

GF750 – Meteorología Sinóptica  
MCA – Otoño 2006

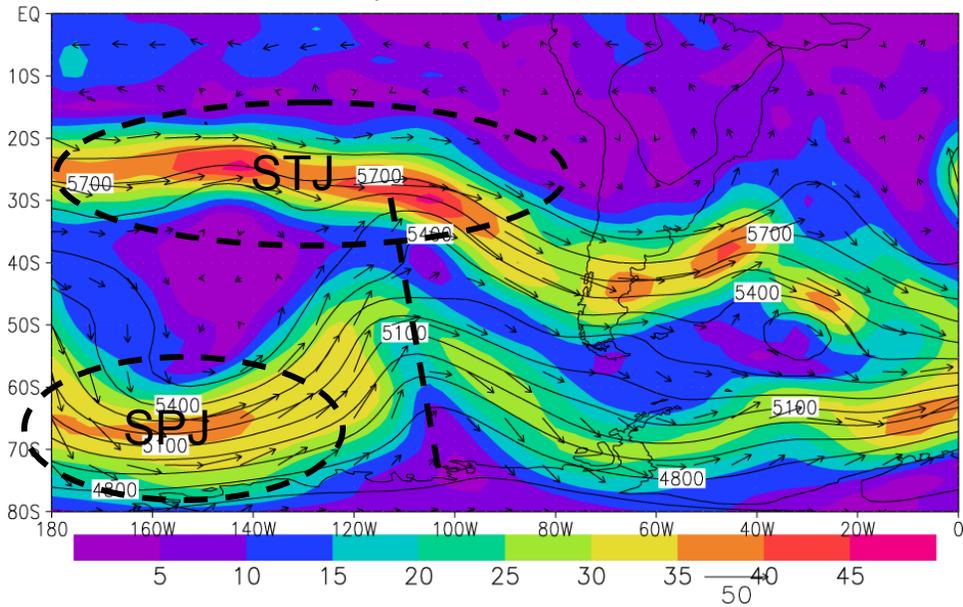
**Análisis de Vorticidad I**

Resumen

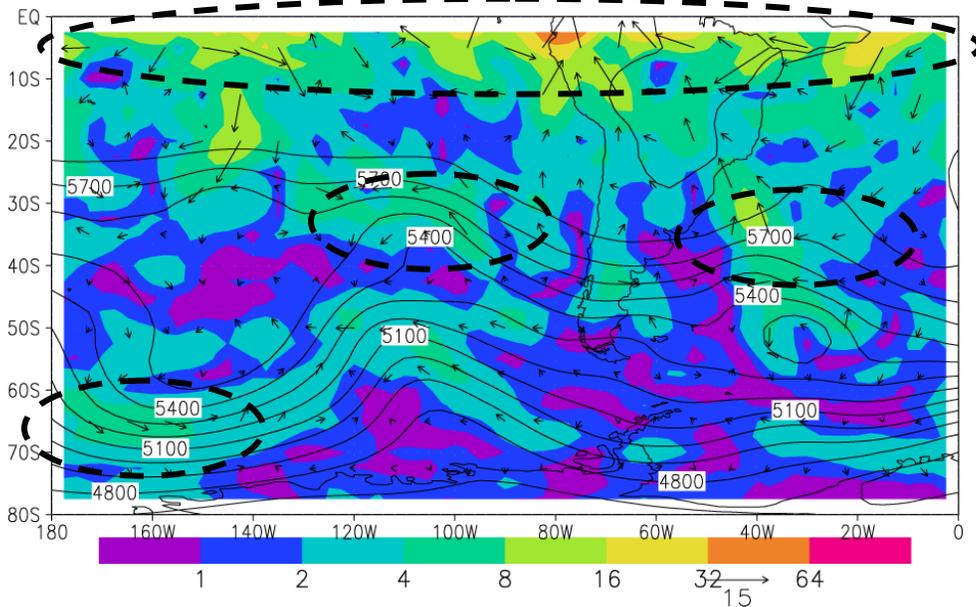
Se presenta un análisis de los campo de vorticidad y advección de vorticidad, relacionándolos cualitativamente con el campo de geopotencial, enfatizando las diferencias entre vorticidad relativa y planetaria y su variación con la altura.

Se han utilizado figuras construidas con GrADS (ver archivo vorticidad.txt) empleando reanálisis del NCEP/NCAR para el día 27 Agosto de 1997 (1200 UTC).

