UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS BIOLÓGICAS

UNIDAD DE POSGRADO

"Patrones de variabilidad ambiental y las pesquerías en el Pacífico Sud Este"

TESIS

Para optar el Grado Académico de Doctor en Ciencias Biológicas

AUTOR

Marco Antonio Espino Sánchez

Lima – Perú

2014

AGRADECIMIENTOS

A mi alma mater, la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, que me ofreció una opción de vida y la oportunidad de expresar mis ideas libremente en sus aulas, como alumno y como profesor.

Al Instituto del Mar del Perú, que me alberga durante más de 40 años permitiendo mi desarrollo personal, profesional y científico;

A la Dra. Augusta Noemí Ochoa López, por aceptar asesorar esta tesis y por permitirme su amistad a lo largo de nuestro trajinar por el mundo de la biología marina y pesquera;

A los Doctores Carlos Paredes y Sonia Valle por sus acertadas sugerencias, que han permitido mejorar esta tesis.

A todas las personas que de una u otra forma han contribuido con la culminación de esta tesis; en particular a aquellas que han acrecentado el interés del autor con sus ingeniosos argumentos en contra de algunas propuestas que aquí se exhiben.

A la Dra, Norma Chirichigno Fonseca, maestra y amiga, ejemplo de vida profesional y docente;

A mis eternos y entrañables amigos Isaac González Yaipén, Carmen Herrera Lertora, Alberto Godínez Rengifo, Teobaldo Dioses Romero y Eduardo Loo Camacho, quienes permanentemente han estimulado mi desarrollo personal y profesional. Su permanente y silencioso apoyo ha hecho mi andar más ligero;

A mis alumnos, por su paciencia y constante estímulo a mi imaginación con sus juveniles inquietudes. También, por hacerme revivir momentos pasados, haciéndome sentir siempre joven.

DEDICATORIAS

A la memoria de:

Zonia María Sánez Falcón
esposa, compañera y amiga,
con quien soñamos esta meta

Elisa y Eustaquio,
mis padres, sin ellos no existiera

Koki, Lucho y Augusto,
hermanos y amigos

Felipe Ancieta Calderón,
maestro y amigo,
pionero de la ciencia pesquera en el Perú

Manuel Gilberto Samamé Linares
maestro y amigo
compañero de navegación y trabajo

A

Becky, Mechita y Anita
Para ellas mi amor y dedicación

A

Marco Antonio$_{(Jr)}$; María Fernanda y Diego Antonio
mi presente y mi futuro

A

Carmen Yamashiro Guinoza,
compañera y amiga incondicional

A

Olga Espino,
mi adorable hermana,
si habría que elegirla, sería la primera de la lista

Contenido Página

Resumen
Abstract

1. Introducción 1
2. Antecedentes 3
2.1 Aspectos generales 3
2.2 Aspectos paleo ambientales 7
2.3 Aspectos océano atmosféricos 14
2.4 Aspectos biológicos y pesqueros 23
3. Diagnóstico 38
4. Material y métodos 39
5. Resultados y Discusión 42
5.1 Historia geológica del ecosistema de afloramiento peruano 42
5.2 El mar peruano y la interacción entre sus componentes físicos y biológicos 54
5.2.1 Los patrones de variabilidad y sus forzantes 55
a) Patrón de variabilidad estacionalidad o variabilidad de corto plazo (estacionalidad) 58
b) Patrón de variabilidad interanual o variabilidad de mediano plazo (Interanualidad) 59
c) Patrón de variabilidad periódica o decenal (Periodicidad) o variabilidad de largo plazo 64
d) Patrón de variabilidad secular (secularidad) o de cambios de muy largo plazo 68
5.2.2 Los recursos y sus pesquerías en el Pacífico Sudeste 72
5.2.3 Los recursos y sus pesquerías en Perú y Chile 79
5.2.4 Relación entre las principales especies y las restante en Perú y Chile 83
5.2.5 Relación entre especies comunes de Perú y Chile 89
5.2.6 Las pesquerías y las variables ambientales 92
5.2.7 Perspectivas de las pesquerías en Pacífico Sudeste: Tendencia en función a las señales del pasado y presente 96

6. Conclusiones 103
6.1 Aspectos geológicos 103
6.2 Aspectos océano atmosféricos 103
6.3 Aspectos biológico pesqueros 104
6.4 Retrospectiva y perspectiva 107
7. Referencias bibliográficas 109
Glosario de términos y acrónimos 128

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Esquema sintético de la variabilidad decenal del Pacífico. Rojo: Dinámica PDO/AL; azul: dinámica NPGO/NPO. Tomada de Di Lorenzo *et al.*, 2010.

Figura 2. Distribución continental durante el mioceno. Adaptado de Faupl (2000).

Figura 3. Distribución vertical de algunos taxa de vertebrados con valor estratigráfico en las formaciones de Caballas y Pisco correspondientes al Mioceno inferior hasta el tope del Plioceno inferior (Adaptada de Marocco y De Muizon, 1988)

Figura 4. Sistema de corrientes en el mar peruano.

Figura 5. Escenarios ambientales en el Pacífico Sud Oriental.

Figura 6. Temperatura Superficial del Mar (TSM) de la Estación fija de Chicama (07°41'41"S-79°26'03"W). Promedios mensuales por cuartos de siglo según el siguiente arreglo: 1925 – 1949, 1950 – 1974, 1975 – 1999 y 2000 – 2012.

Figura 7. Definición de El Niño de acuerdo a SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research) y clasificación por su intensidad en las costas de Sudamérica. VS: Very Strong (Muy fuerte); SS: Strong (Fuerte), MM: Moderate (Moderado); W: Weak (Débil).

Figura 8. Temperatura Superficial del Mar (TSM) y Anomalías (ATSM) de la Estación fija de Chicama – Perú de 1925 al 2012.

Figura 9 A. Asociación por distancia euclidiana por cuartos de siglo ("quarters") de TSM de Chicama entre 1925 y 2012.

Figura 9 B. Similaridad de Bray Curtis entre cuartos de siglo ("quarters") de TSM de Chicama entre 1925 y 2012.

Figura 10. Oscilación Decadal del Pacífico – Pacific Decadal Oscillation (PDO). Promedios anuales entre 1900-2012.

Figura 11. Promedios mensuales de PDO por "quarters", 1900 – 2012.

Figura 12. Definición de periodos cálidos, templados y frio a partir del PDO promediado por "quarters". Serie 1900-2012.

Figura 13 (a). Índice de Oscilación del Sur (SOI) y su varianza (PSV) desde 1876 a 2012. PSV: Variabilidad Secular del Pacífico (Pacific Secular Variability).

Figura 13 (b). Distancia euclidiana aplicada a la desviación estándar del SOI, que agrupa los periodos de alta variabilidad (1876-1925 y 1976-2011) diferenciándolos del de baja variabilidad (1926-1975).

Figura 14. Relación IOS y presiones atmosférica (Hp) en Darwin y Tahiti-

Figura 15. Frecuencia por incidencia del IOS (1876 – 2012).

Figura 16. Variabilidad y Oscilación Decadal del Pacífico de 1900 a 2012.

Figura 17. Área Estadística FAO 87, correspondiente al Pacífico Sudeste, área jurisdiccional de la Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS) integrada por Colombia, Ecuador, Perú y Chile.

Figura 18. Desembarques por países y región con respecto al mundo.

Figura 19. Participación (%) de Perú y Chile en los desembarques regionales.

Figura 20. Desembarque de los principales recursos pesqueros en el Pacífico Sudeste.

Figura 21. Desembarques totales y porcentuales en el Área Estadística FAO 87, CPPS, Perú y Chile. (Fuente: Anuarios Estadísticos del Ministerio de Pesquería y Ministerio de la Producción).

Figura 22. Frecuencia por incidencia (%) de las principales especies en la pesquería peruana (1960 – 2012). (Fuente: Anuarios Estadísticos del Ministerio de Pesquería y Ministerio de la Producción).

Figura 23. Frecuencia por incidencia (%) de las principales especies en la pesquería chilena (1960 – 2012). (Fuente: Anuarios Estadísticos del Ministerio de Pesquería y Ministerio de la Producción).

Figura 24. Dominancia expresada en distancia euclidiana en la pesquería del Perú y Chile a partir de un análisis por décadas (1960 – 2009).

Figura 25. Relación (R Pearson) entre los desembarques anchoveta y las otras especies en Chile y Perú en arreglos decenales.

Figura 26. Relación (R Pearson) entre los desembarques de sardina y las otras especies en Chile y Perú en arreglos decenales.

Figura 27. Relación (R Pearson) entre los desembarques de jurel y las otras especies en Perú y Chile en arreglos decenales.

Figura 28. Análisis de componentes principales y de similitud de los desembarques decenales del Perú (1960 – 2009).

Figura 29. Análisis de componentes principales y de similitud de los desembarques decenales de Chile (1960 – 2009).

Figura 30. Desembarques por décadas de Perú y Chile estandarizados (1960 - 2009) (**Noakes y Beamish, 2009**).

Figura 31. Dominancia expresada en distancia euclidiana de los desembarques totales de las pesquerías de Perú y Chile (1960 – 2012).

Figura 32. Relación entre los desembarques estandarizados (1960 – 2009) de Perú y Chile estandarizados con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y el Índice de la Variabilidad Secular del Pacífico (PSV).

Figura 33. Relación entre los desembarques estandarizados (1960 – 2009) de Perú y Chile con el Índice Multivariado ENSO, la Temperatura Superficial del Mar en la Región El Niño 1+2 (El Niño 1+2) y la Temperatura Superficial del Mar en la Estación Fija de Chicama en el Perú (TSM Chicama).

Figura 34. Patrones de variabilidad dominantes en el Pacífico Sudeste y su tendencia en relación a las biomasas de anchoveta estimadas por Espino (2003) y su tendencia. Información estimada desde 1900 a 2012 y proyectada como tendencia hasta 2050.

Figura 35. Variables ambientales (PDO y PSV), biomasas de anchoveta (B Anchoveta) y capturas de jurel y sardina y sus tendencias en el Pacífico Sudeste entre 1900 y 2012.

Figura 36. Variables ambientales (PDO y PSV), biomasas de anchoveta (B Anchoveta) de 1900 a 2012 y capturas de sardina, jurel y caballa integradas acompañadas de las correspondientes curvas de tendencia entre 1900 y 2012.

Figura 37. Tendencia de las variables ambientales (PDO y PSV), biomasas de anchoveta (B Anchoveta), de jurel y caballa (B Jurel+Caballa), de sardina (B Sardina), de sardina jurel y caballa (B Sardina+Jurel+Caballa) y de total de recursos pelágicos (B Pelágicos) entre 1900 y 2050.

Figura 38. Curva de tendencia teórica de las biomasas del total de recursos pelágicos además de anchoveta y otros pelágicos (sardina, jurel y caballa) debidamente discriminados.

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Eventos El Niño fuertes y muy fuertes acaecidos en el Perú desde 1525 a la actualidad (Actualizado de Quinn *et al.* 1987).

Tabla 2. Eventos El Niño casi moderados, moderados, fuertes y muy fuertes acaecidos en el Perú desde 1803 a la actualidad (Actualizado de Quinn *et al.* 1987).

Tabla 3. Esquema generalizado de los impactos de La Niña y El Niño sobre el ambiente y los recursos en el mar peruano.

Tabla 4. Frecuencia de incidencia del IOS de 1876 a 2012.

Tabla 5. Relación de países que han pescado en el Pacífico Sudeste entre 1950 y 2009. Se consignan años de operación y rendimiento por año (t/año). (FAO, 2011 y 2012).

Tabla 6. Principales especies capturadas en el Pacífico Sudeste. Promedio de desembarques por décadas de 1950 a 2009 (FAO, 2011 y 2012).

Tabla 7. Porcentaje de participación en las capturas de los 12 principales países pesqueros (FAO, 2011 y 2012).

Tabla 8. Índices de correlación de Pearson (r) entre los desembarques de las principales especies de Perú y Chile (Anchoveta, sardina y jurel) y las 11 restantes, para cada una de las pesquerías.

Tabla 9. Relación expresada en coeficientes de determinación entre los desembarques de las principales especies de las pesquerías del Perú y Chile y los otros recursos.

Tabla 10. Coeficientes de correlación de Pearson (R) entre especies comunes de Perú (horizontal) y Chile (vertical).

Tabla 11. Índice de correlación de Pearson entre desembarques de las principales especies y las variables ambientales (1960 – 2009).

RESUMEN

En el Pacífico Oriental, se dan patrones de variabilidad interanuales, decenales y seculares asociados a factores de variabilidad como el ENSO, PDO y PSV, estableciendo condiciones transitorias y relativamente permanentes, determinadas por la dinámica del Ecosistema de Afloramiento Peruano, que ocupa gran parte del Pacífico Sud Este.

El Niño es un evento trascendental en la dinámica oceánica pero transitorio y, luego de algunos meses a no más de 2 años concluye, retornando el sistema a las condiciones propias del momento decenal (periodicidad) imperante, cálido, frío o templado según se ha diferenciado por análisis de distancia euclidiana.

La periodicidad está afectada por la secularidad definida por la varianza del Índice de Oscilación del Sur. Tanto la periodicidad como la secularidad constituyen estados climáticos que afectan las economías de los países ribereños con pesquerías importantes a nivel regional y mundial.

En la década de los 70s, la periodicidad decenal motivó una alternancia entre la anchoveta (*Engraulis ringens*) y la sardina (*Sardinops sagax sagax*) determinando que la productividad del ecosistema pase de biomasas de anchoveta de entre 10 a 15 millones de toneladas, a biomasas de sardina de 5 y 10 millones; y, en los 90s un retorno de dominancia de la anchoveta. Esto motiva cambios en la matriz productiva, tanto en la extracción, el procesamiento, como el mercado debido a que se trata de especies totalmente diferentes.

Asimismo, otras especies como el jurel (*Trachurus murphyi*), caballa (*Scomber japonicus*), bonito (*Sarda chiliensis*) y calamar gigante (*Dosidicus gigas*), son también afectadas por los cambios decenales que a su vez son exacerbados o atenuados por la secularidad; sin embargo, la variabilidad ha sido una marca de este ecosistema desde sus orígenes y, las especies están adaptadas a estos cambios, lo que aún no se adapta y requiere de mecanismos aún sofisticados de ajuste son los sistemas productivos regulados por el ser humano.

Basadas en la periodicidad y la secularidad se modela retrospectiva y prospectivamente la abundancia de los recursos pesqueros pelágicos en el periodo comprendido entre 1500 y 2050 para el Pacífico Sudoriental.

Palabras Claves: Pacífico Sudoriental, *Engraulis, Sardinops, Trachurus*, PDO, SOI, El Niño

ABSTRACT

From variability factors as ENSO, PDO and PSV, interannual, decadal and secular variability patterns are identified in the Eastern Pacific, establishing transient and relatively permanent conditions determined by the dynamics of the water masses in the Peruvian Upwelling Ecosystem, important productivity area of the Southeast Pacific.

El Niño is an important event in the dynamics of the ocean circulation; however, it is temporary and after a period of several months less than two years concludes, returning the system to the conditions of the dominant decadal time (periodicity), be it warm, cold or temperate according to the Southern Oscillation Index which in turn is affected by the secularity. In this context, periodicity and secularity are climatic states that significantly affect the economies of the countries with large fisheries in the region.

In the past 50 years, the decadal periodicity has motivated an alternation between anchovy (*Engraulis ringens*) and sardine (*Sardinops sagax sagax*) determining a shift from 10-15 million tons of anchovy biomass to 5-10 million tons of biomass of sardine. This requires changes in the production systems ranging from the extraction, processing and market because they are species entirely different.

Besides, other species such as horse mackerel (Trachurus murphyi), mackerel (Scomber japonicus), bonito (Sarda chiliensis) and jumbo squid (Dosidicus gigas), are also affected by decadal changes, that could be intensified or attenuated by the secularity. However, the environmental variability has been a mark of this ecosystem from its origins and the marine species are adapted to these changes, while production systems regulated by humans still need adapt to this natural variability, and even require sophisticated adjustment mechanisms.

Finally, from trends induced by the periodicity and secularity a proposed retrospective and prospective trend, the abundance of pelagic fishery resources in the period between 1500 and 2100 for the Southeast Pacific is made.

Key words: South East Pacific, *Engraulis, Sardinops, Trachurus*, PDO, SOI, El Niño

1. Introducción

En los últimos 60 años el Pacífico Sud Este ha mostrado una dinámica particular en relación a los principales recursos pesqueros de la región, que podría resumirse de la siguiente manera **(Espino, 2003)**.

En lo que refiere al medio ambiente, se han registrado hechos que se enumeran seguidamente:

- Una alta variabilidad expresada en la manifestación de variaciones positivas de orden significativo con máximas expresiones en 1982-1983 y 1997-1998, produciendo los eventos El Niño más intensos del siglo XX;
- Hacia comienzos de la década de los 90' se registró una inusual recurrencia de El Niño entre 1991 y 1993;
- Hacia mediados de los noventa y primer decenio del siglo XXI, fueron recurrentes los "friajes" en la zona del altiplano, con nevadas invernales en las zonas alto andinas del sudeste del Perú, Noroeste boliviano y noreste de Chile;
- Coincidente con estos eventos son más recurrentes los eventos La Niña con máximas expresiones en 1996, 1999, 2000, 2001, 2007 y 2013.

En cuanto a los recursos y las pesquerías se han producido los siguientes hechos:

- Importantes pesquerías de anchoveta durante las décadas de los años 1950' y 1960' en Perú y Chile, seguidas de la declinación poblacional de anchoveta *(Engraulis ringens)* durante las décadas de los años 1970' y 1980', y recuperación de la misma en la década de los 1990'; con presencia de anchoveta en el Ecuador desde finales de los 1990'.
- Incremento poblacional de sardina *(Sardinops sagax sagax)* en el Ecuador, Perú y Chile en el segundo lustro de los años 1970' y década de los años 1980', seguida de una declinación de la misma en la década de los años 1990', siguiendo un ritmo opuesto al de anchoveta;
- Inicio de una importante pesquería de jurel *(Trachurus picturatus murphyi)* en Chile en los años 1980' y declinación de los mismos hacia finales de los 1990';

- Declinación de la pesquería de bonito *(Sarda chilensis)* en Chile y Perú en la década de los 1970 e incremento de los desembarques en la década de los 1990´;
- Declinación de las capturas de atunes en Colombia, Ecuador, Perú y Chile, durante las décadas de los años 1970' y 1980', y recuperación de los mismos a partir de los años 1990';
- Inicio de una importante pesquería de calamar gigante (pota o jibia) en el Perú en la década de los 1990' e intermitencia de los mismos en el norte-centro de Chile, Ecuador y Colombia en la misma década y la primera década del siglo XXI;
- Localización de importantes biomasas (más de 15 millones de toneladas) de peces mesopelágicos frente al Perú y Norte de Chile, como *Vinciguerria* y mictófidos, que son alimento de recursos oceánicos como atunes y calamares gigantes;
- Declinación significativa de la población de aves guaneras por disminución de la disponibilidad de la presa principal, la anchoveta, en la década de los 1970' y 1980´.

Todo esto asociado a cambios ambientales que reflejan la alta variabilidad imperante en el Pacífico Sud Este (Golfo de Panamá - Centro de Chile), es decir, en el Sistema Humboldt, uno de los más productivos del planeta. Por ello, para hacer un análisis de las diferentes pesquerías en el Pacífico Sud Este, la inclusión del análisis ambiental es imprescindible, pues los cambios en las poblaciones y su disponibilidad para las diferentes pesquerías, están asociados a variaciones de mediano y largo plazo en donde la predominancia de un periodo frío o cálido definirá el dominio del ecosistema entre anchoveta y sardina, respectivamente. A partir de este enfoque de análisis diferencial basado en la variabilidad ambiental, se arribará a una propuesta de estrategia de gestión que considere los diferentes escenarios ambientales y, de esta manera, sea aplicable a la pesquería peruana.

2. Antecedentes

2.1 Aspectos Generales

El Pacífico Sud Oriental está caracterizado de la siguiente manera **(Espino, 2003)**:

- **Ubicación tropical,** pero con climas templados y zonas desérticas en la costa con escasa o ninguna pluviosidad;
- **Alta variabilidad climática,** estacional (verano-invierno), interanual (El Niño-La Niña), periódica (periodos cálidos y fríos) y secular (alta y baja variabilidad);
- **Ecosistemas pelágicos de alta productividad primaria,** con poca diversidad en las zonas de afloramiento, pero con altas biomasas de recursos pelágicos;
- **El ecosistema pelágico está dominado por la anchoveta o sardina** (alternándose), con presencia de bonito, jurel y caballa en el área adyacente;
- **El sistema demersal tiene a la merluza como especie dominante** y una fauna acompañante compuesta por cabrillas, congrios, cachema, tollos y lenguados, cuyas biomasas no son tan abundantes y representan, en promedio, el 25% de la biomasa total de recursos demersales;
- **Zonas adyacentes oceánicas con alta diversidad** y presencia de atunes, calamares y peces mesopelágicos abundantes (mictófidos y *Vinciguerria spp.*) propios de aguas cálidas.

En el Ecosistema de Afloramiento Costero Peruano (EACP), existen evidencias de la alternancia en la dominancia del ecosistema, entre anchoveta y sardina, con información desde finales del siglo XIX **(Schwartzlose *et al.*, 1999 y T. Baumgardner, com.pers.)**; asimismo, se plantea la existencia de ciclos ambientales que podrían estar regulando la manifestación de El Niño y su impacto sobre el EACP **(Espino, 1997 a y b)**. En este aspecto, es oportuno considerar lo escrito por **Quinn *et al.* (1987)** respecto a los ciclos de Bruckner, de alrededor de 35 años, que fueron redescubiertos por Bruckner en 1890 quien lo calificó como un fenómeno mundial. Se ha determinado también, que muchos fenómenos meteorológicos y asociados, presentan un ciclo armónico completo de 33 a 37 años en promedio. Asimismo, en anillos de árboles y series de lluvias, se detectan ciclos variables entre 15 y 50 años, variabilidad asociada posiblemente a que

corresponden a ciclos de diferente dimensión (**Biondi *et al,* 2001**). De tal manera, que plantear aspectos relacionados a ciclos cálidos y fríos o, de alta y baja variabilidad, en el EACP, no es extraño y por el contrario, es coherente que los eventos El Niño tengan comportamiento diferente en cada uno de tales periodos, cuya manifestación responde a patrones normativos, que no son alterados por el ENSO y más bien afectan a éste en sus manifestaciones e intensidades (**Espino, 1997 a y b; y 2003**). Por otro lado, la duración de un ciclo completo, periodo cálido y frío, para nuestro medio podría estar en el orden de los 35 a 50 años. Al respecto, **Csirke y Gumy (1996)** proponen una ecuación sinoidal que explica la variación del Coeficiente de Concentración (Q) **(Csirke, 1980)** como una función de TSM y en la curva generada a partir de dicha ecuación se distingue que entre los años 50' y 60' los valores de (Q) están en la parte baja de la curva, mientras que en las décadas de los 70' y 80' los valores corresponden a la parte alta de la misma. Sugiriendo la existencia de ciclos en los cuales se alternarían Periodos Fríos (50-60') con Periodos Cálidos (70-80') en un rango aproximado de 40 años. En tal sentido, la anchoveta sería más abundante en los periodos fríos, en tanto que disminuiría en los periodos cálidos siendo reemplazada por la sardina **(Zuzunaga, 1985).** Es evidente que existen diferentes escenarios temporales que se ven reflejados en condiciones térmicas o de variabilidad máxima o mínima **(Espino, 2001).**

En el hemisferio norte también se han registrado cambios significativos interdecadales en los últimos cuatro (4) siglos. La aparente larga periodicidad asociada a la relación PDO-ENSO (Pacific Decadal Oscillation – El Niño Southern Oscillation) revela condiciones anómalas en el siglo XX (1900s), lo cual ha tenido especial significancia para las investigaciones de cambios climáticos globales. El calentamiento global de origen antrópico se confunde con alteraciones de largo plazo de orden natural producto de la variabilidad climática. Al respecto, es concebible que los severos cambios derivados de la relación PDO-ENSO en el siglo XX estén asociados a la manifestación de baja frecuencia del PDO (**Biondi *et al.,* 2001**).

