



Sensibilidad del sistema de afloramiento costero del Perú al cambio climático e implicancias ecológicas

Climate change sensitivity of the Peruvian upwelling system and ecological implications

DIMITRI GUTIÉRREZ^{1,4,*}, ARNAUD BERTRAND², CLAUDIA WOSNITZA-MENDO¹, BORIS DEWITTE³, SARA PURCA¹, CECILIA PEÑA¹, ALEXIS CHAIGNEAU³, JORGE TAM¹, MICHELLE GRACO¹, VINCENT ECHEVIN⁴, CARMEN GRADOS¹, PIERRE FRÉON² & RENATO GUEVARA-CARRASCO¹

¹Instituto del Mar del Perú, Apartado Postal 22, Callao, Perú

²EME, UMR212, IRD, Centre de Recherche Halieutique Méditerranéenne et Tropicale, Sète, France

³LEGOS/IRD/CNES, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale, Toulouse, France

⁴Universidad Peruana Cayetano Heredia, Facultad de Ciencias y Filosofía, Av. Honorio Delgado 430, Lima 31, Perú

⁵LOCEAN, UMR 7159 CNRS-IRD-Univ. P. & M. Curie-MNH, Paris, France.

*dgutierrez@imarpe.gob.pe

RESUMEN

Durante por los menos las últimas tres décadas, varias señales del calentamiento global han sido observadas en el Océano Pacífico, que consisten en el aumento de las temperaturas superficiales del mar, el aumento de la estratificación térmica, así como la expansión de las zonas mínimas de oxígeno. Paralelamente, las series de tiempo disponibles sugieren una disminución de la temperatura superficial del mar desde la costa central del Perú hasta la costa norte de Chile, así como una tendencia positiva en la productividad primaria cerca de la costa. Otros parámetros oceanográficos, como la profundidad de la oxiclina, así como indicadores ecosistémicos en niveles tróficos superiores de cambios poblacionales y de distribución, exhiben una fuerte señal interdecadal que limita la determinación de tendencias recientes. Para el futuro un alto grado de incertidumbre caracteriza los modelos regionales para las respuestas de corto y mediano plazo del sistema acoplado océano-atmósfera al calentamiento global en el Pacífico Sudeste. Los modelos actuales convergen en general hacia un calentamiento significativo y a un aumento de la estratificación termal. Para el dominio costero, hay dos posibles escenarios en debate: el primero postula una intensificación de las surgencias costeras debido a interacciones tierra/atmósfera/océano, mientras que el segundo visualiza un debilitamiento de las surgencias costeras, asociado al debilitamiento de los alisios y de la Circulación de Walker. Dicha incertidumbre refleja nuestro limitado conocimiento de los procesos físicos locales y regionales que pueden amplificar o amortiguar los efectos del calentamiento global. No obstante, considerando la variabilidad interdecadal y/o la inercia de las tendencias actuales, el primer escenario (enfriamiento costero) parece ser más probable en la próxima década, mientras que el escenario de calentamiento se desarrollará con mayor probabilidad a más largo plazo o cuanto menor sea la mitigación de los gases de efecto invernadero. Ambos escenarios pueden desplazar al sistema de afloramiento costero fuera de la 'ventana óptima ambiental' que sostiene a la inmensa población de la anchoveta, debido a la compresión de su hábitat natural o por la disminución en el éxito del reclutamiento. Un aspecto crítico para la evolución futura del sistema es si la capa de mínima de oxígeno se aproximará a la superficie, asociada a la intensificación de la estratificación termal, o si, por el contrario, se profundizará, a causa de una mayor ventilación subsuperficial y de la reducción de la respiración en la columna de agua. En cualquiera de los casos, son necesarias medidas de adaptación para las pesquerías y las comunidades locales, con el fin de aminorar la vulnerabilidad del ecosistema, sus recursos y pesquerías y de las poblaciones humanas costeras. **Palabras claves:** Sistema de afloramiento costero, Perú, cambio climático, interacciones tierra- océano-atmosfera, vientos costeros, ventana óptima ambiental, oxígeno, pesquerías.

ABSTRACT

Several signs of global warming effects on the Pacific Ocean have been observed, manifested as increasing sea surface temperatures, increase in thermal stratification, and expansions of the oxygen minimum zones for at least the past three decades. In parallel, available time-series strongly suggest coastal cooling is detectable from Central Peru to Northern Chile, and an increasing trend of primary productivity off Peru. Other oceanographic parameters, e.g. oxycline depth, as well as high trophic level ecosystem indicators exhibit substantial interdecadal variability that obscures any recent trend. In the future, a high degree of uncertainty characterizes the regional models for the short-term and medium-term responses of the ocean-atmosphere coupled system to the global warming in the South Eastern Pacific. Nevertheless most of the models converge towards a significant warming and an increase of the thermal stratification offshore. For the coastal domain, two scenarios are under debate; the first hypothesizes an intensification of coastal upwelling due to land/atmosphere/ocean regional feedbacks, whereas the second envisions a weakening of coastal upwelling due to the large-scale weakening of trade winds and the Walker circulation. That uncertainty reflects our limited current knowledge of those local/regional scales physical processes that might amplify or buffer the global warming effects. However, taking into account the persistence of interdecadal variability and/or the inertia of the current trend, the first scenario is

most likely to develop for the next decade, whereas the longer the time-horizon and the weaker the global mitigation of greenhouse emissions are, the more likely would be the warming scenario. For both scenarios, the physical changes could drive the Peruvian upwelling system away from the 'optimum environmental window' that supports the huge anchovy population, due to the compression of its habitat and/or the decrease of its current recruitment success. A critical issue for the future evolution of the Peruvian upwelling ecosystem is whether oxygen-depleted waters will shoal, in tune with large-scale thermal stratification, or if they will be deepened due to increased subsurface ventilation and lower organic matter respiration in the water column. In any case, adaptation measures for the fisheries and the coastal communities are necessary, in order to lessen the vulnerability of the ecosystem, resources, fisheries and human coastal communities.

Keywords: Coastal upwelling system, Peru, climate change, land-atmosphere-ocean interactions, coastal winds, optimum environmental window, oxygen, fisheries.

INTRODUCCIÓN

Es actualmente admitido que el calentamiento global asociado a la actividad antropogénica alterará el régimen climático y los ecosistemas en numerosas regiones del globo (Walther et al., 2002; Parmesan & Yohe, 2003). Por consiguiente existe una creciente necesidad de la sociedad por estudiar los cambios climáticos y ecológicos futuros tanto a gran escala como a escala regional. En particular, genera preocupación el devenir de las zonas costeras, que por un lado se encuentran bajo la influencia del clima oceánico y por otro, son muy vulnerables al albergar ecosistemas productivos o biodiversos (Harley et al., 2006). Un estudio reciente que ha estimado la vulnerabilidad de las economías al impacto del cambio climático en las pesquerías en base a los factores de exposición física, sensibilidad socioeconómica al sector pesquero y capacidad adaptativa (Allison et al., 2009) predice que el Perú será la décima economía más vulnerable, bajo el escenario moderado B2 del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC 600 ppm CO₂ al 2100).

El sistema de la Corriente de Humboldt frente a Perú (SCHP), también conocido como el sistema de afloramiento costero del Perú, es el sistema de borde oriental oceánico más cercano al ecuador (Figs. 1, 2 y 3) y sustenta la mayor producción pesquera en relación a otros sistemas análogos en el globo (Chavez et al., 2008). Una fuerte variabilidad interanual distingue al SCHP de otros sistemas (Chavez & Messié, 2009). Además el SCHP se caracteriza por estar asociado a una gran zona subsuperficial de mínima de oxígeno (ZMO) (Helly & Levin, 2004; Chavez et al., 2008; Karstensen et al., 2008; Paulmier & Ruiz-Pino, 2009) y con el que interactúa modulando la productividad, el intercambio de CO₂ con la atmósfera y el balance regional del pH.

Este conjunto de singularidades determinan la vulnerabilidad del SCHP al calentamiento global, siendo la evolución de la productividad y la riqueza pesquera bajo un clima global más cálido, unas de las interrogantes actuales (Chavez et al., 2008; Bakun & Weeks, 2008). Resolver estas preguntas requiere una mejor comprensión de la variabilidad climática natural en la escala regional, además de su sensibilidad a condiciones de base más cálidas. No obstante, para ello es preciso superar al menos dos limitaciones. En principio, la alta variabilidad temporal inherente al SCHP dificulta la distinción de la señal del calentamiento global, cuya interacción con la variabilidad climática natural es de por sí compleja (Dinezio et al., 2009; 2010; Yeh et al., 2009). Luego, los modelos globales sobre el efecto del aumento de gases invernadero (Achutarao & Sperber, 2006) aún no tienen la resolución suficiente para representar adecuadamente el sistema océano-atmósfera del SCHP, lo cual relativiza su validez como herramientas de previsión, especialmente para el corto y mediano plazo.

Por otra parte, para prever las implicancias ecológicas del impacto climático en el SCHP es necesario considerar los procesos biológicos que ocurren en cada etapa del ciclo vital de los organismos. En el caso de la mayoría de peces y de algunos invertebrados, la mayor mortalidad ocurre durante los estados de huevos y larvas, altamente sensibles a cambios en la temperatura, oxigenación, enriquecimiento, advección y turbulencia (Cushing, 1975; Lasker, 1978; Bakun, 1998; Cury & Roy, 1989; Hazen et al., 2009). La condición fisiológica de los adultos y la vulnerabilidad a depredadores también es sensible a los mismos factores (Fréon et al., 2005; Prince & Goodyear, 2006; Bertrand et al., 2010) y a procesos físicos de mesoescala y macroescala (Mann & Lazier, 2005).

Asimismo, para las comunidades, además de los cambios en la condición media de los factores abióticos, cobra importancia el posible incremento/disminución de la frecuencia de

eventos extremos, tales como eventos El Niño (EN) de gran magnitud (Yeh et al., 2009), que tienen el potencial de inducir cambios drásticos en la biodiversidad y en la productividad primaria y secundaria, así como favorecer el colapso de las poblaciones de peces (Valdivia, 1978; Barber & Chavez, 1983; Arntz & Fahrbach, 1996; Bakun & Broad, 2003; Alheit & Niquen, 2004; Bertrand et al., 2004).

En las siguientes secciones de este trabajo revisaremos en primer lugar las condiciones ambientales del SCHP en las últimas décadas, en el entorno cambiante a gran escala por el calentamiento global, poniendo en perspectiva el conocimiento de la variabilidad climática del último milenio. Posteriormente revisaremos posibles escenarios de cambio regional, basados en las hipótesis y modelos climáticos actuales. Finalmente se discutirán las posibles implicancias ecológicas y para las pesquerías del SCHP.

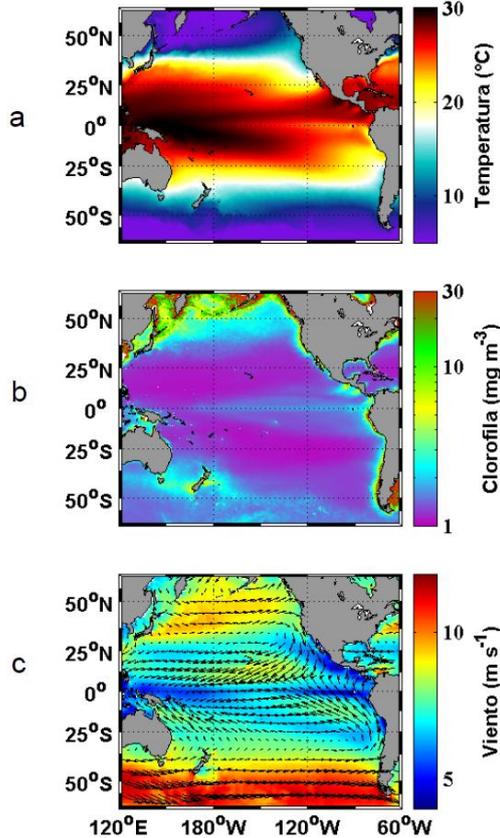


Figura 1. Características oceanográficas y de productividad del sistema de la Corriente de Humboldt frente al Perú, en el contexto del Océano Pacífico. Distribución espacial promedio (2002-2009) de: a) Temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$, producto satelital MODIS), mostrando la lengua relativamente fría desde la costa peruana hacia el ecuador; b) Contenido de clorofila-a (mg L^{-1} , producto satelital MODIS), indicando la alta productividad del sistema; y c) vientos a 10 m de altura (m s^{-1} , producto satelital QuikSCAT). En el tercer panel los colores indican la intensidad del viento, mientras las flechas representan su dirección; nótese la dirección favorable a la divergencia, asociada a la influencia del Anticiclón del Pacífico Sur, y la intensidad moderada de los vientos al norte y al sur de los 15°S .

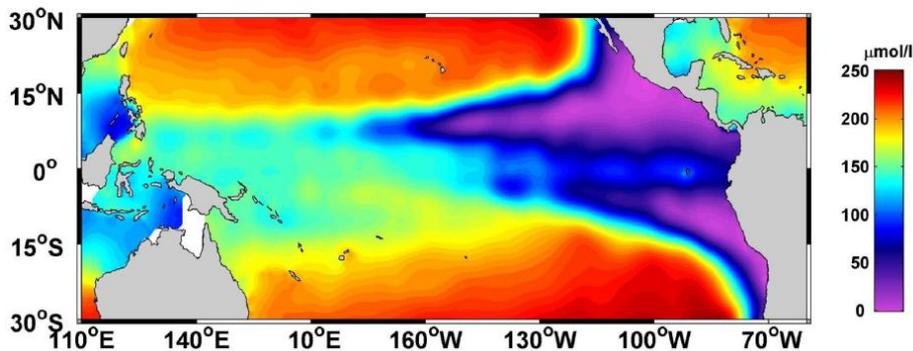


Figura 2. Mapa climatológico actual de la distribución de oxígeno disuelto a 150 m de profundidad ($\mu\text{mol L}^{-1}$), a partir del *World Ocean Data Center*, mostrando la presencia de extensas zonas de mínima de oxígeno en ambos trópicos del Pacífico Oriental (adaptado de Gutiérrez et al., 2009).

FORZAMIENTO CLIMÁTICO DEL SCHP

Circulación tropical y variabilidad

Estudios hechos en base a datos históricos y de datos reconstruidos de la presión atmosférica a nivel del mar (SLP) desde fines del siglo XIX muestran un debilitamiento del gradiente zonal de presión a través del Pacífico ecuatorial, en especial en las últimas tres décadas ($\sim 0.4\text{Pa/y}$; Vecchi et al., 2006). Este cambio es indicativo de un debilitamiento de la circulación de Walker, y con ello, de los vientos alisios del este y en consecuencia del afloramiento ecuatorial, lo que es consistente con la sensibilidad de los modelos climáticos al incremento de gases invernaderos (Vecchi & Soden, 2007). Ahora bien, mientras que en promedio la temperatura superficial del mar (TSM) ha aumentando globalmente en $0.8\text{ }^\circ\text{C}$ en el último siglo (Hansen et al., 2010), la tendencia media de las temperaturas superficiales de mar en el Pacífico central y oeste (zona de la ‘piscina caliente’) en las últimas décadas también es positiva, del orden de $> \sim 0.1\text{ }^\circ\text{C/década}$ especialmente en el lado occidental (Cravatte et al., 2009). En cambio, no existe consenso acerca de la tendencia en las TSM del Pacífico Oriental, ya que los resultados difieren dependiendo de la fuente de datos utilizada (Vecchi & Soden, 2007; Deser et al., 2010) o si los años El Niño fueron incluidos o no (Cane et al., 1997). Recientemente, Karnauskas et al. (2009) encontraron que desde 1880 el gradiente zonal de TSM ha tendido a reforzarse en el invierno y primavera australes, cuando el anticiclón del Pacífico Sur es más intenso (Falvey & Garreaud, 2009), alcanzando $\sim 0.36\text{ }^\circ\text{C/siglo}$ (Karnauskas et al., 2009). Este incremento del gradiente zonal de TSM a lo largo del ecuador puede significar una retroalimentación negativa al debilitamiento de la circulación de Walker (Karnauskas et al., 2009), como se verá más adelante. Por consiguiente, los datos actuales parecen sostener que no existe un acoplamiento sencillo entre los cambios atmosféricos y los cambios oceánicos, en especial en la región oriental. La Fig. 4 ejemplifica el contraste entre las tendencias de la SLP y de la TSM en el Pacífico Ecuatorial entre 1900 y 2009.

