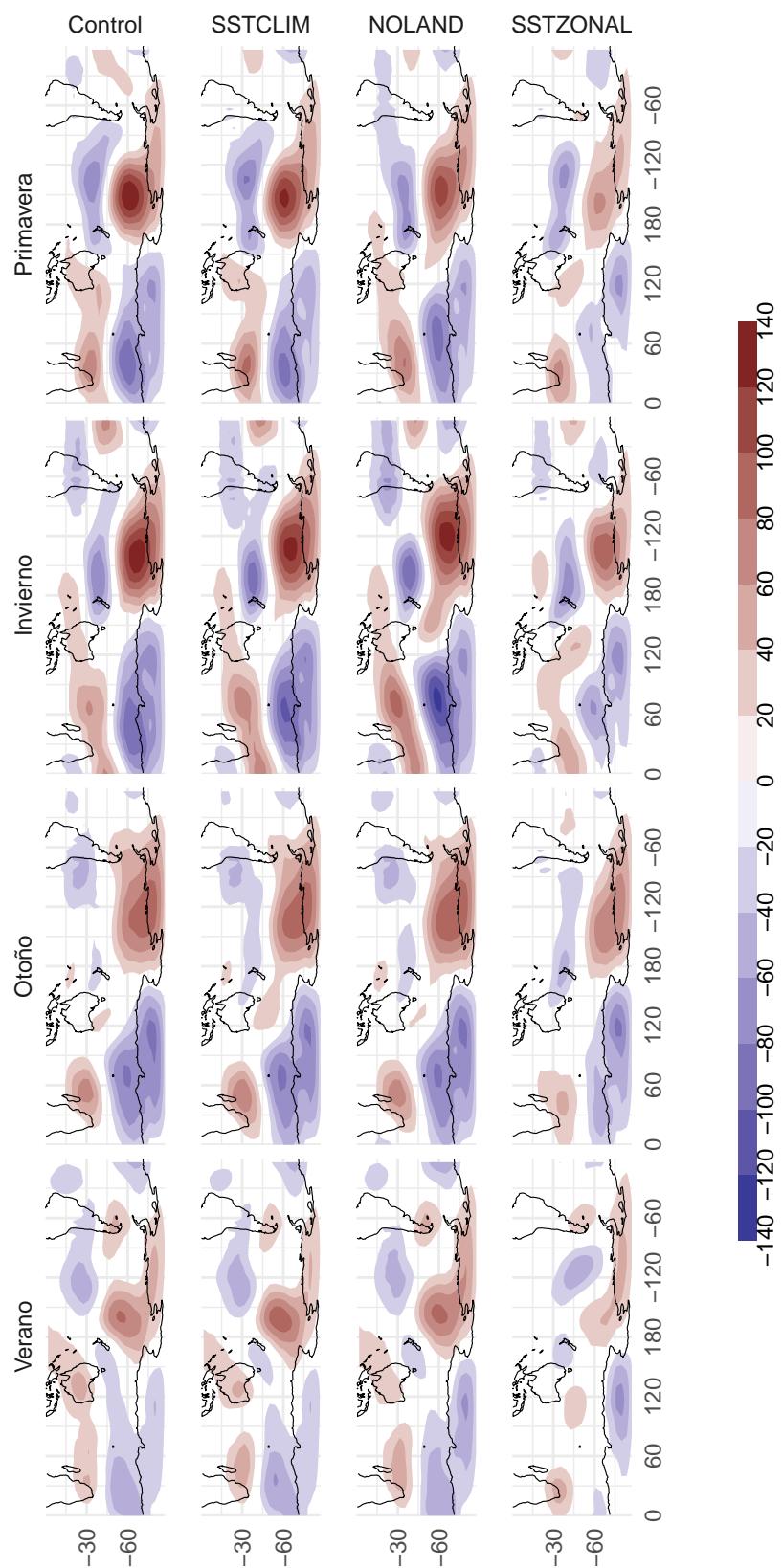


Figura 7.76: Anomalía zonal de altura geopotencial.fig:ghz-sp-runs

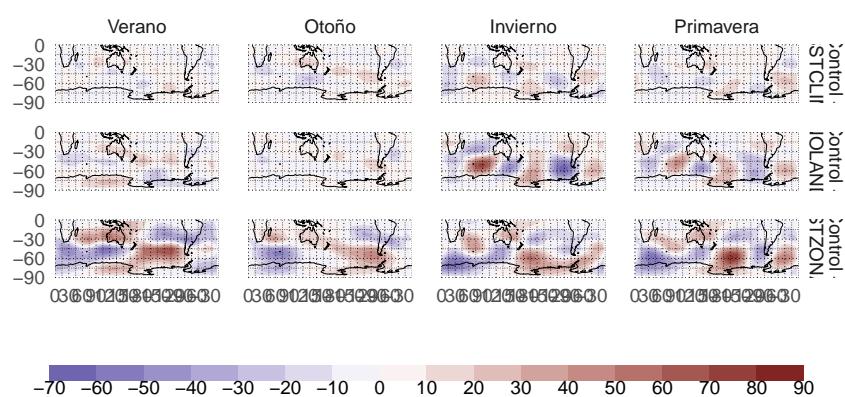


