

# Balance Geostrófico y Ageostrófico frente a la costa peruana entre 1980 y 2008

Tony Aparco, Ivonne Montes, Joel Sudre  
Instituto Geofísico del Perú

Las corrientes superficiales oceánicas son de crucial interés debido a que transportan *momentum*, calor, salinidad y propiedades de un lugar a otro; permitiendo regular localmente y a grandes escalas las condiciones climáticas (Sudre et al., 2013). Dentro de este margen, la estimación de corrientes geostróficas y ageostróficas se han convertido en un método relevante para, en conjunto, aproximarse a las corrientes reales superficiales (Sudre and Morrow, 2008; Rio et al., 2013). Estas estimaciones de corrientes son obtenidas mediante la simplificación de la ecuación de movimiento (ecuación que describe la dinámica del océano, ec. 1) bajo ciertos supuestos, tales como que el océano se comporta como un medio homogéneo, ocupa una gran extensión espacial donde las aceleraciones locales son despreciables. Por lo tanto, la circulación oceánica en superficie queda regida por los principales forzantes de movimiento, externos e internos, como el viento que interactúa superficialmente y promueve el movimiento y el gradiente de presión horizontal (Rio et al., 2013).

$$\frac{Du}{Dt} + 2\Omega \times \mathbf{u} = \frac{-1}{\rho} \nabla p - g\hat{\mathbf{k}} + \nu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (1)$$

Donde,  $\mathbf{u}=(u,v)$  es el vector de velocidad de corriente del fluido,  $\Omega$  es la velocidad angular de la tierra,  $p$  presión,  $\rho$  es la densidad del fluido y  $\nu$  es la viscosidad.

Estas consideraciones dentro de las ecuaciones de movimiento de Navier-Stokes simplifica la ecuación 1, generando los denominados balances geostróficos y ageostróficos que facilitan la solución para calcular los

campos de velocidad de las corrientes para ser evaluadas mediante variables que pueden ser medibles (e.g., temperatura, salinidad, nivel del mar, Steward, 2000). El balance geostrófico está referido a la relación entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis (Cushman-Roisin and Becker, 2010) tal que:

$$u_g f = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} u_g = \frac{-g}{f} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2)$$

$$v_g f = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3)$$

Donde  $p$  es la densidad,  $f$  el parámetro coriolis,  $g$  la gravedad,  $h$  el nivel del mar,  $u_g$  y  $v_g$  son las componentes zonal y meridional de velocidad geostrófica, respectivamente, y  $p$  es la presión que puede ser calculada como  $p = \rho gh$ , ya que se parte de la idea que es un medio homogéneo. Por lo tanto, las corrientes geostróficas superficiales pueden ser evaluadas mediante el nivel del mar ( $h$ ).

Por otro lado, el balance ageostrófico desarrollado por Alfrid Ekman (1905) considera al esfuerzo del viento como forzante superficial que transfiere *momentum* al océano hasta cierta profundidad y las corrientes resultantes se balancean con la fuerza de Coriolis (Colling, 2001), tal que:

$$v_e f = -\nu_E \frac{\partial^2 u_e}{\partial z^2}; u_e = \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{\frac{z}{d}} [\tau_x \cos(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}) - \tau_y \sin(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4})] \quad (4)$$

$$u_e f = \nu_E \frac{\partial^2 v_e}{\partial z^2}; v_e = \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{\frac{z}{d}} [\tau_x \sin(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}) + \tau_y \cos(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4})] \quad (5)$$

Donde  $\rho$  es la densidad,  $f$  es el parámetro Coriolis,  $d$  es el espesor de la capa de Ekman ( $d = \sqrt{\frac{2\nu_E}{|f|}}$ ),  $z$  es la profundidad,  $\nu_E$  es el coeficiente de viscosidad,  $\tau$  es el esfuerzo del viento,  $u_e$  y  $v_e$  son las componentes zonal y meridional de velocidades ageostróficas, respectivamente.

Frente a la costa peruana, en superficie, se desarrolla la denominada Corriente Costera Peruana (CCP) que forma parte del Sistema de Corrientes de Humboldt. Esta corriente, que alcanza entre los 15 y 20  $\text{cms}^{-1}$ , se mantiene por la acción del viento en superficie y por la bifurcación de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC) entre los 45° y 55°S que circula hacia el ecuador con velocidad característica entre 15 y 20  $\text{cms}^{-1}$ , bordeando las costas de Chile y Perú (Strub et al., 1998).