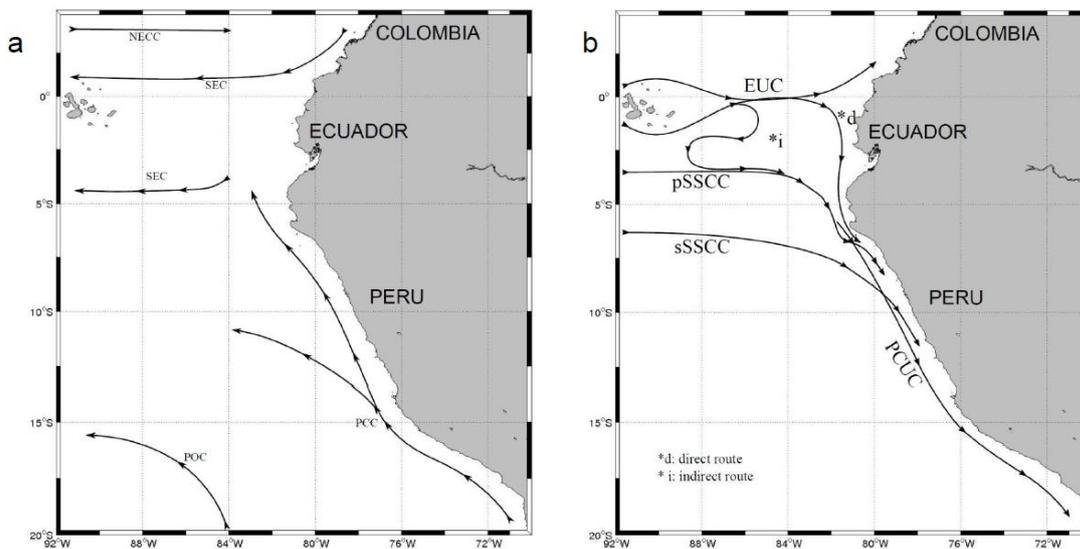


Figura 3. Esquema de la Circulación Oceánica Superficial (a) y Subsuperficial (b) para el Pacífico Tropical Sur Oriental, obtenido a partir de diagnósticos Langrangianos (b) y revisión bibliográfica (a) [Montes et al., 2010 y referencias citadas]. Flujos en superficie (a): NECC: Contracorriente Nor Ecuatorial; SEC: Corriente Sur Ecuatorial; PCC: Corriente Costera Peruana; POC: Corriente Oceánica Peruana, también conocida como Corriente de Humboldt. Flujos subsuperficiales (b): EUC: Corriente Subsuperficial Ecuatorial, también conocida como Corriente Cromwell; pSSCC: Contracorriente Subsuperficial del Sur principal; sSSCC: Contracorriente Subsuperficial del Sur secundaria; PCUC: Corriente Subsuperficial Peru-Chile.

Cabe indicar que los modelos climáticos indican un aumento global de la estratificación termohalina del océano, especialmente en la región occidental del Pacífico, con el incremento de los gases invernaderos (Yeh et al., 2009; Dinezio et al., 2009). Datos de reanálisis oceánico del

proyecto *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) entre 1958 y 2001 (Carton and Giese, 2008) indican que la profundidad de la termoclina ecuatorial se superficializó en unos 5 m en el Pacífico Central (Dewitte et al., 2009). Estos pequeños cambios en la termoclina reflejan un aumento significativo en la estratificación en proximidades a la termoclina, que tiene la capacidad de modificar la dinámica de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), aunque los mecanismos aún no son muy comprendidos (Fedorov & Philander, 2001). Es así que los modelos climáticos del proyecto CMIP3 (*Phase 3 of the Coupled Model Intercomparison Project*) muestran una sensibilidad muy fuerte a los cambios en la estratificación (Yeh et al., 2010), lo que explica la amplia diversidad de respuesta de estos mismos modelos al calentamiento global en términos de variabilidad interanual en el Pacífico tropical (Guilyardy et al., 2009; Collins et al., 2010).

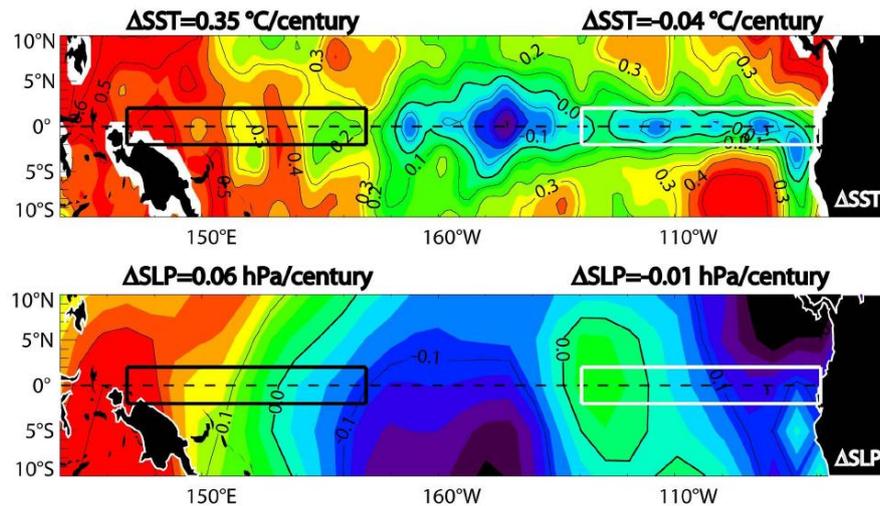


Figura 4. Tendencia lineal en °C/siglo (hPa/siglo) para anomalías de Temperatura Superficial del Mar, TSM (Presión atmosférica a nivel del mar, SLP), sobre el período 1900-2009. La información proviene de las bases de datos del Centro Hadley, conocidos HadISST (Rayner et al., 2003) y HadSLP2 (Allan & Ansell, 2006). Los valores promedio de la tendencia en los rectángulos negro y blanco (1.5°N – 1.5° S) se indican en la parte superior de cada panel.

Asimismo, nuevas investigaciones revelan un cambio reciente en el patrón espacial de anomalías de TSM asociadas a la fase cálida del ENSO, desplazando el núcleo de las anomalías hacia el Pacífico central (Yeh et al., 2009; Ashok et al., 2009), lo que se ha llamado El Niño del Pacífico central (CP-EN) (Figura 5). A diferencia de El Niño ‘canónico’, centrado en el Pacífico oriental (EP-EN), el CP-EN altera débilmente las condiciones oceanográficas de las costas tropicales de Sudamérica (Kao & Yu, 2009). Debido a la menor densidad de datos observados en el Pacífico tropical antes de 1950, no es claro si los eventos CP-EN han ocurrido antes de la década de 1950. Sin embargo, las observaciones en las últimas dos décadas sugieren que el CP-EN ha aumentado significativamente su amplitud y frecuencia (Lee and McPhaden, 2010). Las causas se atribuyen a la menor profundidad de la termoclina en el Pacífico y al incremento de la estratificación (Yeh et al. 2009), los que podrían modificar los mecanismos fundamentales del ENSO, es decir la retroalimentación advectiva zonal y la retroalimentación por la termoclina (An & Jin, 2001; Collins et al., 2010). Por ejemplo, una termoclina más somera en el Pacífico central puede favorecer la mayor contribución de la advección vertical sobre los cambios de TSM. Por otro lado, la termoclina más somera está asociada a una estratificación más importante, lo que puede modificar la manera con la cual el forzamiento se proyecta sobre las capas superficiales y las corrientes, afectando la advección zonal de temperatura.

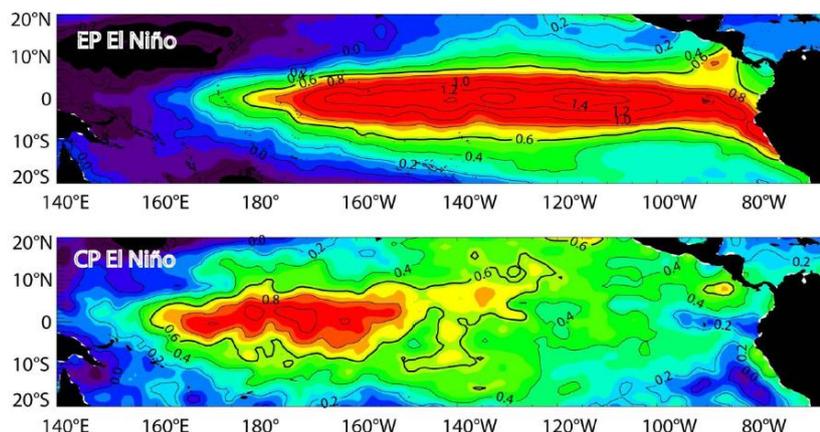


Figura 5. Anomalías sobre la TSM climatológica (1900 – 2009) de El Niño del Pacífico Este (EP-El Niño) y El Niño del Pacífico Central –o Niño Modoki– (CP-El Niño). El intervalo de los contornos es 0.1°C y el contorno grueso es para anomalías iguales a 0.5°C. La composición fue construida de forma similar a Yeh et al. (2009). La fuente de información es la base de datos HadISST (Rayner et al., 2003), que contiene observaciones *in situ* y estimaciones satelitales.

El cambio en la circulación media y en la variabilidad del Pacífico Tropical tiene clara implicancia en la circulación regional frente a Perú. Desde una perspectiva oceanográfica, los cambios en la estratificación media posiblemente serán acompañados de cambios en las corrientes. En particular, no obstante la reducción de los alisios, una termoclina más somera puede inducir cambios en la intensidad de las corrientes ecuatoriales subsuperficiales que alimentan parcialmente la circulación frente a Perú, y con ello modificar las propiedades de esta última (Figura 3b; Montes et al., 2010). El cambio en el ENSO, conforme a lo proyectado por modelos climáticos (Yeh et al., 2009), puede impactar la escala temporal de variabilidad sobre la cual la onda Kelvin influye sobre la variabilidad de las surgencias frente a Perú. No se entiende, por ejemplo, el incremento en la frecuencia de CP-ENs, mencionado más arriba, si bien de menor amplitud que los Niños ‘canónicos’, podría modificar cómo se distribuye la energía sobre la onda Kelvin ecuatorial. En particular, con esos cambios de variabilidad ENSO, se espera un incremento de la actividad de la onda Kelvin intraestacional respecto a la onda Kelvin interanual, considerando que la variabilidad ENSO se confine a la **zona** occidental. Los datos de reanálisis (SODA) son consistentes con esta hipótesis (Figura 6).

Desde una perspectiva atmosférica, no está claro hasta qué punto la reducción de los alisios del este (Soden et al., 2007) se reflejará en los vientos regionales. Bakun & Weeks (2008) sugieren que la relación negativa entre los alisios del este y los vientos favorables a la surgencia frente a Perú a escala interanual puede extrapolarse a una escala climática, pero el mecanismo en detalle de esta conexión no ha sido descrito. Es posible que la interacción océano-atmósfera local amplifique o suavice la influencia del cambio en la circulación a gran escala (Seo et al., 2007; Small et al., 2008), como también es posible que el cambio en la variabilidad tropical modifique la teleconexión ENSO entre los trópicos y las latitudes medias. Yeh et al. (2009) indican que el CP-EN tiene un patrón distinto de teleconexión en el Hemisferio Norte al de El Niño ‘canónico’, de modo que una condición similar puede ocurrir para el Hemisferio Sur. De confirmarse, tal patrón tendría consecuencias para la variabilidad de los vientos paralelos a la costa. Esta problemática no ha sido abordada aún.

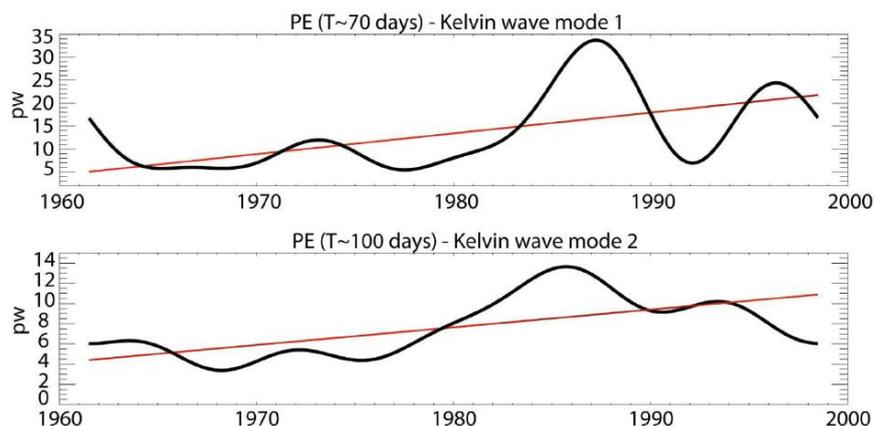


Figura 6. Evolución de la actividad de ondas Kelvin (OK) intraestacionales derivadas de reanálisis SODA para dos ondas principales: (a) El primer modo baroclínico de la OK en la banda de frecuencias de 60 a 70 días⁻¹; y (b) el segundo modo baroclínico de la OK en la banda de frecuencias de 100 to 120 days⁻¹. Se invita al lector a consultar a Dewitte et al. (2008) para los detalles metodológicos para derivar el índice de actividad de las ondas. La tendencia lineal se muestra en línea roja para ambas series. Adaptado de Dewitte et al. (2008).

Circulación subtropical y su impacto en los vientos favorables a la surgencia

La circulación atmosférica subtropical de gran escala en el Pacífico Sudeste (PSE) es un elemento clave para el forzamiento de las surgencias frente a Perú. Las características del anticiclón del PSE (intensidad y extensión) tienen un rol muy importante en el control de los vientos paralelos a la costa de Sudamérica en un rango amplio de frecuencia, desde escalas diarias a interanuales (Renault et al., 2009). Tanto a partir de modelos climáticos como de observaciones se muestra una tendencia a la expansión al sur del anticiclón del PSE, asociada al calentamiento global (Falvey & Garreaud, 2009; Goubanova et al., 2010). Ello es consistente en parte con la exploración de datos de reanálisis del producto ECMWF ERA40 desde 1958 hasta el presente. Ahora bien, aún falta estimar si el calentamiento diabático de las capas superficiales debido al aumento de la temperatura en un clima más cálido puede ser compensado por el aumento del transporte Ekman. Los experimentos de sensibilidad con modelos oceánicos de alta resolución sugieren que para mantener o aumentar las tasas de surgencia en un clima más cálido es necesario un aumento significativo de los vientos paralelos a la costa para superar la estratificación térmica superficial tiene dos finalidades (Echevin et al., 2011). Sin embargo tales experimentos de sensibilidad no han tomado en cuenta de manera explícita las interacciones mar-aire y mar-tierra (cf. Boé et al., en rev., para el sistema de afloramiento de California Sur; Bakun & Weeks, 2008) que caracterizan las regiones de afloramiento costero y que podrían amplificar o amortiguar el efecto del calentamiento global.

Procesos regionales y locales océano-atmósfera

La variabilidad regional y local desde la escala intraestacional a la escala interanual es afectada por el acoplamiento aire-mar-tierra en la escala de la región del PSE (cf. Takahashi (2005) por el ciclo estacional; Tonazzio (2010) por la variabilidad interanual) y también a la escala de las celdas de surgencia (Enfield, 1981, Jin et al., 2009). En principio, las variaciones de mesoescala en la temperatura superficial del mar (TSM) pueden inducir variaciones de mesoescala en el viento y estas últimas pueden impactar la TSM costera y las estructuras de mesoescala asociadas, como muestran estudios observacionales (Chelton et al., 2001; 2007). Esta conexión entre la TSM y el viento ocurre en todas partes del océano global cuando se forman intensos frentes térmicos (Xie, 2004). Un conocimiento mayor de este proceso ayudaría a la interpretación de las tendencias de vientos y TSM en la zona costera, así como a entender la conexión entre la región ecuatorial y la variabilidad local.

Se ha hipotetizado que en los Sistemas de Borde Oriental (EBUS), tales como los de Perú, Benguela, Canarias o California, condiciones globales más cálidas pueden gatillar la intensificación de los vientos costeros, debido a: i) una reducción en la cobertura de estrato-cúmulos debido a la desestabilización de la capa de inversión, lo que aumenta el gradiente de presión en cielo despejado (Enfield, 1981; Rutllant, 1998); o ii) una reducción del enfriamiento radiativo nocturno a causa del aumento del efecto invernadero que ocasiona cambios similares en el gradiente de presión (Bakun, 1990).