Figura 7.77: Diferencia Control - corrida para  $Z^*$  - fig:ghz-dif-sp-runs

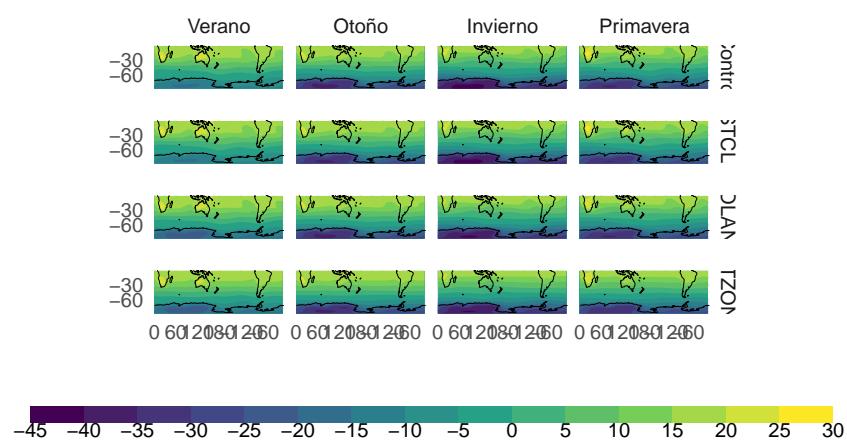


Figura 7.78: Temperatura media en 850hPa.fig:t-sp-runs

