

AVANCE DE INVESTIGACIÓN

IMPACTO DE LA VARIABILIDAD DE MESOESCALA EN EL BOMBEO DE EKMAN FRENTE A LA COSTA PERUANA

Fernando Campos¹, Ivonne Montes¹, Roger Manay¹ y Berlín Segura¹

RESUMEN

El bombeo de Ekman es un mecanismo que contribuye al afloramiento costero y es generado por el rotacional del esfuerzo del viento superficial. Este mecanismo es influenciado por la actividad de mesoescala que genera un efecto en el esfuerzo del viento vía dos procesos: la retroalimentación de la temperatura superficial del mar (TSM) y la modificación del viento debido a la corriente inducida por los vórtices. El presente estudio busca cuantificar los diferentes procesos que contribuyen al bombeo de Ekman haciendo uso de información extraída del modelo GLORYS12V1, para el océano, y del *reanalysis* ERA-Interim, para la atmósfera. Para fines prácticos se presentan los resultados de un día (01-01-2001), el cual brinda perspectivas de cómo la actividad de mesoescala influye tanto cerca a la costa como mar adentro. Los resultados preliminares, basados en un día típico, indican que las contribuciones al bombeo de Ekman, de los procesos en estudio, poseen similar magnitud, pero diferente distribución espacial. En particular, la contribución asociada a la TSM muestra un cambio en la dirección de la velocidad vertical dependiente de la polaridad del remolino y de la región interna/externa de esta estructura de mesoescala.

Palabras clave: Bombeo de Ekman, esfuerzo de vientos, corrientes geostróficas, remolinos

AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

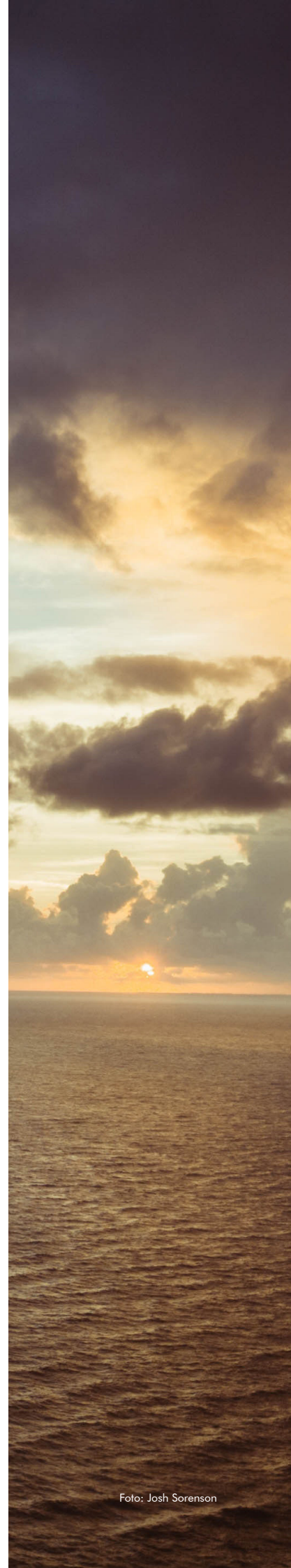
Citar como: Campos, F., Montes, I., Manay, R., Segura, B. (2021). Impacto de la variabilidad de mesoescala en el bombeo de Ekman frente a la costa peruana. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, Vol. 8 n.º 03, págs. 15-21.

INTRODUCCIÓN

La costa peruana se caracteriza por tener aguas frías, menos salinas y ricas en nutrientes, lo cual mantiene una elevada productividad pesquera; de hecho, según Chávez et al. (2008), el 10 % de la captura de peces en todo el mundo proviene de esta región. El principal mecanismo físico asociado a esta intensa producción biológica es el transporte de Ekman (Sverdrup, 1942), generado por los vientos permanentes que fluyen de sur a norte paralelos a la costa. Estos vientos, denominados alisios, empujan las aguas superficiales lejos de la costa y provocan un desnivel en la superficie oceánica, así como un vacío cerca de la costa, lo que es compensado por aguas provenientes de capas subsuperficiales. Otro mecanismo asociado a la costa peruana es el denominado bombeo de Ekman, el cual es generado, básicamente, por el rotacional del esfuerzo del viento, el cual contribuye al afloramiento de las masas de agua en superficie. Estudios como el de Halpern (2002) muestran que este mecanismo se intensifica durante eventos El Niño y su variabilidad interanual puede jugar un papel importante durante el calentamiento a lo largo de la costa peruana.