El clima en el Pacífico Norte y Norte América han experimentado cambios inter decenales durante el siglo XX. Un reciente análisis del desarrollo cronológico de los anillos de árboles del Sur de Norte América y Baja California revela escalas decenales de variablidad desde 1661 (**Biondi *et al.,* 2001**). En ese sentido, la

Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) se refleja de una manera dominante en el patrón de variabilidad de los anillos de crecimiento de árboles y ofrece una visión preliminar de las fluctuaciones multianuales del clima en los últimos cuatros siglos. La reconstrucción de la PDO refleja una oscilación bi-decenal con máximas amplitudes al final de los 1700s y mediados de los 1800s y una comparación con registros aproximados ("proxys") del ENSO sugiere, para el periodo entre 1706 y 1977, que grandes oscilaciones decenales en el clima del Pacífico han ocurrido alrededor de 1750, 1905 y 1947 (**Biondi *et al.,* 2001**), con una intermitencia de casi 50 años.

Por otro lado, del análisis de los anillos de crecimiento de árboles y cabezas de corales y su relación con cinco series de variables climáticas del Pacífico Norte con el objeto de determinar los patrones de variabilidad de la Cuenca del Pacífico, se concluye que la cronología compuesta de árboles y corales correlaciona bien con la PDO y proporciona una buena serie de variabilidad. Una comparación de estas series, sugiere que la PDO no ha tenido relevante significación en los patrones de variabilidad del Pacífico Norte en el siglo XIX, indicando posiblemente cambios en el patrón espacial de la presión a nivel del mar y consecuentemente en los patrones climáticos superficiales de las Américas (**Gedalof *et al*., 2002**).

En otras latitudes también existen evidencias del efecto de los regímenes ambientales en los diferentes recursos pesqueros; es el caso de su influencia en la dinámica poblacional del lenguado del Pacifico norte *Hippoglossus stenolepis* ("halibut"), del "polack" de Alaska *Theragra chalcogramma*, la sardina del pacífico norte (*Sardinops sagax*), la sardina japonesa (*Sardinops melanostictus*) y el lenguado de roca del Mar de Bering *Lepidopsetta bilineata*, entre los más importantes, afectando los reclutamientos, procesos de denso dependencia y patrones de crecimiento individual y poblacionales **(Quinn y Niebauer, 1995; Jacobson y MacCall, 1995; Wada y Jacobson, 1998; Francis *et al.,* 1998; Walters y Wilderbuer, 2000; Clark y Hare, 2002).**

Los elementos determinantes que explican la variabilidad ambiental en el Pacífico Norte son la Oscilación Decenal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation-PDO) **(Hare y Mantua, 2002; Lluch-Cota *et al.,* 2003)** y, en el hemisferio sur, el fenómeno ENSO **(Mantua *et al*., 1997)**. Sin embargo, hasta el momento, en el hemisferio sur se hace principalmente referencia al fenómeno ENSO, existiendo la posibilidad de que existan procesos de oscilación inter decenales que estarían

influenciando la dinámica poblacional de los diferentes recursos y a diferentes niveles. Estos han sido descritos por **Chavez *et al.,* 2003**, los cuales plantean la existencia de ciclos ambientales de alrededor de 50 años en los que se alternan fases frías y cálidas. Fases frías entre1900 a 1925 y de 1950 a 1975 y, cálidas entre 1925 a 1950 y de 1975 a finales del siglo pasado, lo que indicaría que en el momento (2014) estaríamos atravesando por un momento frío.

Por otro lado, la variabilidad decenal también puede modular la frecuencia, intensidad y duración del ciclo ENSO (**Wang y Picaut, 2004; Wang *et al*., 2004; Wang y Fiedler, 2006; Cobb *et al*., 2003**) así como el momento de inicio de El Niño (**Espino, 2003**). Estos cambios de baja frecuencia en el entorno físico puede resultar en "cambios de régimen" en la estructura del ecosistema marino en la cuenca del Pacífico (**Mantua y Hare, 2002; Schwartzlose *et al*., 1999; Hsieh *et al*., 2005**). Dentro del Ecosistema de la Corriente de Humboldt, se identifican dos "regímenes de anchoveta" (desde el inicio de la pesca hasta los años 1970s, y desde principios de los 90 hasta la actualidad), separados por un "régimen de sardina" (a partir de mediados de los 70 hasta principios de los 90) (**Chávez *et al*., 2003; Alheit y Ñiquen, 2004**).

Rooney y Fletcher III (2005), analizando una base de datos de alta resolución de sedimentos de un área de erosión costera crónica de la costa de Kihei (Maui-Hawai) del siglo pasado revela un patrón complejo y dramático de cambios entre 1900 y 1997, determinándose que la magnitud y dirección del transporte neto de sedimentos litorales (NLST) tienen variaciones decenales asociados a las tormentas Kona (vientos del suroeste con fuerte precipitaciones y marejadas de una semana o más con recurrencia de 2 a 3 veces al año) que al parecer estarían moduladas por la PDO de tal manera que la actividad de las tormentas Kona se reduce en su fase positiva, lo que sugiere una relación causa efecto entre la PDO, la actividad de las tormenta Kona y los patrones de NLST en Kihei.

Asimismo, **Xingyuan *et al*., (2005)**, a partir de la cronología obtenida de pinos chinos (*Pinus tabulaeformis* Carr.) crecidos en la ciudad de Shenyang analizaron el efecto de la Actividad Solar (AS), la Anomalía de la Temperatura Ambiental Global (ATAG) y la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) en los anillos de crecimiento anual, obteniéndose excelentes respuestas a la AS revelándose cambios ambientales que indican que éstos árboles de pino son una buena

alternativa para la investigación de la relación sol-tierra a pesar de su localización en Shenyang, una ciudad industrial.

Gutierrez *et al.* (2006) plantean que los sedimentos de la plataforma continental del Perú son muy heterogéneos por lo tanto, los registros continuos en las últimas secuencias laminadas de alta resolución se presentan sólo en algunas localidades de la margen continental, en especial, frente a la costa central peruana. Algunos estudios en esta zona han descrito sedimentos laminados que contienen archivos naturales del cambio climático y los ecosistemas, como las diatomeas, carbono orgánico y escamas de pescado (**Kemp, 1990; Schwartzlose *et al.,* 1999).**

2.2 Aspectos paleo ambientales

Por su parte, **Mantua y Hare (2001, 2002)** describen la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) como un patrón de larga duración de la variabilidad climática con características espaciales y temporales de la temperatura superficial del Pacífico Norte, considerando que existe un creciente conjunto de evidencias que ponen de manifiesto una fuerte tendencia de los impactos de la PDO en el hemisferio sur, con importantes anomalías climáticas de superficie en las latitudes medias del sur del Océano Pacífico, Australia y América del Sur. Varios estudios independientes encuentran evidencia de sólo dos ciclos completos de la PDO en el siglo pasado, regímenes “fríos” de la PDO prevalecieron entre 1890 a 1924 y entre 1947 a 1976, mientras que regímenes "calientes" dominaron desde 1925 a 1946 y desde 1977 hasta por lo menos los años 90s. Estos cambios inter decenales en el clima del Pacífico tienen un impacto generalizado sobre los ecosistemas naturales incluyendo los recursos hídricos en las Américas y las pesquerías marinas del Pacífico nor oriental y occidental (**Mantua y Hare, 2002**).

Asimismo, reconstrucciones climáticas a partir de anillos de árboles y de corales del Pacífico sugieren variaciones de la PDO en un rango de escalas de tiempo mayores. Estas se remontan por lo menos a 1600 años, existiendo variaciones importantes entre reconstrucciones “proxy” diferentes (**Mantua y Hare, 2002; MacDonald y Case, 2005**). Sin embargo, para el siglo XX las fluctuaciones de la PDO fueron más enérgicas con dos periodicidades generales, una de 15 a 25

años, y otra de 50 a 70 años (**Mantua y Hare, 2002**). Los mecanismos que causantes de la PDO siguen sin estar claros. A la fecha, existe poca evidencia observacional para apoyar la idea de un acoplamiento de interacción mar-aire de la PDO en latitudes medias, aunque hay varios mecanismos conocidos que promueven la persistencia durante varios años de anomalías positivas en la temperatura del Pacífico norte (**Mantua y Hare, 2002**).

Existen depósitos litorales emergidos en la Península de Mejillones (23ºS) de 400000 años (Pleistoceno medio) que evidencian la coexistencia de moluscos de aguas tropicales con moluscos de aguas templadas propias de dichas áreas, constituyendo TAMAs, similar a los descritos para el último periodo interglacial en Ilo (18ºS) y en el Santa (09ºS), los que habrían sido favorecidos por eventos El Niño, que se confirma con la aparición de estas asociaciones en la Bahía de Antofagasta después de recientes eventos El Niño (**Guzmán *et al.,* 2001 y De Vries *et al.,* 1997**) .

Sandweiss *et al.* (1996) determina la existencia, entre 8000 a 5000 años, de la presencia estable de aguas cálidas hasta los 10ºS sugiriendo la ausencia del fenómeno ENSO durante unos milenios anteriores a 5000 años, lo que se refuerza con la presencia de TAMAs hallados en la misma época en los 09ºS; sin embargo, la mezcla de acumulaciones de moluscos de aguas frías con los de aguas cálidas obedecerían más a una consecuencia paleográfica **(De Vries y Wells, 1990)**; asimismo, existen evidencias de entre 5500 y 6100 años que revelan cambios de corto plazo de 7 a 8 ºC en la temperatura del agua, que sólo pueden ocurrir durante un evento El Niño comparable con el de 1982-1983 **(Pierrer *et al.,* 1994; Andrus *et al.,* 2005).**

Siendo la consecuencia más interesante y novedosa de los TAMAs que los cambios relacionados con el ENSO han jugado un papel importante en la dispersión de las larvas y el desplazamiento hacia el sur de especies tropicales (**De Vries *et al.,* 1997**).

Otras evidencias geocronológicas y geoquímicas para el establecimiento del Santa revelan que depósitos de *Trachycardium procerum* (5500 a 6100 años AP) exhiben anomalías registradas en los anillos de crecimiento y señales isotópicas de la presión ecológica comparable a las encontradas en conchas modernas que sobrevivieron al ENSO de 1983 en la misma latitud, indicando cambios en corto plazo de 7 a 8 ºC (**Pierrer *et al*., 1994 y Andrus *et al.,* 2005**).

Wells (1990) presenta una cronología de 3500 años de eventos extremos El Niño basados en los sedimentos de inundación de los desbordamientos del Río Casma (09,2°S). **Smith (1992)** por su parte plantea que la Pequeña Edad de Hielo puede ser claramente identificada en el registro de inundaciones de varios ríos y algunos indican un pulso doble (900-1200 dC; 1300 a 1600 dC), que se interrumpe por la Época Cálida Medieval. Aunque los datos se vuelven menos confiables con el tiempo, el registro global de inundaciones parece mostrar el resultado de períodos de inundación entre los años 3000-1800, 4000-5000 años AP y, posiblemente 7000-9000 años AP.

Rodbell *et al.* (1999) determinan en depósitos clásticos laminados en un lago del Ecuador a 75 km del Océano Pacífico, que hace entre 15000 a 7000 años la periodicidad de las deposiciones clásticas derivados de tormentas tenían una periodicidad de 15 años o más; posteriormente hay un incremento progresivo de la periodicidad entre 2 y 8,5 años constituyéndose la actual periodicidad establecida hace alrededor de 5000 años. Esto reflejaría, el inicio de una pronunciada gradiente zonal de temperatura superficial del mar, que fuera impulsada por vientos alisios reforzados.

Riedinger *et al*. (2002) a partir de análisis litoestratigráfico y mineralógico de los sedimentos hipersalinos del Lago del crater Bainbridge en las Islas Galápagos, proporcionan evidencia de la frecuencia de El Niño y su intensidad. Indican que al menos 435 eventos El Niño, de moderados a muy fuertes, se han producido desde hace 6100 años y que la frecuencia e intensidad de los eventos aumentó hace alrededor de 3000. El Niño estuvo presente hace 6100 y 4000 años con poca frecuencia, indicando una considerable variabilidad de El Niño a escala milenaria desde mediados del Holoceno.

Simeone y Navarro (2002) analizando restos de un asentamiento humano de hace 5000 años (Holoceno medio) de la localidad de Chan Chan, en el sur de Chile, que estuvo habitada por alrededor de 500 años, ejerciendo una presión de caza persistente sobre los recursos marinos locales, especialmente las aves marinas como *Phalacrocorax gaimardi* que fue la presa comestible más aprovechable, además de albatros *Thalassarche* cf. *melanophris* y fardelas *Puffinus* cf. *griseus* que fueron presas secundarias, evidencian que el ensamble avifaunístico de la muestra no difiere cualitativamente del actual, lo que indica una estabilidad en la riqueza de especies desde dicho período hasta el presente.

Hebbeln *et al*. (2002) analizando la paleoproductividad en escalas glaciales e interglaciales en el sur de la corriente Perú-Chile (PCC) en el centro de Chile, y suponiendo que la circulación atmosférica y oceanográfica están estrechamente vinculados, el desplazamiento de la Corriente Circumpolar Antártica durante la última Máxima Glaciación (LGM), en línea con el movimiento hacia el norte de los vientos del suroeste, traería la fuente principal de nutrientes más cerca de Chile, consiguiendo una mayor productividad. Sin embargo, no queda claro si la mayor productividad en el sur de la PCC durante el LGM refleja una alta productividad generalizada durante este tiempo o sólo un desplazamiento de los centros regionales de productividad principal. Sugiriendo un cambio en la posición latitudinal de tales centros de alta productividad (**Hebbeln *et al*., 2002)**.

Sandweiss (2003) con información de los últimos 13000 años, plantea que entre 8000 y 3600 cal AP, la precipitación procedente del altiplano suministrado por escorrentía a la costa del sur del Perú pueden haber disminuido lo suficiente como para restringir la ocupación humana; mientras que al norte de los 10 °S, las temperaturas superficiales del mar fueron más calientes y las precipitaciones estacionales pueden haber sido mayores desde antes de los 13000 a 5800 cal AP. De 9000 a 5800 cal AP, el Niño estuvo ausente o fue muy poco frecuente. Después de 5800 cal AP, las aguas costeras del norte enfriaron y El Niño estuvo presente, pero con una frecuencia menor a la observada en el registro histórico e instrumental. La frecuencia de El Niño en el rango de la modernidad e historia se ha establecido en 3000 cal AP. Los cambios culturales se correlacionan en el tiempo con estas transiciones climáticas importantes.

Gray *et al*. (2003) con registros en anillos de árboles de las Montañas Rocosas del centro y sur de norteamérica, que abarcan los últimos siete (7) siglos, definieron patrones multidecenales (> 30-70 años) de sequía, a partir de los cuales se lograron agrupar quince series de anillos en cinco cronologías de síntesis regionales basados en el comportamiento común de baja frecuencia. Se presentó una fuerte ausencia de humedad produciendo, a finales del siglo XVI, una megasequía en las cinco regiones. Hasta mediados del siglo XIX persistieron modos oscilatorios de 30 a 70 años en dos de las cinco regiones, y los ciclos secos-húmedos aparentemente sincrónicos en algunos lugares hasta la sequía de los 1950s. El patrón de los siglos XVI y XVII de severas sequías multidecenales seguido por décadas de inusuales condiciones de humedad se asemeja a la

sequía de los 1950s y al periodo húmedo posterior a 1976. La megasequía del siglo XVI fue el resultado del acoplamiento (20 – 30 años) de una fase fría decenal del Pacífico y una fase cálida decenal en el Atlántico Norte subtropical, marcando una reorganización fundamental de la variabilidad climática regional de las Montañas Rocosas.

Friddell *et al*. (2003), empleando registros de foraminíferos planctónicos (*d18O*) de la cuenca de Santa Bárbara (SBB) demostraron que el intervalo más caluroso del inter glacial actual, el Holoceno medio, se caracteriza por el aumento de la variabilidad climática a escalas decenal a secular. Las modernas relaciones entre la PDO y el ENSO, y las condiciones superficiales del agua en la SBB también sugieren una preferencia del clima del noreste (NE) del Pacífico durante el calentamiento del Holoceno medio hacia una fase cálida de la PDO y más intensos eventos cálidos ENSO. En el contexto del cambio climático futuro, estos autores sugieren la intensificación de la variabilidad climática a escalas decenal y secular.

deFrance y Umire Álvarez (2004), basados en que las lluvias en la franja costera de los andes están asociadas a eventos El Niño produciendo inundaciones y transporte de grandes cantidades de sedimentos desestabilizadores y con información geológica y análisis de depósitos de sedimentos para la zona de Ilo, incluyendo la Quebrada de Tacahuay, indican que se han producido inundaciones durante el Holoceno y el Pleistoceno tardío desde hace 38000 años **(Keefer *et al*., 2003)**; sin embargo, otros depósitos muy antiguos no fechados sugieren que El Niño está afectando esta región desde épocas anteriores a los 38000 años. Asimismo, habrá que tener en cuenta que a escala global, El Niño pleistocénico está fechado en hace cerca 125.000 años (**Hughen *et al*., 1999**). Los depósitos sedimentarios sugieren una intensa actividad de El Niño en el Holoceno temprano, seguido por un hiato de actividad en el Holoceno medio y una, de moderada a alta actividad, en el Holoceno tardío, hace alrededor de 4600 años. Esto demuestra que la intensidad de los eventos fluctúan desde perturbaciones de pequeña escala hasta catastróficos Mega-Niños. En la Quebrada de Tacahuay (17.8º S, 71.1º W) a 30 kilómetros al sur de Ilo, existen dos depósitos masivos de escombros de inundaciones que datan del Pleistoceno tardío y del Holoceno temprano, que son más grandes en escala que muchos de los más severos eventos ENSO recientes (1982-1983, 1992-1993 y 1997-1998) (**deFrance y**

Umire Álvarez, 2004), uno de los cuales ha sido interpretado como un evento producido por El Niño poco tiempo después de un terremoto de alta magnitud que desestabilizó grandes cantidades de sedimentos (**Keefer *et al.*, 2003; Sandweiss *et al.*, 2007**). El hiato en la actividad de El Niño hacia la mitad del Holoceno, presente en Quebrada Tacahuay ha sido debidamente documentado en otras áreas de los Andes y está confirmado con evidencia paleoclimática para regiones geográficas diferentes a los Andes (**Cole, 2001; Fontugne *et al.*, 1999; Hughen *et al.*, 1999; Keefer *et al.*, 1998; Riedinger *et al.*, 2002; Rodbell *et al.*, 1999; Sandweiss *et al.*, 1996, 2001; Tudhope *et al.*, 2001**).

Patterson *et al.* (2004) reconocen ciclos en registros sedimentarios marinos, de escamas de sardinas y anchoas, del Holoceno tardío (de 1800 a 4700 años) del dominio del afloramiento costero de América del norte que han sido vinculados con la variabilidad de la radiación solar y que esta conclusión puede ser extendida a la paleoproductividad de las poblaciones de peces en el noreste del Océano Pacífico. Se determinaron, en base a abundancias de escamas, ciclos poblacionales de anchoa y arenque (sardinas) de forma independiente, que corresponden a escalas decenales (decadales) a centenales (seculares), con una variabilidad especialmente bien definida en ciclos solares fijos (Gleissberg) de 75 a 90 años. Asimismo, determinaron otros ciclos que no son fijos y la transición entre fases climáticas de la región dio lugar a una fase de mayor precipitación que afectó la dinámica oceánica costera hace 3.400 años.

Vargas *et al.* (2006) sugieren que los flujos fechados entre 12900 y 8400 AP, interpretados como consecuencia de fuertes eventos El Niño, estarían asociados con episodios cortos, fuertes e intensas lluvias correspondientes a inviernos y primaveras australes coincidentes con fuertes vientos del sur asociados a un fortalecimiento del anticiclón del sur y la intensificación del afloramiento costero.

Gutierrez *et al.* (2006) a partir de registros continuos de los cambios climáticos y oceanográficos en los últimos 100 a 250 años determinó períodos de aumento de las fracciones minerales, como los eventos El Niño 1982-1983, 1986-1987 y 1997-1998 que puede ser el resultado de una combinación del aumento de las descargas fluviales y el transporte regional hacia los polos mejorada durante tales eventos. Alrededor de 1850, se observa un cambio de las características sedimentológicas y del patrón de variabilidad de Carbono Orgánico Total (COT), lo que indicaría cambios notables en las características del clima y el ecosistema

con una relativa mayor estacionalidad en los flujos de componentes terrígenos frente a los componentes biogénicos antes que el nivel estratigráfico. En los últimos 150 años se manifiesta un patrón de variabilidad multidecadal del COT con una tendencia positiva en los últimos 50 años, coincidiendo con un incremento de las presiones del viento a lo largo de toda la costa del Perú y un patrón similar de variabilidad del COT en el norte de Chile, infiriendo una intensificación regional del régimen de afloramiento con mejoramiento de la productividad primaria.

Graham *et al.* (2007) determinan que registros "proxy" marinos y terrestres del Holoceno de la zona occidental y central de EE.UU. sugieren que el clima entre aproximadamente 500 y 1350 dC estuvo marcado, en general, por condiciones de aridez, con episodios seculares graves de sequía, incidencia elevada de incendios, fría temperatura superficial del mar (TSM) a lo largo de la costa de California, y la movilización de dunas en los llanos occidentales. Esta anomalía climática medieval (MCA) fue seguido por condiciones más húmedas costeras y TSM cálidas durante la transición a la "Pequeña Edad de Hielo" ("Little Ice Age"-LIA); sin embargo, registros proxy del Océano Pacífico Tropical muestran cambios que indican condiciones de TSM frías en el Pacífico Tropical centro-oriental durante la MCA, con temperaturas más cálidas que las modernas en el oeste del Pacífico Ecuatorial. Este patrón de las latitudes medias y las condiciones de clima tropical es consistente con la hipótesis de que la condición seca MCA en el oeste de los EE.UU. es resultado (al menos en parte) de los cambios en los patrones de circulación en el invierno tropical del HN tal como los relacionados con los modernos episodios de La Niña. Esta huella del cambio climático del MCA aparece en los registros de todo el planeta y en muchos casos es consistente con un enfriamiento medioeval del Pacífico Tropical.

2.3 Aspectos Océano Atmosféricos

Dettinger *et al.* (2001), plantean que variaciones interanuales ENSO y decenales en la cuenca del Océano Pacífico son importantes contribuyentes año a año (y mayores) de variaciones del clima en norte y sud América. El análisis de registros históricos de la temperatura superficial del mar global (TSM), las Presiones Globales Superficiales a 500 mb y las variaciones hidroclimáticas en el Hemisferio Occidental que están asociadas en forma lineal con las variaciones de origen ENSO, exhiben simetrías marcadas en ambos hemisferios en la mayoría de sus expresiones de variabilidad climática, en escalas interanual y decenal. Estas similitudes son notables, porque actualmente se cree que los mecanismos responsables de estas dos escalas de variación temporal, vinculadas con fluctuaciones generadas por el fenómeno ENSO, incluyen distintos procesos físicos y zonas geográficas de acción. No obstante esta fuente potencial de mecanismos de variaciones climáticas de escala interanual y decenal resultan en el desarrollo de condiciones más lluviosas que lo normal en las regiones subtropicales (durante la fase cálida del ENSO), y condiciones más secas que lo normal en las latitudes medias y en los trópicos en general sobre todo el continente americano. Lo que ocurre en repuesta a los cambios de vientos de superficie en la Zona Ecuatorial del Pacifico (PEZ) y cambios de las trayectorias de tormentas en ambos hemisferios. La similitud de las expresiones climáticas en superficie en ambos hemisferios y escalas temporales, hace más difícil la identificación de estas dos señales en las reconstrucciones paleo-climáticas.

Hidalgo y Dracup (2003), sugieren la existencia de una conexión expresada en la predominancia de cada fase ENSO con las fases positivas y negativas de la PDO. Al respecto, **Espino, 1997** (a), expresa que El Niño presenta manifestaciones diferenciadas para periodos fríos y cálidos en relación a la PDO de tal manera que aquellos que corresponden a periodos fríos (PDO negativo) de los años 1950s y 1960s, se inician en el otoño austral y serían menos nocivos para las poblaciones de recursos pelágicos como la anchoveta, por su manifestación en otoño, tienen una primera expresión máxima en invierno y una segunda el verano siguiente, para normalizarse el siguiente invierno; en cambio los de periodos cálidos (PDO positiva) como los de los años 1970s y 1980s tendrían un impacto mayor debido a que se inician en primavera, tienen una máxima expresión en el verano siguiente

extendiéndose posteriormente hasta el siguiente invierno y subsecuente primavera, afectando tres desoves de la especie.