Consistentes con estas hipótesis, varios EBUS exhiben tendencias recientes al enfriamiento costero (aunque con variabilidad intrarregional) (Narayan et al., 2010; Demarcq, 2009). A escala del PSE, varios autores sostienen que esta región experimenta un enfriamiento en las últimas décadas, al menos relativo al resto del Pacífico (Cane et al., 1997, Sherman, 2008, Falvey & Garreaud, 2009). Series de tiempo de TSM costera en el norte de Chile (Falvey & Garreaud, 2009) y en el sur de Perú muestran de manera significativa un enfriamiento en al menos los últimos 30 años (Fig. 7), aunque registros de paleotemperaturas sugieren que la tendencia se inicia a mediados del siglo XX (Gutiérrez et al., 2011).

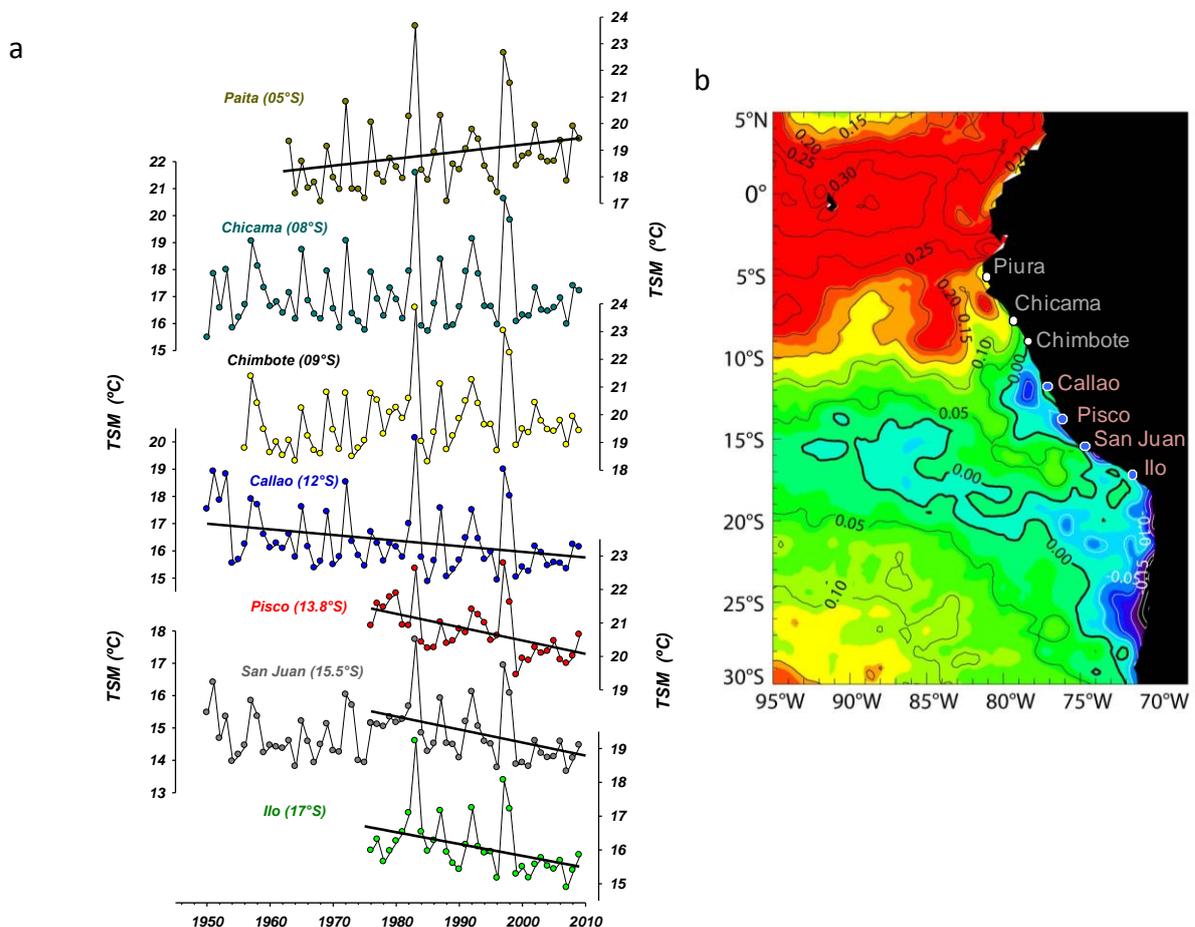


Figura 7. a) Series de tiempo de los promedios anuales de TSM (1950 – 2009) para estaciones costeras (muelles) a lo largo del litoral: Piura, Chicama, Chimbote, Callao, Pisco, Ilo (fuente: IMARPE) y San Juan (fuente: DHN). En caso de tendencia significativa se incluyen las curvas del ajuste lineal por mínimos cuadrados (en negro). Para Paita, la tendencia es $+0.26 \pm 0.14^{\circ}\text{C}$ década $^{-1}$ ($p < 0.1$). Para las estaciones del centro-sur se aprecian tendencias negativas desde 1950 (Callao) o desde 1976: Callao ($-0.22 \pm 0.08^{\circ}\text{C}$ década $^{-1}$; $p = 0.01$), Pisco ($-0.43 \pm 0.13^{\circ}\text{C}$ década $^{-1}$, $p < 0.01$), San Juan ($-0.42 \pm 0.14^{\circ}\text{C}$ década $^{-1}$; $p < 0.01$) e Ilo ($-0.35 \pm 0.14^{\circ}\text{C}$ década $^{-1}$; $p < 0.05$); c) Tendencia lineal en $^{\circ}\text{C}/\text{década}$ para la TSM (diaria) durante el período 1/01/1984- 31/05/2010 para la región. La información es de la base de datos conocida como Reynolds a $1/4^{\circ}$ de resolución (Reynolds et al., 2007).

Frente al Perú, los primeros análisis de las series de tiempo existentes de vientos, basados en las mediciones de barcos mercantes (*The Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Project*, COADS), revelan una tendencia significativa al aumento de la velocidad del viento paralelo a la costa (Bakun, 1990; Jahncke et al., 2004), pero la confiabilidad de este tipo de datos está en duda (Goubanova et al., 2010). Los vientos registrados en el aeropuerto de Callao (12°S) han presentado una tendencia positiva en las últimas décadas, la cual sin embargo se atenúa a partir de 1990 (L. Vásquez y S. Purca, IMARPE, com. pers.).

Otras fuentes de datos de viento frente a la costa, basadas en reanálisis de datos atmosféricos (ERA40) (Goubanova et al., 2010; Gutiérrez et al., 2011), indican una intensificación de los vientos paralelos a la costa durante primavera, que coincide con la intensificación estacional del enfriamiento costero y de la ‘lengua de agua fría’ frente a los 14°S en los últimos 20 años (S. Purca, IMARPE, com. pers.). Al norte de Callao la TSM costera no muestra una tendencia significativa o es positiva (Fig. 7). Esta observación sugiere que el mecanismo forzante de las tendencias a lo largo de la costa no es único o uniforme. En tal sentido el enfriamiento regional costero entre el centro/sur de Perú y el norte de Chile podría ser consistente con la intensificación del anticiclón del PSE (Falvey & Garreaud, 2009), mientras que a menores latitudes predominaría la señal de macroescala. En todo caso, la interrogante sobre la conexión entre el forzamiento a gran escala y los procesos locales a regionales de los vientos costeros está abierta, siendo necesario, para calibrar e interpretar las tendencias señaladas, rescatar y analizar otras series de vientos costeros en el área.

CONDICIONES BIOGEOQUÍMICAS DEL SCHP

Régimen de oxígeno

A gran escala, el análisis de datos históricos indica una expansión de las ZMO en las regiones tropicales y específicamente en la ZMO del Pacífico ecuatorial y oriental, durante las últimas décadas (Stramma et al., 2008). Esta expansión podría ser resultado de la disminución de la ventilación asociada al aumento de la estratificación superficial provocada por el calentamiento global. Otras investigaciones recientes (Bograd et al., 2008; Stramma et al., 2010) indican que además el contenido de oxígeno subsuperficial está declinando en algunos sistemas en el borde oriental de los océanos, incluyendo el Pacífico tropical sudeste. En particular, frente a California, Bograd et al. (2008) ha determinado que el borde superior de la ZMO se ha superficializado significativamente en los últimos 25 años. Asimismo, la franja subsuperficial ecuatorial (3°N - 3°S) que ventila la ZMO en el PSE exhibe tendencias decrecientes en el contenido de oxígeno de hasta 5 $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ década}^{-1}$ desde 1975 (Stramma et al., 2010).

Frente a las costas de Perú, a escala intraestacional, la propagación periódica de ondas Kelvin atrapadas a la costa, más frecuentes e intensas durante El Niño, ventila la columna de agua (Morales et al., 1991; Gutiérrez et al., 2008a). En los Niños extraordinarios de 1982-1983 y 1997-1998 el borde superior de la ZMO frente a Perú se profundizó hasta 300 m desde su posición media a 50 m (Arntz et al., 1991; Sánchez et al., 2000). La variación del régimen de oxígeno a escalas temporales mayores es en cambio menos conocida. La información analizada por Stramma et al. (2010), proveniente de cruceros internacionales, aunque pobre para el período más reciente, sugiere una declinación del contenido de oxígeno desde 1990 en comparación al período 1960-1974.

Análisis sobre la base de datos del IMARPE (1960 – 2008) para la costa central del Perú sugieren una señal interdecadal mayor. El borde superior de la ZMO exhibe una importante profundización en las décadas de los 70 y 80, seguida por una superficialización en las dos últimas décadas (Ledesma et al., 2010; Bertrand et al., en prensa). Debe anotarse además, que a escala local existe un marcado patrón latitudinal de la distribución del oxígeno subsuperficial (Bertrand et al., 2010; Gutiérrez et al., 2006; Fuenzalida et al., 2009; Flores et al., 2009; Ledesma et al., 2010) e influencia de procesos de mesoescala, que deben ser tomados en cuenta para la determinación de la tendencia regional.

Producción primaria y secundaria

Los datos instrumentales de clorofila-a, indicador de productividad primaria, sugieren una tendencia positiva para los últimos 40 años frente a la costa peruana, variabilidad que estaría superpuesta a la variabilidad interdecadal (Fig. 8) (Messié et al., 2008, Purca et al., 2010; Gutiérrez et al., 2011). Esta tendencia es respaldada también por la reconstrucción de flujos de materia orgánica y de biomarcadores de productividad hacia los sedimentos marinos, que muestran un aumento sostenido desde 1960, alcanzando niveles significativamente superiores al rango de variabilidad de al menos los últimos 150 años (Gutiérrez et al., 2008b; Gutiérrez et al., 2011). Si bien la tendencia de la productividad es consistente con una posible intensificación de las surgencias costeras discutida previamente, debe también tomarse en cuenta otros factores que inciden en la producción primaria, tales como la insolación (vinculado a la cobertura nubosa), la profundidad de la capa de mezcla (asociada a la turbulencia y a la estratificación térmica), la fertilidad de las aguas afloradas, el suministro de hierro, micronutriente esencial para el fitoplancton, especialmente donde la plataforma es más angosta (Bruland et al., 2003), entre otros. Por ejemplo, la alternancia entre mezcla y estratificación en escalas de tiempo apropiadas para el crecimiento del fitoplancton es el mecanismo esencial para explicar la variación de la producción primaria (Mann & Lazier, 2005). En ese sentido, la intensificación de los vientos paralelos a la costa por sí sola no es condición suficiente para la respuesta de la productividad (Di Lorenzo et al., 2005); es necesario conocer además cambios en la amplitud y frecuencia de los eventos de activación y de relajación, cambios en la nubosidad en diferentes escalas de tiempo, así como los cambios en las propiedades de nutrientes y micronutrientes de las aguas afloradas, asociadas a la actividad de la Corriente Subsuperficial Perú-Chile (y sus fuentes; cf. Montes et al., 2010) y a la frecuencia y amplitud de las ondas Kelvin intraestacionales.

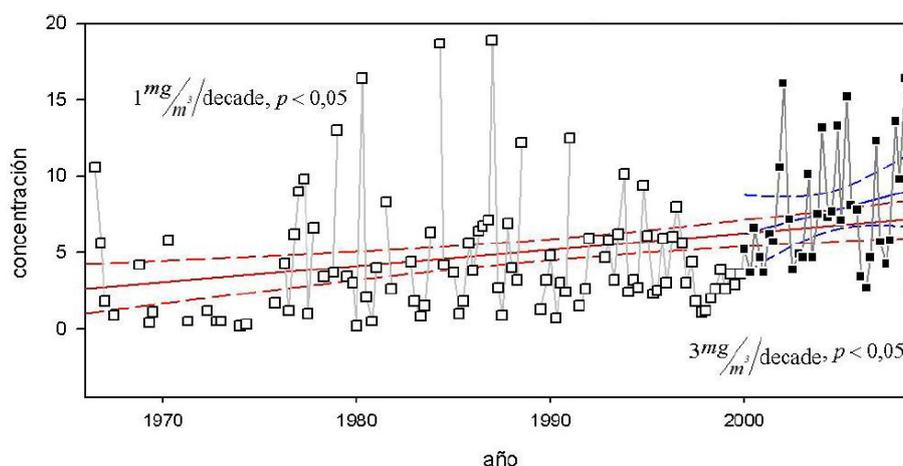


Figura 8. Serie histórica de los promedios estacionales de la concentración de clorofila-a ($\mu\text{g/L}$) para la zona central de Perú. En rojo se presenta la línea de tendencia para el período 1960 a 2009 y en azul la correspondiente a la última década (2000 a 2008) (Purca et al., 2010).

A diferencia de la variación exhibida por el contenido de clorofila-a, varios indicadores ecológicos en el SCHP muestran una señal interdecadal dominante. Desde la década de 1960, el volumen de fitoplancton en las primeras 30 millas a lo largo de la costa peruana experimentó un período de marcada disminución entre 1976 a 1987 (Sánchez 2000), aunque en la franja de los 30 y 60 m de la costa muestra un aumento considerable desde fines de la década de los años 80 (S. Sánchez, IMARPE, com. pers). Asimismo el volumen de zooplancton exhibe un período con valores mínimos entre mediados de los años 70 a mediados de los 80, para luego aumentar y estabilizarse (Ayón et al., 2004, 2008, 2011). Es preciso acotar ciertas dificultades interpretativas para los datos disponibles. Por ejemplo, el volumen de plancton, si bien es compuesto principalmente por el fitoplancton, también incluye al microzooplancton. En tanto el volumen de zooplancton posiblemente subestime la abundancia del macrozooplancton (que presenta suficiente movilidad como para escapar de las redes de muestreo), compuesto mayormente por eufáusidos

que resultan ser un componente muy abundante, a juzgar por las estimaciones acústicas (Ballón, 2010; Ballón et al., 2011).

Niveles tróficos superiores

En niveles tróficos superiores, es conocida la reducción poblacional de la anchoveta (*Engraulis ringens*) ocurrida entre las décadas de 1970 y 1990, acompañada por el crecimiento poblacional de la sardina (*Sardinops sagax*), luego sucedida por la recuperación y estabilización de la población de anchoveta hasta el presente (Csirke et al., 1996; Alheit and Ñiquen, 2004; Bertrand et al., 2004; Gutiérrez et al., 2007).

Si bien debe tomarse en cuenta la influencia de la pesquería en el comportamiento de la población de anchoveta, las fluctuaciones de esta especie también han sido explicadas por cambios en la distribución de masas de agua (Muck et al., 1989; Bertrand et al., 2004; Swartzman et al., 2008), en la profundidad media de la termoclina y de la oxiclina (Chavez et al., 2003, 2008; Pizarro & Montecinos, 2004; Bertrand et al., 2008a; Purca et al., 2010), en la estructura trófica (Ayón et al., 2011), así como en la intensidad de la surgencia y del transporte Ekman (Muck, 1989; Purca et al., 2010). Todos los factores ambientales mencionados evidencian condiciones más frías y favorables a la productividad desde la década de 1990 hasta el presente, coincidiendo con el repunte de la anchoveta. Paralelamente, se ha observado desplazamientos hacia el norte de especies pelágicas costeras normalmente restringidas a aguas frías. Ejemplos constituyen, entre los peces, la anchoveta (*Engraulis ringens*) (M. Gutiérrez et al., 2008, en rev.) y el 'camotillo' (*Normanichthys crockeri*) (fuente: IMARPE), y entre los crustáceos a la 'múnida' (*Pleuroncodes monodon*) (M. Gutiérrez et al., 2008).

Asimismo, la reducción de la distribución latitudinal de la merluza en la zona norte, en la última década, podría explicarse en parte por una menor intensidad de los flujos subsuperficiales de origen ecuatorial, que suministran aguas relativamente más oxigenadas hacia el dominio del SCHP (Wosnitza-Mendo et al., 2004; Guevara-Carrasco & Leonart, 2008; Flores et al., 2009). Otra explicación complementaria sobre la contracción de la distribución de la merluza es la disminución de la biomasa por causa de sobreexplotación (Ballón et al., 2008; Guevara-Carrasco & Leonart, 2008; Wosnitza-Mendo et al., 2009).