Asimismo, en regiones donde la actividad de mesoescala es frecuente durante todo el año, el bombeo de Ekman es modificado por las corrientes inducidas por los vórtices. Se generan esfuerzos en superficie asociados a las velocidades relativas del viento respecto a las corrientes inducidas por los remolinos. Esta modificación en el esfuerzo en superficie conlleva a la generación de flujos ageostróficos involucrados en los movimientos verticales (McGillicuddy, 2016). Esta interacción, denominada viento-vórtice, se produce mediante dos procesos: 1) el efecto directo sobre el esfuerzo del viento causado por las corrientes superficiales que son impulsadas por los vórtices (Stern, 1965) y 2) la retroalimentación de la TSM que desestabiliza la capa límite atmosférica marina generando cizallamiento vertical en el viento (Chelton y Xie, 2010).

Ante la premisa expuesta, los sistemas de afloramiento de borde oriental, como es el caso de la costa peruana, pueden ser lugares idóneos para investigar este tipo de procesos oceánicos. Por tanto, el objetivo de esta investigación es cuantificar la contribución de cada término del bombeo de Ekman influenciado por los vórtices en la costa peruana.



DATOS

Tanto la información de la TSM como de las anomalías del nivel del mar fueron extraídas del producto global de alta resolución espacial GLORYS12v1 distribuido por el CMEMS (<https://marine.copernicus.eu/>). Este modelo oceánico presenta una resolución espacial horizontal de $1/12^\circ$ y salidas diarias, cubriendo el período entre el 1 de enero de 1993 y 25 de junio del 2019. Por otro lado, la velocidad zonal y meridional del viento fueron extraídas del producto de cada 6 horas de ERA-Interim (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>), cubriendo el período entre el 1 de enero de 1979 y el 31 de agosto de 2019. La resolución espacial de los datos en esta investigación es de $1/8^\circ$. Más detalles técnicos sobre este modelo atmosférico se pueden consultar en Berrisford et al. (2011).

METODOLOGÍA

Dado que la investigación se enfocó en la variabilidad de mesoescala, se removió la tendencia presente en los datos del nivel del mar mediante un ajuste lineal. De igual forma se removió el ciclo anual y semianual, tanto de la TSM como del nivel del mar, empleando un ajuste armónico. De la información del nivel del mar, luego de eliminar la tendencia y los ciclos anual y semianual, se calculó la corriente geostrofica zonal y meridional considerando la ecuación de equilibrio geostrofico (Gill, 2016).

Para el cálculo de las contribuciones al bombeo de Ekman, se siguió la metodología descrita en Gaube et al. (2015), donde el bombeo de Ekman total (W_{tot}) es expresado por la contribución de la corriente al esfuerzo en superficie (W_{cur}) y la contribución del gradiente de la TSM con dirección transversal a la dirección del viento (W_{SST}). Así mismo, W_{cur} se descompone en tres contribuciones: 1) asociada al efecto de la corriente local al esfuerzo en superficie denominado bombeo de Ekman lineal (W_c), 2) asociada al esfuerzo en superficie actuando sobre el gradiente de vorticidad del remolino denominado bombeo de Ekman no lineal (W_ζ) y 3), asociada al efecto del plano β en la componente zonal del esfuerzo en superficie (W_β), el cual puede ser removido debido a que solo tiene efecto a escalas espaciales grandes (Seo et al., 2016).

$$W_{tot} = \frac{1}{\rho_0} \nabla \times \left(\frac{\tau}{f + \zeta} \right)$$

$$W_{tot} = W_{cur} + W_{SST}$$

$$W_{cur} = W_c + W_\zeta + W_\beta$$

$$W_{cur} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\nabla \times \tau}{f + \zeta} + \frac{1}{\rho_0 (f + \zeta)^2} \left(\tau^y \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \tau^x \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + \frac{\beta \tau^x}{\rho_0 (f + \zeta)^2}$$

$$W_{SST} = \frac{\nabla \times \tau_{SST}}{\rho_0 (f + \zeta)} \approx \frac{\alpha_c \nabla_c SST}{\rho_0 (f + \zeta)}$$

Donde: $\rho_0=1026.5 \text{ kg m}^{-3}$, f es el parámetro de Coriolis, β es la variación latitudinal del parámetro de Coriolis, ζ es la vorticidad geostrófica, α_c es el coeficiente de acoplamiento con valor de $0.013 \text{ N m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, ∇_c es el gradiente de la TSM con dirección antihoraria transversal al vector viento. τ representa el esfuerzo en superficie, generado por la velocidad relativa del viento respecto a las corrientes en superficie expresado según las ecuaciones propuestas por Gaube et al. (2015), y τ^x representa la componente zonal de este esfuerzo en superficie.