Schwing *et al.* (2002), introduce el Índice de Oscilación del Norte (NOI) como un nuevo índice de variabilidad basado en la diferencia de las Anomalías de Presiones a Nivel del Mar (SLPA), en la Alta del Pacífico Norte (NPH), en el Pacífico Noreste (NEP) y cerca a Darwin (Australia) en una región climatológicamente de baja SLP. Estos dos lugares son centros de acción de las celdas de circulación atmosférica de Hadley-Walker del Pacífico Norte. Las SLPs en estos lugares tienen una fuerte correlación negativa que refleja su papel en esta circulación. Los patrones de la Circulación Atmosférica Global (CAGP) indican que el NEP está ligado con el Pacífico Tropical Este y el Sudeste de Asia a través de trenes de ondas atmosféricas asociadas con las fluctuaciones de esta circulación. El NOI representa una amplia gama de eventos climáticos tropicales y extra-tropicales que afectan el Pacífico norte en escalas intra estacional, interanual y decenal. El NOI es el equivalente del Índice de Oscilación Sur (SOI) en el Pacífico norte, pero se extiende tropical y extra-tropicalmente. Debido a que el NOI se basa parcialmente en la NEP, proporciona indicaciones más directas de los mecanismos por los que los fenómenos climáticos a escala global afectan el norte del Pacífico y América del Norte. El NOI es dominado por variaciones interanuales asociadas con los eventos El Niño/La Niña (EN/LN). Índices con valores positivos (negativos) máximos están asociados generalmente con LN (EN) y anomalías de temperatura superficial del mar negativa (positiva) sobre el NEP, particularmente a lo largo de la costa oeste de Norte América. El NOI y el SOI están altamente correlacionados, pero claramente diferenciados en algunos aspectos. Las variaciones del EN/LN tienden a ser representados por las grandes oscilaciones en el NOI. Cuarenta por ciento (40%) de los eventos interanuales moderados y fuertes del NOI son vistos por el SOI como eventos débiles o de signo opuesto. El NOI parece ser un mejor índice de la variabilidad ambiental en la NEP que el SOI, y la NPH SLP sola, lo que sugiere que el NOI es más eficaz en la incorporación de las influencias regionales (teleconexiones) remotas de los procesos climáticos. El NOI contiene períodos alternados decenales dominados por valores positivos y negativos, lo que sugiere cambios importantes del clima en ciclos de más o menos 14 años. El NOI fue predominantemente positivo antes de 1965, durante 1970-1976 y 1984-1991, y desde el año 1998. Los valores

negativos predominaron entre 1965-1970, 1977-1983 y 1991-1998. En el NEP, los períodos negativos interanuales y decenales del NOI (por ejemplo, los eventos EN) están generalmente asociados a vientos Alisios más débiles, débil surgencia costera, temperaturas superficiales más cálidas, menores capturas del salmón del Pacífico Noroccidental, elevadas capturas de salmón de Alaska y, en general, disminución de la biomasa de macrozooplancton frente al sur de California y, disminución de los desembarques de anchoveta y/o sardina en el Perú. Los patrones opuestos, físicos y biológicos en general, ocurren cuando el índice es positivo. Correlaciones simultáneas del NOI con las anomalías de temperatura superficial del Pacífico Norte son mayores durante el invierno y primavera boreal y veranos y otoños australes. Correlaciones desfasadas del invierno y la primavera del NOI, están relacionadas con consiguientes elevaciones de temperatura del mar durante varias temporadas. Las relaciones entre el NOI y anomalías oceánicas, atmosféricas, físicas y biológicas en el NEP indican que este índice es útil para diagnóstico del cambio climático en el NEP, y propone mecanismos que vinculan las variaciones en el entorno físico a los recursos marinos en escalas climáticas interanuales y decenales.

Asimismo, la porción sudeste del Pacífico Norte, presenta características diferenciadas, antes y después de cambio de régimen 1976-1977, del comportamiento de los patrones de anomalías de las presiones a nivel del mar y los patrones de anomalías de la temperatura superficial del mar y, recientes importantes cambios en ecosistemas de la costa oeste de Estados Unidos y condiciones similares en la década de los 1990s, en el Golfo de Alaska, Mar de Bering y Mar de Ojotsk, son consistentes con los patrones de anomalías mencionados **(Bond *et al.,* 2003)**.

Lluch-Cota (2003) plantea que la variabilidad de la TSM en la costa noreste del Pacífico se ajusta a los tres modos geográficos principales. (a) Uno tropical se extiende desde el ecuador hasta el inicio del Golfo de California. Este modo parece estar relacionado con dos componentes de baja frecuencia de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) de 3 y 5 años. El SST anomalía relacionada con estas señales se propaga hacia los polos, al parecer a una velocidad baja (~0,08 ms^{-1}); (b) Un clima templado (o de transición), modo que incluye las áreas costeras a lo largo del sistema de la Corriente de California, también muestra la señal de 5 años más un componente de escala decenales (períodos

comprendidos entre 10-17 años); y por último, (c) un modo de subárticas que incluye las áreas costeras del Golfo de Alaska y está dominada por la variabilidad inter decenal que se caracteriza por la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO).

Annamalai *et al.* (2005), con observaciones de la temperatura superficial del Este Ecuatorial del Océano Índico (EEIO) entre 1950 y el 2003 indican que el evento del modo dipolar zonal (IODZM) del mencionado océano fue fuerte en las décadas de 1960s y 1990s. Al respecto, revelan que el EEIO está condicionado previamente por la señal de PDV (Variabilidad Decenal del Pacífico) dependiendo de la profundización de la termoclina al sur de Java y la influencia del tornado de Indonesia y por la Variabilidad Decenal Residual en el Pacífico Oeste y Central que cambia los vientos ecuatoriales en el Océano Índico (Teleconexión Atmosférica). Ambos efectos producen un estado fundamental que es favorable o desfavorable para las interacciones de la capa de mezcla de la termoclina y por lo tanto para la excitación de eventos fuertes IODZM. Desde 1999 la fase de PDV ha cambiado consistentemente con la hipótesis de que la profundidad media de la termoclina en el EEIO se ha incrementado y como consecuencia no se ha desarrollado un evento IODZM durante El Niño 2002 y sólo se dio un evento débil de enfriamiento en el verano del 2003. Esta hipótesis probablemente también explica por qué algunos eventos fuertes IODZM ocurren en ausencia de ENSO, siempre que PDV ha pre-condicionado la termoclina poco profunda durante EEIO.

Volkov y van Aken (2005), a partir de un análisis de la variabilidad interanual del nivel del mar de las zonas extra tropicales del Atlántico Norte y Pacífico Norte, encuentran indicios de que el patrón de variabilidad del nivel del mar del Pacífico Norte estaría relacionada con la PDO y sugieren que el aumento decenal observado en el nivel del mar en el Atlántico Norte subpolar y oriental estarían relacionadas con los cambios inter decenales asociados a este patrón de variabilidad (PDO).

Gergis y **Fowler (2006),** utilizando el índice acoplado océano-atmósfera del ENSO con información entre 1525 y 2002 revelaron 83 episodios ENSO extremos o muy fuertes ampliando considerablemente la actual cronología de eventos ENSO. Asimismo, indican una mayor actividad durante el siglo XVI hasta mediados del XVII y XX. A través de la reconstrucción de 478 años, se observó que el 43% de los eventos extremos de El Niño se han producido durante el siglo XX, con un sesgo evidente hacia las últimas décadas. Del número total de años

ENSO, el 30% ocurre después de 1940, lo que resulta anómalo en el contexto de los últimos cinco siglos.

Sun y Wang (2006), evidencian que la Oscilación Ártica (AO) juega un papel importante en la oscilación de baja frecuencia de la PDO. Cuando la AO influye en la PDO por 7 u 8 años, la correlación entre ellos se hace más fuerte (r=0,77), en ese sentido, la variabilidad decenal de la AO provee una valiosa señal precursora para la predicción de la PDO, de tal manera que la correlación y regresión revelan el posible mecanismo para el acoplamiento AO-PDO indicando que un fuerte AO provocará un fortalecimiento de la Baja de las Aleutianas (AL) que está vinculado a la PDO por la interacción océano-atmósfera en el Pacífico Norte, y viceversa.

Ma (2007), muestra que se produjo un persistente periodo cálido en el Norte de China con menos lluvias a partir de mediados y finales de los 1970s hasta la actualidad. Un análisis reflejó una significativa correlación entre el PDO, Temperatura Superficial del Aire (SAT), precipitación e Índice de Humedad Superficial (SWI). Una fase positiva de la PDO (Fase PDO cálida) coincide con calentamiento, menos precipitación y periodos de sequía; mientras que una fase negativa del PDO (Fase PDO fría) corresponde a bajas temperaturas, mayores precipitaciones y un periodo húmedo. La duración de estas fases corresponde a más de 20 años. La variación decenal de la TSM en el Océano Pacífico Norte, es una de las posibles causas en la formación de los momentos secos y húmedos y sus cambios en la parte norte de China.

Wu y Zhang (2007), identifican para el periodo 1968-2002 un cambio de régimen a finales de los 1980´s, que se caracteriza por la alternancia de fases positivas y negativas del modo principal del análisis de la Función Empírica Ortogonal (EOF) de las temperaturas superficiales del mar (SST) durante el verano boreal (junio-agosto) en el Océano Pacífico en el área comprendida entre los 100º a 180ºE y los 0º a 40ºN representando el 30,5% de la varianza total. Durante el periodo 1968 a 1987, el modo principal con una fase media negativa (DE media = 0,586) controló la variabilidad de la SST en el Pacífico Nordeste; en consecuencia, anomalías negativas ocuparon los mares marginales del sur del Pacifico Noroccidental de Japón y China. Durante el periodo 1988 al 2002, el modo principal de cambio correspondió a una fuerte polaridad positiva (DE media = 0,781), con lo que anomalías positivas de la SST aparecieron en el Pacífico Noroccidental. Estos cambios inter decenales significaron un aumento de las

precipitaciones medias en el Sudeste de la China en donde las precipitaciones medias de verano se elevaron en 40 mm, en un nivel de significancia del 0,05.

Chhak y Di Lorenzo (2007), investigando las variaciones en la estructura tridimensional de las celdas de afloramiento del Sistema de Corrientes de California (CCS) con 55 años de información, determinaron que durante una fase fría del PDO (antes de mediados de los 70`s), las celdas de afloramiento fueron más profundas, mientras que durante una fase cálida de la PDO (después de mediados de los 70`s) fueron menos profundas con mayor cobertura horizontal de aguas provenientes del norte. Estos cambios en la profundidad de las celdas de afloramiento costero pueden ocasionar cambios significativos en el flujo de nutrientes, lo que tendría repercusiones importantes en la productividad biológica de las zonas costeras.

El ajuste oceánico a las anomalías de las SSHa (Presiones Superficiales a Nivel del Mar) del PDO y NPGO genera ondas Rossby que propagan sus señales en la Extensión de la Región Kuroshio-Oyashio (KOE). La llegada del PDO – SSHa está asociada con cambios en el eje del KOE (**Miller y Schneider, 2000; Qiu *et al.*, 2007**), en tanto que el NPGO SSHa modula las variaciones de la velocidad del KOE (**Ceballos *et al.*, 2009**) (**Figura 1**). Estos dos modos de variabilidad KOE, el modo de KOE meridional (cambio en el eje) y el modo de KOE Zonal (cambio de velocidad), respectivamente, han demostrado la captura de los dos primeros modos de variabilidad de SSHa en el KOE (**Taguchi *et al.,* 2007**).

El forzante dinámico de la NPO y su relación con los trópicos requiere mayores investigaciones; sin embargo, hay hipótesis físicamente sustentadas que relacionan la fuerza de la NPO con la dinámica del ENSO como el mecanismo de la huella de la SSTa (**Vimont *et al.,* 2003**), el Modo Meridional (MM) (**Chiang y Vimont, 2004; Chang *et al.*, 2007**) y la SSTa tópica (**Vimont *et al.*, 2009**). La fuente de la variabilidad de la NPO hasta ahora ha sido atribuida a la variabilidad intrínseca de la atmósfera en las latitudes medias asociada a cambios en la fuerza de las tormentas (**Linkin y Nigam, 2008**). Sin embargo, algunos estudios (**Anderson, 2004 y 2007**) sugieren que parte de la variabilidad de la NPO no puede ser independiente de ENSO y pueden tener su origen en el Pacífico ecuatorial.

Chhak y Di Lorenzo (2007) determinan cambios para el Sistema de Afloramiento de la Corriente de California, cambios a partir de mediados de los años 1970s,

determinando una fase fría y una cálida antes y después de este momento, respectivamente. Evidenciando que estos cambios no muestran una uniformidad latitudinal con cambios significativos en el flujo de nutrientes con importantes impactos en la productividad biológica costera del océano.

Di Lorenzo *et al.* (2008), propone que la dinámica de la PDO y la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) están relacionados a través de sus relaciones con el ENSO de acuerdo al esquema expresado en la **Figura 1.**

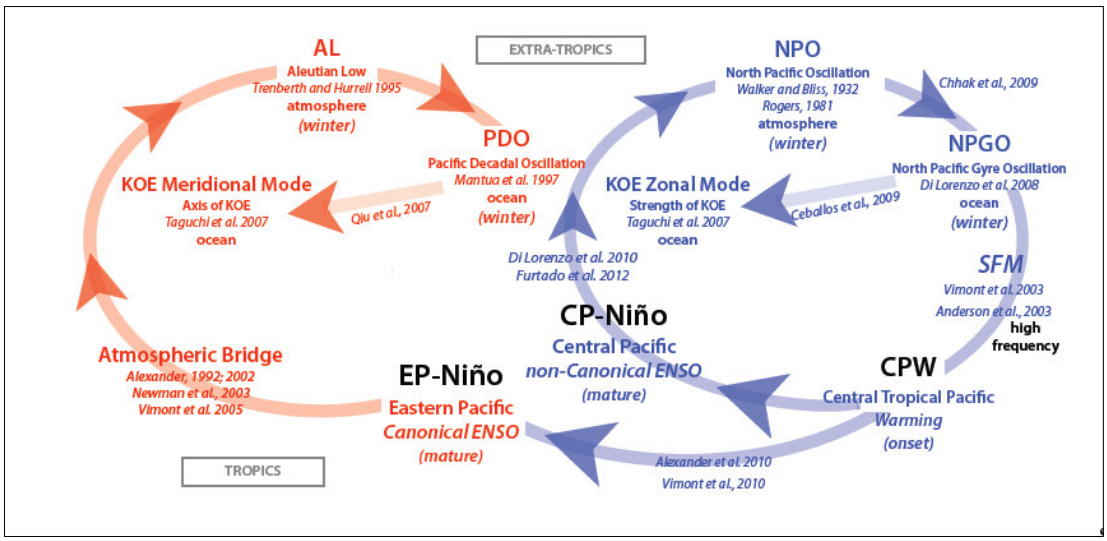


Figura 1. Esquema sintético de la variabilidad decenal del Pacífico. **Rojo**: Dinámica PDO/AL. **Azul**: dinámica NPGO/NPO. Tomada de Di Lorenzo *et al.*, 2010.

La PDO y el NPGO son expresiones oceánicas de dos modos dominantes de la variabilidad atmosférica del Pacífico Norte, la Baja de las Aleutianas (AL) y la Oscilación del Pacífico Norte (NPO), los cuales están asociados en sus diferentes fases con el ENSO. Específicamente, la variabilidad de la primavera boreal de la NPO maneja las SST en el Pacífico Tropical Central que inician las expresiones de ENSO como picos en el invierno siguiente. El pico de ENSO en el invierno siguiente estimula la variabilidad en la AL a través de la conocida teleconexión atmosférica (**Alexander, 1992; Alexander *et al.*, 2002**). La variabilidad de teleconexión atmosférica de la AL está integrada e incorporada al océano dentro de los patrones de la PDO (**Newman *et al.*, 2003**), en el mismo sentido que la variabilidad de la NPO está integrada en los patrones oceánicos de la NPGO (**Chhak *et al.*, 2009**).

Por otro lado, en los mares australes correspondientes a la zona antártica se han observado cambios asociados a las oscilaciones decenales **(Stammerjohn *et al.*, 2008)**, en este caso asociadas a los cambios decenales en el Modo Anular del Sur (SAM), siendo negativo en los 1980s y positivo en los 1990s: es decir, a un ritmo opuesto de la PDO. También se encontró una relación fuerte con el ENSO, sobre todo cuando coincidían con las variaciones extremas de El Niño y La Niña.

Jacques-Coper (2009) denomina salto climático a los cambios producidos entre 1976/1977 siendo descrito como el cambio de la fase negativa a la fase positiva de la PDO. Según el autor, este salto climático se observa en todas las variables que ha analizado, identificando a nivel anual, el carácter espacial tipo El Niño en la temperatura superficial del mar (TSM) y el aumento abrupto de temperatura superficial del aire en zonas aledañas al Océano Pacífico (en particular en Chile; más marcado en la temperatura mínima que en la máxima), en tanto que en algunas regiones del interior del continente se aprecia enfriamiento, aunque sin la existencia de un salto. Los registros instrumentales de presión a nivel del mar (PNM) no presentan una señal espacial evidente; sin embargo, se observa el establecimiento de una anomalía anticiclónica en el extremo austral del continente. En el caso de la precipitación, se reconoce el carácter de salto en el aumento de esta variable en el centro-oeste y la costa central de Argentina y el este de Brasil, región donde también se aprecia una disminución abrupta (carácter dipolar). En las series de verano austral, resulta especialmente conspicuo el salto asociado al aumento de PNM en la Cuenca del Plata, aumento de la precipitación en el centro-oeste de Argentina y el este de Brasil y aumento de la temperatura en la Patagonia Argentina (**Jacques-Coper 2009)**.

En este nuevo marco, bajo el efecto invernadero se evidencian más frecuentes eventos CPW (**Yeh *et al.*, 2009**) pudiendo dar lugar a señales más enérgicas de la NPGO de finales del siglo 20, lo que implica que NPGO desempeñará un papel cada vez más importante en la configuración del clima del Pacífico y los ecosistemas marinos en el siglo XXI.

Zhou *et al.* (2010) indican que existe una relación positiva y significativa entre la Oscilación Asia-Pacífico (APO) y la Temperatura Superficial del Mar (SST) del Pacífico Norte en una escala de tiempo interanual durante el periodo 1954-2003 que sugiere que un fuerte o débil APO corresponde, respectivamente, a una alta o baja SST en el Pacífico Norte. Esta relación está debidamente soportada por la

dinámica y condiciones térmicas asociadas a las anomalías de la APO. Cuando la APO está en la fase positiva, se debilita el chorro oeste del Asia Oriental por encima de la tropósfera y la circulación anticiclónica anómala prevalece en la baja troposfera sobre el Pacífico Norte. Además, la anomalía negativa de los flujos de calor sensible y latente predomina en el Pacífico Norte, lo que induce el flujo de calor de la atmósfera al océano. Mientras tanto, la advección de aguas cálidas hacia el norte se fortalece en el Pacífico Norte. Todas estas condiciones favorecen el calentamiento de la SST del Pacífico Norte, y por lo tanto la SST es mayor en esta región, y viceversa.

Ceballos *et al.* (2009) identifican la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) como un modo de variabilidad climática que está vinculado a las fluctuaciones de la salinidad, nutrientes y clorofila en el Pacífico noreste. El NPGO refleja los cambios en la fuerza de las ramas central y oriental del giro subtropical y es impulsado por la atmósfera a través de la Oscilación del Pacífico Norte (NPO), el segundo modo dominante de la variabilidad de la presión del nivel del mar en el Pacífico Norte. Se demuestra que la dinámica de la onda Rossby estimulado por la NPO propaga la señal NPGO en el campo de altura de la superficie del mar (SSH) del Pacífico Norte Centro en la extensión Kuroshio-Oyashio (KOE), y que generan cambios en la fuerza de la KOE con un retraso de 2-3 años. Esto sugiere que el índice NPGO se puede utilizar para rastrear los cambios en toda la rama norte del Giro Subtropical del Pacífico Norte. Estos resultados también proporcionan un mecanismo físico para explicar las variaciones decenales del clima y cambios coherentes en los ecosistemas entre los límites del norte del Pacífico oriental y occidental.

MacDonald y Case (2005) usando cronologías de árboles hidrológicamente sensibles de *Flexilis pinus* en California y Alberta reconstruyen una serie de PDO entre 993 y 1996 indicando que la periodicidad de 50 a 70 años es típica de los últimos 200 años, siendo sólo una variabilidad intermitente antes de ese periodo. Entre los años 1600 y 1800 existe una ausencia general de una variabilidad significativa en el rango de frecuencia de 50 a 100 años. La variabilidad significativa de 50 a 100 años reaparece entre los años 1500 y 1300 y del 1200 al 1000. Un período prolongado de valores de PDO fuertemente negativa entre los años 993 y 1300 son contemporáneos con una grave megasequía medieval que

se puede comprobar en muchos registros hidrológicos proxy para el oeste de los Estados Unidos y el Canadá.

2.4 Aspectos biológicos y pesqueros

Noakes *et al*. (2000), consideran que los cambios en el clima en 1977 y 1989 ha dado lugar a cambios significativos en el salmón del Pacífico. Estos cambios relacionados con el clima y combinados con la sobrepesca local y las pérdidas de hábitats de agua dulce, han dejado a algunas poblaciones de salmón silvestre en niveles muy bajos, evidenciando una concomitancia entre procesos de origen natural y con otros de origen antrópico como la sobrepesca.

McFarlane y Beamish (2001), reportan abundante pesca de sardina (*Sardinops sagax*) en la Columbia Británica desde mediados de la década de 1920 hasta mediados de la década de 1940 promediando capturas de 40.000 t anuales; sin embargo, en 1947 no sólo la pesquería de Columbia Británica colapso, sino también las sardinas desaparecieron totalmente de las aguas de Columbia Británica, reapareciendo en 1992, después de un período de 45 años. Con el incremento de la abundancia, las sardinas desovaron en la costa oeste de la Columbia Británica en 1997 y 1998 y juveniles de un año de edad estuvieron ampliamente distribuidos a lo largo de las costas de Alaska. Este comportamiento de la distribución y desove no se reportó en la década de 1930 y 1940. Los cambios en la dinámica de la sardina se relacionaron con los cambios de régimen, pero no oscilan en sincronía con todos los cambios de escala decenal en el clima de acuerdo al patrón del Índice de Forzamiento Atmosférico (AFI). Esta respuesta indica que la relación entre las sardinas y los regímenes climáticos es específica en un conjunto de factores que caracterizan a los regímenes. Los indicadores de cambio de los ecosistemas tales como la temperatura deben ser vistos más como expresiones de los cambios que como los reguladores específicos de la distribución y abundancia, quedando por descubrir el conjunto específico de factores que crean ecosistemas favorables para las sardinas. Sugieren que es el cambio de los regímenes el que crea condiciones favorables a la sardina mediante la mejora de la productividad de

diatomeas que son específicos para mejorar la supervivencia temprana de las larvas de sardinas.

También, existen evidencias de periodicidad asociada a ecosistemas marinos antárticos, habiéndose demostrado que en los últimos 40 años las poblaciones y los parámetros demográficos de tres especies de aves (fulmar del sur *Fulmarus glacialoides*, petrel de las nieves *Pagodroma nivea* y el pingüino emperador *Aptenodytes forsteri*) fluctúan con una periodicidad de 3 a 5 años la misma que se detectó en la extensión del hielo marino y el Índice de Oscilación del Sur (SOI); sin embargo, entre finales de la década de los 1970s e inicios de los 1980s, se observan cambios en la oscilación cíclica ("ciclicidad") lo que sugiere un cambios de régimen, pero con efectos diferenciales en las tres especies **(Jenouvrier *et al.,* 2005).**

Wilderbuer *et al.* (2002) analizaron la relación entre variables físicas, biológicas y reclutamiento de stocks de tres especies de lenguados *(Hippoglossoides elassodon, Lepidopsetta polyxystra*, *Atheresthes stomias)* del Este del Mar de Bering del periodo 1978 a 1996, determinando que la tendencia de la producción de estos lenguados es consistente con la hipótesis de que la escala climática decenal influencia en la sobrevivencia de etapas tempranas de vida. La denso-dependencia (tamaño del stock reproductor) es estadísticamente significante con un modelo de reclutamiento de **Ricker (1954)** incluyendo variables ambientales. La advección impulsada por los vientos favorece las zonas de crianza, lo cual coincide con años de reclutamiento promedios alto. Los forzantes oceánicos de las aguas superficiales de la Bahía de Bristol durante la primavera fueron más costeros (hacia el este) en los años 1980´s, mientras que para los 1990`s fueron más oceánicos (hacia el oeste) correspondiendo con periodos de buenos y pobres reclutamientos, respectivamente. También determinaron que la distancia de la costa y la profundidad al final, luego de 90 días de deriva (tiempo de vida larval estimado) también correspondieron con la productividad de los lenguados.