VARIABILIDAD INTERDECADAL A CENTENAL Y 'CAMBIOS DE RÉGIMEN'

El SCHP, como se mencionó líneas arriba, exhibe una señal importante de variabilidad interdecadal, que se ha manifestado en el siglo XX como fluctuaciones en la distribución de masas de agua, TSM, salinidad, oxígeno, etc. (Muck, 1989; Muck et al., 1989; Pizarro & Montecinos, 2004; Bertrand et al., 2008a; Swartzman et al., 2008; Morón, 2006; Purca et al., 2010). Esta señal es coherente en parte con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, Mantua, 2004). No obstante, investigaciones realizadas del sistema de la Corriente de Humboldt (Perú-Chile) sugieren una mayor relevancia de la señal interanual que de la señal interdecadal tipo PDO frente a la costa peruana, en propiedades tales como la TSM y la profundidad de la termoclina (Mendelssohn & Schwing, 2002; Montecinos et al., 2003; Pizarro & Montecinos, 2004).

Actualmente, en el SCHP se reconoce la ocurrencia de un salto climático de condiciones 'frías' a 'cálidas' a mediados de la década de 1970 (Bakun & Broad, 2003; Alheit & Niquen, 2004; Bertrand et al., 2004; Purca et al., 2010). El salto coincidió con una reducción de la biomasa del meso y macrozooplancton (Ayón et al., 2004, 2008, 2011), un fuerte crecimiento poblacional de la sardina (*Sardinops sagax*), una condición disminuida de la población de anchoveta, dando lugar a que el ecosistema pelágico variase de una condición de dominancia de pocas especies a una de codominancia entre varias especies, incluida la anchoveta, durante este período 'cálido' (la sardina y también el jurel *Trachurus murphyi* y la caballa *Scomber japonicus* aumentaron) (Csirke et al., 1996; Alheit & Ñiquen, 2004; Bertrand et al., 2004; M. Gutiérrez et al., 2007). El período 'frío' que empezó en la década de 1990, coincidió con la recuperación de la población de anchoveta y el colapso de la población de sardina (Csirke et al., 1996; Lluch-Cota et al. 2001, Chavez et al., 2003; Bertrand et al., 2004; Swartzman et al., 2008). La comparación de la profundidad de la capa de

mezcla y el contenido de oxígeno subsuperficial entre ambos períodos, indican claramente la variación de las condiciones oceanográficas, más favorables a la productividad en la capa epipelágica y a la intensificación de la deficiencia de oxígeno en el dominio subsuperficial desde mediados de los 90s (Chavez et al., 2003; Bertrand et al., 2008a; Purca et al., 2010; Bertrand et al., en prensa). Ciertamente, el análisis de tendencias climático-oceánicas, en especial de aquellas derivadas de datos satelitales, calculada con un conjunto aun muy corto de datos, ha reflejado probablemente la señal interdecadal y la señal del calentamiento global (Demarcq, 2009). Una excepción es la tendencia positiva en la productividad, a partir de registros sedimentarios e instrumentales desde la década de 1960 mencionada más arriba.

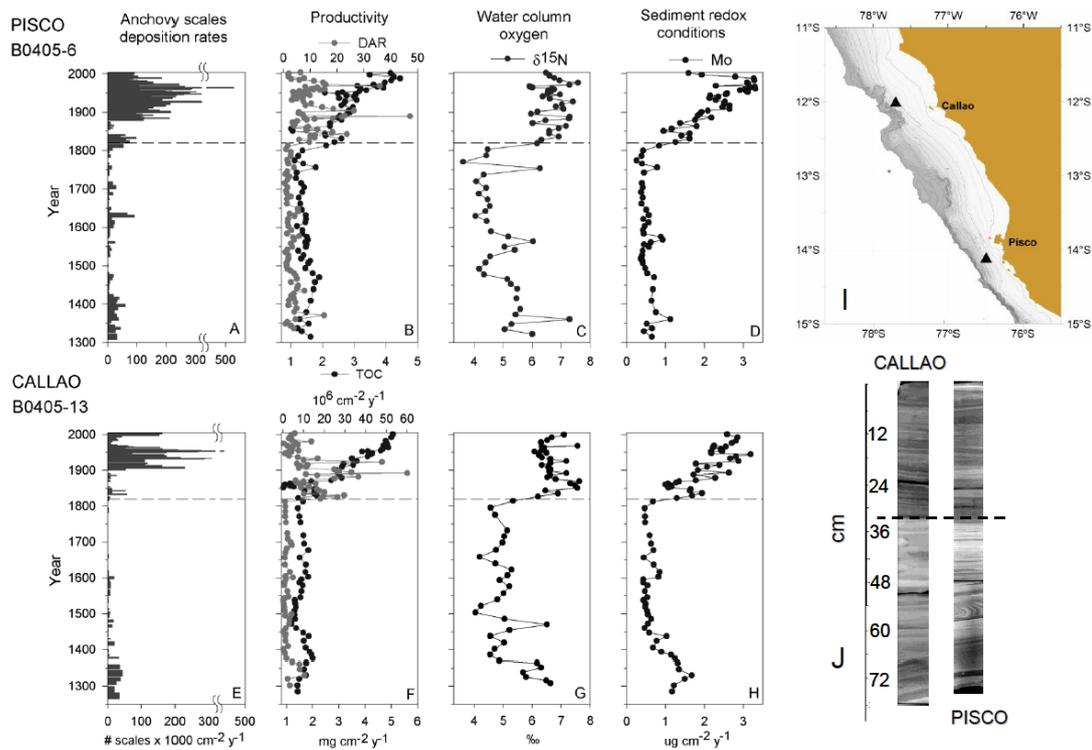


Figura 9. Cambio de régimen biogeoquímico frente a la costa hacia el final de la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ~1820 AD), inferido a partir de registros sedimentarios del margen continental de Pisco (299 m) y de Callao (184 m): a) y e) flujos de escamas de anchoveta, como indicadores de biomasa local; b) y f) flujos de carbono orgánico total (TOC) y de diatomeas (DAR) como indicadores de productividad primaria; c) y g) valores de $\delta^{15}\text{N}$ en la material orgánica, como indicadores de la zona de mínima de oxígeno (mayores valores indican mayor oxigenación en la columna de agua); d) y h) flujos de Molibdeno como indicadores de condiciones de óxido-reducción en los sedimentos (mayores valores indican condiciones más reductoras); i) Ubicación de los testigos; j) radiografías de rayos X de los testigos (tonalidades más claras indican mayor densidad). Los flujos reducidos de escamas durante el LIA obedecen a la combinación de mayor degradación post-deposicional y menor producción de peces en la columna de agua (Salvatteci et al., 2011). Las líneas segmentadas indican el cambio de régimen de un período de menor productividad y ZMO débil a un período de mayor productividad y ZMO intensa, que continúa hasta la actualidad. Modificado de Gutiérrez et al. (2009).

El salto climático y ecológico de mediados de los 70 ha sido considerado como un ‘cambio de régimen’, forzado por la variabilidad interdecadal tipo PDO (Lluch-Cota et al., 2001, Chavez et al., 2003). Sin embargo, el salto no alcanzó a afectar de manera cualitativa y persistente el funcionamiento físico, biogeoquímico y ecológico del sistema, atributos que definen un régimen ecosistémico, según Jarre et al. (2006). Por ejemplo, en la parte norte (Namibia) el ecosistema de la corriente de Benguela, a inicios de la década de 1980, cambió significativamente en su funcionamiento trófico y biogeoquímico debido a la sobrepesca, condición persistente hasta hoy (Lynam et al., 2006). En particular, el flujo de carbono en el ecosistema mutó de un estado dominado por anchovetas o sardinas a un estado dominado por plancton gelatinoso y pequeños

peces bentopelágicos detritívoros, en el cual una gran parte de la productividad es exportada al fondo, provocando condiciones de anoxia muy extensas en la plataforma (Ekau et al., 2010).

El análisis de restos de peces preservados en los sedimentos marinos frente a la costa del Perú y norte de Chile durante los dos últimos siglos indica que la escala típica de la fluctuación interdecadal de la población de anchoveta es entre 20 a 30 años (Gutiérrez et al., 2009; Valdés et al., 2009), pero que ésta es independiente de la fluctuación de baja frecuencia de la población de sardina. Para el último milenio, el análisis de múltiples proxis en los sedimentos indica que la productividad primaria y de peces en el PSE se redujeron significativamente durante la Pequeña Edad del Hielo (Fig. 9; Gutiérrez et al., 2009). El mecanismo atmósfera-océano sería el desplazamiento prolongado (meridional) de la posición media de la Zona de Convergencia Intertropical, acoplado a cambios en la circulación tropical y subtropical, afectando la fertilidad y la intensidad de las surgencias costeras, así como la intensidad de la ZMO (Sifeddine et al., 2008; Gutiérrez et al., 2009). Los cambios registrados en los flujos de restos de peces afectan todas las especies pelágicas importantes por igual, en contraposición a la alternancia dominancia-codominancia observada en la segunda mitad del siglo XX. Este hallazgo lleva a plantear la preponderancia de la variabilidad centenal sobre la variabilidad interdecadal en el PSE como inductora de cambios de régimen en los niveles de todo el ecosistema, especialmente frente a Perú (Gutiérrez et al., 2009). Asimismo, la respuesta regional del PSE hacia condiciones globales naturales más cálidas o más frías en el último milenio, inferida en estos estudios, difiere claramente de la respuesta a la variabilidad tipo ENSO o interdecadal registrada instrumentalmente, lo cual sugiere que los procesos que han operado durante el último siglo pueden ser sustancialmente diferentes de los cambios a escala centenal o milenial, asociada a cambios climáticos en el pasado y posiblemente en el futuro.

PROYECCIONES OCÉANO-CLIMÁTICAS DURANTE EL SIGLO XXI Y ESCENARIOS POSIBLES

Proyecciones a 50 años, basadas en veintidós modelos del CMIP3 (*Phase 3 of the Coupled Model Intercomparison Project*), realizadas para las condiciones océano-climáticas bajo el escenario A1B (en el cual hay un rápido crecimiento económico, bajo crecimiento poblacional e introducción de nuevas tecnologías más eficientes; $pCO_2 = 700$ ppm al 2100; IPCC, 2007), muestran un patrón de un claro debilitamiento de los vientos cerca de la zona tropical, mientras que en los extratropicos los vientos se incrementan (Vecchi & Soden 2007). La Fig. 10 (a, b) muestra la evolución de las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial bajo escenarios de concentración de gases invernadero $2xCO_2$ y $4xCO_2$ basado en 14 de estos modelos, los cuales fueron seleccionados por su relativo realismo en término de variabilidad y mecanismos asociados a ENOS (Belmadani et al., 2010; Boucharel et al., 2009; Lin, 2007; Van Oldenborgh et al., 2005).

Sin embargo, los modelos predicen también una fuerte superficialización de la termoclina en el Pacífico, mayor en el Pacífico occidental, y quizá una leve profundización en el Pacífico oriental. Las proyecciones de Vecchi & Soden (2007) muestran un calentamiento mayor cuando la dinámica oceánica no es incluida en los modelos. Esta diferencia es consistente con la retroalimentación negativa del afloramiento para reducir el efecto del calentamiento en la atmósfera sobre las aguas superficiales. Es decir, según la hipótesis del ‘termostato oceánico’ (Clement et al., 1996), al calentarse la atmósfera, el Pacífico occidental se calienta más rápidamente que el Pacífico oriental (donde la surgencia permite por un tiempo que se mantengan aguas relativamente frías en la superficie), impulsando la circulación Walker, y con ello el afloramiento ecuatorial. En esta misma línea Cane et al. (1997) plantean que el calentamiento global al menos en una primera etapa podría incrementar el gradiente zonal de TSM, propiciando una mayor surgencia y mayor enfriamiento en el Pacífico oriental. Este argumento también es recogido por Bakun & Weeks (2008) y es consistente con las observaciones durante el último siglo (Karnauskas et al., 2009).

Como Vecchi & Soden (2007) y Dinezio et al. (2010) sostienen, el patrón de TSM y de distribución del calor en el Pacífico, inducido por el calentamiento global según los escenarios del IPCC, difieren de un patrón ‘tipo Niño’, debido principalmente al aumento de la estratificación y a la asimetría en la alteración de la profundidad de la termoclina a ambos lados del Pacífico. A nivel

atmosférico tampoco los cambios proyectados por los modelos son similares a una condición tipo Niño; por ejemplo, Lu et al. (2007), basado en escenarios del IPCC hacia fines de siglo, describen un desplazamiento de las celdas de Hadley y de las celdas de alta presión subtropicales hacia el polo, condiciones opuestas al comportamiento en El Niño. Asimismo, según Vecchi & Soden (2007), el núcleo hacia el este de la Corriente de Cromwell se acercaría a la superficie, mientras que a mayor profundidad, la velocidad disminuiría. Considerando que esta corriente transporta aguas relativamente más oxigenadas hacia el Pacífico oriental, una alteración de este tipo podría implicar una menor ventilación de la capa subsuperficial (Stramma et al., 2010).

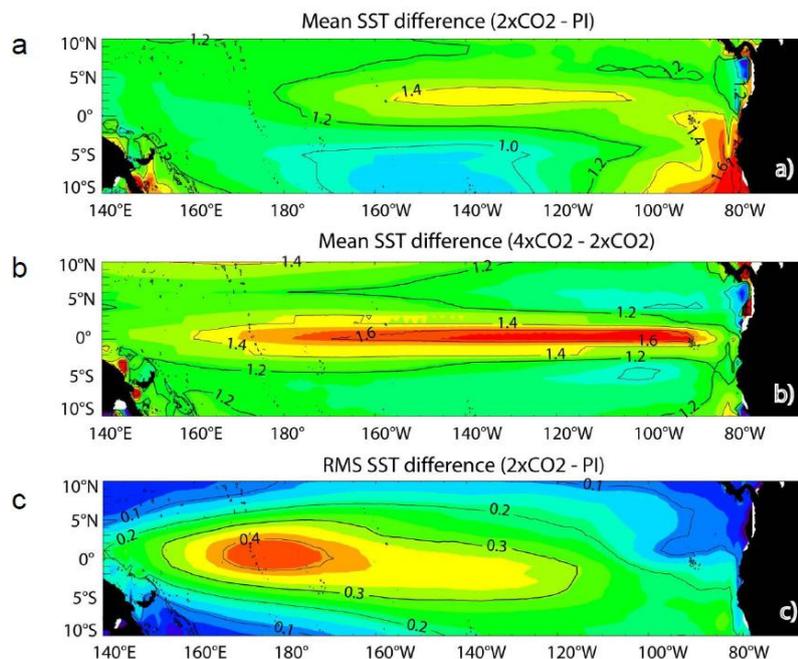


Figura 10. Sensibilidad del Pacífico Ecuatorial a los modelos desarrollados por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2007) (adaptado de Boucharel et al. (2011)). (a, b) Diferencias en la TSM promedio entre el escenario $2xCO_2$ ($4xCO_2$) y el escenario Pre-Industrial ($2xCO_2$). (c) Diferencia en la variabilidad media entre el escenario $2xCO_2$ y el escenario Pre-Industrial (PI). La media fue calculada a partir de 14 modelos de la base de datos del IPCC. La tendencia en las series de tiempo fue recuperada minimizando la raíz del cuadrado medio (*rms*) de los datos a una línea recta. El cambio en la media entre el escenario $2xCO_2$ y el PI difiere sutilmente de la figura 1 de Dinezio et al (2009), debido a las diferencias en la base de datos de los modelos utilizados (11 modelos en Dinezio et al, 2009), a las diferencias en el período de tiempo usado, y a que Dinezio et al. (2009) no removieron la tendencia de las series de tiempo. El cambio en la variabilidad es consistente con la ocurrencia creciente de el Niño Modoki en un clima más cálido (Yeh et al., 2009).

Si bien en el último informe del IPCC (2007) no se encontraron resultados robustos del impacto futuro del calentamiento global sobre el ENSO, Yeh et al. (2009) aplicaron once modelos del *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison* (PCMDI) a escenarios del presente (20C3M) y del futuro (A1B), obteniendo un aumento significativo de la frecuencia de CP-EN respecto a EP-EN (Figura 10c). No obstante, como fue mencionado anteriormente, en una condición de CP-EN más frecuentes, la propagación de las ondas Kelvin atrapadas a la costa también aumentaría, siguiendo la tendencia actual (Fig. 6).