Finalmente, para enfocar la variabilidad de la mesoescala para cada contribución al bombeo de Ekman y al campo de velocidad geostrófica, se removió las escalas espaciales mayores a $6^\circ \times 6^\circ$ (Seo et al., 2016).

RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados de la energía cinética turbulenta en conjunto con los vectores de la velocidad geostrófica indicando regiones donde las estructuras de mesoescala se encuentran presentes, y modifican las condiciones oceánicas en ese determinado lugar (Figura 1). Luego, se exhibe la distribución espacial de cada contribución al bombeo de Ekman inducido por la actividad de los vórtices (Figura 2). Dado que el objetivo de la investigación es describir el impacto de la mesoescala en los movimientos verticales, se optó para fines prácticos mostrar los resultados para un día de análisis del 2001 (1 de enero del 2001).

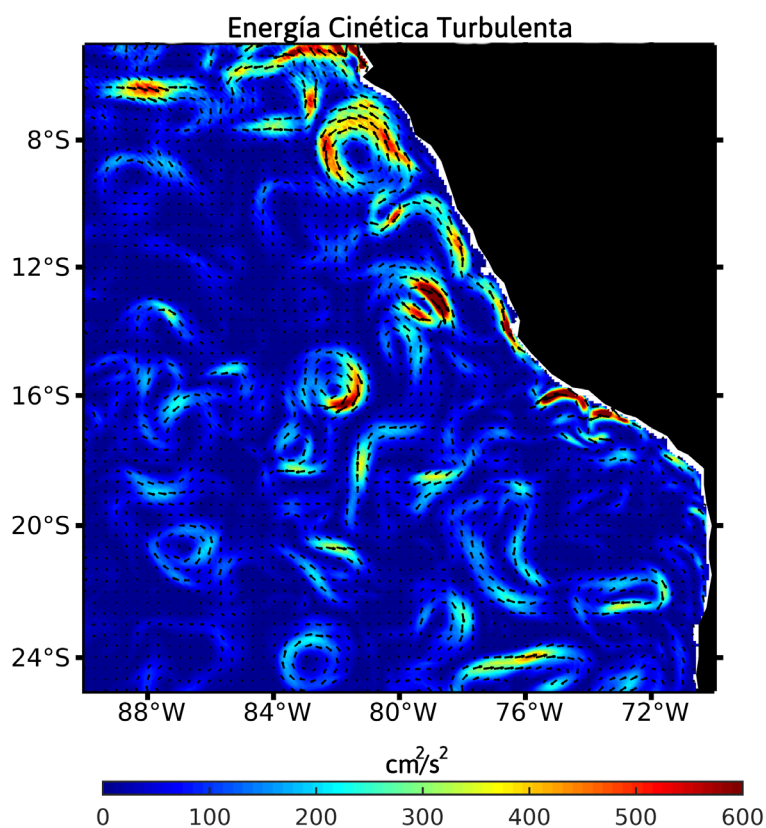


Figura 1. El sombreado representa la distribución espacial de la energía cinética turbulenta ($\text{cm}^2 \text{ s}^{-2}$). Las flechas negras representan la dirección de la velocidad geostrófica. Ambos parámetros son calculados a modo representativo para el 01-01-2021.

ENERGÍA CINÉTICA TURBULENTA

La distribución espacial de la energía cinética turbulenta (en $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) de la Figura 1 presenta una gran cantidad de estructuras de mesoescala muy energéticas comparadas con el medio circundante. Además, la dirección de las corrientes geostróficas indica la presencia de estructuras circulares (remolinos) de diferentes tamaños y sentidos de giro, siendo más energéticas las localizadas cerca a la costa y al norte de los 12°S del dominio. De estas estructuras circulares, se destacaron 2 remolinos por su alta energía cinética turbulenta comparada con el resto de remolinos. El primero, de gran tamaño, se localiza a los 8°S , en la costa y con sentido de giro antihorario, mientras que el segundo se localiza a los 16°S , mar adentro, y con sentido de giro horario. Otra característica importante es que los bordes de todos los remolinos observados muestran valores de energía en el rango de ~ 150 a $500 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$, siendo más energéticos que sus regiones internas. No obstante, otras estructuras de mesoescala destacan de las ya mencionadas, debido a que su energía estuvo en el rango aproximado de 400 a $500 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ cerca a la costa y 150 a $250 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ mar adentro (Figura 1).