## Z y V a 500 hPa



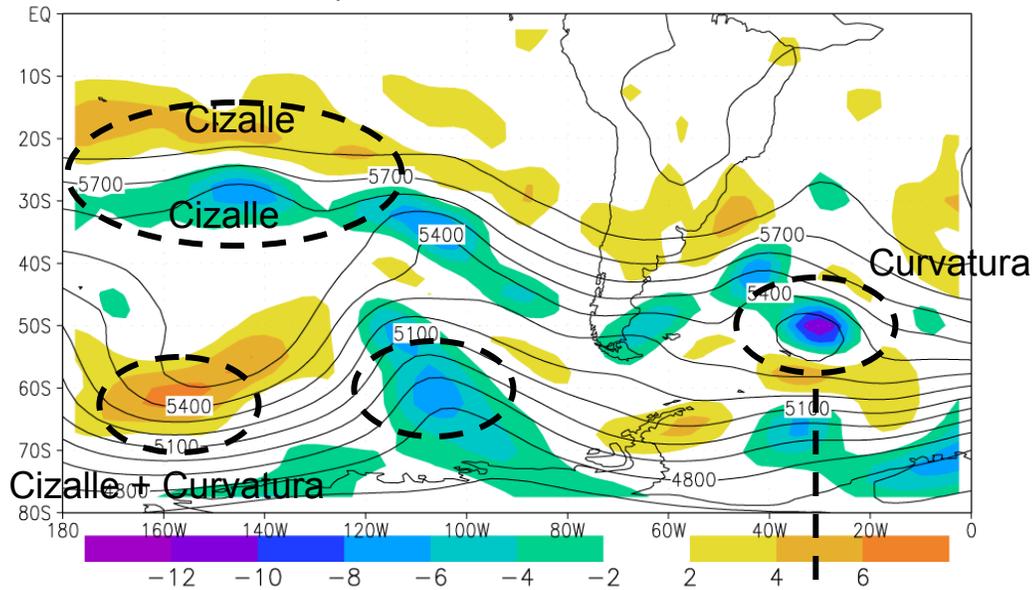
## Z y $V_a$ a 500 hPa



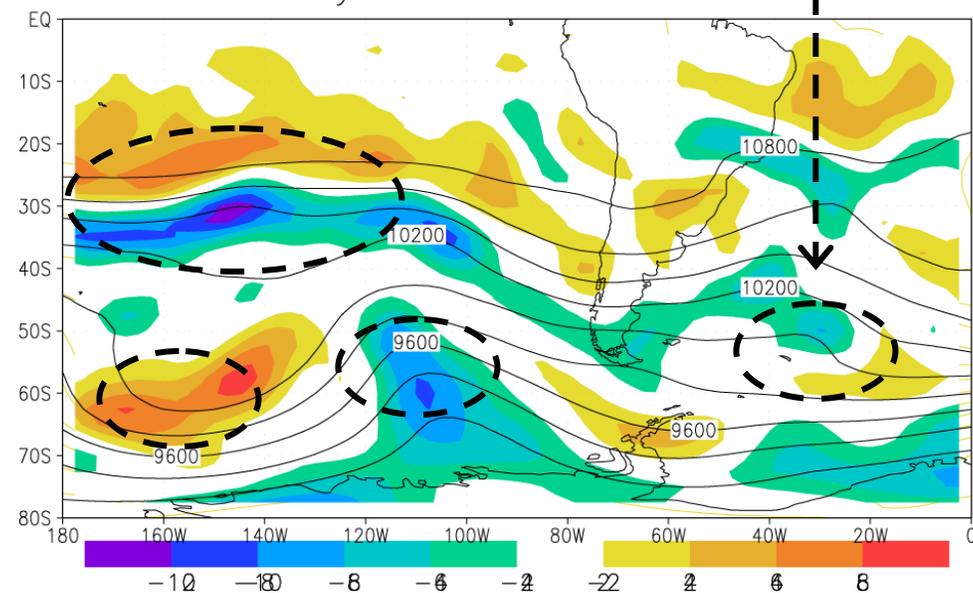
Antes de discutir la magnitud de  $V_{ag}$ , es bueno describir el viento real, que se presenta en el panel superior (colores, en m/s), junto a  $Z$  en 500 hPa (contornos). Las corrientes en chorro subtropical (STJ) y polar (SPJ) son claramente discernibles, y asociadas a las zonas de máximo gradiente de  $Z$ , indicativo de que la aproximación geostrofica anda bien. Notar que STJ y SPJ tienden a unirse cerca del eje de una elongada vaguada (110°W) y en el borde este del dominio.