Serra *et al.* (2002), en base a indicadores biológicos plantean que los principales puntos de inflexión en la corriente de Humboldt se produjeron en el borde de la década de 1960 y 1970, con un cambio de la anchoveta a la sardina. El segundo punto de inflexión ocurrió a mediados de los 1980. Abordan también la variabilidad decenal indicando que esta sería la causa principal de las

fluctuaciones a largo plazo de las poblaciones de recursos pelágicos, que pueden provocar la aparición y desaparición total de las pesquerías.

Lavaniegos y Ohman (2003), evidencian cambios en el ecosistema de la Corriente de California entre 1976 y 1977 y entre 1998 y 1999. Identifican una fase fría entre 1951 y 1976 con presencia de un grupo de salpas como (*Salpa maxima, Pegea socia, Cyclosalpa bakeri* y *Cyclosalpa affinis*) que no fueron detectados durante el periodo cálido correspondiente a los años comprendidos entre 1977 y 1998.

Peterson y Schwing (2003) muestran que, después del fuerte fenómeno El Niño 1997-1998, el clima del Pacífico norte devino en una rápida y sorprendente transición hacia finales de 1998, con vientos que favorecieron los afloramientos en el sistema de la Corriente de California (CC); mientras que en el Golfo de Alaska (GOA) los vientos se debilitaron. Las aguas costeras de la CC y del GOA se enfriaron varios grados centígrados y la PDO cambio de signo y se mantuvo durante el verano austral del 2002. La biomasa de zooplancton se duplicó y cambiaron las especies dominantes de aguas cálidas a las de aguas frías; los stocks de salmón chinook y coho se recuperaron y también se incrementaron la anchoveta y los osméridos. Tanto los cambios en la atmósfera superior, como los sucedido en el ecosistema marino del Pacífico Norte sugieren la manifestación de un cambio de régimen climático, de forma similar a los cambios de 1947 y opuestos a los producidos en 1925 y 1976. Finalmente, si el cambio de régimen de 1998, al norte de la CC, es completamente análogo a los cambios anteriores, la estructura del ecosistema del GOA debe haber cambiado. Al respecto, investigaciones recientes indican que este ecosistema ha cambiado en esta dirección.

Weimerskirch *et al.* (2003) demuestran que la temperatura del aire ha aumentado constantemente durante los últimos 50 años en el sur del Océano Índico, el aumento a partir de mediados de los 1960s y la estabilización a mediados de los 1980s, siendo particularmente importante en el sector sub antártico. Al mismo tiempo, con un desfase de 2-9 años con las temperaturas, el tamaño de la población de la mayoría de las aves marinas y focas en varios lugares de reproducción ha disminuido gravemente, mientras que dos especies han aumentado al mismo tiempo. Estos cambios, junto con indicaciones de una disminución simultánea en la producción secundaria en aguas sub antárticas y la

reducción de la extensión del hielo marino más al sur, indican que un cambio importante de sistema ha ocurrido en el Océano Índico como parte del Océano Austral. Este cambio demuestra la alta sensibilidad de los ecosistemas marinos, y los depredadores tróficos, especialmente de nivel superior, a los cambios climáticos.

Mote *et al.* (2003), plantean que el impacto año a año y década a década en algunos recursos claves del Pacífico nororiental pueden ser cuantificados para estimar la sensibilidad a los cambios climáticos regionales esperados como parte del cambio climático global de origen antrópico. Años secos y cálidos asociados a menudo con eventos El Niño y/o la fase cálida de la Oscilación Decenal del Pacífico, tienden a estar asociados con capa de nieve por debajo de la media, caudales y riesgo de inundaciones, supervivencia del salmón por debajo del promedio, el crecimiento del bosque por debajo del promedio y el riesgo, superior a la media, de los incendios forestales. Durante el siglo XX, la región experimentó un calentamiento de 0,8º C. Usando ocho modelos climáticos, se proyecta un calentamiento adicional de 0,5 a 2,5º C (estimación central 1,5º C) para la década de 2020 y 1,5 a 3,2º C (estimación central 2,3º C) para la década de 2040, y un aumento en las precipitaciones, salvo en verano. El impacto más importante de un calentamiento climático será la reducción de la capa de nieve regional, que en la actualidad mantiene el suministro de agua para los ecosistemas y los usos humanos durante los veranos secos. Nuestra comprensión del clima del pasado también ilustra las respuestas de los sistemas de gestión humana de estrés climático y, sugiere que con la tasa proyectada del calentamiento se plantean importantes desafíos para la gestión de los recursos naturales. Los administradores de recursos y los planificadores en la actualidad tienen pocos planes para la adaptación o mitigación de los efectos ecológicos y económicos del cambio climático.

Valero *et al.* (2004) plantean que las investigaciones sobre la influencia de los factores climáticos sobre los reclutamientos son a menudo complicadas por la escasez de datos en escalas y espacios pertinentes; sin embargo, estructuras esqueléticas de animales sedentarios de larga vida pueden aportar información retrospectiva valiosa de largo plazo, con una resolución espacial y temporal adecuadas. En esta categoría se encuentra la almeja comercial gigante *Panopea brupta* que puede llegar a una edad de 168 años, y formar densos lechos costeros

agregados desde el sureste de Alaska hasta Washington. Los reclutamientos obtenidos de las distribuciones de frecuencia de edad compilados de 1979 a 1983 en la Columbia Británica y Washington muestran un descenso desde hace décadas en los reclutamientos de una vasta región geográfica (Columbia Británica a Washington) que alcanzó su mínimo a mediados de la década de los1970s. Análisis de los datos recogidos entre 1993 y 2002 confirman una caída a gran escala antes de la década de 1970 y revela una tendencia de recuperación a partir de 1975. Los reclutamientos de esta especie en la Columbia Británica se correlacionan con los índices del medio ambiente costero, tales como descargas de los ríos (negativamente) y la temperatura superficial del mar costero (positiva).

Miller y Sydeman (2004) analizaron los efectos de la variabilidad climática oceánica en juveniles de *Sebastes spp.,* entre 1975 y 2002, en la zona central de la Corriente de California a través de la dieta de una ave marina local *Uria aalge*, sobre múltiples escalas temporales. Determinaron que las respuestas a los cambios de alta frecuencia (Interanual El Niño-La Niña) eran fuertes con la disminución de *Sebastes spp.,* en los años de aguas cálidas. Las respuestas de baja frecuencia como los cambios de la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) fueron menos evidentes. Los patrones interanuales no mostraron respuestas al cambio de régimen de 1976-1977 a condiciones más cálidas de la PDO. En su lugar, los *Sebastes spp.,* consumidos disminuyeron a partir de 1989, correspondiendo a otro cambio de régimen propuesto. Luego se recuperó inmediatamente después del hipotético cambio hacia una fase fría de la PDO hacia finales de los 1990s. Sin embargo, los patrones de la dieta intra-anual, revelaron cambios en el consumo de *Sebastes spp.,* mucho antes de 1989. Estas señales indican que los descensos pueden haber correspondido al cambio de régimen de 1976-1977, pero se retrasó, posiblemente debido a la larga vida útil y el reclutamiento intermitente de *Sebastes spp.* Esta interpretación se apoya en los patrones locales de afloramientos que muestran una correlación desfasada con la abundancia de juveniles de Sebastes spp. en la dieta de aves marinas.

Harrison *et al.* (2004), plantean que los cambios de régimen y eventos El Niño pueden ser vistos como experimentos naturales de largo plazo que involucran cambios en la salinidad, temperatura, nutrientes, trazas de metales y, consecuentemente, cambios en la composición por especies de los ecosistemas. El impacto de El Niño 1997-1998 en la costa Noroeste de la Columbia Británica

revela distintos cambios en nutrientes, fitoplancton y zooplancton. Durante El Niño 1997-1998 en la zona costera, en el verano, la zona con contenido nitrato <1µM fue 250000 km^2, más grande que durante La Niña de 1999. La concentración de nitratos superficiales en 1998 fue la mitad de la concentración de los 1970s. En contraste, durante la Niña del 1999, la capa de mezcla estuvo 20 metros más profunda lo cual incrementó el nivel de nutrientes en invierno. La estratificación fue mucho más pronunciada haciendo que se incremente la temperatura y produciendo un efecto "botton-up" de un descenso de las comunidades del plancton a través de la disminución de la concentración de nutrientes; es decir, mayor limitación de Nitrógeno (N). Durante El Niño1997-1998 hubo más baja biomasa de zooplancton y cambios en la composición comunitaria (reducida abundancia de especies endémicas boreales y templadas y, un incremento de abundancia de especies de California). Aunque los cambios fueron más extremos en 1998, estos cambios en la biomasa y composición del zooplancton se han desarrollado progresivamente en la costa de la Columbia Británica a través de los 1990s. Por lo tanto, aunque el fenómeno El Niño se origina en los trópicos, sus efectos se propagan hacia los polos y se produce un cambio en los ecosistemas marinos de la costa oeste, parcialmente debido a los flujos de corrientes hacia el norte. El cambio de régimen de 1977 demostró la importancia de la capacidad de carga del océano en stocks de peces como el salmón del Pacífico. Antes de 1977, los intentos de recuperar los stocks fallaron, pero en 1985, las capturas excedieron los niveles históricos, por el cambio de régimen de 1977 que incrementó la capacidad de carga del océano. Después del probable cambio de régimen de 1999, el salmón pink, halibut del Pacífico, la sardina, el arenque y la perca oceánica incrementaron su abundancia. Un mecanismo verosímil es que un incremento en la capacidad de carga del océano y de la productividad después de un cambio de régimen puede incrementar el crecimiento de los juveniles y permitir que los peces lleguen al tamaño crítico y sobrevivir el primer invierno oceánico, el que demanda gran cantidad de energía acumulada por los peces previamente **(Harrison *et al.*, 2004)**.

Beamish *et al.* (2004), plantean que las relaciones stock-reclutamiento del salmón rosado (*Oncorhynchus gorbuscha*) y del salmón rojo (*O. nerka*) del Río Fraser mejora de forma significativa cuando los datos se separan por los regímenes climáticos y oceánicos. Los análisis demostraron cambios en estas

relaciones con el cambio de regímenes, indicando que la tendencia en la supervivencia del mar del salmón rosado y salmón rojo cambia en una escala de décadas. En general, el régimen climático y el océano desde 1977 hasta 1988, fue productivo para el salmón rosado y salmón rojo. Sin embargo, el régimen en la década de 1990 se caracterizó por la reducción de la productividad para ambas especies. Al respecto, plantean que la aparición de un cambio natural en la evolución de la producción de salmón rosado y salmón rojo en una escala de décadas debe ser incorporada en la gestión de las poblaciones de salmón del Pacífico para garantizar la abundancia y capturas anuales

Ayon *et al.* (2004), determinaron altos volúmenes de zooplancton en la década de 1960s entre los 04ºS y 14º S y 16º S, coincidiendo con estrechas zonas de la plataforma continental. En el largo plazo, los volúmenes de zooplancton en las costas del Perú fueron más altos durante décadas "frías", sobre todo en la década de los 1960s, que durante décadas "cálidas", evidenciando cambios de régimen en el sistema de afloramiento costero del Perú.

Alheit y Ñiquen (2004) plantean que el ecosistema de la Corriente de Humboldt es controlado por cambios en los cuales se alternan regímenes de anchoveta y sardina que reestructuran el ecosistema desde el fitoplancton hasta los predadores tope, con predominio de la anchoveta entre 1950 y 1970 y de 1985 al presente con dominancia de condiciones frías; mientras que la sardina dominó de 1970 a 1985 en presencia de condiciones cálidas. Describen los procesos de cambio de un régimen a otro basándose en que las anomalías positivas de temperatura concentran la población de anchoveta en la costa en donde núcleos de afloramiento costero ofrecen un mejor ambiente, con lo que disminuye considerablemente las áreas de distribución y de desove de la anchoveta. Esto aumenta los efectos negativos de los procesos denso-dependencia como el canibalismo de huevos y larvas. Asimismo, aumenta significativamente la capturabilidad. Además, el aumento de traslape espacial entre anchovetas y el agua más cálida preferida por las sardinas intensifica aún más la mortalidad de huevos de anchoveta debido a que las sardinas se alimentan principalmente de huevos de anchoveta por filtración. Las fuentes de alimento de anchoveta juvenil y adulta que se alimentan de una dieta mixta de fitoplancton y zooplancton, se reduce drásticamente debido a la disminución de la producción de plancton debido a que los afloramientos se restringen en años cálidos, como se demuestra

por la disminución de los volúmenes de zooplancton y fitoplancton y la disminución de la fracción de los grandes copépodos que son su principal fuente de alimento. Por su parte, el jurel y la caballa, los principales depredadores de la anchoveta, aumentan la presión de depredación sobre juveniles y adultos debido a la invasión de estas especies en el hábitat de la anchoveta en años más cálidos. En contraste con estos períodos de anomalías de la temperatura cálida y fría a escala de décadas, los eventos ENSO no juegan un papel importante para la dinámica de la anchoa a largo plazo, debido a que esta se puede recuperar, incluso de los eventos ENSO fuertes dentro de 1-2 años. En consecuencia, el ENSO fuerte de 1972-1973 (en combinación con la sobrepesca) no fue la causa del famoso colapso de la pesquería de anchoveta peruana en la década de 1970, sino el cambio decenal.

Ciannelli *et al.* (2005) evidencian un cambio de clima a partir de 1976 produciendo un incremento de la TSM. En el Golfo de Alaska, el cambio climático fue seguido (es decir, principios de 1980) por un aumento gradual, pero dramático, en la abundancia de especies demersales que, por lo general, predan sobre los pre reclutas del pollack (abadejo) de Alaska. Utilizando un modelo previamente parametrizado se investigó el efecto de los cambios climáticos y biológicos en la dinámica de reclutamientos del abadejo en el Golfo de Alaska para el periodo 1970 al 2000 con una temporalidad en la variabilidad ambiental de mediano y largo plazo (5 y 10 años), llegándose a demostrar que durante periodos caracterizados por alta TSM y alta depredación de juveniles de abadejo, la variabilidad y magnitud del reclutamiento fue menor al promedio y la edad del reclutamiento fue desplazado hacia edades mayores que el grupo 0 (cero). Por el contrario, mayores reclutamientos y alta variabilidad y edad de reclutamiento menor, se producen durante periodos caracterizados por bajas temperaturas y menor depredación sobre juveniles. En general, estos resultados coinciden con las observaciones empíricas y han permitido formular explicaciones causales de su ocurrencia. Al respecto, el retraso de la edad de reclutamiento y la reducción de la variabilidad tienen como efecto una mayor restricción en la abundancia de ejemplares de edad-0, a su vez impuesta por la alta denso-dependencia y mortalidad por depredación. Por otra parte, la baja denso dependencia y la depredación favorecida por la sobrevivencia post-0, ha permitido un enlace sin restricciones entre las larvas y la abundancia de reclutamientos. Los hallazgos

demuestran que los mecanismos dominantes en los cambios en supervivencia del abadejo o colin de Alaska están en contraste con los regímenes climáticos. Estos cambios a su vez pueden causar una fase de transición en la dinámica de los reclutamientos con profundas implicancias para la gestión de los stocks**.**

Hoff (2006), identifica a partir de índices de biodiversidad obtenidos de estimaciones de biomasas de peces demersales (lenguados, anguilas y bacalaos) cambios fuertemente correlacionados con cambios de régimen reportados para finales de los 1970s y 1980s, para el Mar de Bering.

Litzow (2006) plantea la ocurrencia de un cambio de régimen climático en el Pacífico Norte (1998-1999) y en el Ártico (2000), pero las reacciones biológicas naturales a estos eventos son poco entendidas. Empleando un índice del clima local (1960 a 2005) además de datos de las capturas de pesquerías comerciales (1960 a 2004) y de investigaciones con redes de arrastre (1972 a 2005), evaluó el impacto de estos eventos climáticos en el Sub Ártico del Golfo de Alaska. Regresiones no lineales muestran que las capturas de las investigaciones responden fuertemente al cambio climático con un desfase de 2 y 4 años proporcionando evidencia de rápidas respuestas ecológicas al cambio climático en el sistema. El análisis detecta un cambio hacia una fase de PDO positiva en 1976/1977. Sin embargo, el análisis no detectó el cambio de régimen 1998/1999 en el clima local, ni en las investigaciones y tampoco en las capturas comerciales. Este resultado es consistente con la opinión de que el cambio de régimen climático 1998/1999 no representa un retorno a un estado negativo de la PDO. Las temperaturas se han incrementado y el nivel de presión se redujo en el Golfo de Alaska durante los años 2001 a 2005, consistentemente con el calentamiento antrópico y la reciente reorganización espacial del clima Ártico, pero no hay evidencia de reorganización comunitaria siguiendo este evento climático.

Di Lorenzo *et al.* (2008) definieron un nuevo patrón de cambio climático denominado Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) y demostraron que este patrón de variabilidad está fuertemente relacionado con fluctuaciones en la salinidad, los nutrientes y clorofila que anteriormente eran inexplicables. Las fluctuaciones en el NPGO son conducidos por las variaciones de nivel regional y de la cuenca produciendo el viento procesos de advección y surgencia horizontal conduciendo a su vez procesos fundamentales de control de la salinidad y la concentración de nutrientes. Las fluctuaciones de nutrientes gobiernan cambios

concomitantes en las concentraciones de fitoplancton, y puede obligar a una variabilidad similar en los niveles tróficos superiores. El NPGO es un fuerte indicador de las fluctuaciones en los mecanismos que gobiernan la dinámica planctónica de los ecosistemas. El patrón NPGO se extiende más allá del Pacífico Norte y es parte de la escala modal Global de la variabilidad climática que es evidente en la tendencia global del nivel del mar y la temperatura superficial del mar. Por lo tanto, la amplificación de la varianza de NPGO encontrada en observaciones y en las simulaciones del calentamiento global implica que el NPGO puede desempeñar un papel cada vez más importante en forzar cambios decenales a escala global en los ecosistemas marinos.

Schindler *et al.* (2008) plantean para el caso del salmón del Pacífico, que a medida que el cambio climático se intensifica, existe un creciente interés en desarrollar modelos que reduzcan la incertidumbre en las proyecciones del clima global y llevar estas proyecciones a escalas más finas; sin embargo, el pronóstico de los impactos del clima sobre los ecosistemas es más difícil de abordar y la incertidumbre asociada es aún mayor porque se tiene todavía un entendimiento rudimentario sobre los controles físicos en sistemas biológicos. Asimismo, son pocos los sistemas de manejo y conservación que consideran explícitamente el papel del clima, e incluso éstos se basan en análisis retrospectivos más que en escenarios futuros de condiciones climáticas y las correspondientes respuestas a nivel ecosistema. Al utilizar relaciones biofísicas preestablecidas como guía para predecir los impactos de cambio climáticos, se asume que dichas relaciones permanecerán constantes. Pero, esta suposición implica una larga cadena de imprecisiones con respecto a la intensidad de futuras emisiones de gases de efecto invernadero, sensibilidad climática a los cambios en estos gases, y las consecuencias ecológicas del cambio climático. La incertidumbre del pronóstico de las respuestas biológicas a un clima cambiante, resaltan la necesidad de políticas de manejo y conservación que sean suficientemente robustas a esas incógnitas y sensibles al cambio.

Ayon *et al.* (2008), demuestran la existencia de un sistema de control poblacional de la población de anchoveta tipo “bottom-up” condicionado a la abundancia de zooplancton corroborando lo planteado por **Alheit y Ñiquen (2004)** en relación a los cambios en la abundancia de anchoveta en los últimos 50 años.

Ballón et al. (2008), analizando el factor de condición (FC) y el índice gonádico (IG) de hembras de merluza determinan:

- Que las muestras estuvieron dominadas por merluzas grandes durante las dos (2) primeras décadas (1970s-1980s, 35-50 cm) y por merluzas chicas durante las últimas décadas (1990s-2000s, 20-35 cm).
- En promedio las merluzas grandes invierten más energía en la reproducción y comen menos que los pequeños sugiriendo una alta sensibilidad a las perturbaciones ambientales que las pequeñas.
- Una disminución drástica de la fecundidad durante El Niño.
- En el largo plazo mostraron una tendencia al incremento general del factor de condición y una disminución del índice gonádico entre 1971 y 2004. Pero, las pequeñas mostraron una tendencia al aumento del factor de condición e índice gonádico, mientras que las grandes en tanto el factor de condición aumenta el índice gonádico tiende a disminuir.
- La merluza pequeña mostró un aumento de la actividad reproductiva, acompañada de una maduración más temprana.
- La capacidad de pesca disminuyó la reproducción modificando la proporción por sexos en favor de las hembras y su bajo IG, desde finales de 1990, probablemente indican la capacidad reproductiva disminuida.
- Alta vulnerabilidad de la merluza grande a la presión de la pesca y de El Niño combinado con su población agotada y el área de distribución disminuida en el Perú explicaría la desaparición de los adultos durante y después de los eventos de El Niño de 1991-1992 y 1997-1998 coincidiendo con **Wosnitza-Mendo *et al.* (2004)**; **Guevara-Carrasco y Lleonart (2008)**.

Bertrand A. *et al.* (2008a), proponen una visión conceptual de la importancia relativa de la conducta social y los procesos medioambiental (bióticos y abióticos) sobre la distribución espacial de la anchoveta, con un espacio ecológico con dos ejes “y”, uno representa la auto-organización (comportamiento social), y el otro, los procesos ambientales. A escala individual (cm, 10s), en el núcleo (m), el comportamiento social (la necesidad de cardumenaje) las unidades de organización espacial. A escalas mayores de cardumenaje y las fuerzas del medio ambiente son las principales conductoras de la distribución de los peces. Este modelo ecológico conceptual puede proporcionar los eslabones finales para

pronósticos precisos de la distribución espacial de anchoveta en múltiples escalas.

Bertrand S. *et al.* (2008b), demuestran que los efectos de la onda Kelvin (OK) son significativos en todos los componentes de los ecosistemas costeros, afectando desde el comportamiento de los aspectos oceanográficos hasta los predadores tope incluyendo a los pescadores. Evidencia asimismo, una transferencia "bottom-up" induciendo el comportamiento y estructuración espacial del ecosistema. Asimismo, sugieren se comparen los escenarios de contraste que se desarrollan durante el traslado de un momento de surgencia al provocado por la presencia de las ondas Kelvin. Desde el punto de vista predictivo, se demuestra que las amplitudes de las ondas Kelvin observadas en el Pacífico central se pueden utilizar para pronosticar la condición que dominará el Sistema de la Corriente de Humboldt en los siguientes 2 a 6 meses, pudiendo integrarse estas predicciones a la gestión adaptativa de la pesca en el Perú.

Gutierrez *et al.* (2008), en base a las relaciones existentes entre munida *(Pleuroncodes monodon)* y anchoveta, caracterizan este periodo (mediados de los 1990s a 2000s) como de condiciones más frías debido al dominio de aguas frías costeras a lo largo del Perú favoreciendo el incremento de la productividad primaria y la producción de zooplancton **(Swartzman *et al.*, 2008 y Ayón *et al.*, 2008)**, diferenciándolo de un periodo anterior menos frío o más cálido.

Sifeddine *et al.* (2008), determinan que durante varios siglos antes de 1820, correspondientes a la pequeña edad de hielo (PEH), la región norte de la Corriente Humboldt fue menos productiva y con mayor humedad continental causada probablemente por un desplazamiento de la zona de convergencia intertropical y de la celda de alta presión hacia el sur. Desde 1870, el aumento del carbono orgánico total (COT) y los flujos terrígenos minerales sugieren un aumento de los pulsos de surgencia y alta productividad que continuaron hasta el siglo XX según los registros de forzantes de viento.