A pesar de la baja resolución espacial de los modelos globales, la consistencia de éstos hacia un calentamiento en la cuenca del Pacífico indica que a gran escala esta tendencia debería ser dominante (Figuras 10a, b). A escala regional y costera se han planteado dos escenarios hipotéticos principales: incremento de las surgencias costeras y otro, un debilitamiento de las mismas. En el primer escenario, Garreaud & Falvey (2008) sostienen que el área de mayor intensificación sería entre los $37^{\circ}S$ - $41^{\circ}S$, durante primavera y verano. Asimismo, corrientes de chorro (*jets*) de vientos en latitudes subtropicales serían más frecuentes y de mayor duración que los actuales (Garreaud &

Falvey 2008). Como ya se mencionó, Bakun (1990) y Bakun & Weeks (2008) sostienen que el incremento de la diferencia de temperatura entre el continente y el mar, debido al efecto invernadero, en la región de Perú, incrementará los vientos favorables a la surgencia y consecuentemente el transporte de Ekman. A su turno, el enfriamiento de la zona marino costera por la intensificación de las surgencias amplificaría aún más el gradiente de presión, generando una retroalimentación positiva del enfriamiento (Fig. 11). En el segundo escenario hipotético, el calentamiento alcanzaría también a la zona costera. Este efecto sería resultado del debilitamiento de los vientos alisios y de la circulación Walker (Vecchi et al. 2006 y Vecchi & Soden 2007), que profundizarían la termoclina frente a la costa a gran escala o el debilitamiento de los vientos paralelos a la costa. Por otro lado, según experimentos estadísticos de downscaling desde la era Pre-industrial hasta condiciones 4xCO₂ (Goubanova et al., 2010; Echevin et al., 2011) o basado sobre la diferencia entre el escenario climático SRES A2 y el correspondiente al siglo XX (20C3M) (Goubanova & Ruiz, 2010), los vientos favorables a la surgencia declinarían durante el verano, amplificando el ciclo estacional. Este escenario parece menos probable de imponerse en el corto plazo, dadas las tendencias locales a la actualidad y la fase presente de la variabilidad interdecadal.

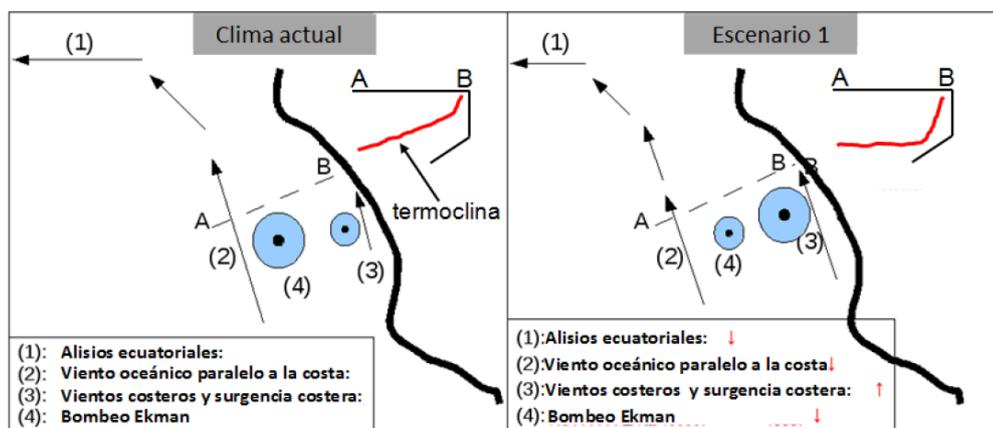


Figura 11. Escenario conceptual de intensificación de la surgencia costera, en paralelo a un aumento de la estratificación térmica a gran escala y a un debilitamiento de la circulación Walker (los procesos dinámicos que vinculan los vientos en la región ecuatorial y cerca de la costa no están claros). La forma de la termoclina en un plano perpendicular a la costa está representada en la esquina derecha superior de las figuras (Modif. de Bertrand et al. 2009, Fig. 12). En el escenario de debilitamiento de la surgencia costera, la estratificación térmica debería alcanzar a la zona costera y la elevación costera de la termoclina debería debilitarse en relación a las condiciones actuales.

Estos dos escenarios regionales de tipo conceptual se deben traducir en cambios en la circulación y en la distribución de masas de agua. Por ejemplo, la distribución de masas de agua frente a la costa exhibe una clara señal estacional e interanual. En casi todo el ciclo anual, las aguas de surgencia también llamadas Aguas Costeras Frías (ACF), ricas en nutrientes y originalmente pobres en oxígeno, dominan el escenario costero, alcanzando mayor amplitud durante el invierno. A escala interanual, las ACF amplían su cobertura espacial durante La Niña (LN), en tanto que durante los ENs, las ACF se repliegan y en ocasiones colapsan (C. Grados, IMARPE, com. pers.). Por otra parte, las aguas cálidas y salinas del sector oceánico, denominadas Aguas Subtropicales Superficiales (ASS), se aproximan a la costa en la primavera y en el verano, generando frentes hídricos de gran intensidad que favorecen la formación de estructuras de mesoescala especialmente en el sur del Perú (Chaigneau, et al., 2009). Durante EN ocurre una mayor aproximación de las ASS hacia la costa, en ocasiones ocupan casi totalmente la franja costera (C. Grados, IMARPE, com. pers.). Asimismo, durante EN (LN), las aguas de origen ecuatorial, cálidas y menos salinas, tienden a extenderse más al sur (replegarse más al norte) de la posición del frente ecuatorial (Morón, 2006; Swartzman et al., 2008).

Análogamente es de esperar que en el escenario de intensificación de surgencias, las aguas afloradas se expandan, mientras en el escenario alternativo se repliegan hacia la costa,

concentrándose en las celdas más intensas de surgencia (e.g. Pisco-San Juan). Sin embargo en el primer escenario, el calentamiento y la estratificación mar adentro podrían intensificar el gradiente zonal de temperatura, y con ello, la generación de inestabilidades baroclínicas y estructuras de mesoescala como vórtices y filamentos (Chaigneau et al., 2008).

IMPLICANCIAS ECOLÓGICAS

Procesos biológicos y cambios ambientales

En general, las poblaciones de peces muestran evidencias de significativas fluctuaciones en abundancia a largo plazo, que tienen implicancias en los pronósticos de las capturas pesqueras (Fréon et al., 2009). Cabe indicar que las relaciones entre las fluctuaciones a largo plazo de las poblaciones y las características climáticas globales son muy especulativas, dado que los mecanismos que inician, sostienen y terminan estas fluctuaciones son todavía poco claros y no hay un consenso científico sobre los mismos (Klyashtorin, 2001; Fréon et al., 2003). Los principales recursos pesqueros en el PSE presentan una gran plasticidad frente a los cambios interanuales (ENSO) en el ambiente físico y químico (Mathisen, 1989; Bakun, 1996; Bertrand et al., 2004; Espinoza & Bertrand, 2008; Gutiérrez et al., 2008). Bakun & Weeks (2008) postulan que las perturbaciones interanuales del ecosistema podrían contribuir a la gran productividad pesquera, al eliminar del sistema especies de vida larga, cuya eficiencia productiva es menor. Por el contrario, los cambios físicos a largo plazo parecen tener consecuencias más persistentes para la cadena trófica que la falta episódica de nutrientes durante eventos EN (Gutiérrez et al., 2009; Finney et al., 2009).

Desde el punto de vista ecológico, las alteraciones asociadas al calentamiento global en los procesos atmosféricos, hidrológicos y oceánicos, actúan de forma múltiple sobre los ecosistemas marinos, ya sea alterando el hábitat, o afectando los procesos de crecimiento y reproducción de los organismos. Para el SCHP puede establecerse que los factores maestros que condicionan los procesos biológicos son: i) la amplitud y rango en el ciclo anual de temperaturas, frías y relativamente estables debido a las surgencias y a procesos de gran escala; ii) el régimen moderado de vientos permanentemente favorable a la surgencia; y iii) el régimen de oxígeno mínimo, que caracteriza la capa sub-superficial entre ~30/50 y 500 m de profundidad.

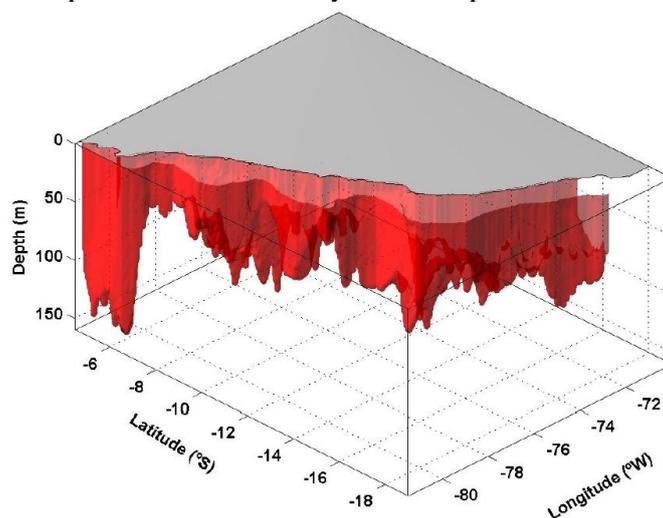


Figura 12. Volumen (color rojo) de hábitat de la anchoveta a lo largo de la costa peruana para el verano de 2005. El volumen fue estimado a partir de la integración de la profundidad de la oxiclina, la que a su vez fue estimada en base a rastreo acústico, en el área ocupada por las aguas costeras frías y las aguas de mezcla. Fuente: Bertrand et al. (2010).

Las alteraciones en el rango, amplitud y ciclo anual de la temperatura, además de impactar directamente en la fisiología de los organismos, puede desencadenar efectos múltiples en la demanda del oxígeno (Poertner, 2001), la proliferación de patógenos y por tanto en la

susceptibilidad a enfermedades por los recursos, etc. (Brander 2007; Allison et al. 2009; Pauly, 2010a). Cambios en la intensidad y estacionalidad de los vientos, pueden afectar la circulación y turbulencia (Cury & Roy, 1989; Bakun & Weeks, 2008), impactando en la productividad primaria y por ende, en la disponibilidad de alimento, en la supervivencia y retención de huevos y larvas, así como en las tasas de encuentro depredador-presa. Por otro lado, cambios en la oxigenación pueden afectar el hábitat disponible para especies pelágicas (Fig. 12 y 13) y demersales, así como el éxito del reclutamiento (Keister et al., 2000; Levin, 2003; Prince & Goodyear, 2006; Bertrand et al., 2008b, 2010; Brewer & Peltzer, 2009; Hazen et al., 2010); además de impactar directamente en el bentos (Díaz & Rosenberg, 2008). El proceso reproductivo y el reclutamiento de la anchoveta se podrían ver afectados, si es que el régimen abiótico se desplaza de su ‘ventana óptima ambiental’ (Cury & Roy, 1989; Bakun & Weeks, 2008).

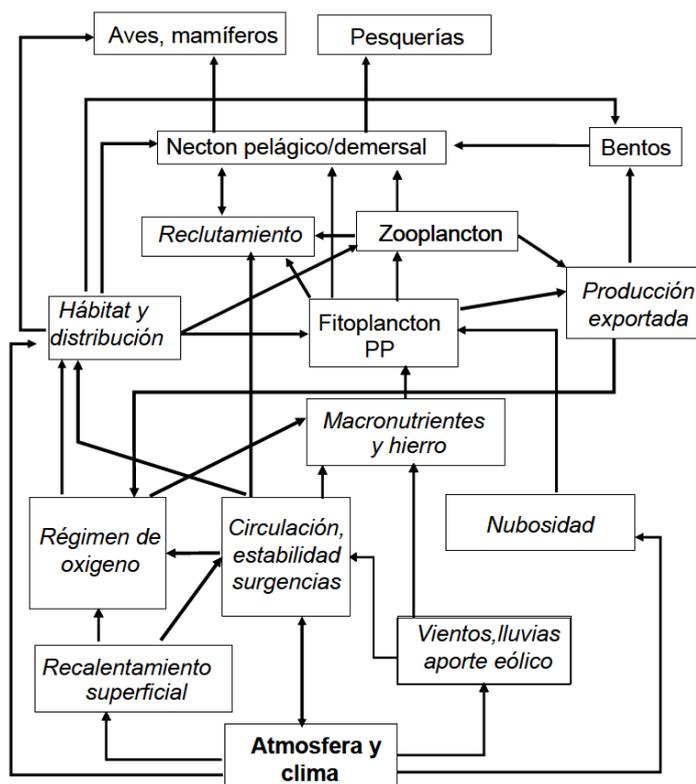


Figura 13. Esquema conceptual de cómo los forzantes físicos y los efectos descendentes-ascendentes podrían afectar el funcionamiento del ecosistema y las dinámicas de la población de peces. Los procesos climáticos y atmosféricos a gran escala pueden alterar los flujos de calor y los vientos, afectando la circulación y la estabilidad de la columna de agua, así como la solubilidad y transporte del oxígeno; asimismo es afectado el ciclo hidrológico, alterando la nubosidad y con ello, la irradiación sobre la superficie oceánica. Los cambios en la circulación pueden ocurrir a escala regional como a escala local, como la asociada a los procesos de surgencia. Los cambios en la dinámica física y en el régimen del oxígeno afectan las poblaciones de peces en por lo menos tres formas (1) al cambiar el suministro de nutrientes y consecuentemente todos los componentes productivos del ecosistema – los forzadores clásicos *bottom-up*; (2) físicamente (por ejemplo procesos de mezcla y advección) afectar los procesos de reclutamiento; (3) por modificación del hábitat de los adultos (p.ej. a través de cambios en el volumen del hábitat oxigenado), resultando en cambios en la distribución, o modificando la accesibilidad a los depredadores. La multiplicidad de los efectos físicos en las poblaciones de peces complica futuras predicciones como lo hace la retroacción océano-clima. Además, los vínculos entre los sistemas biológicos, biogeoquímicos y físicos son decididamente no lineales. Modificado de Fréon et al. (2009).

A mediano y largo plazo la respuesta de los recursos vivos se daría por su (in) capacidad de adaptarse al desplazamiento (o desaparición) de sus hábitats, así como al establecimiento de nuevos ensamblajes, posiblemente con ingreso de nuevos depredadores y cambios en la tasa de canibalismo, traducidas a nivel específico en cambios en las tasas de sobrevivencia y de crecimiento poblacional. Puesto que los cambios en la estructura trófica y la composición del ecosistema son difíciles de predecir, como primera aproximación se puede plantear que la producción futura de peces dependería de los cambios en la producción primaria, asumiendo una relación simple entre ambas (Brander, 2007). En efecto, en el SCHP, el control 'bottom-up' es evidente, en escalas de tiempo inter-estacional (Bertrand et al., 2008); interanual (Barber y Chavez, 1983; Bertrand et al., 2008; Taylor et al., 2008), multidecadal (Chavez et al., 2003, 2008; Alheit & Ñiquen, 2004; Bertrand et al., 2008; Ayón et al., 2008, 2011) y centenal (Sifeddine et al., 2008; Gutierrez et al., 2009). Pero la dinámica de los ecosistemas marinos es intrínsecamente no lineal (Hsieh et al., 2005) y tiende a acoplarse a la variación climática en escalas de décadas (Steele, 1985), debido a la elasticidad y resiliencia de estos ecosistemas. Al superarse umbrales en la amplitud y signo de las condiciones climáticas y/o ambientales o en las interacciones depredadores-presas, los ecosistemas pueden responder mediante grandes cambios de régimen (Jarre et al., 2006), como en el sistema de Benguela hace unas décadas por la sobre-explotación pesquera (Lynam et al., 2006) o en el SCHP a inicios del siglo XIX por causas naturales (Gutiérrez et al., 2009).

Por último hay tres factores que limitan la capacidad adaptativa de los sistemas naturales marinos y sus recursos al calentamiento global (Brander, 2007): i) la velocidad del cambio climático futuro, que se predice más rápida que las oscilaciones naturales a escala milenial u orbital; ii) la resiliencia de especies y sistemas, que está comprometida por presiones simultáneas, incluyendo la pesquería, pérdida de diversidad genética, destrucción de hábitats, contaminación, especies introducidas e invasivas y patógenos; y iii) el papel de la acidificación de los océanos, con consecuencias mayormente desconocidas.