CONTRIBUCIONES AL BOMBEO DE EKMAN INDUCIDAS POR LA MESOESCALA

El término bombeo de Ekman lineal (W_c), visto en la Figura 2a, presentó velocidades verticales positivas en el rango de ~ 0.3 a 0.4 m d^{-1} en casi toda la línea frente a la costa, disminuyendo su intensidad hasta $\sim 0.1 \text{ m d}^{-1}$ en una región donde la dinámica ecuatorial tiene mayor predominio (al norte de los 5°S). A esta franja cercana a la costa, con velocidades verticales positivas que indican afloramiento de aguas subsuperficiales, le sigue una región con velocidades negativas en un rango de ~ 0.1 a 0.2 m d^{-1} , indicando la existencia de regiones de hundimiento de aguas superficiales. Mar adentro, se presentaron regiones con afloramiento de aguas subsuperficiales y/o hundimiento de aguas superficiales, pero en menor medida comparada con la franja costera ya mencionada. El rango que presentó esta región fue de ~ -0.1 a 0.1 m d^{-1} . Por otro lado, la presencia de remolinos de mesoescala también se observó en este término, aunque en menor medida y, principalmente, mostrando velocidades negativas sin importar la dirección de giro de estos remolinos.

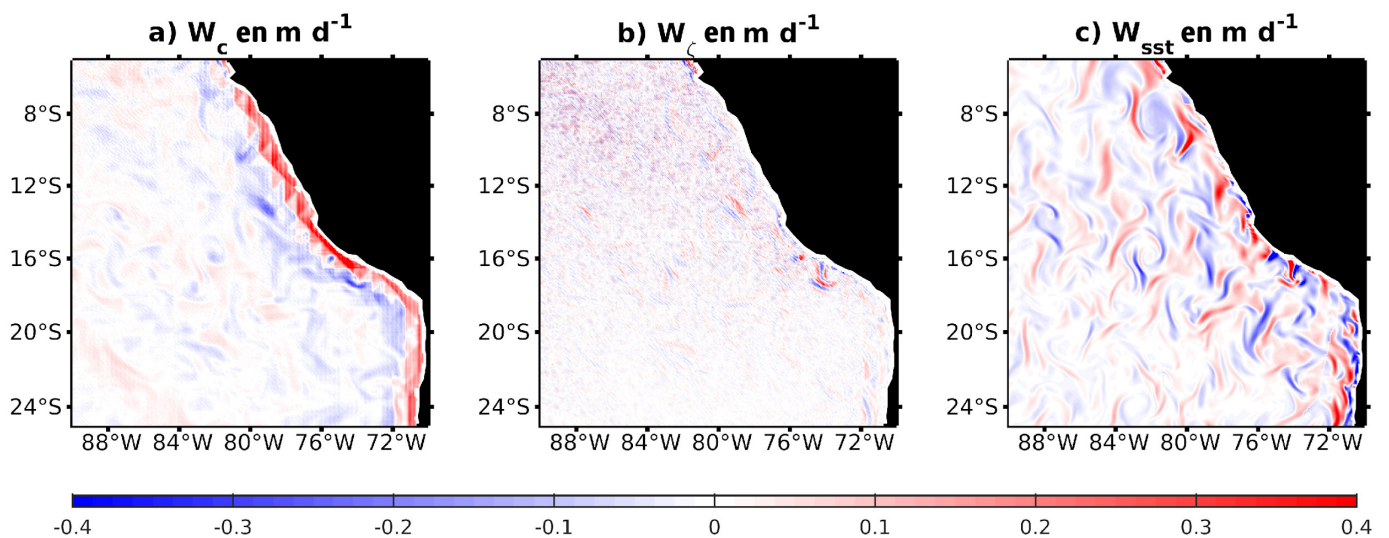


Figura 2. Distribución espacial de cada contribución al bombeo de Ekman inducido por la dinámica de la mesoescala: a) W_c representando el término lineal al bombeo de Ekman, b) W_c representando la parte no lineal del bombeo de Ekman y c) W_{SST} representando la contribución del gradiente de la TSM con dirección transversal a la dirección del viento. Todos los gráficos tienen unidades de m d^{-1} para el 01-01-2021.

Por su parte, el término no lineal al bombeo de Ekman (W_c) visto en la Figura 2b presentó velocidades verticales menos intensas que en los demás términos con un rango aproximado de -0.1 a 0.1 m d^{-1} . No obstante, en la costa a 16°S se observaron velocidades verticales intensas asociadas a la elevada energía cinética turbulenta observada en la misma región (Figura 1), con franjas de velocidades negativas seguido de velocidades positivas próximas a 0.2 m d^{-1} . Similar característica se presentó en la región donde la dinámica ecuatorial domina y en algunas regiones mar adentro.