Swartzman *et al.* (2008), plantea que la anchoveta se localiza principalmente en Aguas Costeras Frías (CCW) y aguas frías de mezcla (MCW), mientras que la sardina se ubica con mayor predilección asociada a Aguas Subtropicales Superficiales (SSW).

Jones (2009), plantea que debido a la baja posición trófica de las aves marinas planctívoras se espera que su demografía varíe con el clima oceánico, pero los

mecanismos son aún poco conocidos. El análisis geoespacial de información correspondiente al periodo 1990-2008 de las islas Aleutianas en Alaska, indica que la sobrevivencia de *Aethia pusilla* correlaciona positivamente con la presión a nivel del mar (SLP) en el Mar de Bering en primavera, mientras que la supervivencia de *A. cristatella* correlaciona positivamente con la SLP y la Temperatura Superficial del Mar (SST) en el invierno del Pacífico Noroeste con una correlación intra específica entre las islas de Buldir y Kasatochi, no habiendo correlación entre especies. No presentó correlación con las SLP y las SST. Concluye que la demografía de las aves del género *Aethia* de las islas Aleutianas correlaciona con el clima oceánico, con factores locales y diferencias ecológicas entre especies.

Barange *et al.* (2009) indican que, en general, las poblaciones de anchovetas o anchoas y sardinas crecen, tanto en el área que ocupan, como en su densidad y concentración en consistencia con el modelo de la cuenca que habitan. La relación entre el área de distribución y biomasa de la población es alométrico, lo que implica que hay un límite a la expansión en función a las nuevas áreas. Los patrones de ocupación de los espacios difieren entre la sardina y la anchoveta o anchoa en algunas regiones. En el sur de África y Japón la anchoveta ocupa un área mayor por unidad de biomasa de sardina, de acuerdo con los requerimientos de hábitat determinado por su ecología de alimentación. En California y Perú los resultados confirman que, en general, las especies amplían su área de distribución con el tamaño de la población, pero los modelos específicos son menos claros. Se sugiere que, en algunas áreas, la disponibilidad de hábitat no puede ser un requisito para el crecimiento de la sardina, mientras que la anchoa puede requerir reconversión del hábitat para que la población crezca. La dependencia diferencial del habitat y la utilización del espacio por ambas especies sugiere que no se puede considerar que se sustituyan ecológicamente entre sí, pues los mecanismos ecológicos detrás de las fluctuaciones pueden ser mucho más complejas que una simple sustitución.

Noakes y Beamish (2009, 2011), analizan las capturas de 19 especies de peces marinos, distribuidas en cinco grupos, de las porciones Oriental y Occidental del Pacífico Norte para el periodo 1970 a 2004, que representan el 55% de las capturas totales de peces en el Pacífico Norte en la década de los 90`s, y determinan que cada uno de los grupos presenta una respuesta diferente a las

variaciones climáticas de 1977, 1989 y 1998. Algunas especies han respondido sólo al cambio de régimen en 1977, otras sólo al cambio en 1989, y unas pocas a ambos. Las tendencias de las series temporales de las capturas de estos cinco grupos no fueron al azar y los cambios en la capturas por lo general coinciden con los cambios de régimen identificados por la PDO y otros índices de cambio climático. Aunque sólo se examinó la relación de la pesca con las tendencias en el clima, hay una vinculación evidente con la dinámica poblacional de cada especie en particular. Entender cómo el clima afecta a estos vínculos puede ayudar a mejorar nuestra capacidad para predecir de forma fiable las tendencias poblacionales (demográficas) y de la pesca en el futuro.

Ruggerone (2009) comunica que las capturas de salmón chinook Yukón aumentaron a mediados de la década de 1970, luego disminuyeron durante los años de 1998 al 2007 en respuesta a que menos salmones migraron de regreso. Examinando el crecimiento anual de las edades 1.3 - 1.4 y la edad en escamas del salmón chinook yukón, entre 1965-2004, se demuestra que las tendencias de crecimiento anual de las escamas no se correlacionaron significativamente con los índices de abundancia de salmón, la temperatura superficial del mar o los índices de clima, aunque el crecimiento durante el primer año en el mar parece que se ha visto afectado por los cambios de régimen de los océanos en 1977 y 1989.

Di Lorenzo *et al.* (2010 a y b), plantean que las fluctuaciones decenales del océano y la atmósfera sobre en el Pacífico Norte afectan el tiempo (variabilidad intra-anual) y el clima (variabilidad interanual) en Norte América y Eurasia, causando diferentes transiciones entre diferentes estados de los ecosistemas a través del Océano Pacífico. Una importante fracción de la variabilidad de baja frecuencia del Pacífico del Norte está relacionada con la Oscilación del Giro del Pacífico Norte cuyo patrón climático está asociado a fluctuaciones decenales de circulación oceánica. Variaciones decenales en la Oscilación del Giro del Pacífico Norte se caracterizan por un patrón de anomalías de temperatura superficial del mar que se asemejan a las del Pacífico central durante El Niño, en la modalidad predominante de la variabilidad interanual, con efectos de largo alcance sobre los patrones del clima global. Estos cambios producen a su vez cambios en las fluctuaciones decenales de la Oscilación del Giro del Pacífico Norte. Dado que en el Pacífico Central El Niño podría ser más frecuente con el aumento de los niveles

de gases de efecto invernadero en la atmosfera, infieren que la Oscilación del Giro del Pacífico Norte puede desempeñar un papel cada vez más importante en la configuración del clima del Pacífico y los ecosistemas marinos en el siglo XXI.

Finalmente y para evidenciar el efecto sobre ecosistemas terrestres **Saitoh *et al.* (2006)** usando información del topillo (ratón) cara gris *Clethrionomys rufocanus* (Sundevall, 1846) de 89 series de tiempo de 31 años (1962-1992) registradas en Asahikawa (Hokkaido-Japón) determinaron poblaciones cíclicas y no cíclicas. Empleando el análisis de Wavelet demostraron un claro cambio de los patrones dinámicos a mediados de los 1970´s, presumiblemente como resultado de las Baja Presión de las Aleutianas, medida a través del Índice de Baja Presión de las Aleutianas. Las poblaciones de topillo mostraron fluctuaciones erráticas hasta mediados de los 1970´s, luego cambiaron a fluctuaciones cíclicas de 4 años de intervalo. La estructura de la denso-dependencia varió dentro del cambio de régimen. Aunque la fuerza de la dependencia directa de la densidad fue similar, la dependencia de la densidad se retrasó y se hizo más fuerte después del cambio. Estos hallazgos sugieren que el cambio climático también puede afectar las interacciones ecológicas entre los ratones de campo, los depredadores y sus recursos. Asimismo, plantea la existencia de regímenes ambientales a partir del análisis de la dinámica poblacional del roedor *Clethrionomys rufocanus* en el ecosistema terrestre de Hokkaido influenciado por la dinámica oceánica adyacente.

3. Diagnóstico

El diagnóstico de la situación actual del Gran Ecosistema de la Corriente de Humboldt se podría resumir en los siguientes aspectos:

- Variabilidad ambiental, con cambios de corto plazo (estacionales, verano-invierno), mediano plazo (interanuales, El Niño - La Niña), largo plazo (periódicas, Oscilaciones Decenales) y muy largo plazo (Seculares, Ciclos Ambientales de Alta y Baja Variabilidad);
- Productividad marina, considerada como la más alta del planeta, pero con cambios periódicos que condicionan la presencia de la especie dominante en el ecosistema;
- Alternancia en la dominancia del Ecosistema entre los recursos anchoveta y la sardina, lo que significa cambios significativos en la producción pesquera de la región, tanto en calidad, como en cantidad;
- Recursos abundantes, que soportan pesquerías que en conjunto fluctúan entre 10 y 20 millones de toneladas anuales;
- Economías regionales significativas, dependientes de las pesquerías y sus fluctuaciones derivadas de los cambios en la disponibilidad de los recursos en cantidad (cambios en biomasa de los recursos) y calidad (alternancia de especies) y, finalmente;
- Ausencia de una estrategia regional de gestión pesquera de largo plazo, pues en la actualidad, en el Perú y la región, las pesquerías se rigen bajo modelos de gestión pesquera de corto plazo, que se ajustan anualmente y constituyen respuestas a los estímulos de los escenarios ambientales imperantes en cada momento; es decir, el manejo de las pesquerías es más reactivo que proactivo.

4. Materiales y métodos de análisis

Se analizaron las siguientes variables ambientales:

- El Índice de Oscilación del Sur (SOI): Los datos mensuales del Indice de Oscilacion del Sur (SOI, *Southern Oscillation Index*) desde 1876 a 2012 fueron obtenidos del Bureau of Meteorology, National Climate Center of Australia. Con estos datos se obtuvo desviaciones estándares anuales (PSV) para la misma serie.
- Para el caso de la varianza del SOI y la PDO se plantean oscilaciones armónicas de tendencia (**Csirke y Gumy, 1996**) de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

Var IOS	$= a_1 - a_2 [\text{sen}(2\ pi\ T_i - T_0 + a_3)/ a_4]$
PDO	$= a_1 - a_2 [\text{sen}(2\ pi\ T_i - T_0 + a_3)/ a_4]$

En donde:

Var IOS	= Varianza del Índice de Oscilación del Sur;
PDO	= Indice de Oscilación decadal del Pacífico
a_1	= Valor central promedio de [Var IOS] en el ciclo;
a_2	= Factor de amplitud en el ciclo;
a_3	= Constante de desfase o acrofase
a_4	= Duración el ciclo
T_i	= Año en tiempo i
T_0	= Año de referencia de la serie, puede ser el primer año o un año proyectado.
pi	= 3.1416

- La varianza del SOI fue definida como el índice de la Variabilidad Secular del Pacífico – Pacific Secular Variability (PSV) con una oscilación armónica simétrica según la siguiente expresión**:**

$$\mathbf{PSV = 7.5 - 1.5\ [\ sen\ (2 * 3.1416\ Ti - 2050 + 5)\ /\ 100]}$$

Con la cual se plantea un modelo conceptual en el que se diferencian periodos o estados de alta y baja variabilidad para el Pacifico Sur, en función a las desviaciones estándar del SOI (**Espino, 2013**).

También se promediaron las desviaciones estándar anuales del SOI cada 50 años (1876 - 1925, 1926 - 1975 y 1976 - 2013) con lo cual se obtuvieron agrupamientos por distancia euclidiana para diferenciar periodos de alta y baja variabilidad.

- La Oscilación Decenal del Pacífico (PDO): Los datos mensuales del Indice de Oscilacion Decadal del Pacifico (PDO), del inglés *Pacific Decadal Oscillation*) desde 1900 a 2012 fueron obtenidos del Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO).

  Siguiendo los arreglos: 1895 - 1924, 1925 - 1944, 1945 - 1974, 1975 - 1994 y 1995 - 2013, se promediaron los datos anuales de PDO, para luego definir agrupamientos térmicos fríos, cálidos y templados, diferenciados por distancia euclidiana .

  Asimismo, con la PDO se definió una oscilación armónica asimétrica de acuerdo la siguiente expresión:

$$\mathbf{PDO = -0.8 - 2.75\ [sen\ (2\ *3.1416\ Ti - 1875 + 5)\ /\ 50]}$$

- Índice multivariado ENSO (MEI): Los datos mensuales del Índice Multivariado ENSO (MEI, *Multivariate ENSO Index*) se obtuvieron del *Earth System Research Laboratory* de la NOAA. Los índices anuales, se promediaron por cada cuarto de siglo (1950 - 1974, 1974 - 1999 y 2000 - 2012), los cuales se agruparon por distancia euclidiana para definir escenarios ambientales térmicos diferenciados.
- Temperatura superficial del mar (TSM) de Chicama: Los datos mensuales de temperatura superficial del mar (TSM) de 1925 a 2012 de la Estación fija del Puerto de Chicama fueron obtenidos de la base de datos institucional del IMARPE. Los datos anuales se promediaron por cada cuarto de siglo (1925 - 1949, 1950 - 1974, 1974 - 1999 y 2000 - 2012), los cuales se agruparon por distancia euclidiana para definir escenarios ambientales térmicos.

- El análisis por Distancia Euclidiana y Similaridad de Bray Curtis con las variables ambientales se hacieron empleando el programa PRIMER 6, 1, 6.
- Dado que las pesquerías de Chile y Perú, por sus desembarques, son las más significativas de la región (95,7 %), se analizan los desembarques, de 1960 a 2010, de las doce principales especies de ambas pesquerías, las que representan el 96,5 y 80,5 %, para cada uno de los países en mención, respectivamente. Se relacionan los desembarques y las variables ambientales de ambas pesquerías y entre ellas, usando las capturas estandarizadas para cada año de acuerdo a lo propuesto por **Noakes y Beamish (2009)**.
- Las especies seleccionadas fueron anchoveta (*Engraulis ringens*), sardina (*Sardinops sagax sagax*), jurel (*Trachurus murphyi*), caballa (*Scomber japonicus*), bonito (*Sarda chilensis*), merluza (*Merluccius gayi*), cojinoba (*Seriolella violácea*), pejerrey (*Odonthestes regia regia*), cavinza *(Isasia conceptionis*), machete (*Brevortia maculata*), sierra (*Scomberomorus sierra*) y pota o jibia (*Dosidicus gigas*).
- Se establecieron relaciones entre las especies más representativas como anchoveta, sardina y jurel con las otras especies empleando la correlación de Pearson. Asimismo, se hicieron correlaciones entre las mismas especies de ambas pesquerías para, a partir del r de Pearson, aplicar un análisis de agrupamiento por distancia euclidiana y análisis de componentes principales de acuerdo a la versión 6.1.6 de PRIMER. También, se diferenciaron ambas pesquerías por décadas con análisis de similitud y componentes principales empleando el mismo programa.
- Finalmente, se hicieron ajustes a curvas armónicas para las principales especies de recursos pelágicos, anchoveta, sardina, jurel y caballa, estos dos últimos juntos, de tal manera que se puedan extender las tendencias, tanto de forma restrospectiva como prospectiva, en una primera instancia entre 1900 y 2050 y luego, desde 1500 hasta el año 2050.

5. Resultados y Discusión

5.1 Historia geológica del ecosistema de afloramiento peruano

Edad (*)	Eras		Periodo	Característica
4600 **2000**	**Precámbrica** **+ 4600 – 600 ma**		Arcaico Proterozoico	Primeras algas y hongos conocidos. Algas marinas y esponjas marinas
600-500 **500-440** **440-400** **400-350** **350-270** **270-225**	**Primaria** **ó** **Paleozoica** **600 – 220 ma**		Cámbrico Ordovícico Silúrico Devónico Carbonífero Pérmico	Vida en el mar: Invertebrados marinos, corales y moluscos. Primeras plantas. Anfibios y peces. Primeros reptiles. Gran desarrollo de vegetales Glaciación permo-carbonífera
225-180 **180-135** **135-70**	**Secundaria** **ó** **Mesozoica** **220 – 70 ma**		Triásico Jurásico Cretácico	Primeros dinosaurios. Reptiles marinos y voladores, pequeños mamíferos primitivos. Aves con pico. Extinción de dinosaurios Comienza a desintegrar Pangea
70-60 **60-40** **40-25** **25-10** **10-2**	**C** **e** **n** **o** **z** **o** **i** **c** **a**	**Terciario** **70 – 2 ma**	Paleoceno Eoceno Oligoceno Mioceno Plioceno	Gran desarrollo de los mamíferos. Primeros simios antropoides. Aparición del género *Homo* Está marcado por un proceso orogénico en Europa (Alpes), Asia (Himalaya) y Sudamérica (***Formación de los Andes***)
2-0,01 **0,01 – actual**		**Cuaternario** **2 – Actual**	Pleistoceno Holoceno o reciente	Extinción de grandes mamíferos. *Homo sapiens*. Grandes fluctuaciones climáticas que conducen a bajar las temperaturas a los promedios actuales. En las latitudes altas (Patagonia) o regiones elevadas de los Andes, se forman enormes glaciares y zonas periglaciares.

(*) millones de años (ma)

El desarrollo histórico de la Tierra está dividido en grandes períodos geológicos que se remontan a unos 4,6 millones de años, el *Hadean*, la era pregeológica de la cual sólo existen escasos testimonios. Las formaciones rocosas más antiguas conocidas en la actualidad tienen unos 4 mil millones de años. Las rocas más antiguas de Latinoamérica también corresponden a esa era, el *Hadean*. Sin embargo, en Sudamérica afloran rocas de casi todas las eras. A finales del Cretácico (alrededor de 65 Ma), la apertura del Atlántico sur se había

consolidado y en el Pacífico oriental se desarrollaban las dorsales oceánicas precursoras de las actuales. Por último, hacia fines del Paleógeno (alrededor de 25 Ma), se había producido una reorganización mayor en la cuenca del océano Pacífico, estableciéndose el conjunto de placas tectónicas actuales. La dorsal del Pacífico oriental (East Pacific Rise) habría alcanzado su configuración actual alrededor de 10 Ma completando así la presente organización de la cuenca (**Díaz-Naveas y Frutos, 2010; Frutos y Lara, 2010)**.

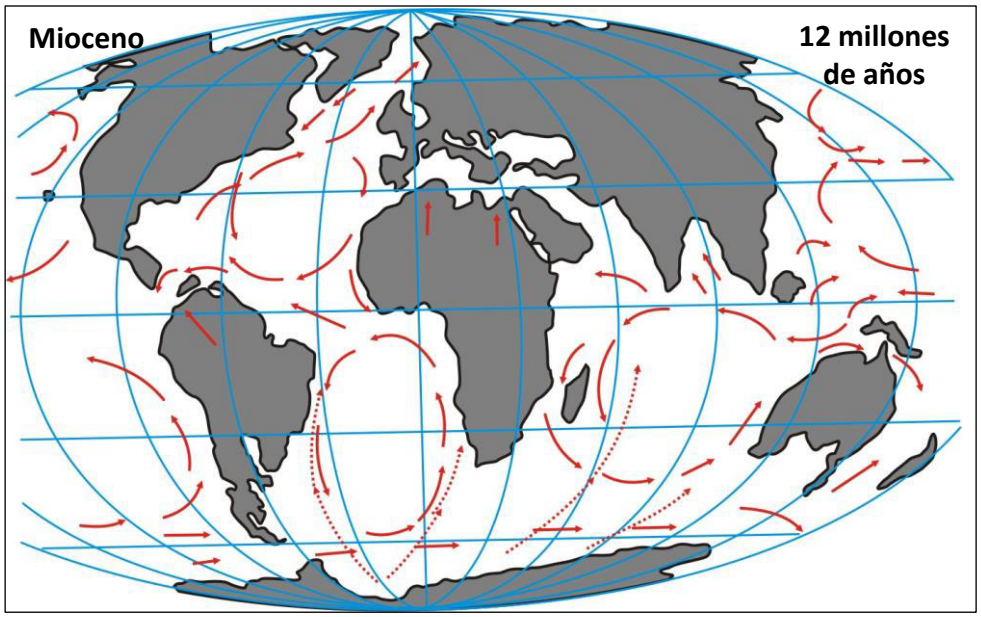


Figura 2. Distribución continental durante el Mioceno. Adaptado de **Faupl (2000)**

Para el caso de esta tesis interesa la historia geológica de Sudamérica a partir del Terciario, que está marcado por un proceso orogénico de varias fases no sólo en Europa por la formación de los Alpes y, en Asia por el Himalaya, sino también en Centroamérica y Sudamérica por la formación de los Andes y su prolongación a algunas islas caribeñas como en la Española y Jamaica. La cordillera se levanta y se forma durante el Terciario por procesos tectónicos en el borde continental activo. Por lo tanto, la intensa actividad volcánica y los fuertes sismos caracterizan esta cadena montañosa. En el terciario tardío los continentes y océanos adquieren básicamente, sus características actuales y también, de circulación oceánica ahora dominante. El campo magnético terrestre fue muy variable y el clima mostró gran inestabilidad, debido a la formación de áreas glaciales (congeladas) en las regiones polares. El Terciario también se caracterizó por los

cambios eustáticos del nivel del mar, que regula la ciclicidad de mayor orden (superior al millón de años) **(Vera, 1989)**, habiéndose reconocido unos 7 superciclos y 22 ciclos. En cada uno de ellos se produjo una elevación general lenta del nivel del mar seguida por una rápida caída del mismo. En diversos momentos del Terciario ocurrieron intercambios faunísticos de relevancia entre distintas regiones continentales, aunque continentes, como América del Sur y Australia experimentaron un prolongado aislamiento, por lo que sus respectivas faunas adquirieron características típicamente autóctonas.

En este caso, la conformación de los Andes ha sido determinante en la definición del Gran Ecosistema Marino de la Corriente de Humboldt (GEMCH) o Gran Ecosistema Marino de la Corriente del Perú (GEMCP) como se le denominó inicialmente, de tal manera que desde finales del terciario tenemos un escenario definido geomorfológicamente, con un patrón de circulación oceánica dominado por la intensidad y dirección de los viento alisios gobernados por la dinámica del Anticiclón del Sur y con una fauna y flora marina que persisten hasta la actualidad con un patrón de variabilidad climática y oceanográfica en la que interactúan momentos de alta y baja variabilidad, con periodos decenales cálidos y fríos, y eventos ENSO interanuales, afectando todos en su conjunto, la estacionalidad propia del Pacífico Sudeste.

El comienzo del Cuaternario está definido por el inicio de fluctuaciones climáticas que conducen a bajar los promedios térmicos entre unos 4 y 5°C. En las latitudes altas y templadas (por ejemplo, en la Patagonia), así como en las regiones elevadas de los Andes se forman enormes glaciares y áreas periglaciares. También en Centro y Sudamérica las glaciaciones dejan sus huellas. No obstante, a pesar de que la cordillera de los Andes, durante las glaciaciones (Pleistoceno), no había alcanzado las elevaciones actuales, y, que sólo una parte de ella se encontraba fuera de la zona intertropical, a saber en las latitudes medias y altas, el efecto de los eventos glaciales no fue tan fuerte como el ocurrido en las cadenas montañosas altas de Europa y Asia. Prueba de ello es la *Sacerglotta*, una planta que durante el Pleistoceno habitaba en tierras bajas y que existe en la actualidad fosilizada a 3.000 msnm en los andes colombianos. Esto evidencia que parte de las zonas elevadas de ese país pertenecía en esa época a "Tierra Caliente", es decir, al primer piso térmico o altitudinal de la cordillera.

Existen registros paleontológicos en la zona de Pisco y Caballas correspondientes al Mioceno inferior hasta el tope del Plioceno inferior (10 y 20 millones de años), de peces, aves y mamíferos, que existen hasta el momento en el ecosistema de afloramiento peruano como los que aparecen en la tabla que se anexa (tomada de **Marocco y De Muizon, 1988**). La presencia de Phocidae, Otariidae y Sphenicidae da cuenta de la existencia de una fauna marina similar a la existente ya que en la actualidad subsisten especies de las mismas familias en los mismos lugares.

Caballas	Pisco						Formación	Grupo taxonómico
Mioceno					Plioceno Inferior		Edad	
Inferior	Medio	Superior						
SRA	CLB	ELJ	AGL	MTM	SAS	SAO	Nivel	
							Carcharodon carcharis	Selacios
							Isurus hastalis	
							Hemipristis c.f. serra	
							Spheniscidae 1 (nov. sp.)	Aves Pingüinos
							Spheniscidae 2 (nov. sp.)	
							Phocidae	Carnívoros marinos
							Otariidae	
							Megateriidae (nov. gen., nov. sp.)	Edentado
							Delphinidae (Delphininae)	Cetáceos Odontocetos
							Phocoenidae	
							Kentrodiontidae	
							Eurhinodelphidae	
							Cethoteriidae 1 (nov. gen., nov. sp.)	Cetáceos Mysticetos
							Cethoteriidae 2 (nov. gen., nov. sp.)	
							Cethoteriidae 3 (nov. gen., nov. sp.)	

SRA: Santa Rosa; CLB: Cerro La Bruja; ELJ: El Jahuay; AGL: Aguada de Lomas; MTM: Montemar; SAS: Sud Sacaco; SAO: Sacaco

Figura 3. Distribución vertical de algunos taxa de vertebrados con valor estratigráfico en las formaciones de Caballas y Pisco correspondientes al Mioceno inferior hasta el tope del Plioceno inferior (Adaptada de Marocco y De Muizon, 1988)

Por otro lado, la última era glacial, conocida en Europa como Würm y en América como Wisconsin, comenzó hace unos 80000 años, fue interrumpida por algunos estadios más cálidos y finalizó hace unos 10000 años con el retroceso de los hielos en el Holoceno. Durante este periodo las temperaturas descendieron entre 8 y 11ºC y, a medida de que se extendía el hielo en ambos hemisferios, se

produjeron desplazamientos de los centros ciclónicos y anticiclónicos, con enfriamiento del mar en las altas latitudes y variaciones de las corrientes marinas. Estas últimas evidencias reafirman la hipótesis de que el ecosistema de afloramiento peruano tendría una presencia tal cual lo conocemos en la actualidad, luego de la última glaciación, desde unos 10 mil y 20 mil años atrás.