Escenarios en el ecosistema y en los recursos pelágicos

Considerando el alto nivel de incertidumbre de los escenarios formulados y la complejidad inherente a los procesos biológicos, en el nivel de conocimientos actual sólo es posible plantear algunas ideas básicas de la posible respuesta a nivel del ecosistema (Fig. 14). Como ya se discutió, la intensificación de los vientos costeros en sí no asegura un aumento de la productividad, dependiendo de la profundización de la capa de mezcla y la insolación. Por otra parte, el impacto regional en el régimen del oxígeno del calentamiento global es más incierto, dependiendo del balance de los procesos de suministro (ventilación, advección) y de consumo (respiración). En principio, es de esperarse que en el escenario de más surgencias la posición media de la oxiclina tienda a superficializarse y si la productividad aumenta, también se amplifique la demanda de oxígeno en la capa subsuperficial, intensificando la ZMO en la zona costera. Sin embargo, el aumento de la mezcla vertical implicará una mayor ventilación de la capa superficial y con ello, una depresión de la oxiclina. En el escenario de surgencias más débiles, si bien la oxiclina debería tender a profundizarse junto con la termoclina a escala regional, es una incógnita si la mayor estratificación térmica podría reducir la ventilación de la capa superficial a tal punto de propiciar la ocurrencia de eventos de anoxia en la zona costera.

Los modelos actuales convergen en un calentamiento a gran escala del Pacífico en el presente siglo (Vecchi & Soden, 2007). Por lo tanto, recursos oceánicos como atunes (en particular *Thunnus albacores*), perico (*Coryphaena hippurus*) y calamar gigante ('pota', *Dosidicus gigas*) podrían ser beneficiados en términos poblacionales, y podrían ampliar su distribución hacia la costa por el repliegue de las aguas afloradas (en caso de debilitamiento de las surgencias). El caso de especies como el jurel y la caballa es más complicado. En efecto podrían aprovechar de la productividad asociada a las estructuras frontales (en el caso de intensificación de las surgencias costeras) pero una oxiclina somera podría limitar su ocupación de la zona frontal (Bertrand et al., 2008a, en prensa).

14

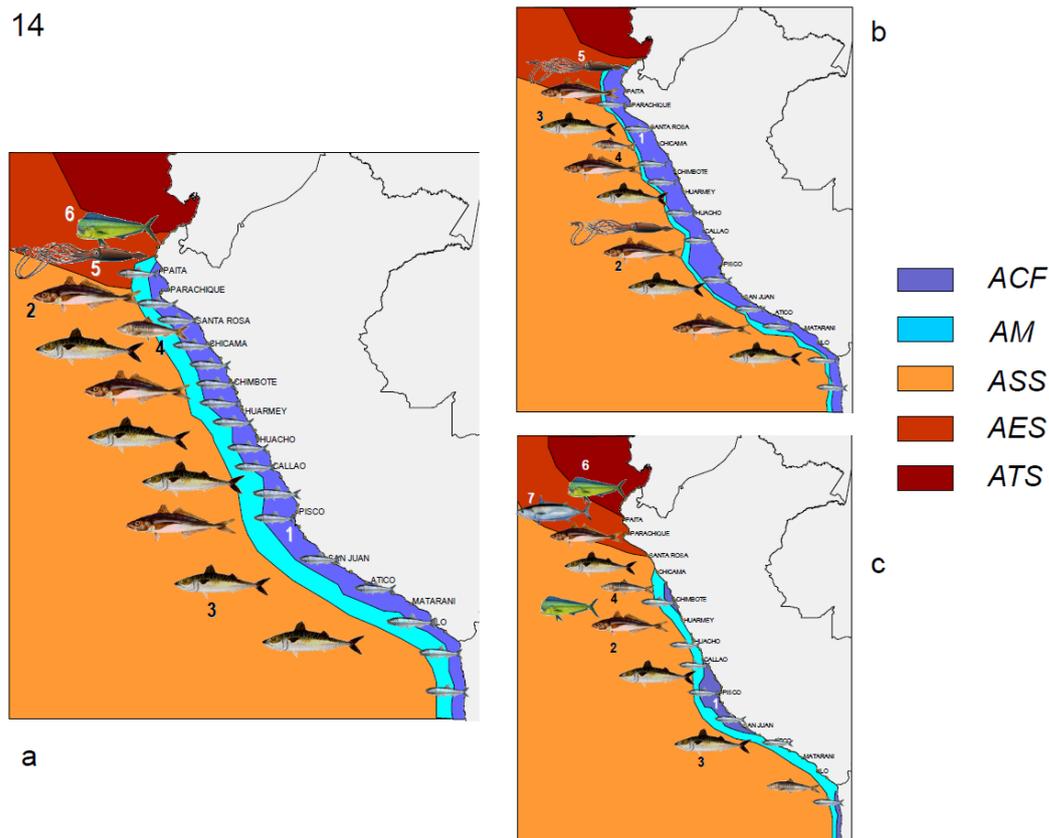


Figura 14. Distribución esperada dominante de las masas de agua superficiales y de las especies pelágicas bajo los escenarios de enfriamiento (b) y calentamiento (c) discutidos en el texto; a) es la distribución ‘promedio’ actual. ACF = aguas costeras frías (aguas afloradas); AM = aguas de mezcla; ASS = aguas subtropicales superficiales; AES = aguas ecuatoriales superficiales; ATS = aguas tropicales superficiales. Clave del necton: 1) anchoveta, 2) caballa, 3) jurel, 4) sardina, 5) pota, 6) perico, 7) atunes. La expansión/repliegue del hábitat de la anchoveta y de las otras especies no toma en cuenta el eje vertical, potencialmente afectado por la expansión/contracción de la zona de mínima de oxígeno. Nótese la diferencia entre la distribución más extensa y más dispersa de la anchoveta en el escenario 1, relativa a la distribución reducida en el escenario 2. Los símbolos no implican necesariamente diferencias en la abundancia relativa entre las especies. Consultar el texto para más explicaciones.

Según la *'habitat-based hypothesis'* (Bertrand et al., 2004, 2008b), las variaciones del rango de extensión espacial del hábitat (definido por un conjunto de características) restringen las extensiones-contracciones de las distribuciones de peces y determina la abundancias de los peces si condiciones favorables (o desfavorables) duran lo suficiente para conducir las dinámicas poblacionales. En caso de intensificación de las surgencias, si bien el hábitat potencial de la anchoveta (Figura 12) debería expandirse, por lo menos en el plano horizontal (Swartzman et al., Bertrand et al., 2008b, 2010), la respuesta poblacional también dependerá de los cambios en la estructura de las comunidades del plancton que forman parte de su alimento a través de las diferentes etapas de su ciclo vital (Ryckaczewski & Checkley, 2008; Ayón et al., 2008, 2011; Espinoza & Bertrand, 2008; van der Lingen et al., 2009). De otro lado, la intensificación de los vientos costeros se traduce en un aumento mayor de la turbulencia en relación al aumento de la surgencia, mientras que el aumento de la surgencia está acoplado a un aumento del transporte hacia fuera de la costa. Ambos procesos son potencialmente negativos para la supervivencia de huevos y larvas de los peces, sea por disminuir la disponibilidad de alimento o por pérdida de la zona de ‘retención’ en el hábitat costero (Cury & Roy, 1989; Bakun & Weeks, 2008). De hecho, el hábitat de la anchoveta en términos de intensidad del viento se ajusta a la ‘ventana óptima

ambiental' para el reclutamiento de pequeños pelágicos en las condiciones actuales (Cury & Roy, 1989; Bakun & Weeks, 2008).

Cabe indicar que la expansión de las aguas afloradas frías podría seguir beneficiando a la población de 'munida', que comparte en gran medida su nicho abiótico con la anchoveta, potenciando interacciones específicas de competencia y depredación sobre las larvas de anchoveta (M. Gutiérrez et al., 2008). Asimismo, la intensificación de las surgencias costeras continuaría favoreciendo la expansión hacia el norte de la distribución de especies adaptadas a condiciones frías, en concordancia con sus preferencias térmicas, tales como el pez 'camotillo' e invertebrados bentónicos, cuyos principales bancos naturales se encuentran actualmente en la zona centro y sur.

Si mas bien el debilitamiento de las surgencias prevalece, es de esperar una reducción significativa de la productividad global del ecosistema, asemejando una condición duradera tipo Niño. Para la zona costera, las condiciones ambientales serían favorables a la expansión hacia el sur de la fauna tropical (perico, langostinos, entre otros). Bajo estas condiciones se produciría una reducción significativa del hábitat potencial de la anchoveta, replegándose en las principales celdas de afloramiento como la de Pisco - San Juan. A cambio, las especies 'oceánicas' ampliarían su distribución hacia la costa permanentemente. De todos modos los volúmenes nacionales de producción pesquera disminuirían de manera significativa debido a la reducción generalizada de la productividad del plancton.

En cualquiera de los escenarios planteados el papel que jugará el régimen de oxígeno será clave, ya que ocasiona profundos impactos en cascada a nivel fisiológico y a nivel ecosistémico (Díaz & Rosenberg, 1995; Díaz & Rosenberg, 2008; Pauly, 2010a; Stramma et al., 2010). Por ejemplo, una agudización de la deficiencia de oxígeno sería perjudicial para la recuperación de la merluza y para las poblaciones de otros recursos demersales y bentónicos submareales, tales como la concha de abanico. Atención importante merece el rol de la estratificación térmica en la zona costera. Asimismo, la permanencia de condiciones estratificadas en sistemas de surgencia suelen resultar en la ocurrencia de mareas rojas (Smayda, 2000), cuyo colapso está acompañado por episodios de anoxia y mortandades masivas del bentos (Gutiérrez et al., 2008a).

DESAFÍOS PARA LA ADAPTACIÓN

Si bien no es posible todavía descartar de plano ninguno de los escenarios discutidos en este artículo, en el corto plazo (es decir, dentro de la próxima década), parece más probable la persistencia de las condiciones de enfriamiento costero relativas al calentamiento global, especialmente en la zona centro-sur, sea por la superposición de la variabilidad interdecadal como por la inercia de las tendencias océano-climáticas presentes en la zona costera. Conforme el plazo es mayor y a medida que la reducción de las emisiones no sea mitigada, el escenario de debilitamiento de las surgencias costeras y de calentamiento generalizado parece tener más posibilidades de imponerse. Ya que este escenario implica un cambio cualitativo en los atributos físico-químicos del SCHP, afectando posiblemente el régimen del oxígeno, también aumenta el riesgo de un gran cambio de régimen en el ecosistema.

Actualmente ya existe preocupación a nivel mundial de la sostenibilidad de la explotación de muchos recursos, en gran medida por el deficiente manejo de las pesquerías (Froese & Proelss, 2010; Butchart et al., 2010; Worm & Myers 2006; Pauly, 2010b). Indudablemente el cambio acelerado del clima incrementa la vulnerabilidad de los recursos a la explotación pesquera, especialmente a latitudes bajas (Brander, 2007; Allison et al., 2009; Fréon et al., 2009; Cheung et al., 2009, 2010), debido al bajo desarrollo económico-social de las economías de esta franja. Por ello la reducción de la mortalidad por pesca en la mayoría de las pesquerías que actualmente están plenamente explotadas o sobre-explotadas es la mejor vía para la adaptación al cambio climático (Brander, 2007; FAO, 2007; Allison et al., 2009; Cheung et al., 2009, 2010). A nivel más general, McClanahan et al. (2008), dependiendo de la susceptibilidad y la capacidad adaptativa de una región, sugieren una combinación de 1) protección a gran escala de los ecosistemas, 2) transformación y adaptación activa de los sistemas sociales y económicos, 3) "capacity-building" de las comunidades de hacer frente al cambio, y 4) asistencia de los gobiernos centrada en desconectar las comunidades de la dependencia de los recursos naturales. A nivel más específico,

la FAO (2008) ha propuesto varias medidas de adaptación potencial en pesquerías, tales como: diversificar las especies objetivo, reducir costos para aumentar la eficiencia, desplazar espacialmente el esfuerzo pesquero, adoptar sistemas de alerta temprana, fortalecer defensas físicas y promover la educación y el manejo costero integrado.

Un estudio exploratorio en base a los escenarios de cambio climático previamente presentados y de un modelo conceptual basado sobre escenarios demográficos, costos de producción, demanda y análisis de la situación actual en el Perú, indica que la pesca industrial sería la más afectada en cualquiera de ambos escenarios, seguida después por la pesca artesanal (Bertrand et al., 2009). Por ello las medidas de adaptación deberían asegurar la sostenibilidad del buen manejo de todos los recursos, aún ante la previsible presión socio-económica creciente. Asimismo, proteger la pesca artesanal, procurando añadir valor agregado a sus productos. Por supuesto, ello demandará fortalecer las investigaciones científicas relacionadas al impacto regional del calentamiento global en el océano y sus recursos, para lo cual se necesita más medios de apoyo, pero por sobre todo, más recursos humanos de primer nivel.

CONCLUSIONES

- Existen suficientes indicios de impactos del calentamiento global a nivel del Océano Pacífico, manifestados en aumentos en la temperatura superficial y estratificación, así como expansión de las zonas de mínima de oxígeno en la franja ecuatorial, desde al menos las últimas tres décadas.
- En paralelo, existen indicios de una intensificación del afloramiento costero desde los 12°S hacia el sur, así como aumento de productividad para el SCHP para al menos los últimos 30 años. Otros parámetros oceanográficos, como la profundidad de la oxiclina, así como indicadores del ecosistema en niveles tróficos superiores, exhiben una fuerte señal interdecadal que limita la determinación de tendencias recientes. Por ello, los indicios de cambios en la ampliación de la distribución de especies/recursos de aguas frías en las últimas una a dos décadas deben ser validados con el rescate de datos históricos de la distribución de estas especies.
- Aun hay una gran incertidumbre de los modelos regionales a corto y mediano plazo sobre la respuesta océano-atmósfera al calentamiento global en el Pacífico Sur Oriental, pero la mayoría de modelos convergen hacia un calentamiento significativo y un aumento de la estratificación térmica fuera de la costa.
- Para la zona costera, los dos escenarios en debate actualmente difieren en relación a la respuesta de los vientos favorables a la surgencia, aumentando en un caso y debilitándose en el otro caso. Ello refleja el conocimiento limitado actual en los procesos físicos, en particular los procesos de acoplamiento océano-atmósfera a escala regional, que podrían tener un papel clave en la amortiguación o amplificación de los efectos del calentamiento global. Sin embargo, las observaciones recientes apoyan el escenario de intensificación de las surgencias costeras durante la próxima década.
- En ambos escenarios planteados, los cambios físicos proyectados podrían llevar al SCHP fuera de la ‘ventana óptima ambiental’ para la anchoveta a mediano plazo, por la reducción de su hábitat o por la disminución del éxito del reclutamiento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al IMARPE y al Laboratorio Mixto Internacional DISCOH (IMARPE/IRD) por el apoyo a este trabajo. Asimismo, los autores agradecen la colaboración de los siguientes colegas del Grupo de Cambio Climático del IMARPE: Patricia Ayón, Roberto Flores, Luis Vásquez, Carlota Estrella, Elisa Goya, Elcira Delgado, Jesús Ledesma, Alex Gamarra, Carla Aguilar. También agradecen la colaboración de Ivonne Montes, quien generosamente preparó la figura 2 de este artículo y de Hervé Demarcq (IRD). Para la figura 14 se agradece a Juan Argüelles, Teobaldo Dioses, Marilú Bouchon y Silvia Aguilar (IMARPE). Se agradece a Katerina Goubanova (LEGOS/IRD) por las interesantes discusiones. A. Bertrand y P. Fréon agradecen a la embajada del Reino Unido que financió un estudio previo sobre el tema. B. Dewitte agradece al ANR (*Agence France pour la Recherche*) que financió el proyecto PCCC (*Peru Chile Climate Change*), sobre los aspectos físicos del impacto climático sobre la región de Perú y Chile. V. Echevin agradece

al proyecto ANR-VULNS-007 PEPS (*Peru Ecosystem Projection Scenarios*). D. Gutiérrez agradece a los proyectos JEAI-MIXPALEO (IMARPE/ INGEMMET/IRD), LMI PALEOTRACES (IRD) y PALEOMAP (IMARPE), mediante los cuales se realizan las investigaciones paleo-climáticas y paleo-oceanográficas en el PSE aludidas en este trabajo. Finalmente los autores agradecen especialmente al Dr. David Field por sus interesantes comentarios, que ayudaron a mejorar el artículo.