A diferencia de los demás términos descritos, la contribución del gradiente de la TSM con dirección transversal a la dirección del viento (W_{SST}), visto en la Figura 2c, presentó un efecto marcado por la actividad de mesoescala, principalmente en regiones donde los remolinos de diferentes tamaños fueron observados. Además, en términos de intensidad, esta contribución tuvo similar magnitud a la de W_c pero distribuidos en todo el dominio de estudio. Otra característica importante a detallar es que las velocidades verticales dentro de los remolinos observados se vieron afectadas por el sentido de giro. Ejemplos notorios de esta característica son los dos remolinos detectados cerca a la costa al norte, donde su sentido de giro fue antihorario. Ambos casos presentaron velocidades verticales negativas en el rango de 0.1 a 0.2 m d^{-1} indicando hundimiento de aguas de superficie, además los bordes de estas estructuras presentaron velocidades positivas ligeramente más intensas en el rango de 0.2 - 0.3 m d^{-1} . Por otro lado, otros remolinos con el mismo sentido de giro horario, y localizados mar adentro, presentaron velocidades verticales muy pequeñas lo cual puede estar asociado a su menor tamaño o a su menor energía cinética turbulenta.

CONCLUSIONES

El estudio indicó que el término W_c presenta velocidades verticales positivas e intensas en una franja costera que cubre desde la frontera sur hasta una región donde la dinámica ecuatorial es dominante (5°S). Además, esta contribución a la velocidad vertical presentó valores negativos (hundimiento) en lugares donde se localizaron remolinos de diferente polaridad. Aparentemente, el sentido de giro que estos presenten no es relevante; no obstante, un análisis de la evolución temporal de remolinos, ayudaría a corroborar este resultado.

El término W_c por su parte tuvo una menor contribución a los movimientos verticales comparado con los demás términos mostrados, excepto en pequeñas regiones localizadas en la costa a los $\sim 12^\circ\text{S}$ y 16°S donde la energía cinética turbulenta fue muy elevada impulsando movimientos verticales muy intensos con diferente dirección en los flancos de esta posible estructura de mesoescala.

Por otro lado, el término W_{SST} mostró velocidades verticales tanto positivas como negativas en el mismo orden que W_c , lo que sugiere que este término es tan importante como el ya mencionado. Así mismo, la polaridad de los remolinos sí tuvo un impacto en la dirección de las velocidades verticales, siendo las regiones internas de remolinos con sentido de giro antihorario negativas y viceversa. Los bordes de estos remolinos por su parte mostraron signo diferente de la región al interior de los remolinos.

Para finalizar, un estudio extendido empleando métodos de seguimiento de remolinos, el cual se encuentra en desarrollo, brindará una visión más amplia del impacto de la dinámica de mesoescala a escalas de tiempo más largas y sus efectos sobre los diferentes ciclos biogeoquímicos y ecosistemas marinos.

REFERENCIAS

- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., ... & Simmons, A. (2011). *The ERA-Interim archive*, version 2.0.
- Chavez, F.P., Bertrand, A., Guevara-Carrasco, R., Soler, P., & Csirke, J. (2008). The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future. *Progress in Oceanography*, 79 (special issue 2-4), 95-105.
- Chelton, D.B., & Xie, S.P. (2010). Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales. *Oceanography*, 23(4), 52-69.
- Gaube, P., Chelton, D.B., Samelson, R.M., Schlax, M.G., & O'Neill, L.W. (2015). Satellite observations of mesoscale eddy-induced Ekman pumping. *Journal of Physical Oceanography*, 45(1), 104-132.
- Gill, A. E. (2016). *Atmosphere-ocean dynamics*. Elsevier.
- Good, S., Fiedler, E., Mao, C., Martin, M. J., Maycock, A., Reid, R., ... & Worsfold, M. (2020). The current configuration of the OSTIA system for operational production of foundation sea surface temperature and ice concentration analyses. *Remote Sensing*, 12(4), 720.
- Halpern, D. (2002). Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997–1998 El Niño. *Geophysical research letters*, 29(5), 19-1.
- McGillicuddy Jr, D.J. (2016). Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale. *Annual Review of Marine Science*, 8, 125-159.
- Seo, H., Miller, A.J., & Norris, J.R. (2016). Eddy–wind interaction in the California Current System: Dynamics and impacts. *Journal of Physical Oceanography*, 46(2), 439-459.
- Stern, M.E. (1965). Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 12, No. 3, pp. 355-367). Elsevier.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., & Fleming, R.H. (1942). *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology* (Vol. 1087). New York: Prenti