Para la costa tropical oriental de Sudamérica en donde el ENSO es más notorio, existen evidencias arqueológicas y paleontológicas en el norte del Perú que revelan un mayor cambio climático hace alrededor de 5000 años. Los datos dejan implícita la presencia estable de aguas cálidas tropicales al sur hasta los 10°S durante el Holoceno Temprano Medio (alrededor de 8000 a 5000 años AP). Esto sugiere que el ENSO no ocurrió por algunos milenios anteriores a 5000 años AP, cuando el clima mundial y regional era más cálido que en la actualidad (**Sandweiss *et al.,* 1996)**. Un argumento importante a favor de lo propuesto es la presencia de TAMAs (Asociación Térmicamente Anómala de Moluscos – Thermally Anomalous Molluscan Association) o asociaciones de moluscos tropicales en depósitos naturales y conchales mayores a 5000 años a lo largo de la costa norte del Perú, siendo uno de los mejores ejemplos los depósitos de conchas de moluscos en la paleo laguna del Santa (09 ºS); sin embargo, **DeVries y Wells (1990)**, sostienen que la asociación de acumulaciones de moluscos de aguas frías con los de aguas cálidas (TAMAs) en la zona del Santa obedecen a una consecuencia paleográfica costera local y no regional o cambio climático durante el Holoceno medio y que lo planteado por **Sandweiss *et al.* (1996)** que el litoral peruano fue bañada por aguas más cálidas antes de 5000 años AP, no es compatible con la prevalencia de moluscos de agua fría y la ausencia de moluscos tropicales en estas costas durante el Holoceno y el Pleistoceno. Siendo la consecuencia más interesante y novedosa de los TAMAs, que los cambios relacionados con ENSO han jugado un papel importante en la dispersión de las larvas y el desplazamiento hacia el sur de especies tropicales (**De Vries *et al.,* 1997**). Esto explica los cambios en la geomorfología del lugar y la formación de la Bahía coincidente con la eventual aparición de especies, derivado del calentamiento; sin embargo, no explica el cambio de la biodiversidad con la presencia de aguas cálidas, si eso fuera así hasta el momento tendríamos especies de aguas cálidas en dicho lugar cuando el litoral peruano fue bañada por aguas más cálidas antes de 5000 años AP. Lo que es probablemente la

consecuencia más interesante y novedosa de estos TAMAS es que los trastornos relacionados con el ENSO en condiciones cercanas a la costa habrían jugado un papel importante en la dispersión de las larvas y el desplazamiento hacia el sur de especies tropicales.

Otras evidencias geocronológicas y geoquímicas para el establecimiento del Santa muestran que depósitos de *Trachycardium procerum* (5500 a 6100 años AP) revelan anomalías registradas en los anillos de crecimiento y señales isotópicas de la presión ecológica comparable a las encontradas en conchas modernas que sobrevivieron al ENSO de 1983 en la misma latitud, indicando cambios en corto plazo de 7 a 8 ºC (**Pierrer *et al*., 1994 y Andrus *et al.,* 2005**). Asimismo, existen depósitos litorales emergidos en la Península de Mejillones (23 ºS) de 400000 años (Pleistoceno medio) que evidencian la coexistencia de moluscos de aguas tropicales con moluscos de aguas templadas propias de dichas áreas, constituyendo TAMAs, similar a los descritos para el último periodo interglacial en Ilo (18 ºS) y en el Santa (09 ºS), los que habrían sido favorecidos por eventos El Niño, que se confirma con la aparición de estas asociaciones en la Bahía de Antofagasta después de eventos El Niño recientes (**Guzmán *et al*., 2001 y De Vries *et al.,* 1997**).

Una cronología de 3500 años de eventos El Niño extremos basada en la estratigrafía de la llanura aluvial de los desbordamientos del Río Casma (09,2 °S) sugiere que el fenómeno El Niño ha ocurrido a lo largo de todo el Holoceno y que las mayores inundaciones superiores a las de 1982-1983 se producen por lo menos una vez cada 1000 años **(Wells, 1990)**. Asimismo, **(Smith, 1992)** plantea que la Pequeña Edad de Hielo puede ser claramente identificada en el registro de inundaciones de varios ríos y algunos indican un pulso doble (900-1200 dC; 1300 a 1600 dC), que está interrumpida por la Época Cálida Medieval. Aunque los datos se vuelven menos confiables con el tiempo, el registro global de inundaciones parece mostrar el resultado de períodos de inundación entre los años 3000-1800, 4000-5000 años AP y, posiblemente 7000-9000 años AP.

Por su parte, el análisis de depósitos clásticos laminados en un lago del Ecuador a 75 km del Océano Pacífico determinan, entre 15000 a 7000 años, una periodicidad de 15 años o más para los depósitos clásticos; posteriormente, hay un incremento progresivo de la periodicidad entre 2 y 8,5 años, constituyéndose el establecimiento de la actual periodicidad desde hace alrededor de 5000 años.

Esto reflejaría, el inicio de una pronunciada gradiente zonal de temperatura superficial del mar, que fuera impulsada por vientos alisios fortalecidos **(Rodbell *et al.,* 1999).**

Asimismo, el Lago del Bainbridge Crater en las Islas Galápagos, proporciona evidencia del pasado de la frecuencia e intensidad de El Niño. La litoestratigrafía y mineralogía de los sedimentos hipersalinos indican que al menos 435 eventos de El Niño de moderado a muy fuertes se han producido desde hace 6100 años y que la frecuencia e intensidad de eventos aumentó hace alrededor de 3000 años. El Niño estuvo presente hace 6100 y 4000 años, pero con poca frecuencia. Estos registros indican que ha habido una considerable variabilidad de El Niño a escala milenaria desde mediados del Holoceno **(Riedinger *et al*., 2002).**

Por otro lado en el sur de Chile, en la localidad de Chan-Chan, asentamiento de hace 5000 años (Holoceno medio) habitado por alrededor de 500 años ejerciendo una presión de caza persistente sobre los recursos marinos locales, especialmente las aves marinas como *Phalacrocorax gaimardi* que fue la presa comestible más aprovechable. Asimismo, Albatros *Thalassarche* cf. *melanophris* y fardelas *Puffinus* cf. *griseus* fueron presas secundarias. De acuerdo a esto el ensamble avifaunístico de la muestra no difiere cualitativamente del actual, lo que indica una estabilidad en la riqueza de especies hasta el presente **(Simeone y Navarro, 2002)**.

A partir de la paleoproductividad en escalas de tiempo glaciales e interglaciales en el sur de la corriente Perú-Chile (PCC) en el mar del centro del Chile, y suponiendo que la circulación atmosférica y oceanográfica están estrechamente vinculados, el desplazamiento de la Corriente Circumpolar Antártica durante la última Máxima Glaciación (Last Glacial Maximum-LGM), en línea con el movimiento hacia el norte de los vientos del suroeste, traería la fuente principal de nutrientes más cerca de Chile, consiguiendo una mayor productividad. Sin embargo, no estaría claro si la mayor productividad en el sur de la PCC durante la LGM refleja una alta productividad generalizada durante este tiempo o sólo un desplazamiento de los centros regionales de productividad principal. Sugiriendo un cambio en la posición latitudinal de tales centros de alta productividad **(Hebbeln *et al.,* 2002)**.

En los últimos 13000 años, se plantea que entre 8000 y 3600 AP, la precipitación procedente del altiplano suministrada por escorrentía a la costa del sur del Perú

puede haber disminuido lo suficiente como para restringir la ocupación humana, mientras que al norte de los 10°S, las temperaturas superficiales del mar fueron más calientes y las precipitaciones estacionales pueden haber sido mayores que antes de los 13000 a 5800 cal AP. De 9000 a 5800 cal AP, El Niño estuvo ausente o fue muy poco frecuente. Después de 5800 cal AP, las aguas costeras del norte enfrían y El Niño estuvo presente, pero con una frecuencia menor a la observada en el registro histórico e instrumental. La frecuencia de El Niño en el rango de la modernidad e historia se ha establecido 3000 cal AP. Los cambios culturales se correlacionan en el tiempo con estas transiciones climáticas importantes **(Sandweiss, 2003)**.

También, en la cuenca de Santa Bárbara-USA (SBB) empleando registros de foraminíferos planctónicos (*d18O*) se demostró que el intervalo más caluroso del interglacial actual, el Holoceno medio, se caracterizó por el aumento de la variabilidad climática a escalas decenal a secular. Las modernas relaciones entre el PDO y el ENSO, y las condiciones superficiales del agua en la SBB también sugieren una preferencia del clima del noreste (NE) del Pacífico durante el calentamiento del Holoceno medio hacia una fase cálida del PDO y más intensos eventos cálidos ENSO. En el contexto del cambio climático futuro, se espera la intensificación de la variabilidad climática a escalas decenal y secular **(Friddell *et al.*, 2003)**.

Por otro lado, conociendo que las lluvias en la franja costera de los andes están asociadas a eventos El Niño produciendo inundaciones y transporte de grandes cantidades de sedimentos desestabilizadores y con el auxilio de la información geológica y análisis de depósitos de sedimentos para la zona de Ilo, incluyendo la Quebrada de Tacahuay, se determina que se han producido inundaciones durante el Holoceno y el Pleistoceno tardío desde hace 38000 años **(Keefer et al., 2003)**; sin embargo, otros depósitos muy antiguos no fechados sugieren que El Niño está afectando esta región desde épocas anteriores a los 38000 años. Asimismo, hay que tener en cuenta que a escala global, El Niño pleistocénico está fechado desde cerca 125000 años (**Hughen *et al.*, 1999**).

Los depósitos sedimentarios sugieren una intensa actividad de El Niño en el Holoceno temprano, seguido por un hiato de actividad en el Holoceno medio y una, de moderada a alta actividad, en el Holoceno tardío, hace alrededor de 4600 años. Esto demuestra que la intensidad de los eventos fluctúan desde

perturbaciones de pequeña escala hasta catastróficos Mega-Niños. En la Quebrada de Tacahuay, dos depósitos masivos de escombros de inundaciones que datan del Pleistoceno tardío y del Holoceno temprano son más grandes en escala que muchos de los más severos eventos ENSO recientes (1982-1983, 1992-1993 y 1997-1998) (**deFrance y Umire Álvarez, 2004)**. Uno de los cuales ha sido interpretado como un evento producido por El Niño poco tiempo después de un terremoto de alta magnitud que desestabilizó grandes cantidades de sedimentos (**Keefer *et al.*, 2003; Sandweiss, 2007**). El hiato en la actividad de El Niño hacia la mitad del Holoceno, presente en la Quebrada Tacahuay ha sido debidamente documentado en otras áreas de los Andes y está confirmado con evidencia paleoclimática para regiones geográficas diferentes a los Andes (**Cole 2001; Fontugne *et al.*, 1999; Hughen *et al.*, 1999; Keefer *et al.*, 1998; Riedinger *et al.*, 2002; Rodbell *et al.*, 1999; Sandweiss *et al.*, 1996, 2001; Tudhope *et al.*, 2001**).

Asimismo, se estima que las fuertes lluvias en la costa sur de Perú se producen ya sea durante el verano austral, durante la etapa madura de El Niño asociadas a temperaturas superficiales del mar más cálidas y a corrientes extremas anómalas del norte de Chile, o también durante el anterior invierno-primavera austral asociado con el cambio de los patrones de teleconexión atmosférica entre el Pacífico ecuatorial y América del Sur (PSA- Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific and South America). En Antofagasta, norte de Chile, esto ocurre casi exclusivamente cuando una anomalía polar del PSA extiende su influencia hacia la zona central de Chile. Durante las condiciones de normalidad (no El Niño) ocurren episodios cortos y fuertes de lluvias en el sur de Perú que puede estar asociados con similares, aunque más débiles o menos persistentes anomalías de la circulación. Además de eso, una mayor estacionalidad de bajo nivel de flujo hacia el sur da lugar a una elevación orográfica (condición favorable de lluvia) de los Andes a la costa en la banda de los 18° S. En última instancia, el detonante de las precipitaciones en todas las estaciones y las fases del ciclo ENSO se conecta siempre con alteraciones de onda de tropósfera media de las latitudes medias. Estas consideraciones, sugieren que los flujos fechados entre 12900 y 8400 AP, interpretados como consecuencia de fuertes eventos El Niño, estarían asociados con episodios fuertes, cortos e intensos de lluvias correspondientes a inviernos y primaveras australes coincidentes con fuertes vientos del sur asociados a un

fortalecimiento del anticiclón del sur y la intensificación del afloramiento costero **(Vargas *et al.,* 2006)**.

Por otro lado, los sedimentos de la plataforma continental del Perú son muy heterogéneos por lo tanto, los registros continuos en las últimas secuencias laminadas de alta resolución se presentan sólo en algunas localidades del margen continental, en especial, frente a la costa central peruana **Gutierrez *et al.* (2006**). Algunos estudios en esta zona han descrito sedimentos laminados que contienen archivos naturales del cambio climático y los ecosistemas, como las diatomeas, carbono orgánico y escamas de peces (**Kemp, 1990; Schwartzlose *et al.*, 1999).** En tal sentido**, (Gutierrez, 2006)**, a partir de registros continuos de los cambios climáticos y oceanográficos en los últimos 100 a 250 años se determinan períodos de aumento de las fracciones minerales, similares a los eventos El Niño 1982-1983, 1986-1987 y 1997-1998, que puede ser el resultado de una combinación del aumento de las descargas fluviales y el transporte regional hacia los polos mejorada durante tales eventos. Alrededor de 1850, se observa un cambio de las características sedimentológicas y del patrón de variabilidad de Carbono Orgánico Total (COT), lo que indicaría cambios notables en las características del clima y el ecosistema como una relativa mayor estacionalidad en los flujos de componentes terrígenos frente a los componentes biogénicos antes que el nivel estratigráfico. En los últimos 150 años se manifiesta un patrón de variabilidad multidecadal del COT con una tendencia positiva en los últimos 50 años, coincidiendo con un incremento de las presiones del viento a lo largo de toda la costa del Perú y un patrón similar de variabilidad del COT en el norte de Chile, infiriendo una intensificación regional del régimen de afloramiento con mejoramiento de la productividad primaria.

También en el dominio del afloramiento costero de norte América se reconocen ciclos en registros sedimentarios marinos, de escamas de sardinas y anchovetas, del Holoceno tardío (de 1800 a 4700 años) los que han sido vinculados con la variabilidad de la radiación solar y esta conclusión puede ser extendida a la paleo productividad de las poblaciones de peces en el noreste del Océano Pacífico. Los ciclos de abundancia de escamas de anchoveta y sardina corresponden a escalas decenales (decadales) y centenales (seculares), con una variabilidad especialmente bien definida por ciclos solares fijos (Gleissberg) de 75 a 90 años; asimismo, se determinaron otros ciclos que no son fijos y la transición entre fases

climáticas de la región habría dado lugar a una fase de mayor precipitación que afectó la dinámica oceánica costera hace 3400 años **(Patterson *et al.,* 2004)**.

Asimismo, registros marinos y terrestres del Holoceno de la zona occidental y central de EE.UU. sugieren que el clima entre aproximadamente 500 y 1350 dC estuvo marcado, en general, por condiciones de aridez, con episodios seculares graves de sequía, incidencia elevada de incendios, fría temperatura superficial del mar (TSM) a lo largo de la costa de California, y la movilización de dunas en los llanos occidentales. Esta anomalía climática medieval (MCA) fue seguida por condiciones más húmedas costeras y TSM cálidas durante la transición a la "Pequeña Edad de Hielo" ("Little Ice Age"-LIA); sin embargo, registros del Océano Pacífico Tropical muestran cambios que indican condiciones de TSM frías en el Pacífico Tropical centro-oriental durante la MCA, con temperaturas más cálidas que las modernas en el oeste del Pacífico Ecuatorial. Este patrón de las latitudes medias y las condiciones de clima tropical es consistente con la hipótesis de que la condición seca MCA en el oeste de los EEUU es resultado (al menos en parte) de los cambios en los patrones de circulación en el invierno tropical del Hemisferio Norte tal como los relacionados con los modernos episodios de La Niña. Esta huella del cambio climático del MCA aparece en los registros de todo el planeta y en muchos casos es consistente con un enfriamiento medioeval del Pacífico Tropical **(Graham, 2007)**.

Por otro lado, en anillos de árboles de las Montañas Rocosas del centro y sur de norteamérica, que abarcan los últimos siete (7) siglos (**Gray *et al*., 2003),** se definieron patrones multidecenales (> 30-70 años) de sequía, agrupándose quince series de anillos en cinco cronologías regionales de síntesis basados en el comportamiento común de baja frecuencia. Se presentó una fuerte ausencia de humedad produciendo a finales del siglo XVI una megasequía en las cinco regiones. Hasta mediados del siglo XIX persistieron modos oscilatorios de 30 a 70 años en dos de las cinco regiones y, los ciclos secos-húmedos aparentemente sincrónicos en algunos lugares hasta la sequía de los 1950s. El patrón de los siglos XVI y XVII de severas sequías multidecenales seguido por décadas de inusuales condiciones de humedad se asemeja a la sequía de los 1950s y al periodo húmedo posterior a 1976. La megasequía del siglo XVI que fue resultado del acoplamiento (20 – 30 años) de una fase fría decenal del Pacífico y una fase cálida decenal en el Atlántico Norte subtropical, marcando una reorganización

fundamental de la variabilidad climática regional de las Montañas Rocosas **(Gray *et al*., 2003)**.

Asimismo, a partir de la cronología obtenida de pinos chinos (*Pinus tabulaeformis* Carr.) crecidos en la ciudad de Shenyang se analizaron el efecto de la Actividad Solar (AS), la Anomalía de la Temperatura Ambiental Global (ATAG) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) en los anillos de crecimiento anual, obteniéndose excelentes respuestas a la AS revelándose cambios ambientales que indican que éstos árboles de pino son una buena alternativa para la investigación de la relación Sol-Tierra a pesar de su localización en Shenyang, una ciudad industrial (**Xingyuan *et al*., 2005)**.

Finalmente, analizando una base de datos de alta resolución de sedimentos de un área de erosión costera crónica (persistente) de la costa de Kihei (Maui-Hawai) del siglo pasado, revela un patrón complejo y dramático de cambios entre 1900 y 1997, determinándose que la magnitud y dirección del transporte neto de sedimentos litorales (NLST) tienen variaciones decenales asociados a las tormentas Kona (vientos del suroeste con fuerte precipitaciones y marejadas de una semana o más con recurrencia de 2 a 3 veces al año) que al parecer estarían moduladas por el PDO de tal manera que la actividad de las tormentas Kona se reducen en su fase positiva, lo que sugiere una relación causa efecto entre el PDO la actividad de las tormenta Kona y los patrones de NLST en Kihei **(Rooney y Fletcher III, 2005)**.

En conclusión desde tiempos remotos la variabilidad ha sido una característica fundamental del Gran Ecosistema de la Corriente de Humboldt, siendo uno de sus principales componentes El Niño, del cual se tiene señales desde hace más de 125000 años (**Hughen *et al*., 1999**); sin embargo, se han presentado momentos en que los patrones de variabilidad como El Niño, no se han manifestado o han sido muy tenues que no han dejado registros mensurables y, por otro lado, han habido manifestaciones de El Niño notables, en los cuales es posible encontrar señales como los TAMAS que no dejan dudas de manifestaciones tanto o más fuertes que las que se han dado en los últimos 150 años. Asimismo, existen evidencias de señales derivadas de una intensa actividad océano-atmosférica en el Pacífico Sudeste que ha dado lugar a intensos flujos de humedad que han derivado en lluvias desde hace más de 3500 años.

5.2 El mar peruano y la interacción entre sus componentes físicos y biológicos

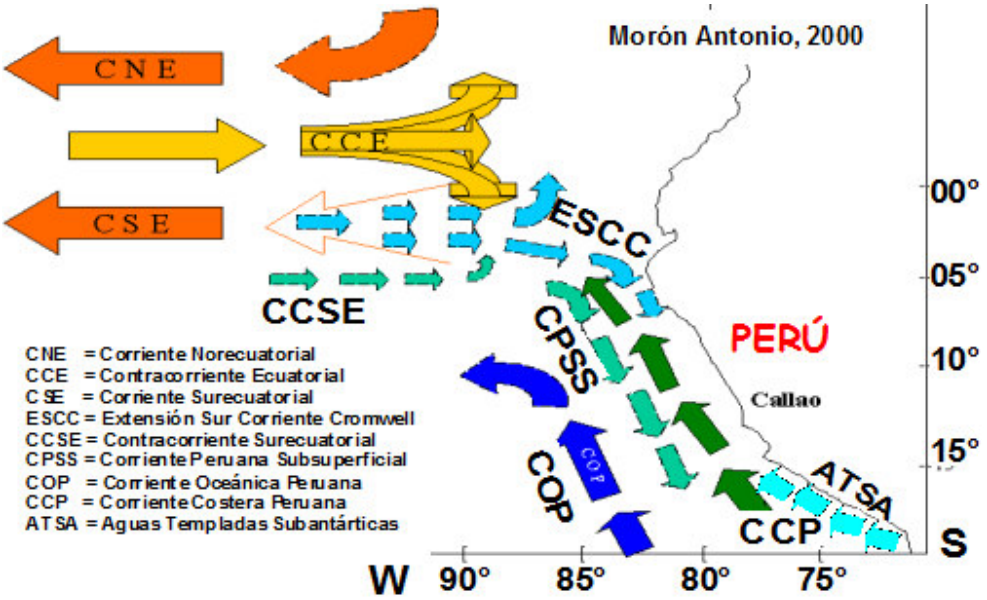


Figura 4. Sistema de corrientes en el mar peruano

El mar peruano está dominado por la interacción entre las aguas cálidas de origen ecuatorial y las aguas frías del sur, de origen sub antártico. Esta interacción genera un sistema de corrientes y contracorrientes superficiales y sub superficiales, cuya dinámica permite la alta productividad del Ecosistema de Afloramiento Peruano (EAP). En la **figura 4**, se puede apreciar un esquema del sistema de corrientes imperantes en el Perú **(Morón Antonio, 2000**).

De sur a norte transcurren superficialmente la Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica del Perú (COP) y, sub superficialmente, las Aguas Templadas de la Sub antártica (ATSA). Este flujo del sur, favorecido por los Vientos Alisios, la Fuerza de Coriolis y la configuración de la Plataforma Continental permiten la surgencia (afloramiento) de aguas sub superficiales (Aguas Templadas Sub antárticas y otras) constituyendo las áreas de afloramiento más importantes del planeta. Por el norte, la influencia ecuatorial es más importante en el verano y otoño, debido al debilitamiento del sistema del sur que favorece el fortalecimiento del sistema sub superficial representado por Extensión Sur de la Corriente de Cromwell (ESCC) y la Corriente Peruana Sub Superficial (CPSS) de origen en la Contracorriente Sur Ecuatorial (CCSE). Estas últimas son de fundamental importancia para las pesquerías del Perú y la región

pues a ellas están asociados la merluza (*Merluccius gayi peruanus*) en el Perú y el jurel (*Trachurus murphyi*) en Chile, respectivamente.