El panel inferior muestra la magnitud de  $V_{ag}$  (colores),  $V_{ag}$  (flechas) y  $Z$  (contornos) en 500 hPa. Valores grandes de  $V_a$  (en términos absolutos y en comparación con  $V$ ) se observa al norte de 10°S, consistente con la invalidez de la aproximación geostrofica en latitudes bajas. En latitudes subtropicales y medias  $|V_{ag}|$  es pequeña, típicamente inferior a 5 m/s, es decir 10-15% de la magnitud del viento real. Sin embargo, existen regiones (indicadas por los elipsoides) donde  $V_a$  alcanza hasta 10 m/s. En estas regiones  $V_g$  deja de ser tan buena aproximación de  $V$  (20-25% de error) pues existe un fuerte desarrollo ( $dV/dt \neq 0$ ) y/o la curvatura del flujo es muy pronunciada (el efecto del roce a este nivel es despreciable).

## Z y VorRel a 500 hPa



## Z y VorRel a 250 hPa

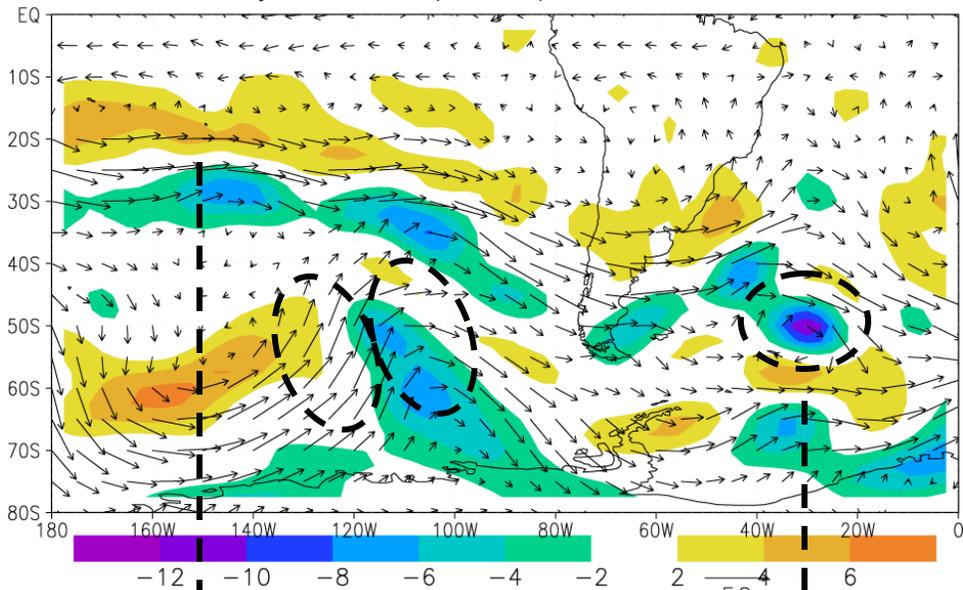


El panel superior muestra la vorticidad relativa ( $\zeta$ , en unidades de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) y el geopotencial en 500 hPa. Existen varios núcleos de  $\zeta$  extremo (+: anticiclónica, -: Ciclónica para el HS). En latitudes medias sobre el Pacífico, estos núcleos se encuentran co-localizados con los ejes de las dorsales y vaguadas, indicativo que la vorticidad es mayormente causada por la curvatura del flujo. También es evidente el rol de la curvatura en el máximo ciclónico a  $50^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{W}$ , co-localizado con una baja cerrada en 500 hPa.