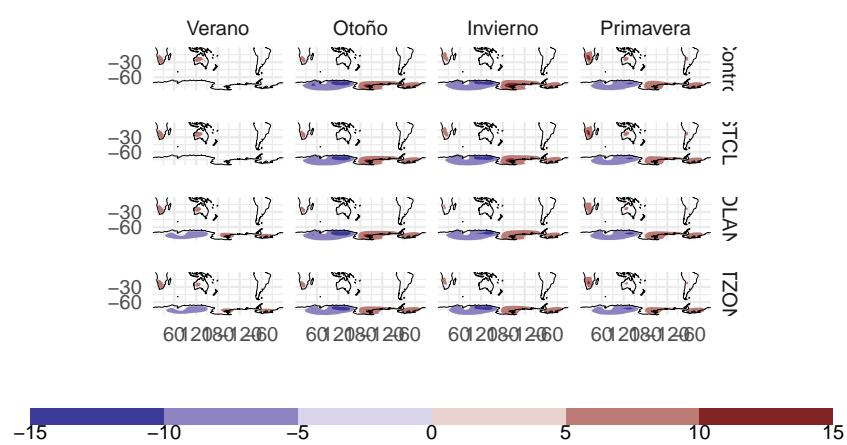


Figura 7.79: Temperatura media en 850hPa.fig:tz-sp-runs

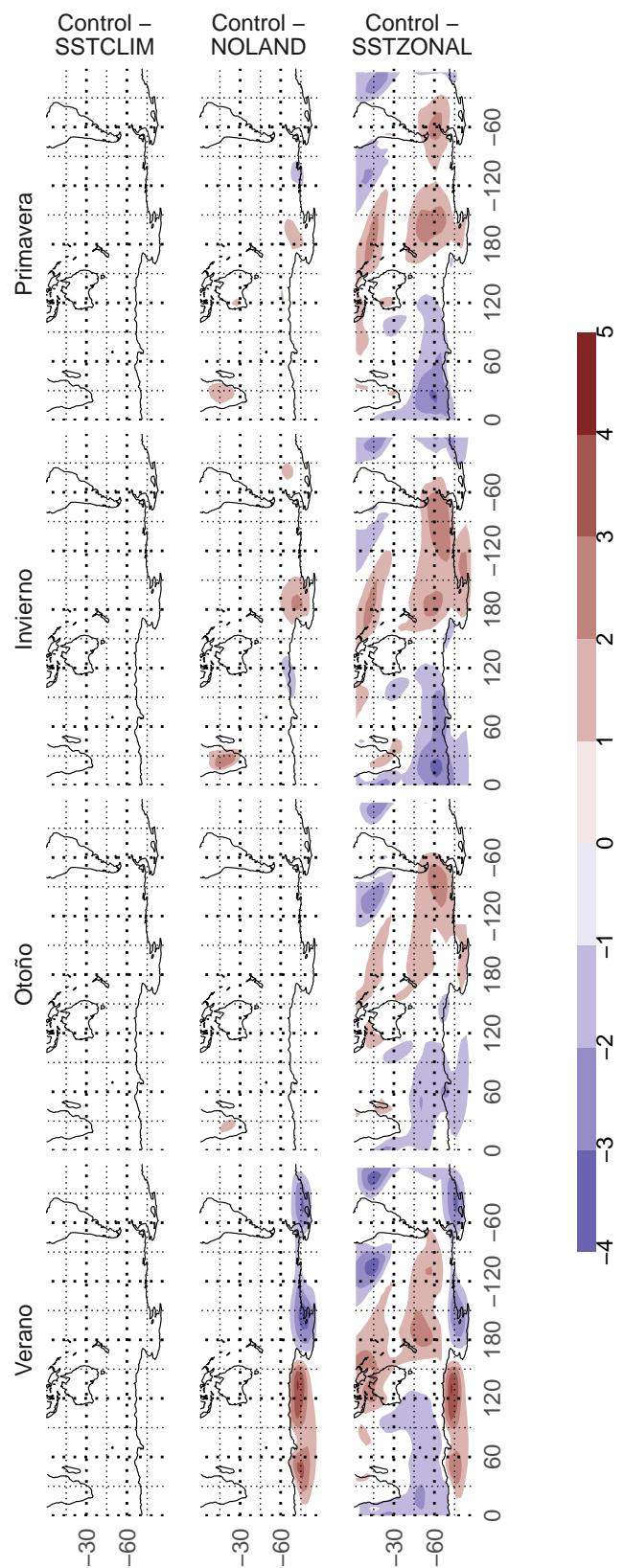


Figura 7.80: Diferencia Control - corrida para  $T^*$  - fig:tz-dif-sp-runs

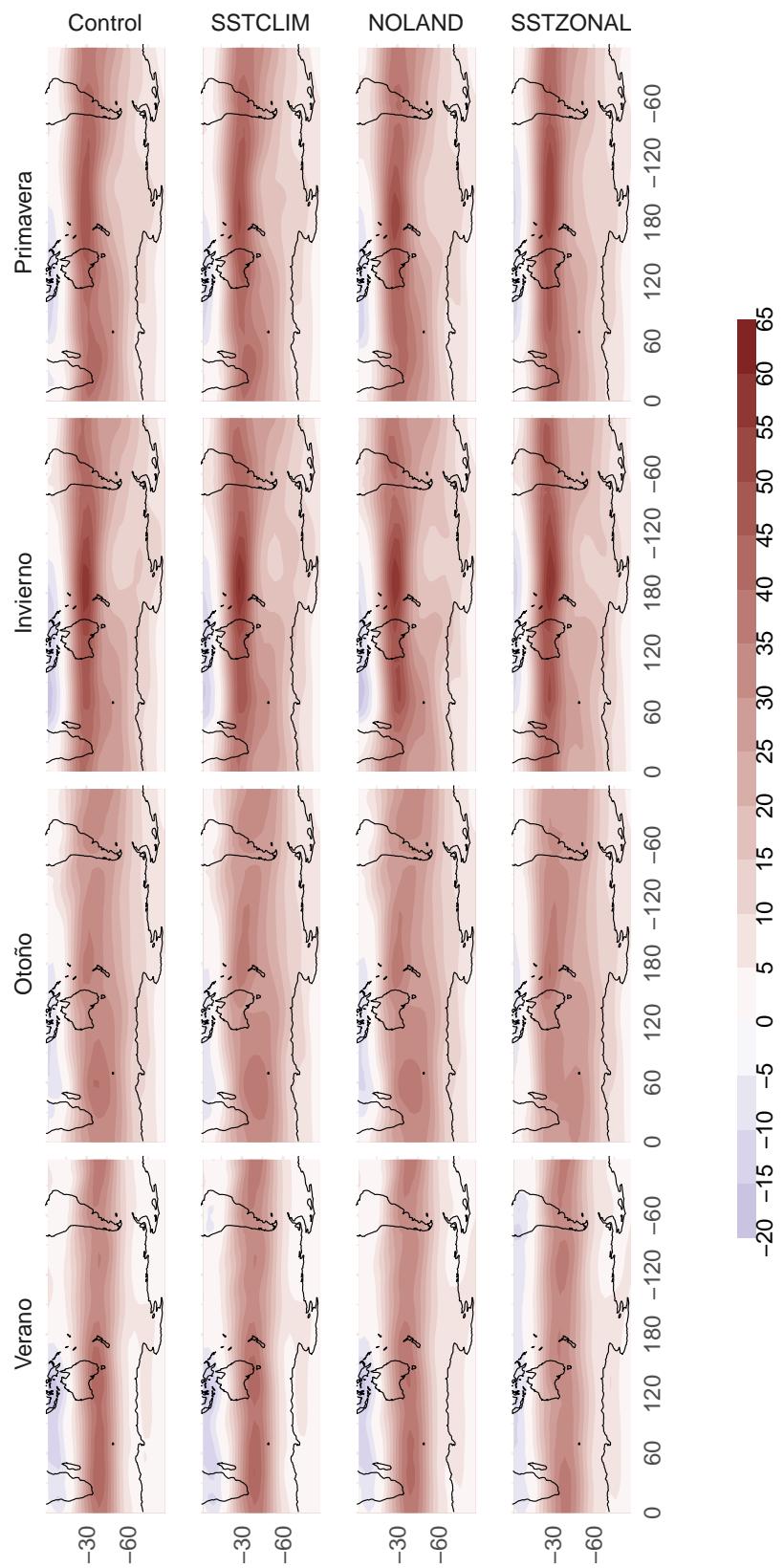


Figura 7.81: Viento zonal fig:uz-sp-runs

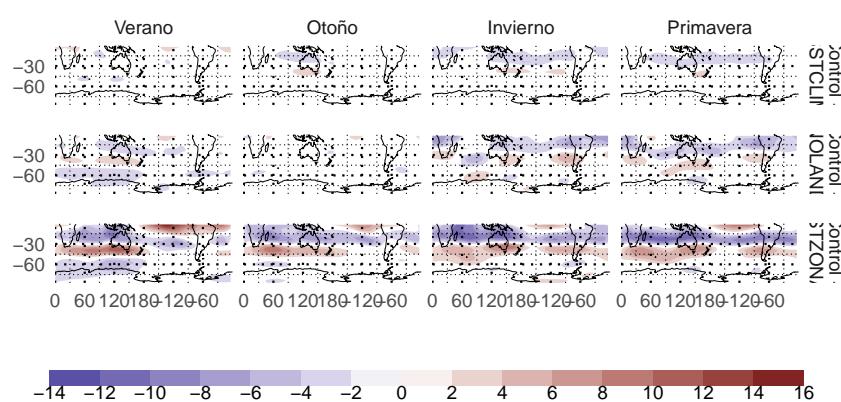