REFERENCIAS

- AchutaRao, K., & K. Sperber (2006). ENSO simulations in coupled ocean-atmosphere models: are the current models better? *Climate Dynamics*, 27, 1–15.
- Alheit, J. & M. Niquen (2004). Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem. *Progress in Oceanography*, 60, 201–222.
- Allan, R. & T. Ansell (2006). A New Globally Complete Monthly Historical Gridded Mean Sea Level Pressure Dataset (HadSLP2): 1850-2004. *Journal of Climate*, 19, 5816-5842
- Allison E.H., Perry, A. J., Badjeck M-C., Adger W. N., Brown, K., Conway, D., Halls, A. S., Pilling, G. M., Reynolds, J. D., Andrews, N. L. & Dulvy, N. (2009). Vulnerability of national economies to the impacts of climate change on fisheries. *Fish and Fisheries*, DOI: 10.1111/j.1467-2979.2008.00310.x
- An, S.-I., & F.-F. Jin (2001). Collective role of thermocline and zonal advective feedbacks in the ENSO mode. *Journal of Climate*, 14, 3421-3432.
- Arntz, W. E. & E. Fahrbach (1996). El Niño: Experimento climático de la naturaleza. Fondo de Cultura Económica. Mexico City.
- Ashok, K. & T. Yamagata (2009). The El Niño with a difference. *Nature*, 461, 481-484
- Ayon, P., Purca, S. & R. Guevara-Carrasco (2004). Zooplankton volume trends off Peru between 1964 and 2001. *ICES Journal of Marine Science*, 61:478-484.
- Ayón, P., Swartzman, G., Bertrand, A., Gutiérrez, M. & S. Bertrand (2008). Zooplankton and forage fish species off Peru: large-scale bottom-up forcing and local-scale depletion. *Progress in Oceanography* 79, 208-214.
- Ayón P., Swartzman G., Espinoza P., Bertrand A. (2011). Long term changes in zooplankton size distribution in the Peruvian Humboldt Current System: Conditions favouring sardine or anchovy. *Marine Ecology Progress Series*, 422: 211-222
- Bakun A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247, 198-201
- Bakun, A. (1996). Patterns in the ocean: ocean process and marine population dynamics. Centro de Investigaciones biológicas del Nordeste. La Paz, Mexico and University of California Sea Grant, San Diego, USA.
- Bakun, A. (1998). Ocean triads and radical interdecadal stock variability: bane and boon for fishery management science. En: Pitcher, T.J., Hart, P.J.B., Pauly, D. (Eds.). *Reinventing Fisheries Management*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, pp. 331–358.
- Bakun A. & S.J. Weeks (2008). The marine ecosystem off Peru: what are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold? *Progress in Oceanography* 79, 300-307
- Ballón M., Wosniza-Mendo C., Guevara-Carrasco R. & Bertrand A. (2008). The impact of overfishing and El Niño on the condition factor and reproductive success of Peruvian hake, *Merluccius gayi peruanus*. *Progress in Oceanography*, 79: 300-307.
- Ballón, R.M. (2010). Acoustic study of macrozooplankton off Peru: biomass estimation, spatial patterns, impact of physical forcing and effect on forage fish distribution. PhD tesis, Universidad de Montpellier, Francia.
- Ballón M., Bertrand A., Lebourges-Dhaussy A., Gutiérrez M., Ayón P., Grados D. & Gerlotto F. (2011). Is there enough zooplankton to feed forage fish population off Peru? An acoustic (positive) answer. *Progress in Oceanography*, 91: 360-381.
- Barber, R.T. & F. P. Chavez. (1983). Biological consequences of El Niño. *Science*, 222, 1203-1210.
- Belmadani A., B. Dewitte & S.-I. An (2010). ENSO feedbacks and associated variability timescales in a multi-model ensemble. *J. Climate*, 23, 3181- 3204.
- Bertrand A., Segura M., Gutiérrez M. & L. Vásquez. (2004). From small-scale habitat loopholes to decadal cycles: a habitat-based hypothesis explaining fluctuation in pelagic fish populations off Peru. *Fish and Fisheries* 5, 2,96-316
- Bertrand A., Chaigneau A., Coetzee J. C., Gutiérrez M., Habasque J., Hutchings L., Ledesma J., Peraltilla S., van der Lingen C.D. (2008a). Does the vertical extent of suitable physical habitat constrain small pelagic fish populations in the Humboldt and Benguela Current upwelling systems? *International Symposium on Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches*. Las Palmas, Canary Islands, Spain, 2-6 June 2008. Abstracts Book, pp. 201-202
- Bertrand, A., Gerlotto, F., Bertrand, S., Gutiérrez, M., Alza, L., Chipollini, A., Diaz, E., Espinoza, P., Ledesma, L., Quesquén, R., Peraltilla, S. & F. Chavez. (2008b). Schooling behaviour and environmental forcing in relation to anchovy distribution: an analysis across multiple spatial scales. *Progress in Oceanography*, 79: 264-277.
- Bertrand, A., Freon, P., Chaigneau, A., Echevin, V., Estrella, C., Demarcq, H., Gutierrez, D. & J.C Sueiro. (2009). Climate Change impact on ocean dynamics, ecosystem functioning and fisheries of Peru: projection scenarios and socioeconomic impacts. Informe para la Embajada del Reino Unido en Lima, Peru.
- Bertrand A., Ballón M., Chaigneau A. (2010). Acoustic observation of living organisms reveals the oxygen minimum zone. *PLoS ONE*, 5, e10330.
- Bertrand A., Chaigneau A., Peraltilla S., Ledesma J., Graco M., Monetti F. & Chavez F.P. En prensa. Oxygen, a fundamental property regulating pelagic ecosystem structure in the coastal southeastern tropical Pacific. *PLoS ONE*.
- Boé J, Hall A, Colas F, McWilliams JC, Qu X, Kurian J, Kapnick SB & H. Frenzel. (2010). What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones? *Climate Dynamics*. En revisión.
- Boucharel, J., B. Dewitte, B. Garel & Y. du Penhoat. (2009). ENSO's non-stationary and non-Gaussian character: The role of climate shifts. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 16, 453-473.
- Boucharel J., B. Dewitte, Y. duPenhoat, B. Garel, S.-W. Yeh & J.-S. Kug (2011). El Niño nonlinearity in a warming climate. *Climate Dynamics*. DOI 10.1007/s00382-011-1119-9.
- Brander K, Bolm G, Borges M F, Erzini K, Henderson G, MacKenzie B R, Mendes H, Ribeiro J, Santos A M P, Toresen R. 2003. Changes in fish distribution in the eastern North Atlantic: Are we seeing a coherent response to changing temperature? *ICES Mar. Sci. Symposia*, 219: 261-270.
- Brander, K M. 2007. Global Fish production and climate change. *PNAS*, 104 (50): 19709-19714.
- Brewer P.G. & Peltzer E.T. 2009. Limits to marine life. *Science*, 324: 347-348
- Butchart, S.H.M., M. Walpole, B. Collen, A. van Strien, J.P.W. Scharlemann., R.E.A. Almond, J.E.M. Baillie, B. Bomhard, C. Brown, J. Bruno, K.E. Carpenter, G.M. Carr, J. Chanson, A.M. Chenery, J. Csirke, N.C. Davidson, F. Dentener, M. Foster, A. Galli, J.N. Galloway, P. Genovesi, R.D. Gregory, M. Hockings, V. Kapos, J.-F. Lamarque, F. Leverington, J. Loh, M.A. McGeoch, L. McRae, A. Minasyan, M.H. Morcillo, T.E.E. Oldfield, D. Pauly, S. Quader, C. Revenga, J.R. Sauer, B. Skolnik, D. Spear,

- D. Stanwell-Smith, S.N. Stuart, A. Symes, M. Tierney, T.D. Tyrrell, J.-C. Vié & R. Watson. 2010. Global Biodiversity: Indicators of Recent Declines. *Science*, doi:10.1126/science.1187512.
- Cane MA, AC Clement, A Kaplan, Y Kushnir, D Pozdnyakov, R Seager, SE. Zebiak & R. Murtugudde. 1997. Twentieth-Century Sea Surface Temperature Trends. *Science*, 275, 957 – 960.
- 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
- Chaigneau, A., Gizolme, A. & C. Grados. 2008. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 79:106-119.
- Chaigneau A., G. Eldin & B. Dewitte, 2009: Eddy activity in the four major upwelling systems from altimetry (1992-2007). *Progress in Oceanography*, 83, 117-123.
- Chavez, F. P., J. Ryan, S. E. Lluch-Cota & M. Niquen. 2003. From Anchovies to Sardines and Back: Multidecadal Change in the Pacific Ocean. *Science*, 299:217-221.
- 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, 95-105
- Chavez, F. & M. Messié. 2009. A comparative analysis of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83: 80–96
- Chelton, D. B., S. K. Esbensen, M. G. Schlax, N. Thum, M. H. Freilich, F. J. Wentz, C. L. Gentemann, M. J. McPhaden & P. S. Schopf, 2001: Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate*, 14, 1479–1498.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax & R. M. Samelson, 2007: Summertime coupling between sea surface temperature and wind stress in the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 37, 495-517.
- Cheung, W.W.L., V.W.Y. Lam, J.L. Sarmiento, K. Kearney R. Watson & D. Pauly. 2009. Projecting global marine biodiversity impacts under climate change scenarios. *Fish and Fisheries*, 10: 235-251.
- Cheung, W.W.L., V.W.Y. Lam, J.L. Sarmiento, K. Kearney, R. Watson, D. Zeller & D. Pauly. 2010. Large-scale redistribution of maximum fisheries catch potential in the global ocean under climate change. *Global Change Biology*, 16: 24-35.
- Clement, A., M. A. Cane & S. E. Zebiak, 1996: An ocean dynamical thermostat. *Journal of Climate*, 9, 2190–2196.
- Collins, M., S.-I. An, W. Cai, A. Ganachaud, E. Guilyardi, F.-F. Jin, M. Jochum, M. Lengaigne, S. Power, A. Timmermann, G. Vecchi & A. Wittenberg. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific and El Niño, *Nature Geoscience*, Online Published.
- Cravatte S., T. Delcroix, D. Zhang, M. McPhaden & J. Leloup. 2009. Observed freshening and warming of the western Pacific warm pool. *Climate Dynamics*, 33:565-589, doi 10.1007/s00382-009-0526-7.
- Csirke, J., Guevara-Carrasco, R., Cárdenas, G., Niquen, M. & A. Chipollini. 1996. Situación de los recursos anchoveta (*Engraulis ringens*) y sardina (*Sardinops sagax*) a principios de 1994 y perspectivas para la pesca en el Perú, con particular referencia a las regiones norte y centro de la costa peruana. *Bol. Inst. Mar Perú*, 15, 1-23.
- Cury P. & Roy C. 1989. Optimal environmental window and pelagic fish recruitment success in upwelling areas. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 46, 670-680.
- Cushing, D.H., 1975. *Marine Ecology and Fisheries*. Cambridge University Press, Cambridge. 287 pp.
- Demarcq, H. 2009. Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998–2007). *Progress in Oceanography*, 83 (1–4), 376–385. doi:10.1016/j.pocean.2009.07.022
- Deser, C., A. S. Phillips, and M. A. Alexander, 2010: Twentieth Century Tropical Sea Surface Temperature Trends Revisited. *Geophysical Research Letters*, 37, L10701, doi:10.1029/2010GL043321.
- Dewitte B., S. Purca, S. Illig, L. Renault & B. Giese. 2008. Low frequency modulation of the intraseasonal equatorial Kelvin wave activity in the Pacific Ocean from SODA: 1958-2001. *Journal of Climate*, 21, 6060-6069.
- Dewitte B., S. Thual, S.-W. Yeh, S.-I. An, B.-K. Moon & B. Giese. 2009. Low frequency variability of temperature in the vicinity of the equatorial thermocline in SODA: Role of equatorial wave dynamics and ENSO asymmetry. *Journal of Climate*, 22, 5783-5795
- Diaz R.J. & Rosenberg R. 2008. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, 321: 926-929.
- Di Lorenzo, E., Miller, A. J., Schneider, N. & J. C. McWilliams. 2005. The warming of the California current: Dynamics, thermodynamics and ecosystem implications. *Journal of Physical Oceanography*, 35, 336–362
- DiNezio, P.N., Clement, A.C., Vecchi, G.A., Soden, B.J., Kirtman, B.P. & Lee, S.-K. 2009. Climate response of the equatorial Pacific to global warming. *Journal of Climate*, 22, 4873-4892.
- DiNezio, P.N., A.C. Clement & G.A. Vecchi, 2010: Reconciling Differing Views of Tropical Pacific Climate Change. *Eos, Trans. AGU*, 91(16), 141-142.
- Echevin, V., K. Goubanova, A. Belmadani & B. Dewitte. 2011. Sensitivity of the Humboldt Current system to global warming: a downscaling experiment of the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-011-1085-2.
- Ekau, W., Auel, H., Pörtner, H.-O. & D. Gilber. 2010. Impacts of hypoxia on the structure and processes in pelagic communities (zooplankton, macro-invertebrates and fish). *Biogeosciences*, 7, 1669–1699,
- Falvey M. & R.D. Garreaud. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of southtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research*, 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519
- FAO. 2007. Building adaptive capacity to climate change. Policies to sustain livelihoods and fisheries. *New Directions in Fisheries – A Series of Policy Briefs on Development Issues*. No. 08. Rome. 16 pp.
- FAO. 2008. Report of the FAO Expert Workshop on Climate Change Implications for Fisheries and Aquaculture. *FAO Fisheries Report*, 870:32 p.
- Fedorov, A.V & S. Philander, 2001: A Stability Analysis of Tropical Ocean-Atmosphere Interactions: Bridging Measurements and Theory for El Niño. *Journal of Climate*, 14: 3086-3101.
- Flores R, Tenorio J & N. Domínguez. 2009. Variaciones de la extensión sur de la Corriente Cromwell frente al Perú entre los 3 y 14°S. *Bol. Inst. Mar Perú*, 24, (1-2): 45-58.
- Fréon, P., Mullon, C. & Voisin, B. 2003. Investigating remote synchronous patterns in fisheries. *Fisheries Oceanography*, 12, 443-457.
- Fréon, P., Cury, P., Shannon, L. & Roy, C. 2005. Sustainable exploitation of small pelagic fish stocks challenged by environmental and ecosystem changes: a review. *Bulletin of Marine Science*, 76(2): 385–462
- Fréon, P., Werner, F., Chavez, F. P. 2009. Conjectures on the influence of climate change on ocean ecosystems dominated by small pelagic fish. En: Checkley, D., Roy, C., Alheit, J. (eds.). *Predicted effects of climate change on SPACC systems*. Cambridge University Press, pp. 312-343.
- Fuenzalida R, Schneider W, Garcés-Vargas J, Bravo L, Lange C (2009) Vertical and horizontal extension of the oxygen minimum zone in the eastern South Pacific Ocean. *Deep Sea Research II*, 56, 992-1003.