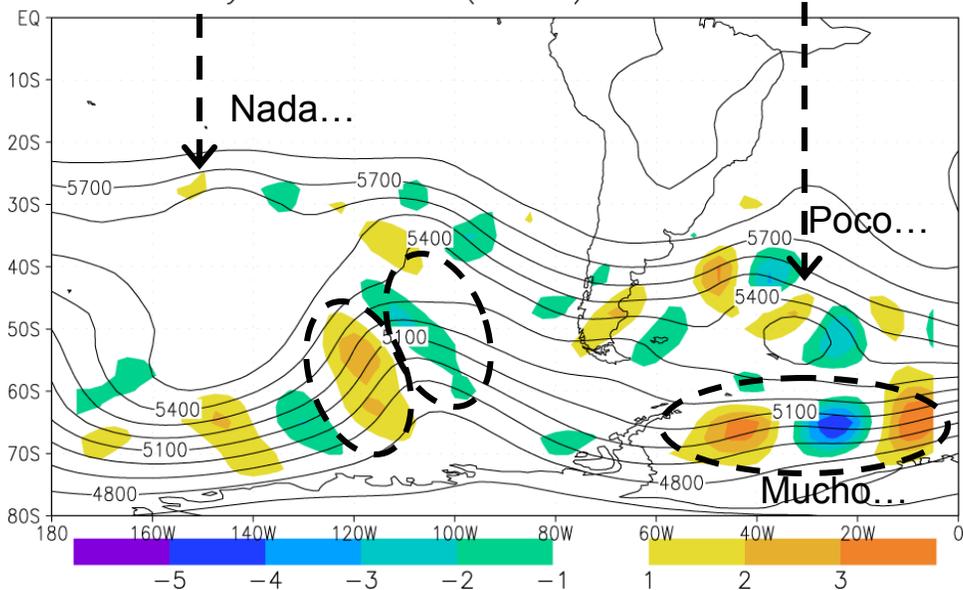
En el Pacífico subtropical se aprecian dos áreas elongadas de vorticidad ciclónica (mas al sur) y anticiclónica (mas al norte) en una zona de flujo mayormente zonal. En consecuencia, los extremos de vorticidad son causados en este caso por la presencia del STJ (identificado en la Fig. anterior y también evidente por el gradiente de Z). Cerca del eje de la vaguada a  $110^{\circ}\text{W}$  la vorticidad negativa se origina por el efecto combinado de curvatura y cizalle.

Los rasgos anteriores son evidentes también en 250 hPa (panel inferior), donde los máximos de  $\zeta$  generados por la STJ son mas pronunciados. Notar que el núcleo en el Atlántico sur no esta presente en este nivel.

## V y VorRel(\*1e5) a 500 hPa



## $\bar{z}$ y AdvVorRel(\*1e9) a 500 hPa

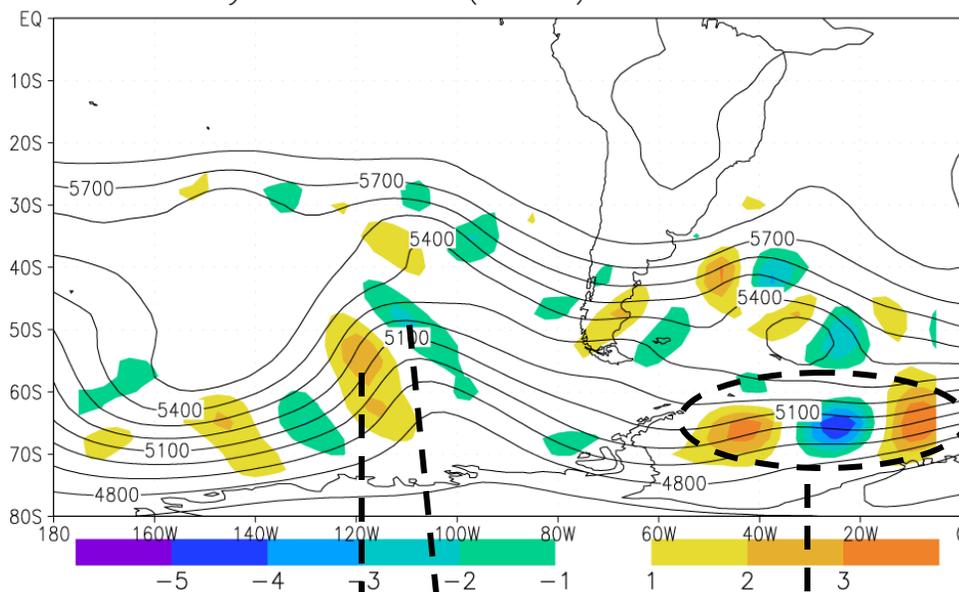


El panel superior muestra la vorticidad relativa ( $\zeta$ , en unidades de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) y el viento en 500 hPa. La advección de  $\zeta$  será máxima donde la componente del viento normal a las isolíneas de  $\zeta$  sea fuerte, i.e., flechas grandes cruzando isolíneas. Este rasgo es particularmente pronunciado corriente arriba y abajo de la vaguada en  $110^\circ\text{W}$ , lo cual se confirma en el panel inferior donde se ha calculado explícitamente la advección de vorticidad.