La interacción zona ecuatorial-zona austral marca la dinámica del océano frente al Perú; de tal manera que, durante verano-otoño predomina el sistema ecuatorial, mientras que en invierno-primavera predomina el sistema austral. Con El Niño la dominancia y persistencia ecuatorial es más intensa y abarca amplios periodos que pueden ser mayores a un año, tropicalizando el ecosistema parcial o totalmente, en función a las características del evento (duración, intensidad y extensión). Con La Niña el enfriamiento es notable intensificando el invierno, primavera e incluso atenuando el verano. Esto sucedió entre el invierno de 1996 y el verano de 1997, luego sobrevino El Niño 1997-1998 a partir del otoño de 1997. Sin embargo, hay que anotar que existe una asimetría en la manifestación de estos fenómenos, pues La Niña no tiene características equivalentes a las de El Niño. Esto se debería a que el EAP tiene vocación tropical, obviamente, por su ubicación geográfica en el trópico. Por otro lado, en el largo plazo, existirán periodos cálidos y periodos fríos y, de mayor o menor variabilidad según se analizará más adelante. En tal sentido, la característica fundamental del mar peruano es la variabilidad, es decir, la variabilidad es la normalidad (**Espino y Yamashiro, 2012**) pudiendo ser ésta de corto plazo (estacional), de mediano plazo (El Niño-La Niña), de largo plazo (periodos decenales fríos y cálidos), y, de muy largo plazo (oscilación secular) de alta y baja variabilidad. Esto favorece la biodiversidad y la alta productividad del ecosistema que soporta importantes stocks de recursos pesqueros, los más abundantes de la región y, uno de los más abundantes del planeta, que a su vez ha sido, es y será una fuente de alimento y riqueza para aquellos que usufructúan de su explotación.

5.2.1 Los patrones de variabilidad y sus forzantes

El ecosistema marino peruano está integrado por un sistema de corrientes superficiales y contra-corrientes subsuperficiales, que influencian la dinámica poblacional de los recursos que en él se desenvuelven. La Corriente Costera Peruana (CCP) o Corriente de Humboldt, de aguas frías que discurren de sur a norte hasta aproximadamente los 06 ºS (Punta Aguja) y se mezclan al norte de esta latitud con las Corrientes Ecuatoriales Superficiales (CES) que se desplazan

de norte a sur, constituyen una zona de convergencia y de alta productividad entre los 04º y 07ºS. Además, es de importancia fundamental la Extensión Sur de la Contracorriente Subsuperficial de Cronwell (CCSC) que se caracteriza por su relativa alta salinidad y, sobre todo, por su elevado contenido de oxígeno que favorece el desarrollo de poblaciones de recursos demersales como la merluza, en especial, al norte de los 10ºS. Completando el esquema tenemos las corrientes sub antárticas que emergen en el Perú, constituyendo las principales áreas de afloramiento como San Juan, Callao y Chimbote, entre las más notables.

El sistema de circulación del Pacífico Sudeste está definido por el giro anticiclónico del sur y los vientos alisios del sur. La dinámica de estos elementos determinará, en general, el comportamiento del sistema de circulación del sur y, en particular, de la Corriente Costera Peruana y de su Sistema de Afloramientos Costeros, afectando el área de influencia de los mismos y por ende, el área potencial de distribución de los diferentes recursos pesqueros, sean estos pelágicos, demersales, litorales e inclusive los bento-abisales.

Este sistema de circulación de corrientes favorecidas por los vientos alisios, permite que se produzcan en el mar peruano los afloramientos costeros reconocidos como los más importantes del mundo. Las áreas de mayor afloramiento son las de San Juan (15º 30' S), Chimbote (09º S), Paita (05º S) y Callao (12º S). En estas zonas de surgencia, aguas ricas en nutrientes afloran fertilizando el medio y elevan la productividad en todos sus niveles. Ello permite que en nuestro litoral desarrollen grandes poblaciones de peces como las de anchoveta *(Engraulis ringens)*, sardina *(Sardinops sagax sagax)*, jurel *(Trachurus murphyi)*, caballa *(Scomber japonicus)*, merluza *(Merluccius gayi peruanus)* y pota *(Dosidicus gigas)*, sobre las que se sustentan las pesquerías más importantes del país.

De otro lado, la dinámica del medio marino peruano se ve "alterada" recurrentemente por la presencia del Fenómeno El Niño que, dependiendo de su intensidad y duración, modifica el sistema de circulación, aumenta la intensidad y proyección de las Corrientes Ecuatoriales Superficiales y de la Corriente Subsuperficial de Cromwell, debilita la intensidad y proyección de la Corriente Peruana y la Corriente Sub antártica (CSA), y reduce significativamente los afloramientos en intensidad y extensión. Esto varía la estructura del ecosistema marino peruano e incrementa el número de especies, lo que se ve reflejado en un

aumento de la biodiversidad (**Arntz y J. Valdivia, 1985; Arntz *et al.*, 1985; Arntz y E. Valdivia, 1985; Velez y Zeballos, 1985**; **Velez *et al.*, 1985; Arntz *et al.*, 1987; Velez *et al.*, 1988; Arntz y Tarazona, 1990**).

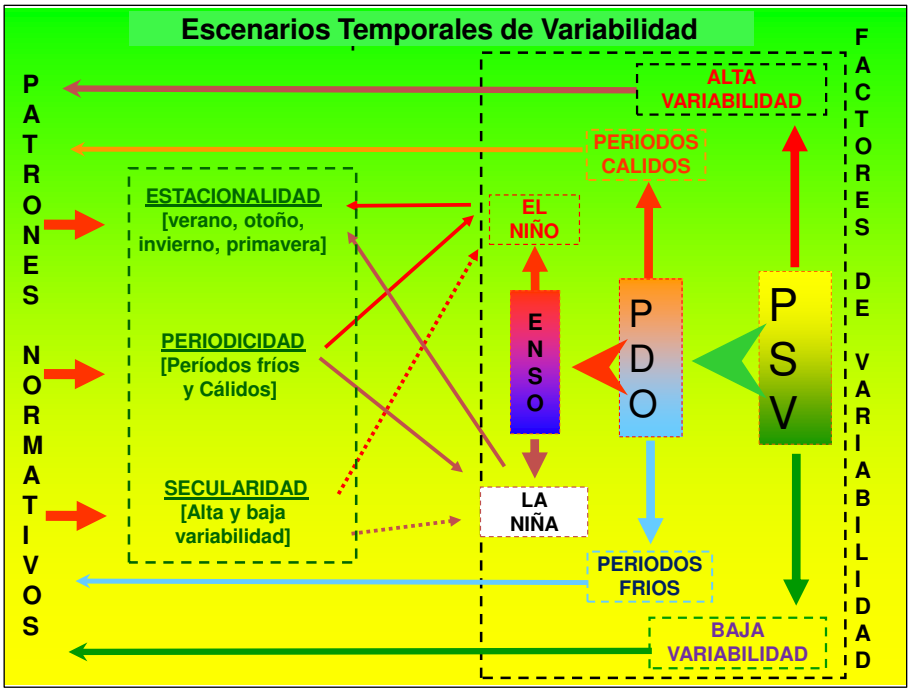


Figura 5. Escenarios ambientales en el Pacífico Sud Oriental

Asimismo, cambian los patrones de distribución y concentración de los recursos pesqueros, de tal manera que los recursos pelágicos, como anchoveta (**Csirke, 1980**) y sardina aumentan su concentración y se hacen más accesibles y vulnerables a la pesquería (**Csirke, 1989**). Paralelamente, los recursos demersales, como la merluza, se dispersan y alejan de sus áreas tradicionales de pesca, tornándose menos accesibles y vulnerables a su pesquería (**Espino *et al.*, 1985; Espino y Wosnitza-Mendo, 1988**).

Este enfoque diferencial de los efectos de El Niño en el ecosistema de afloramiento peruano, ha permitido evaluar los cambios en la dinámica poblacional de los diferentes recursos pesqueros y plantear alternativas de análisis e interpretación del comportamiento de las poblaciones en relación a los cambios en el ambiente y el efecto que estos cambios tienen en las pesquerías.

De acuerdo a lo observado, es posible inferir que existe un efecto concadenado entre los diferentes factores de variabilidad que se afectan secuencialmente. Es decir, la estacionalidad está afectada por la interanualidad y, ésta su vez, es afectada por la periodicidad, la cual a su vez está influenciada por la secularidad,

en un proceso continuo y permanente de acuerdo al esquema que se presenta en la **Figura 5** (**Espino, 2003**).

(a) **Patrón de variabilidad estacional o variabilidad de corto plazo (estacionalidad)**

Existe un patrón de variabilidad estacional o de corto plazo que involucra la alternancia entre el verano e invierno, con sus inter fases, otoño y primavera. Está definido por la traslación de la Tierra alrededor del Sol describiendo una elíptica que marca su distancia con respecto al Sol; sin embargo, la estacionalidad está afectada por factores de variabilidad como el ENSO, que hace que los veranos sean más cálidos y los inviernos menos fríos en su fase cálida, El Niño y que durante La Niña, los veranos sean menos cálidos y los inviernos más fríos.

Las variaciones en la estacionalidad pueden estar expresadas en la temperatura ambiental y, para nuestro caso, en la Temperatura Superficial del Mar (TSM) de la cual se dispone información desde 1925 de la Estación de Chicama (07°41'41"S-79°26'03"W). Esta serie muestra, en promedio, máximos en febrero y mínimos en octubre con una diferencia de 3.3ºC entre sí.

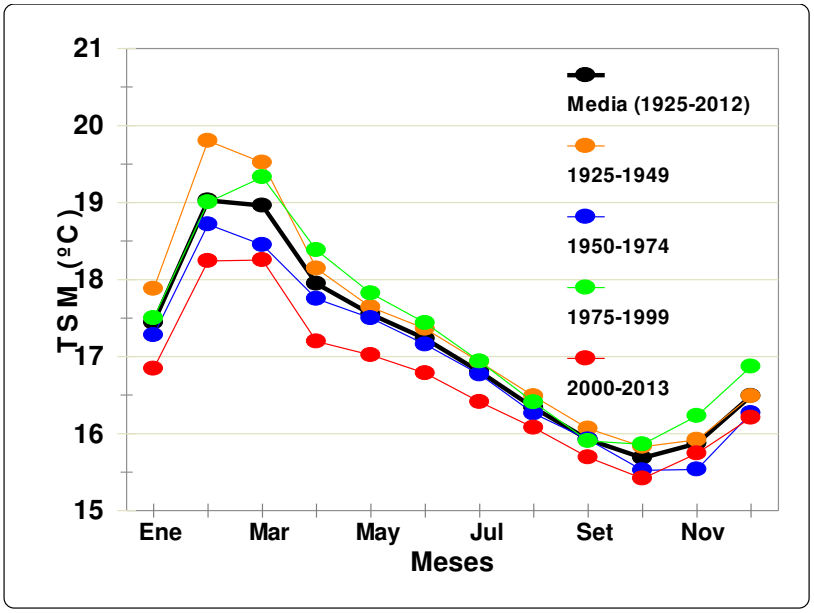


Figura 6. Temperatura Superficial del Mar (TSM) de la Estación fija Chicama (07°41'41"S-79°26'03"W). Promedios mensuales por cuartos de siglo según el siguiente arreglo: 1925 – 1949, 1950 – 1974, 1975 – 1999 y 2000 – 2013.

Haciendo un análisis por "quarters" (25 años-cuartos de siglo) se notará que las series 1925-1949 y 1975-1999, están por encima del promedio mostrando

condiciones ligeramente más cálidas, mientras que las series 1950-1974 y 2000-2013, son más frías, debiendo considerarse que la última serie sólo contiene 13 años; sin embargo, puede ser tomado como un indicador. Esto coincide con los ajustes planteados en función de la oscilación decadal del pacífico **(PDO)** por **Espino (2003)** y que fuera descubierto por **Hare (1996)**, de tal manera que en este caso la estacionalidad estará condicionada por factores de macro escala como la oscilación antes mencionada. En tal sentido, se puede afirmar que existe una marcada estacionalidad que está afectada por forzantes de macro escala y otros como el fenómeno ENSO que se describiera anteriormente (**Figura 6**).

(b) Patrón de variabilidad interanual o variabilidad de mediano plazo (Interanualidad)

El patrón de variabilidad Interanual o de mediano plazo involucra el proceso conocido como el fenómeno ENSO (El Niño Southern Oscillation) y cuyas manifestaciones extremas en su fase positiva corresponden a El Niño y, en su fase negativa, a La Niña, con una intermitencia que no tiene regularidad ni predictibilidad en el mediano plazo. De allí que se les denomine “eventos” por su naturaleza recurrente y acíclica.

Estos extremos de variabilidad pueden ser identificados a través del seguimiento de la temperatura superficial del mar en estaciones fijas como la de Chicama u otras con las que se disponen en el Pacifico Sudeste, sin embargo, en este escenario, la estación de Chicama es la más antigua y constante desde 1925. De acuerdo al SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research) sería una de las estaciones en donde la medición de anomalías térmicas sea considerada como señal de la manifestación de El Niño (**Figura 7; Quinn *et al.,* 1987**).

El análisis de la serie de Chicama con promedios anuales evidencia que la variabilidad es la característica del EAP con un predominio significativo de las anomalías negativas, propio de ecosistemas de afloramiento costero en donde la surgencia de aguas subsuperficiales, enfría el sistema; sin embargo, no dejan de notarse las grandes manifestaciones del El Niño con anomalías positivas significativas (**Figura 8**).

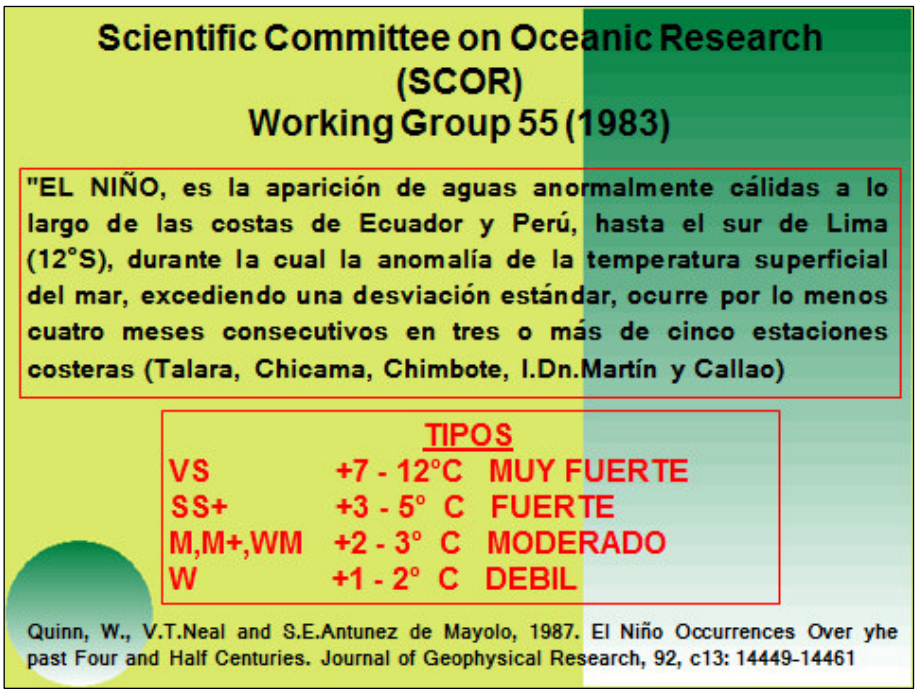


Figura 7. Definición de El Niño de acuerdo a SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research) y clasificación por su intensidad en las costas de Sudamérica. VS: Very Strong (Muy fuerte); SS: Strong (Fuerte), MM: Moderate (Moderado); W: Weak (Débil).

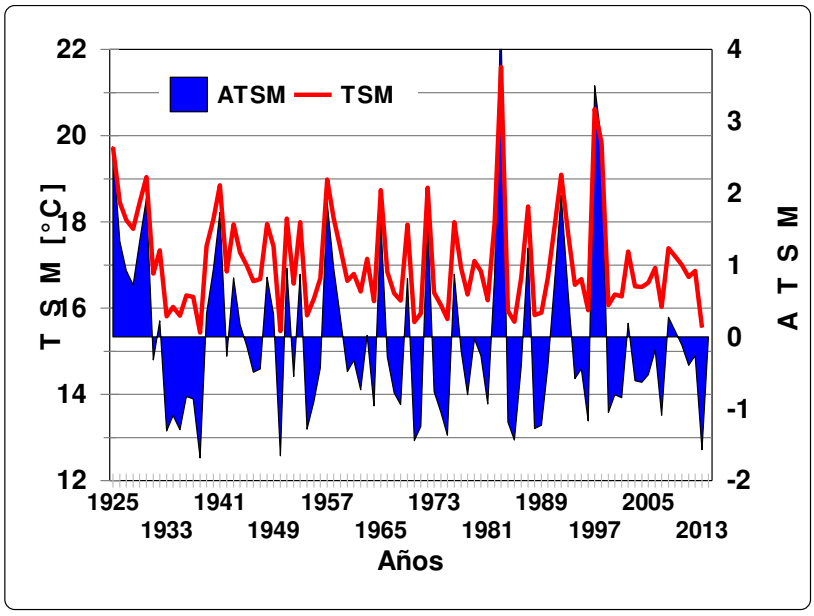


Figura 8. Temperatura Superficial del Mar (TSM) y Anomalías (ATSM) de la Estación fija de Chicama – Perú de 1925 al 2013

Existe información desde 1525 de las manifestaciones de El Niño (**Quinn *et al.*, 1987**) de la cual se desprende que manifestaciones extremas (muy fuerte – VS) de El Niño no han sido más de tres (3) en cada siglo, habiendo algunos como el siglo XVII en el que no se produjo ninguna manifestación de tal magnitud, coincidente con la pequeña edad glacial del medioevo **(González Trueba, 2005;**

Comunidad Andina, 2007; García Castro y Martínez, 2009) (**Tabla 1**). Esto concuerda con lo planteado, líneas anteriores, por **Smith (1992), Gray *et al.* (2003)**; sin embargo, El Niño estuvo ausente o fue poco frecuente en tiempos más remotos, entre 9000 a 5800 años (**Sandweiss *et al.,* 1996, Keefer *et al.,* 1998; Fontugne *et al.,* 1999; Rodbell *et al.,* 1999; Hughen *et al.,* 1999; Cole, 2001; Tudhope *et al,.* 2001; Riedinger *et al.,* 2002; Sandweiss, 2003; de France y Umire Alvarez, 2004; Graham, 2007**)

Tabla 1. Eventos El Niño fuertes y muy fuertes acaecidos en el Perú desde 1525 a la actualidad (Actualizado de Quinn *et al.* 1987)

Año	Int	Año	Int	Año	Int	Año	Int	Año	Int
1525-1526	S	1618-1619	S	1707-1708	S	1814	S	1917	S
1531-1532	S	1624	S	1714-1715	S	1828	VS	1925-1926	VS
1539-1541	S	1634	S	1720	S+	1844-1845	S+	1932	S
1552	S	1652	S+	1728	VS	1864	S	1940-1941	S
1567-1568	S+	1660	S	1747	S	1871	S	1957-1958	S
1574	S	1671	S	1761	S	1877-1878	VS	1972-1973	S
1578	VS	1681	S	1775	S	1884	S+	1982-1983	VS
1591-1592	S	1687-1688	S+	1785-1786	S	1891	VS	1997-1998	VS
1607	S	1696	S	1791	VS	1899-1900	S	2009-2010	S
1614	S	1701	S+	1803-1804	S+	1911-1912	S		

Int = Intensidad; **S** = Fuerte (Strong); **VS** = Muy fuerte (Very Strong)

Se destaca asimismo el hecho de que las expresiones máximas (VS) se producen en los primeros y últimos “quarters” de cada siglo, tal es el caso de 1578, 1728, 1791, 1828, 1877-1878, 1891, 1925-1926, 1982-1983 y 1997-1998 (**Tabla 1**). Obsérvese que tanto el siglo XIX, como el XX, presentaron tres manifestaciones extremas (VS) de El Niño y que de estas 2 se han dado en el último “quarter” de los referidos siglos y una en el comienzo (1925). Es probable que en los siglos anteriores se hayan dado manifestaciones similares a las acaecidas en el siglo XX, pero no podrán ser definidas dado que la información utilizada para el periodo previo se basa en la interpretación de reportes de cronistas e historiadores sobre los impactos del evento en el ambiente, la pesquería y la vida de las aves y mamíferos marinos, que podría estar distorsionadas por la apreciación subjetiva de los autores de los mencionados registros históricos. Sin embargo, a pesar de ello no dejan de ser señales útiles para el análisis de las manifestaciones extremas de El Niño.

En esa medida, podría ser más confiable la clasificación de los eventos sucedidos a partir del siglo XX dado que ya se contaba con instrumentos de medición que permitían cuantificar los cambios en la magnitud de las variables oceanográficas y atmosféricas. Es así que analizando los datos de **Quinn *et al.* (1987)**, la TSM de Chicama a partir de 1925, y el Índice de Oscilación del Sur (IOS) desde 1876 y sus componentes de presión atmosférica en las estaciones de Darwin y Tahiti, se definen una serie de eventos El Niño desde los denominados casi moderados (W/M), moderados (M), fuertes (S) y (S+) y muy fuertes (VS) (**Tabla 2**).

Tabla 2. Eventos El Niño casi moderados, moderados, fuertes y muy fuertes acaecidos en el Perú desde 1803 a la actualidad (Actualizado de Quinn *et al.* 1987)

Año	Int	Año	Int	Año	Int	Año	Int	Año	Int
1803-1804	S+	1844-1845	S+	1880	M	1917	S	1957-1958	S
1806-1807	M	1850	M	1884	S+	1918-1919	W/M	1965	M+
1812	M	1854	W/M	1887-1889	W/M	1923	M	1972-1973	S
1814	S	1857-1858	M+	1891	VS	1925-1926	VS	1976	M
1817	M+	1860	M	1896-1897	M+	1930-1931	W/M	1982-1983	VS
1819	M+	1864	S	1899-1900	S	1932	S	1987	M
1821	M	1866	M	1902	M+	1939	M+	1991-1994	M
1824	M	1867-1868	M	1905	W/M	1940-1941	S	1997-1998	VS
1828	VS	1871	S+	1907	M	1943	M+	2002	M
1832	M	1874	M	1911-1912	S	1951	W/M	2009-2010	S
1837	M	1877-1878	VS	1914	M+	1953	M+		

Int = Intensidad; **W/S** = Casi moderado (Near Moderate); **M** = Moderado (Moderate); **S** = Fuerte (Strong); **VS** = Muy fuerte (Very Strong)

Si a partir de esta información analizamos la frecuencia de manifestaciones fuertes de El Niño, tendremos que en los últimos dos siglos XIX y XX, las expresiones de esta naturaleza han sido 7 para ambos siglos, considerando para tal efecto el evento 1899 – 1900 cada año en el siglo que le corresponde. Asimismo, en lo que se refiere a las expresiones calificadas como muy fuertes, han correspondido a 3 para cada siglo, uno en el primer "quarter" y dos en el último.

Este es un fenómeno que en sus expresiones extremas produce cambios significativos en el ecosistema de afloramiento peruano; sin embargo, la duración de estos eventos puede variar desde unos meses hasta más de un año y que pueden resumirse de acuerdo a la **tabla 3**.

Tabla 3. Esquema generalizado de los impactos de La Niña y El Niño sobre el ambiente y los recursos en el mar peruano

	Variables	Año La Niña	Año El Niño
AMBIENTE	CCP	Intensa	Retraída
	CCSE	Retraída	Intensa
	ESCC	Retraída	Intensa
	CSA	Intensa	Retraída
	Afloramientos	Intensos	Débiles
RECURSOS	Pelágicos (Anchoveta, sardina)	Dispersión Baja (q),Baja (F) Baja(M)?	Concentración Alta (q),Alta (F) Alta (M)?
	Demersales (Merluza y otros)	Concentración Alta (q), Alta (F) Alta (M)?	Dispersión Baja (q), Baja (F) Baja (M)
	Litorales (Concha abanico, langostinos)	Disminución poblacional	Aumento Poblacional
	Litorales (Machas,choros,cangrejos)	Aumento poblacional	Disminución poblacional

CCP= Corriente Costera Peruana, CCSE= Contra Corriente Sur Ecuatorial, ESCC= Extensión Sur de la Coriente de Cronwell, CSA= Corriente Subantártica, (q)= capturabilidad, (F)= Tasa Instantánea de Mortalidad por Pesca y (M)= Tasa Instantánea de Mortalidad Natural

Por otro lado, cuando se promedian las TSMs por "quarters"; es decir, cuartos de siglo, se obtiene que éstos se diferencian claramente según se aprecia en la **figura 9 A y B**, agrupándose los periodos 1925-1949 con 1975-1999 y, 1950-1974 con 2000-2012, confirmando lo que se plantea en función de la Oscilación Decadal del Pacífico como periodos cálidos los primeros y fríos los segundos, según se verá también en el acápite siguiente cuando se trate la variabilidad de largo plazo.