Según señalan los autores, el balance de Ekman y geostrófico trabajan de manera conjunta para mantener la CCP y modular su intensidad. Tal que la acción del viento frente a la costa peruana favorece al proceso denominado afloramiento o surgencia costera, que causa el transporte hacia el oeste de masas de agua (denominado transporte de Ekman) que provoca un gradiente de presión desarrollado perpendicular a la costa. Para compensar el transporte de Ekman generado por el viento desde la costa hacia costa afuera, la pincolina (es decir, la superficie en donde la densidad tiene un máximo gradiente vertical) cerca de la costa se acerca a la superficie generando un gradiente de densidad que cruza la costa, lo cual contribuye a la CCP por ajuste geostrófico (Echevin et al., 2011).

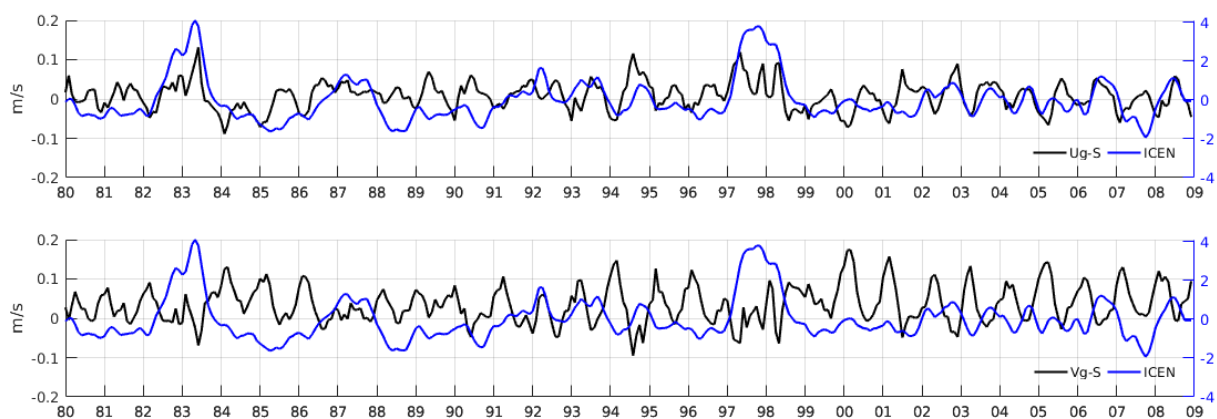
Por tanto, el objetivo de esta investigación, que se desarrolla como tesis para optar el grado de Licenciado en Física, es estimar la corriente superficial frente a Perú mediante el balance geostrófico y ageostrófico. Para ello, se utilizan los datos mensuales de nivel del mar, temperatura, salinidad y esfuerzo del viento extraídos del modelo oceánico de reanálisis SODA (Simple Ocean Data Assimilation, Carton and Geise, 2008) para el periodo comprendido entre 1980 y 2008.

## RESULTADOS PRELIMINARES

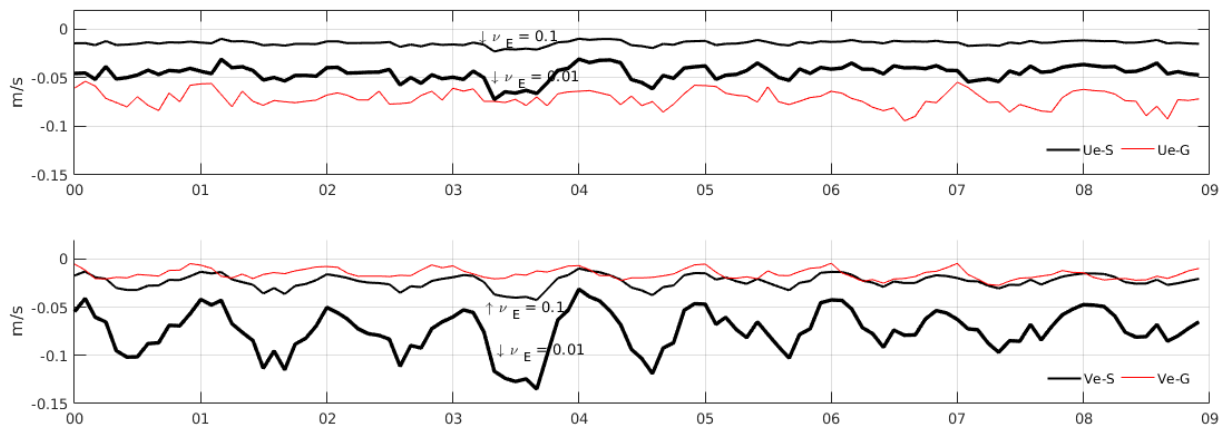
Los resultados preliminares de la aplicación de las ecuaciones 2-5, calculados sobre la franja costera distribuida entre 7° y 13°S desde la costa hasta 250 km mar adentro, son presentados en las Figura 1 y 2. Cabe resaltar que en ambas gráficas se le ha superpuesto la serie temporal del ICEN (Índice Costero El Niño; ENFEN, 2012) a partir de los datos de temperatura superficial del mar del SODA.