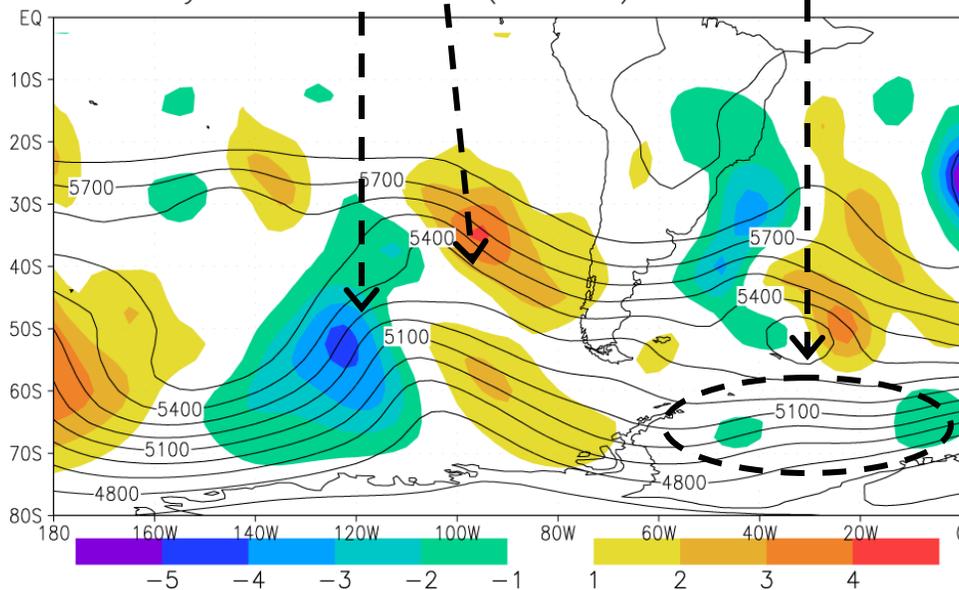
El panel inferior también indica máximos de advección en el Atlántico sur al este de la península Antarctica, donde los valores de  $\zeta$  no son demasiado grandes. Sin embargo, en esta región los núcleos + y - de  $\zeta$  se alternan en una corta distancia (ondas cortas no muy pronunciadas), aumentando el gradiente de  $\zeta$ , lo cual sumado al intenso flujo explica los máximos de advección.

Por otro lado, zonas de intensa vorticidad no necesariamente producen una zona de máxima vorticidad, pues el viento en estos casos es mas bien paralelo a los contornos de  $\zeta$ . Tal situación ocurre a lo largo del STJ en el Pacifico y entorno a la baja cerrada el en Atlántico sur.