- Garreaud R.D. & M Falvey. 2008. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.1716.
- Goubanova, K., V. Echevin, B. Dewitte, F. Codron, K. Takahashi, P. Terray, M. Vrac. 2011. Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru–Chile upwelling region: diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*, 36: 1365–1378.
- Goubanova K. and C. Ruiz, 2010: Impact of climate change on wind-driven upwelling off the coasts of Peru–Chile in a multi-model ensemble, “Climate variability in the tropical Pacific: mechanisms, modeling and observations” (edited by Y.duPenhoat, A.V. Kislov), Moscow, Maks-Press. En prensa.
- Gucinski, H., Lackey, R.T. & B.C. Spence. 1990. Global climate change: policy implications for fisheries. *Fisheries, Bulletin of the American Fisheries Society*. 15(6): 33–38.
- Guevara-Carrasco, R. & J. Leonart. 2008. Dynamics and Fishery of the Peruvian hake: between the nature and the man. *Journal of Marine Systems*, 71, 249–259.
- Guilyardi, E., A. Wittenberg, A. Fedorov, M. Collins, C. Wang, A. Capotondi, G.J. van Oldenborgh & T. Stockdale, 2009: Understanding El Niño in Ocean–Atmosphere General Circulation Models: Progress and Challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 325–340.
- Gutiérrez, D., L. Quijuzcoa & E. Enríquez. 2006. Oxygen deficiency and benthic communities in the Peruvian upper continental margin. *Proceedings of the Workshop ‘Oxygen Minimum Systems in the Ocean: distribution, diversity & dynamics’*. *Gayana Oceanologica*, 70: 29–36
- Gutiérrez, D., Enríquez, E., Purca, S., Quijuzcoa, L., Marquina, R., Flores, G. & Graco, M. 2008a. Oxygenation episodes on the continental shelf of central Peru: Remote forcing and benthic ecosystem response. *Progress in Oceanography*, 79, 177–189
- Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Bouloubassi, I., Salvatelli, R., Tapia, P., Field, D., Méjanelle, L., Velazco, F., Vargas, G. & L. Ortlieb. 2008b. Upwelling enhancement & pelagic ecosystem responses off Peru since the late nineteenth century. *International Symposium on Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches*. Las Palmas, Canary Islands, Spain, 2–6 June 2008. Abstracts Book, p.59.
- Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Field, D., Ortlieb, L., Vargas, G., Chavez, F., Velazco, F., Ferreira, V., Tapia, P., Salvatelli, R., Boucher, H., Morales, M., Valdés, J., Reyss, J.-L., Campusano, A., Boussafir, M., Mandeng-Yogo, M., García, M. & Baumgartner, T. 2009. Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. *Biogeosciences*, 6, 835 – 848.
- Gutiérrez, M., Swartzman, G., Bertrand, A. & S. Bertrand. 2007. Anchovy and sardine spatial dynamics and aggregation patterns in the Humboldt Current ecosystem, Peru, from 1983 to 2003. *Fisheries Oceanography*, 16, 155–168.
- Gutiérrez M, Ramirez, A, Bertrand S, Morón O. & Bertrand, A. 2008. Ecological niches and areas of overlap of the squat lobster ‘munida’ (Pleuroncodes monodon) and anchoveta (Engraulis ringens) off Peru. *Progress in Oceanography* 79, 2–4, 256–263.
- Gutiérrez M., Castillo R., Segura M., Peraltilla S., Flores M. Trends in spatio-temporal distribution of the Peruvian anchovy and other small pelagic fish (1966–2009). En: Pauly et al. (eds.) *Towards a model of trophic interactions in the Peruvian Ecosystem, 1950 to 2009*. En revision.
- Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., Graco, M., Field, D., Méjanelle, L., Velazco, F., Lorre, A., Salvatelli, R., Quispe, D., Vargas, G., Dewitte, B. Ortlieb, L. 2011. Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 38:L07603.
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M. & K. Lo. 2010. Global surface temperature change, *Reviews of Geophysics*, 48, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345
- Harley, C.D.G., Hughes, R.A., Hultgren, K.M. et al. 2006. The impacts of climate change in coastal marine systems. *Ecology Letters*, 9: 228–241.
- Hazen HL, Craig JK, Good CP, Crowder LB. 2009. Vertical distribution of fish biomass in hypoxic waters on the Gulf of Mexico shelf. *Marine Ecology Progress Series* 375: 195–207.
- Helly, J.J. & Levin, L.A. 2004. Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep Sea Research I*, 51: 1159–1168.
- Hsieh, C.-H., Glaser, S.M., Lucas, A.J., Sugihara, G. 2005. Distinguishing random environmental fluctuations from ecological catastrophes for the North Pacific Ocean. *Nature*, 435, 336–340.
- IPCC, 2007: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II, and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, edited by: Pachauri, R. K. and Reisinger, A.], IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Jarre A, Moloney C L, Shannon L J, Freón P, van der Lingen C D, Verheye H M, Hutchings L, Roux J-P. & Cury P. 2006. Developing a basis for detecting and predicting long-term ecosystem changes. En: V. Shannon, G. Hempel, P. Malanotte-Rizzoli, C. Moloney & J. Woods (eds). *Large Marine Ecosystems*. Elsevier.
- Jahncke J., D. M. Checkley Jr. & G. L. Hunt Jr .2004. Trends in carbon flux to seabirds in the Peruvian upwelling system: effects of wind and fisheries on population regulation. *Fisheries Oceanography* (13), 3, 208–223
- Jin, X., C. Dong, J. Kurian, J. C. McWilliams, D. B. Chelton & Z. Li. 2009. SST–wind interaction in coastal upwelling: Oceanic simulation with empirical coupling. *Journal of Physical Oceanography*, 39(11): 2957
- Kao, H.-Y. & Yu, J.-Y. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate*, 22, 615–632
- Karnauskas, K. & A.J. Busalacchi. 2009. The Role of SST in the East Pacific Warm Pool in the Interannual Variability of Central American Rainfall. *Journal of Climate*, 22, 2605–2623. DOI: 10.1175/2008JCLI2468.1.
- Karnauskas, K.B., R. Seager, A. Kaplan, Y. Kushnir & M.A. Cane, 2009: Observed strengthening of the zonal sea surface temperature gradient across the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Climate*, 22, 4316–432.
- Karstensen J, Stramma L. & M. Visbeck. 2008. Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Progress in Oceanography*, 77: 331–350
- Keister JE, Houde ED & Breitburg DL. 2000. Effects of bottom-layer hypoxia on abundances and depth distributions of organisms in Patuxent River, Chesapeake Bay. *Marine Ecology Progress Series*, 205: 43–59.
- Klyashtorin, L.B. 2001 Climate change and long-term fluctuations of commercial catches: the possibility of forecasting. *FAO Fisheries Technical Paper*. No. 410. Rome, FAO. 86p.
- Lasker, R., 1978. The relation between oceanographic conditions and larval anchovy food in the California Current: identification of the factors leading to recruitment failure. *Rapp. P.-v. Réun. - Cons. Int. Explor. Mer*, 173, 212–230.
- Ledesma J., Graco M., Flores G., León V., Angulo K. & J. Tenorio 2010. Extensión de la Zona de Mínima de Oxígeno en el Sistema de Humboldt. Presentación oral. Congreso de Ciencias del MAR (CONCIMAR) Mayo, Piura.
- Lee, T., and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Niño in the central equatorial Pacific, *Geophysical Research Letters*, 37, L14603, doi:10.1029/ 2010GL044007.

- Levin, L.A. 2003. Oxygen minimum zone benthos: adaptation and community response to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, 41: 1-45.
- Lluch-Cota, D.B., W.S. Wooster, & S.R. Hare. 2001. Sea surface temperature variability in coastal areas of the Northeastern Pacific related to the El Niño-Southern Oscillation and the Pacific Decadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 28: 2029-2032.
- Lin, J.-L., 2007: Interdecadal variability of ENSO in 21 IPCC AR4 coupled CGCMs. *Geophysical Research Letters*, 34, L12702.
- Lu, J., Vecchi, G. A. & Reichler, T. 2007. Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, 34, L06805.
- Lynam, C.P., Gibbons, M.J., Axelsen, B.E., Sparks, C.A.J., Coetzee, J., Heywood, B.G. & A.S. Brierley. 2006. Jellyfish overtake fish in a heavily fished ecosystem. *Current Biology*, 16, R492.
- K.H. Mann & J.R.N. Lazier. 2005. Dynamics of marine ecosystems. 3ra. Edición. Wiley-Blackwell, EEUU, 512 p
- Messié, M., R. Calienes, J. Ledesma, R. T. Barber, J. T. Pennington & F. P. Chavez. 2008. Physical/biological variability and interactions at the decadal scale in eastern Pacific upwelling ecosystems. CLIMECO workshop, Institut Universitaire Européen de la Mer, Brest, France, 21 – 24 abril, 2008.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. & Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78, 1069–1079.
- McClanahan, R.T., J.E. Cinner, J. Maina, N.A.J. Graham, T.M. Daw, S.M. Stead, A. Wamukota, K. Brown, M. Ateweberhan, V. Venus & N.V.C. Polunin. 2008. Conservation action in a changing climate. *Conservation Letters*, 1: 53-59.
- Montecinos, A., S. Purca, and O. Pizarro, 2003: Interannual-to-interdecadal sea surface temperature variability along the western coast of South America. *Geophysical Research Letters*, 30, 1570, doi:10.1029/2003GL017345.
- Montes, I., F. Colas, X. Capet & W. Schneider. 2010. On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contribution to the Peru-Chile undercurrent. *Journal of Geophysical Research*, 115, C09003, doi:10.1029/2009JC005710
- Morón, O. 2006. Monthly sea surface salinity by marsden squares off the Peruvian coast (1960-2004). En: International Conference on the Humboldt Current System. Lima, 27 noviembre – 01 diciembre, 2006. Libro de Resúmenes.
- Mathisen, O.A. 1989. Adaptation of the anchoveta (*Engraulis ringens*) to the Peruvian upwelling system. En: D. Pauly, P. Muck, J. Mendo and I. Tsukayama (eds.). *The Peruvian upwelling ecosystem: dynamics and interactions*. ICLARM Studies and Reviews, Manila, 18: 220-234.
- Mendelssohn, R. & Schwing, F. B. 2002. Common and uncommon trends in SST and wind stress in the California and Peru-Chile current systems. *Progress Oceanography*, 53, 141-162.
- Muck, P. 1989. Major trends in the pelagic ecosystem off Peru and their implications for management. En: D. Pauly, P. Muck, J. Mendo and I. Tsukayama (eds.). *The Peruvian upwelling ecosystem: dynamics and interactions*. ICLARM Studies and Reviews, Manila, 18: 386-403.
- Muck, P., De Moreno, A.Z. & Aranda, C. 1989. The seasonal dynamics of sea surface temperature and its impact on anchoveta distribution off Peru. En: D. Pauly, P. Muck, J. Mendo and I. Tsukayama (eds.). *The Peruvian upwelling ecosystem: dynamics and interactions*. ICLARM Studies and Reviews, Manila, 18: 33-44.
- Narayan, N., A. Paul, S. Mulitza & M. Schulz. 2010. Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century, *Ocean Science*, 6, 815–823
- Parmesan, C. & Yohe, G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, 421: 37–42.
- Paulmier A. & D. Ruiz-Pino. 2009. Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography*, 80:113-128
- Pauly, D. 2010a. Gaspig Fish and Panting Squids: Oxygen, Temperature and the Growth of Water-Breathing Animals. *Excellence in Ecology* (22), International Ecology Institute, Oldendorf/Luhe, Germany, xxviii + 216 p.
- Pauly, D. 2010b. *Five Easy Pieces: How Fishing Impacts Marine Ecosystems*. Island Press, Washington, D.C., xii + 193 p.
- Pennington, J.T., Mahoney, K.L., Kuwahara, V. S., Kolber, D., Calienes, R. & Chavez, F.P. 2006. Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69: 285–317.
- Peterson W.T. & Schwing, F.B. 2003. A new climate regime in Northeast Pacific ecosystems. *Geophysical Research Letters*, 30(17):1896.
- Pizarro, O. & A. Montecinos. 2004. Interdecadal variability of the thermocline along the western coast of South America. *Geophysical Research Letter*, 31, L20307, doi:10.1029/2004GL020998.
- Poertner H.O. 2001. Climate change and temperature-dependent biogeography: oxygen limitation of thermal tolerance in animals. *Naturwissenschaften*, 88: 137-146.
- Prince ED, Goodyear P. 2006. Hypoxia-based habitat compression of tropical pelagic fishes. *Fisheries Oceanography*, 15: 451-464.
- Purca S., M. Graco, D. Gutierrez, B. Dewitte, J. Tam, A. Bertrand, F. Chavez, R. Flores, J. Ledesma, L. Vasquez, M. Messie, K. Goubanova, O. Moron, C. Nakazaki, S. Peraltilla and S. Sanchez. 2010. Relación entre anchoveta y ambiente a diferentes escalas temporales. *Proceedings of the V International panel of experts on Peruvian anchovy*. *Boletín del Instituto del Mar del Perú*, 25:13-22
- Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E.C. Kent & A. Kaplan. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108, No. D14, 4407, doi:10.1029/2002JD002670, 2003
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey & M. G. Schlax. 2007. Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473-5496.
- Rykaczewski R.R. & D.M.Checkley, Jr. 2008. Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in, upwelling regions. *PNAS*, 105: 1965-1970.
- Salvatteci, R., Field, D. B., Baumgartner, T., Ferreira, V. & Gutiérrez, D. 2011. Evaluating fish scale preservation in sediment records from the oxygen minimum zone off Peru. *Paleobiology*, 38(1), 766–792.
- Sanchez, S. 2000. Variación estacional e interanual de la biomasa fitoplanctónica y concentraciones de clorofila a, frente a la costa peruana durante 1976-2000. *Bol. Inst. Mar Peru*, 19: 29-43.
- Sánchez, G., R. Calienes & S. Zuta. 2000. The 1997-98 El Niño and its effects on the coastal marine ecosystem off Peru. *CALCOFI Reports*, 41: 62-86.
- Seo H, Miller AJ & J.O. Roads. 2007. The Scripps Coupled Ocean–Atmosphere Regional (SCOAR) Model, with Applications in the Eastern Pacific Sector. *Journal of Climate*, 20: 381–402.
- Small J, deSzoek SP, Xie SP, O'Neill L, Seo H, Song Q, Cornillon P, Spall M. & S. Minobe. 2008. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45: 274–319
- Sherman, K.; I. Belkin; K. Friedland; J. O'Reilly & K. Hyde. 2008. Accelerated warming and emergent trends in fisheries biomass yields of the world's large marine ecosystems. En: Sherman K, Hempel G, (eds.). *The UNEP Large Marine Ecosystem*

- Report: A perspective on changing conditions in LMEs of the world's Regional Seas. UNEP Regional Seas Report and Studies No. 182. Nairobi, Kenya: pp. 41-79
- Steele, J. H. 1985. A Comparison of Terrestrial and Marine Ecological Systems. *Nature*, 313: 355-358.
- Stramma L., G.C. Johnson, J. Sprintall, & V Mohrholz. 2008. Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science*. 320: 655-658
- Stramma, L., S. Schmidtko, L. Levin & G.C. Johnson. 2010. Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(4): 587-595,
- Swartzman, G., Bertrand, A., Gutiérrez, M., Bertrand, S. & Vasquez, L. 2008. The relationship of anchovy and sardine to water masses in the Peruvian Humboldt Current System from 1983-2005. *Progress in Oceanography*, 79: 228-237
- Takahashi, K., 2005: The annual cycle of heat content in the Peru Current region. *Journal of Climate*, 18, 23, 4937-4954
- Tonazzio, T. 2010. Climate variability in the south-eastern tropical Pacific and its relation with ENSO: a GCM study. *Climate Dynamics*, 10.1007/s00382-009-0602-z
- Valdivia, J.E. (1978). The Anchoveta and El Niño. *Rapports et Procès-verbaux des Réunions du Conseil international pour l'Exploration de la Mer*, 173, 196-202.
- Van der Lingen, C.D., Bertrand, A., Bode, A., Brodeur, R., Cubillos, L., Espinoza, P., Friedland, K., Garrido, S., Irigoien, X., Möllmann, C., Rodríguez-Sánchez, R., Tanaka, H. & Temming, A. (2009). En: Checkley, D.M. Jr., Roy, C., Alheit, J., Oozeki, Y. (Eds.), *Climate Change and Small Pelagic Fish*. Chapter 7. Trophic dynamics., Cambridge University Press, pp. 112-157.
- Van Oldenborgh, G.J., S.Y. Philip, & M. Collins, (2005). El Niño in a changing climate: a multi model study. *Ocean Science*, 1, 81-95.
- Vecchi G. & B. Soden, (2007). Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. *Journal of Climate*, 20, 4316-4340
- Vecchi, G.A., B.J. Soden, A.T. Wittenberg, I.M. Held, A. Leetmaa & M J Harrison. (2006). Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*. doi:10.1038/
- Xie S. P. (2004). Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85:195-208.
- Walther, G.-R. Post, E. Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebee, T., Fromentin, J.-M., Hoegh-Guldberg, O. & F. Bairlein (2002). Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416: 389–395.
- Worm, B., E. B. Barbier, N. Beaumont, J. E. Duffy, C. Folke, B. S. Halpern, J. B. C. Jackson, H. K. Lotze, F. Micheli, S. R. Palumbi, E. Sala, K. A. Selkoe, J. J. Stachowicz & R. Watson. (2006). Impacts of Biodiversity Loss on Ocean Ecosystem Services. *Science*. 314, 787-790.
- Wosnitza-Mendo, C., Guevara-Carrasco, R., Ballón, M., (2004). Possible causes of the drastic decline in mean length of Peruvian hake in 1992. *Bol. Inst. Mar Perú*, 21: 1–26.
- Wosnitza-Mendo, C., M. Ballón, C. Benites, R. Guevara-Carrasco. (2009). Cambios en el área de distribución de la merluza peruana: efecto de la pesquería y El Niño. *Bol Inst Mar Perú*. 24(1): 35-44.
- Yañez E, Hormazábal S, Silva C, Montecinos A, Barbieri MA, Valdenegro A, Ordenesi A & Gómez F. (2008). Coupling between the environment and the pelagic resources exploited off northern Chile: ecosystem indicators and a conceptual model. *Lat. Am. Aquat. Res.*, 36(2): 159-181.
- Yeh S-W, J-S Kug, Dewitte B., M-H Kwon, B Kirtman & F-F Jin. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, doi:10.1038/nature08316. 461, 511-515
- Yeh S.-W., B. Dewitte, B. Y. Yim & Y. Noh. (2010). Role of the upper ocean structure in the response of ENSO-like SST variability to global warming. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-010-0849-4.