Las series de tiempo de las velocidades calculadas muestran que la corriente geostrófica explica los mayores cambios, fluctuando entre variaciones positivas y negativas, mientras que la corriente de Ekman se mantiene fluyendo costa afuera con variaciones, principalmente, asociadas al ciclo estacional. Una característica particular que se evidencia es que, las variaciones temporales de ambas componentes geostróficas están fuertemente influenciadas por eventos asociados a El Niño. Por ejemplo, tales son los casos de El Niño extraordinario registrados en 1982/83 y 1997/98, siendo notable un aumento en magnitud (10  $\text{cms}^{-1}$  zonal y 7  $\text{cms}^{-1}$  meridional) y variaciones en la dirección de flujo (hacia el este y sur, respectivamente).

Por otro lado, las series de tiempo de las velocidades ageostróficas para el periodo 2000-2008 son calculadas usando dos valores diferentes de coeficientes de viscosidad turbulenta  $\nu_E$  (0.1 y 0.01  $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ), siguiendo lo sugerido por Cushman (2010) y Chereskin (2001). Los resultados muestran que la utilidad de uno versus otro puede tener cambios considerables en la magnitud. Ello es evidenciado mediante una comparación de lo calculado mediante los datos de SODA y los datos mensuales extraídas del producto GEKCO (*Geostrophic and Ekman Current*, Sudre et al. (2013), producto que contiene datos globales de corrientes superficiales generado a partir de datos satelitales).



**Figura 1.** Series de tiempo de la componente zonal ( $U_g-S$ , panel superior) y meridional ( $V_g-S$ , panel inferior) de la corriente geostrófica (líneas negras) para el periodo 2000 – 2008 calculadas a partir de los datos numéricos de SODA empleando las ecuaciones 2 y 3. Series temporales en azul representa el ICEN (Índice Costero El Niño).



**Figura 2.** Series de tiempo de la componente zonal ( $Ue-S$ , panel superior) y meridional ( $Ve-S$ , panel inferior) de la corriente ageostrofica (líneas negras) para el periodo 2000 – 2008 calculadas a partir de los datos numéricos de SODA empleando las ecuaciones 2 y 3. Líneas negras delgadas (gruesas) es el resultado del cálculo empleando como coeficiente de viscosidad ( $\nu_E$ ) el valor de 0.1 (0.01). Líneas rojas representa la serie temporal extraída de la base de datos GEKCO.

## REFERENCIAS

Carton, J.A., & Giese, B.S. (2008). A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, 136(8), 2999–3017. <http://doi.org/10.1175/2007MWR1978.1>.

Chaigneau, A., & Pizarro, O. (2005). Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120°W. *Geophysical Research Letters*, 32(8), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL022070>.

Chereskin, T. K., & Price, J. F. (2001). Ekman Transport and Pumping. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 222–227. <http://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00155-7>.

Colling, A., Brown, E., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., & Wright, J. (2001). Chapter 3 – Ocean currents, In *Ocean Circulation (Second Edition)*, Butterworth-Heinemann, Oxford, 2001, Pages 37-78, ISBN 9780750652780, <https://doi.org/10.1016/B978-075065278-0/50016-3>.

Cushman-Roisin, B., & Beckers, J.M. (2011). Chapter 8 - The Ekman Layer. In B. Cushman-Roisin & J.-M. Beckers (Eds.), *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics Physical and Numerical Aspects*, 101, 239–270. Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-088759-0.00008-0>.

Echevin, V., Colas, F., Chaigneau, A., & Penven, P. (2011). Sensitivity of the Northern Humboldt Current System nearshore modeled circulation to initial and boundary conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(7), 1–16. <http://doi.org/10.1029/2010JC006684>

- ENFEN, 2012: “Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa peruana, Nota Técnica ENFEN.

Rio, M.H., Mulet, S., & Picot, N. (2014). Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents. *Geophysical Research Letters*, 41(24), 8918–8925. <https://doi.org/10.1002/2014GL061773>

Sudre, J., Maes, C., & Garçon, V. (2013). On the global estimates of geostrophic and Ekman surface currents. *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*, 3(1), 1–20. <http://doi.org/10.1215/21573689-2071927>.

Sudre, J., Morrow, R. (2008). Global surface currents: A high-resolution product for investigating ocean dynamics. *Ocean Dynamics*, Vol. 58 (2), 101-118, doi:10.1007/s10236-008-0134-9

Stewart, R. (2008). *Introduction To Physical Oceanography (2a ed.)*. Texas A & M University. 345.

Strub, P., Mesías, J., Montecino, V., Rutlant, J., & Salinas, S. (1998). Coastal ocean circulation off western South America. *The Sea*, Vol 11.

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Nio. *Geophysical Research Letters*, 38(10), 1–5. <http://doi.org/10.1029/2011GL047364>.