### Z y AdvVorRel(\*1e9) a 500 hPa



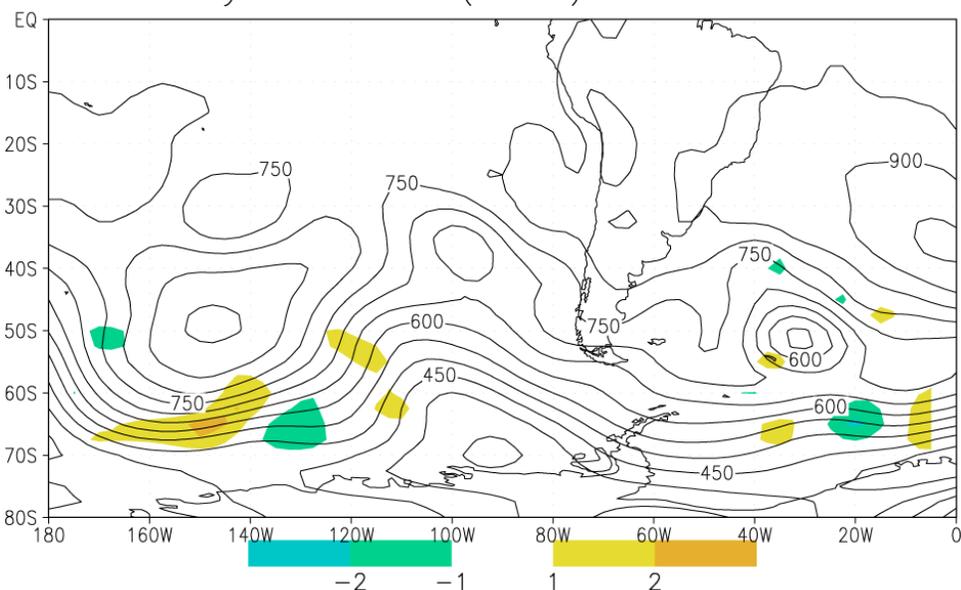
### Z y AdvVorPlanet(\*1e10) a 500 hPa



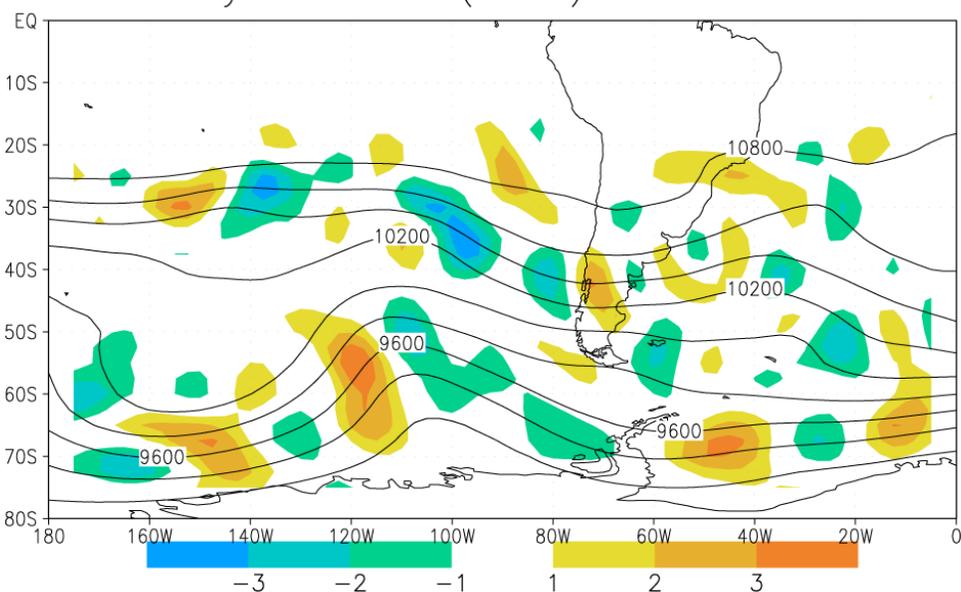
El panel superior muestra la advección de vorticidad relativa ( $Adv-\zeta$ , en unidades de  $10^{-9} s^{-2}$ ) y Z en 500 hPa. En el panel inferior muestra la advección de la vorticidad planetaria ( $-v\beta$ ) en unidades de  $10^{-10} s^{-2}$ . Entonces, nuestra primera observación es que la advección de vorticidad relativa es un orden de magnitud superior a su contraparte planetaria.

A diferencia de  $Adv-\zeta$ , un campo dominado por ondas cortas, la advección de  $f$  es dominado por las ondas largas y de gran extensión meridional (por ejemplo, la vaguada a  $110^{\circ}W$ ). Notar además que en una vaguada (o dorsal),  $Adv-\zeta$  y  $-v\beta$  tienden a tener signo contrario: en la prevaguada existe advección de vorticidad relativa ciclónica (flujo desde la vaguada hacia la dorsal), pero existe advección de vorticidad planetaria anticiclónica (parcelas moviéndose desde el ecuador al polo). Naturalmente predomina el primer efecto.

Z y AdvVorRel(\*1e9) a 900 hPa



Z y AdvVorRel(\*1e9) a 250 hPa



El panel superior (inferior) muestra la advección de vorticidad relativa ( $Adv-\zeta$ ) en 900 (250) hPa en unidades de  $10^{-9} s^{-2}$ , superpuesta con el campo de geopotencial. Se han empleado los mismos niveles de color en ambos paneles, lo cual enfatiza de que  $Adv-\zeta$  en la troposfera baja es pequeña (un orden de magnitud menos) que  $Adv-\zeta$  en la troposfera baja.

Los valores relativamente modestos de  $Adv-\zeta$  en 900 hPa no se deben a ausencia de valores pronunciados de  $\zeta$ . En efecto  $\zeta$  es grande en la troposfera baja asociado a los centros (cerrados) de alta y baja presión. Sin embargo, el viento es débil cerca de la superficie en comparación con los niveles altos, lo cual explica la diferencia de  $Adv-\zeta$  en el sentido vertical.