Figura 7.82: Diferencia control - corrida para U. - fig:u-dif-sp-runs

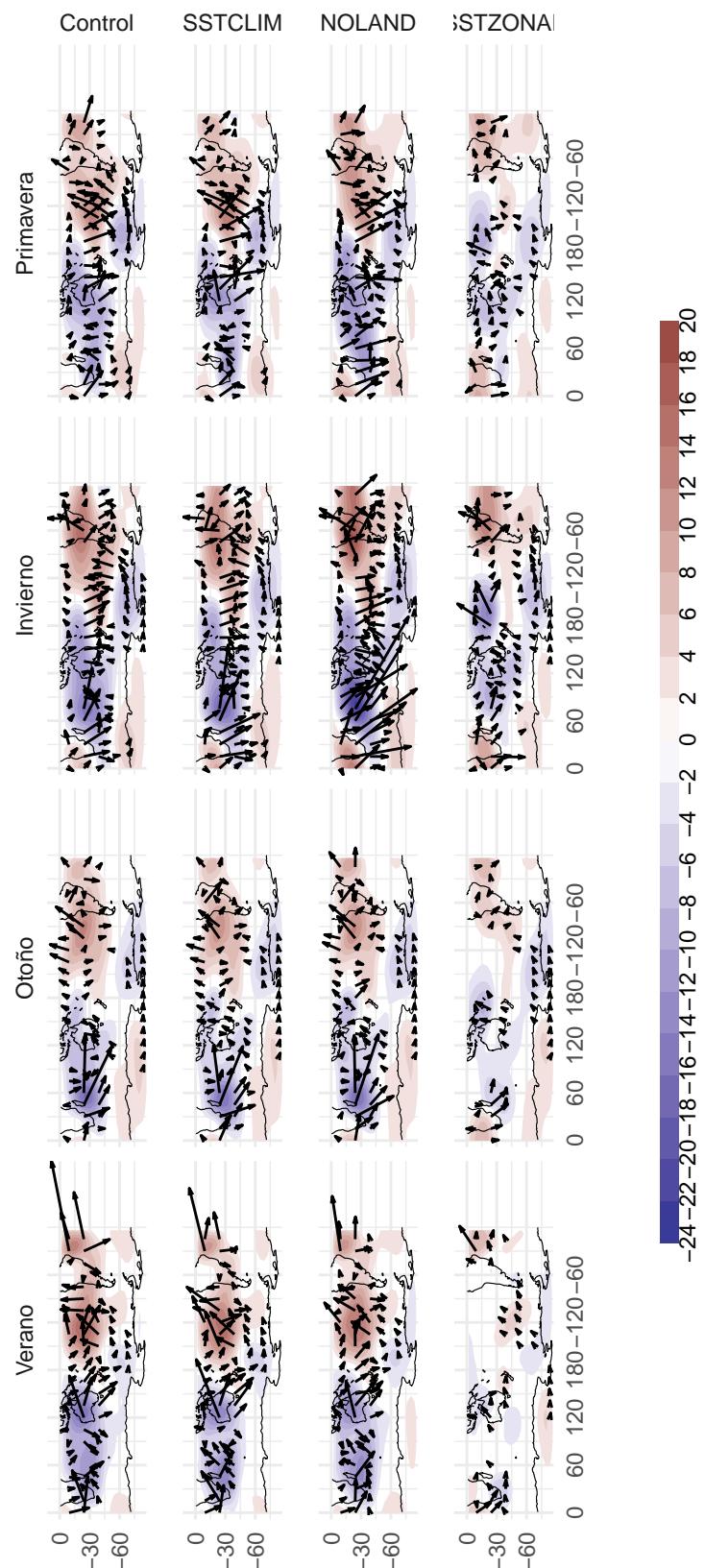


Figura 7.83: Anomalía zonal de función corriente y flujos de acción de onda.fig:psi-sp-runs

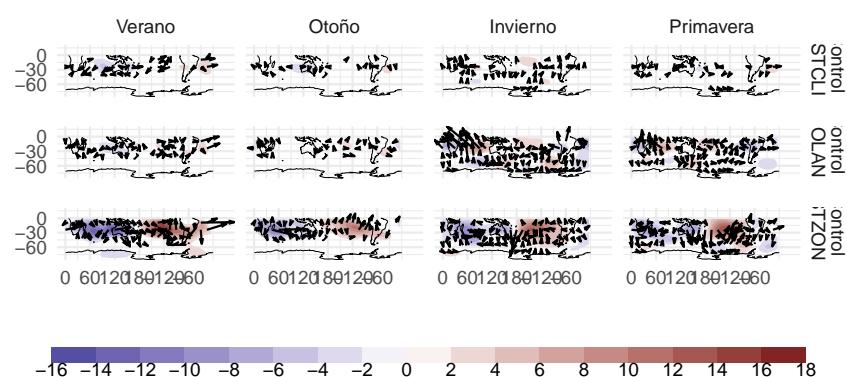


Figura 7.84: Diferencia en psi.z y flujo de acción de onda.fig:psiz-dif-sp-  
runs

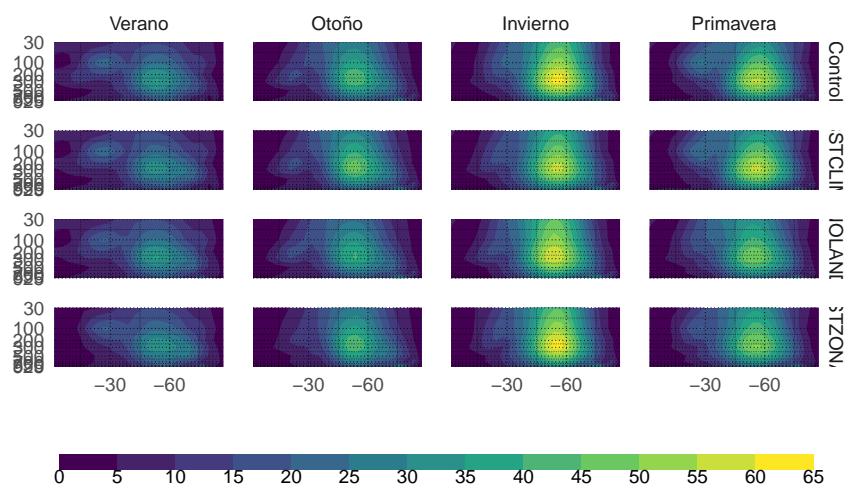


Figura 7.85: Amplitud media de la onda 3 para cada corrida. - fig:ampl-sp-runs

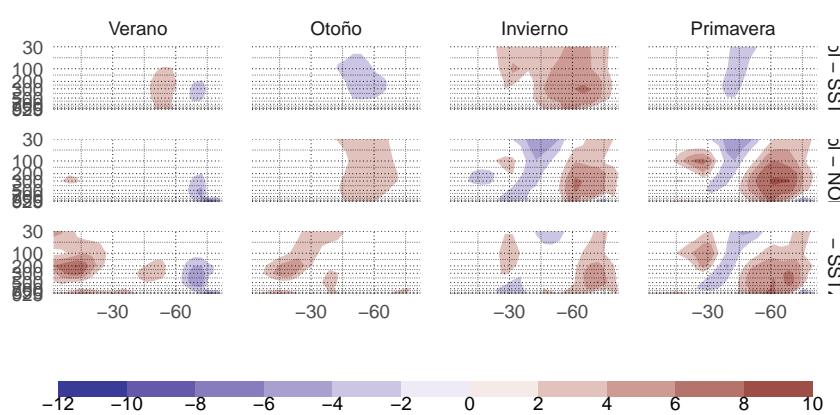


Figura 7.86: Diferencia de amplitud entre la corrida control y cada corrida. - fig:ampl-dif-sp-runs

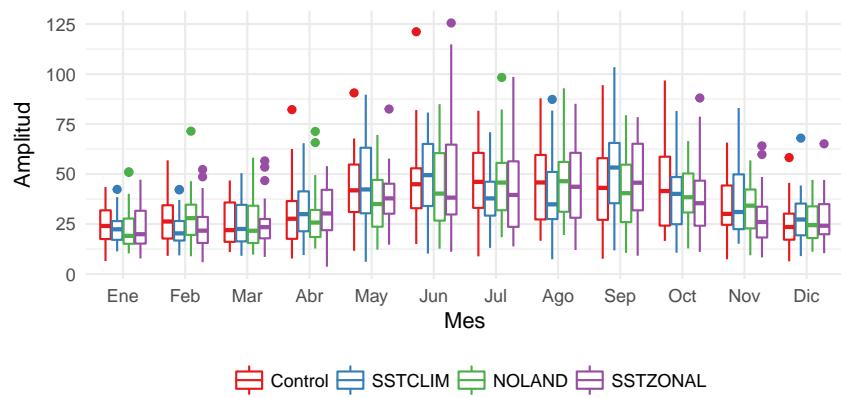


Figura 7.87: Ciclo anual de amplitud de onda 3.fig:index-sp-boxplot

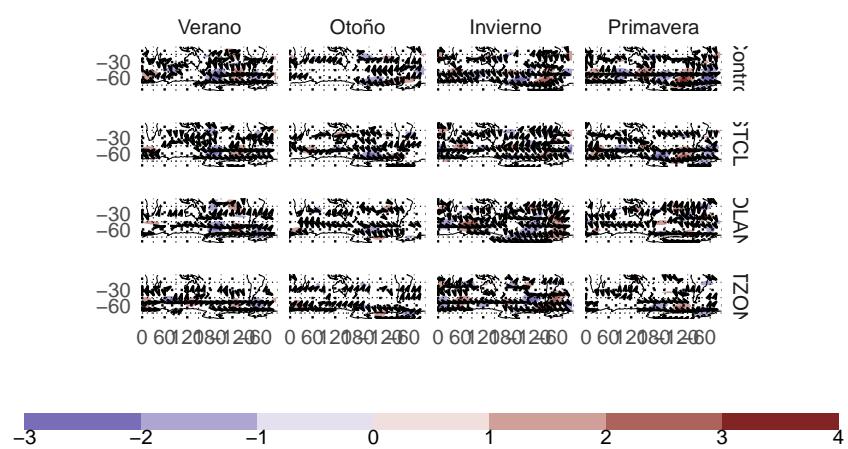


Figura 7.88: Regresión en función corriente. - fig:regr-psi-sp-runs