En esa medida, los eventos El Niño, en general, en los periodos fríos tienen una manifestación inicial otoñal, mientras que en los periodos cálidos, se presentan en primavera. Los primeros con expresiones máximas en el invierno siguiente y un segundo pico, pero de menor magnitud, en el verano siguiente; en tanto que los segundos, iniciándose en primavera presentan una máxima expresión en el verano siguiente continuando en el otoño, para declinar el siguiente invierno y continuar el verano que sigue. Esto evidencia una manifestación diferenciada del El Ñino en periodos fríos y cálidos (**Espino, 1997**).



Figura 9 A. Asociación por distancia euclidiana por cuartos de siglo (“quarters”) de TSM promedio de Chicama entre 1925 y 2012.



Figura 9 B. Similaridad de Bray Curtis entre cuartos de siglo (“quarters”) de TSM promedio de Chicama entre 1925 y 2012.

(c) Patrón de variabilidad periódica o decenal (Periodicidad) o variabilidad de largo plazo

El patrón de variabilidad periódica decadal o de largo plazo, más conocida como decadal y mejor denominada en español decenal, define períodos cálidos y fríos que se intercalan en procesos armónicos de varias decenas de año, de allí la denominación de decadales o decenales. Estos son procesos armónicos asimétricos de aproximadamente 50 años de duración, con una fase positiva (cálida) de alrededor de 20 años y una fase negativa (fría) de alrededor de 30 años (**Espino, 2003**). Este patrón de variabilidad esta explicado por el índice de la

Oscilación Decadal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation – PDO) descubierto por **Hare (1996) y Mantua *et al.* (1997)** y consiste en un patrón de variabilidad climática espacial persistente (20 a 30 años) que abarca todo el Océano Pacífico, con manifestaciones muy claras en el Pacífico Norte (Norte América) y efectos secundarios en los trópicos. Todo lo contrario de lo que sucede con el proceso ENSO cuyo escenario es la zona intertropical. Algunos estudios presentan evidencias de la manifestación de este evento entre 1890 y 1924 (Fase Fría), entre 1925 y 1946 (Fáse Cálida), entre 1947 y 1976 (Fase Fría) y, finalmente, de 1977 a la mitad de los 90' (Fáse Cálida) **(Mantua, 1999 a y b)**; es decir, una oscilación armónica asimétrica con fase fría más extensa (alrededor de 30 años) y una fase cálida más corta (alrededor de 20 años). Partiendo de esta premisa **Espino (2003)** plantea ciclos de alrededor de 20 y 30 años con manifestaciones regulares asimétricas a partir de 1900 (**Figura 10**), según el cual en el siglo pasado habríamos tenido dos ciclos completos de PDO y en la actualidad estaríamos a mediados de una fase fría que se extendería hasta alrededor de 2030. Esto explica la manifestación de dos grandes fenómenos El Niño, 1982-1983 y 1997-1998, hacia el final del siglo pasado coincidente con una fase cálida del PDO que a su vez fue afectada por una fase de alta variabilidad, según se explicará más adelante.

Asimismo, la periodicidad afecta el inicio de la manifestación de El Niño, en el sentido que durante los periodos cálidos los eventos El Niño comienza en primavera, mientras que durante los periodos fríos, se originan en otoño. Tal es el caso de los eventos El Niño acaecidos en la última década del siglo XIX y primeras décadas del siglo XX (1900 a 1925); asimismo, entre 1945 - 1975 y entre 1995 – 2025 cuyas manifestaciones también se producen en otoño, tal como El Niño 1997-1998, 2002, 2009-2010 y 2014, correspondiendo al comportamiento de los periodos fríos. Por el contrario, los fenómenos El Niño acaecidos entre 1925 y 1945 y entre1975 y 1995 se inician en primavera correspondiendo a lo que se ha dado en llamar fenómenos El Niño canónigos tales como el evento 1976, 1982-1983, 1987 y 1991-1994. Esta diferenciación en el momento de la manifestación, otoño o primavera, se traduce en una menor o mayor afectación al ecosistema, sino sólo basta comparar lo acecido durante El Niño 1982-1983 con lo sucedido durante El Niño 1997-1998. En el primer caso se afectó los desoves de sardina de la primavera de 1982 y el verano y primavera de 1983, en tanto que en el

segundo caso, sólo afectó el desove de anchoveta de la primavera de 1997 y del verano de 1998 (**Espino, 1997**).

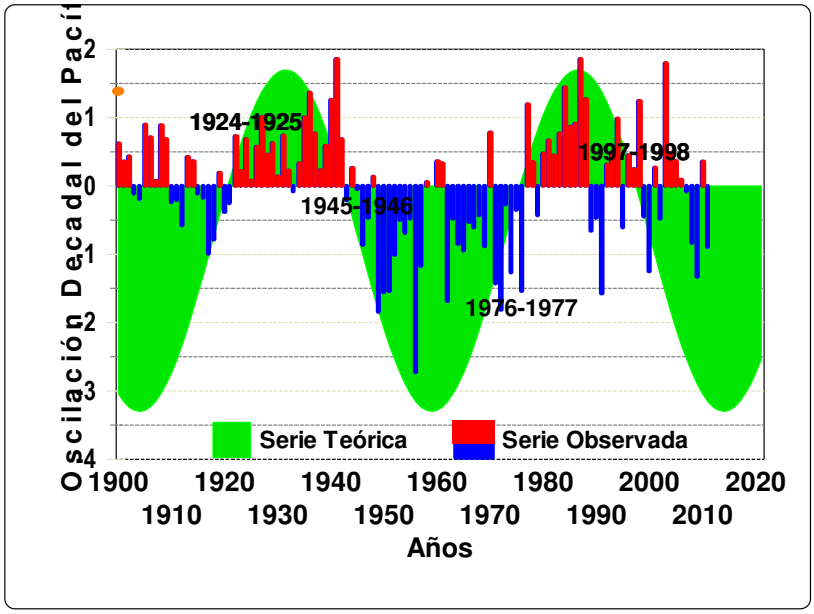


Figura 10. Oscilación Decadal del Pacífico – Pacific Decadal Oscillation (PDO). Promedios anuales entre 1900-2012

A partir del análisis de la serie 1900 al 2012 de la Oscilación Decadal del Pacífico debemos concluir que existen periodos cálidos, fríos y templados en al Pacífico Oriental que se comportan como una oscilación armónica asimétrica, con desviaciones positivas de alrededor de 20 años y desviaciones negativas de alrededor de 30 años (**Figura 10**), los cuales se corroboran cuando se analizan las TSMs de Chicama por "quarters" y el índice PDO, también por "quarters". Obsérvese en la **Figura 11** que la porción central de la figura la dominan en orden de importancia los periodos fríos, 1945-1974 flanqueado por los periodos cálidos, 1925-1944 y 1975-1994, lo cual coincide con el análisis jerárquico de agrupamiento ("clusters") de la **Figura 12,** en la cual se notan claramente diferenciados los periodos fríos de los cálidos. Además, se diferencian los periodos 1900-1924 (ligeramente cálido) y el 1995-2012 (ligeramente frío) a los que denominaremos periodos templados, claramente diferenciados en la mencionada figura.

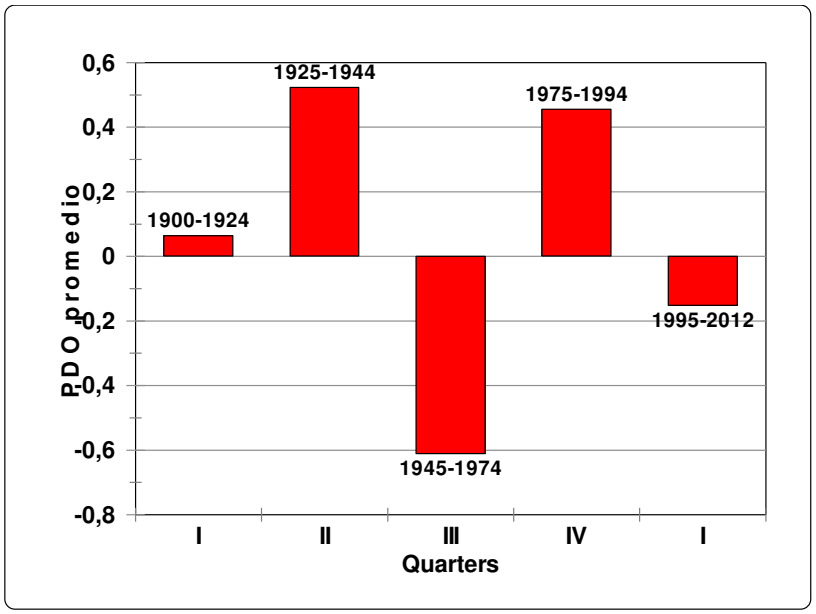


Figura 11. Promedios mensuales de PDO por “quarters”, 1900 – 2012

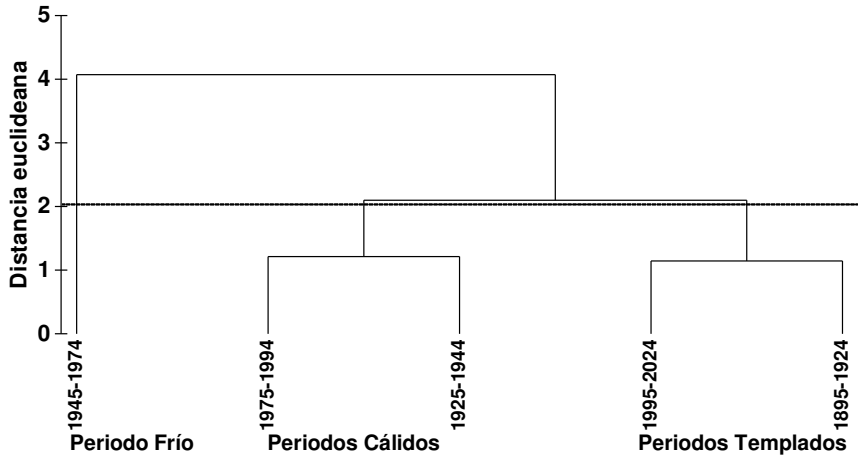


Figura 12. Definición de periodos cálidos, templados y frio a partir del PDO promediado por “quarters”. Serie 1900-2012

En conclusión, a partir del análisis de índice de Oscilación Decadal del Pacífico, se definen periodos cálidos (1925-1944 y 1975-1994), periodo frío (1945-1974) y, periodos templados (1895-1924 y 1995-2024).

(d) Patrón de variabilidad secular (secularidad) o de cambios de más largo plazo

Este patrón de variabilidad que abarca un siglo de extensión denominado secular o de muy largo plazo (**Espino, 2003**) define una oscilación armónica simétrica de alrededor de 100 años, en la cual se intercalan cada 50 años una fase positiva o de alta variabilidad y una fase negativa o de baja variabilidad (**Figura 13 A**).

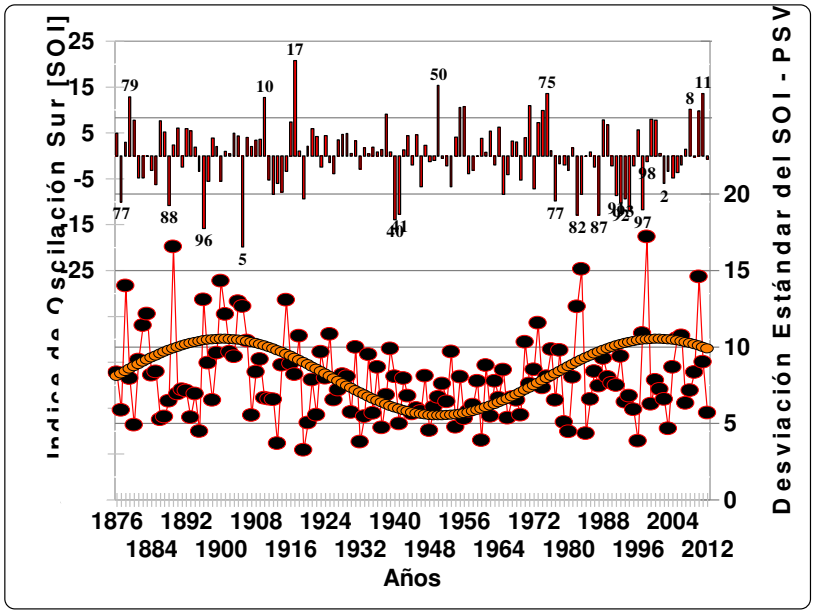


Figura 13 (A). Índice de Oscilación del Sur (SOI) y su varianza (PSV) desde 1876 a 2012. PSV: Variabilidad Secular del Pacífico (Pacific Secular Variability)

Este patrón refleja la intensidad de la variabilidad y se ha denominado Variabilidad Secular del Pacifico (Pacific Secular Variability – PSV). Se identifica a través de la varianza del índice de oscilación del sur y revela que en los últimos y primeros "quarter" de cada siglo se dan momentos de alta variabilidad con manifestaciones extremas de la estacionalidad, el ENSO y la periodicidad (**Figura 13 B**). Esto explica las manifestaciones extremas de El Niño **(Tabla 2**) en los últimos y primeros "quarters" de cada siglo; es decir, la secularidad refleja la intensidad de la variabilidad (mayor o menor) afectando la periodicidad en el sentido de que sus manifestaciones, cálidas y frías (positivas y negativas) sean más intensas en los últimos y primeros "quarters" de cada siglo y menos intensas en los "quarters" intermedios (**Espino, 2003**), afectando a su vez las manifestaciones de El Niño y

La Niña haciendo que los eventos más intensos ocurran en los últimos y primeros “quarter” de cada siglo.

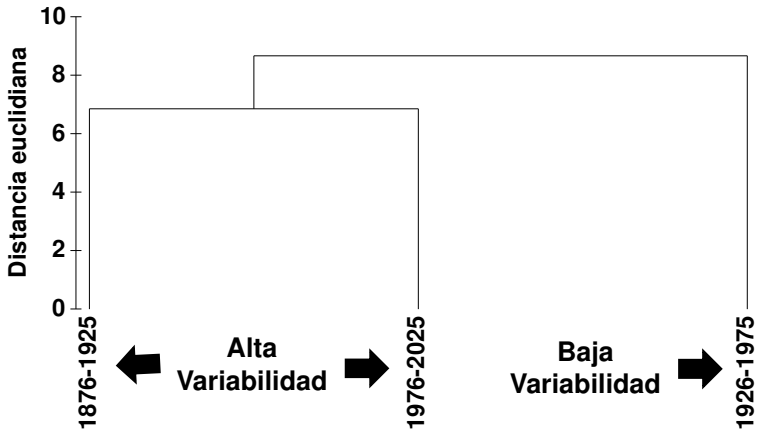


Figura 13 (B). Distancia euclidiana aplicada a la desviación estándar del SOI, que agrupa los periodos de alta variabilidad (1876-1925 y 1976-2011) diferenciándolos del de baja variabilidad (1926-1975).

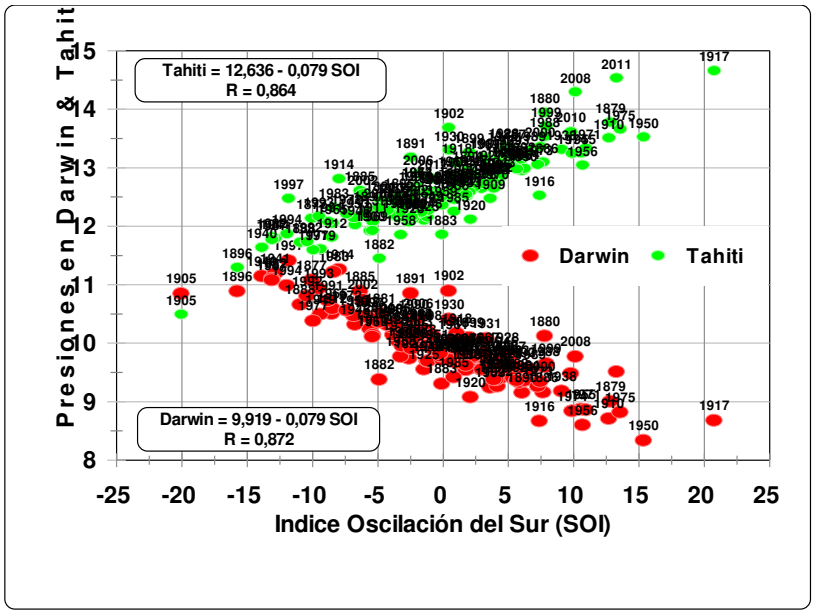


Figura 14. Relación IOS y presiones atmosférica (Hp) en Darwin y Tahiti

En la **Figura 14**, se podrá notar en el eje de la abscisa el Índice de Oscilación del Sur (IOS) y en el eje de las ordenadas sus componentes; es decir, las presiones atmosféricas (Hectopascales - Hp) en las estaciones de Darwin (12º 27′40′′S – 130º 50′31′′E) y Tahiti (15°40′S 152°00′W), de manera que se puede observar en el extremo izquierdo los eventos El Niño más severos (1905) y, en el derecho, los eventos La Niña más destacables (1917) con -20.0 y +20.8, respectivamente. Le siguen en magnitud los años 1896 y 1950 con -15.7 y +15.4, respectivamente. De estos cuatro (4) registros, tres (3) corresponden a los primeros 25 años del

siglo XX; es decir al primer “quarter”. Esto explica por qué los eventos El Niño más fuertes desde 1535 se han manifestado en los últimos y primeros “quarters” de cada siglo (**Quinn *et al.*, 1987**).

Según se aprecia, existe una relación inversa entre las presiones atmosféricas en Darwin y el IOS; es decir, en tanto que el IOS crece hacia condiciones frías las presiones en Darwin se debilitan hasta alcanzar sus mínimas expresiones por debajo de 9 Hp en valores del IOS entre 15 y 25, configurando escenarios de La Niña. Tal es el caso de los años 1917 y 1950. En esa medida, esta relación puede definirse de acuerdo a la siguiente función lineal:

Darwin = 9,919 – 0,079 IOS **R = 0,872**

Por el contrario, entre el IOS y las presiones en Tahiti, la relación es inversa. cuando el IOS se localiza entre -15 y -25, se presentan expresiones de El Niño extremas. Por su parte, las presiones en Tahiti son directamente proporcionales al incremento de IOS, es decir crece cuando éste se incrementa. Con valores bajos del IOS entre -15 y -25, coincidente con valores mínimos de la presiones en Tahiti, entre 10,5 y 11,5, se presentan escenarios de El Niño muy fuertes como los acaecidos en 1905 y 1896. En tal sentido, esta relación puede ser definida de acuerdo a la siguiente expresión de una función lineal:

Tahiti = 12,636 + 0,079 IOS **R = 0,864**

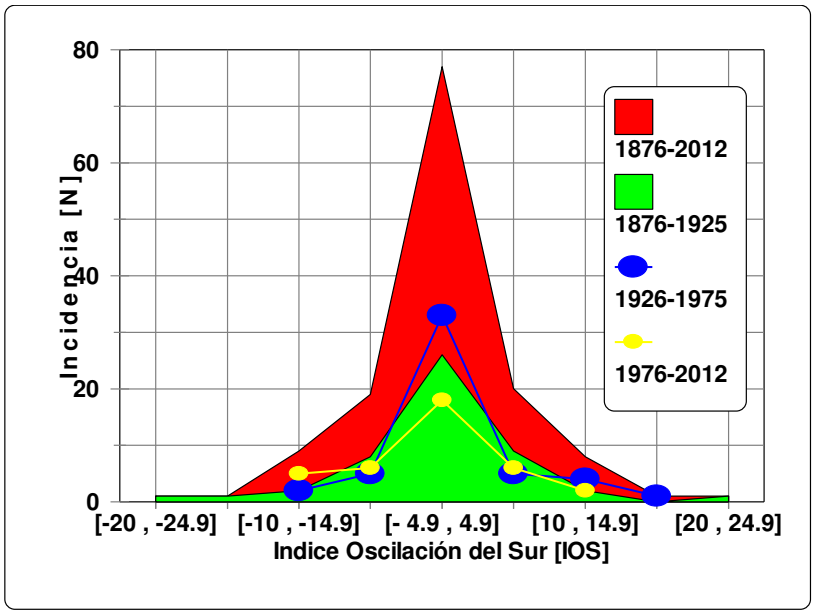


Figura 15. Frecuencia por incidencia del IOS (1876 – 2012)

Este índice de oscilación del sur, por su extensión en el tiempo y por el espacio que abarca, es una buena representación del Pacífico Sur, escenario de una alta

variabilidad; en esa medida, si se analiza estadísticamente este índice, tendremos que ha fluctuado en los últimos 136 años entre -20,008 y 20,792, con un promedio en 0,185 y expresiones de varianza mayores en los periodos 1876-1925 y 1976-2012, en general la distribución presenta una asimetría negativa, pero poco significativa, por lo que podriamos concluir que el Pacífico Sur es un escenario en equilibrio (**Tabla 4 y figura 15**).

Tabla 4. Frecuencia de incidencia del IOS de 1876 a 2012

Fases	1876 - 1925		1926 - 1975		1976 - 2012		Totales (1876-2012)	
Rangos	N	%	N	%	N	%	N	%
[-20 - -24.9]	1	*2,00*					1	*0,74*
[-15 - -19.9]	1	*2,00*					1	*0,74*
[-10 - -14.9]	2	*4,00*	2	*4,00*	5	*13,89*	9	*6,62*
[-05 - -09.9]	8	*16,00*	5	*10,00*	5	*13,89*	18	*13,24*
[- 4.9 - 4.9]	26	*52,00*	33	*66,00*	18	*50,00*	77	*56,62*
[05 - 09.9]	9	*18,00*	5	*10,00*	6	*16,67*	20	*14,71*
[10 - 14.9]	2	*4,00*	4	*8,00*	2	*5,56*	8	*5,88*
[15 - 19.9]			1	*2,00*			1	*0,74*
[20 - 24.9]	1	*2,00*					1	*0,74*
Totales	50	*100*	50	*100*	36	*100*	136	*100*
Media	0,286		1,324		-1,539		0,185	
Varianza	53,898		37,981		49,616		47,489	
Curtosis	1,031		0,315		-0,623		0,263	
Asimetría	-0,189		-0,105		0,166		-0,108	
Mínimo	-20,008		-13,850		-13,075		-20,008	
Máximo	20,792		15,375		13,300		20,792	

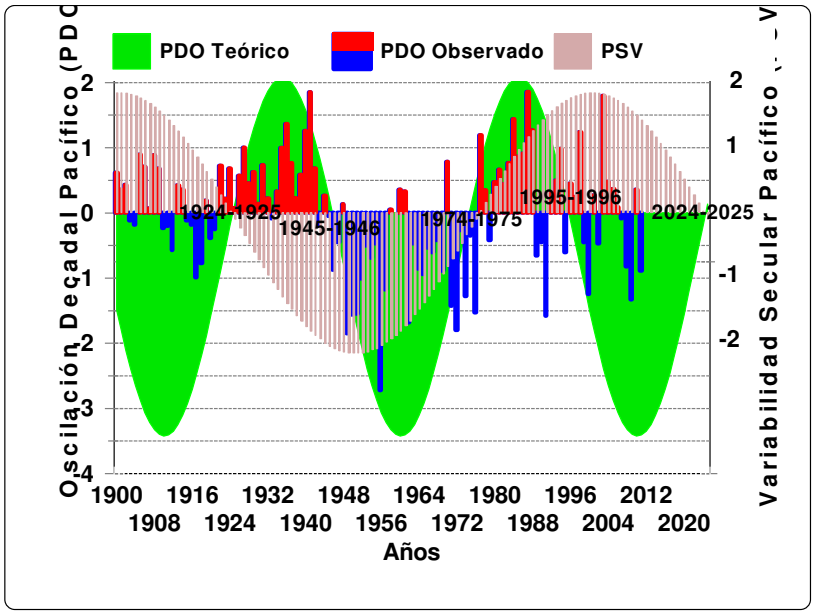


Figura 16. Variabilidad Secular y Oscilación Decenal del Pacífico de 1900 a 2012

Por otro lado, se entiende que una oscilación secular involucra dos procesos de oscilación decadal del Pacífico, un ciclo completo en su fase de alta variabilidad y otro, en su fase de baja variabilidad influenciando en el comportamiento e

intensidad de dicha oscilación decenal (**Figura 16**). Obsérvese en la figura que en la actualidad (2013) estariamos a la mitad de una fase negativa de la oscilación decadal del Pacífico en un momento de alta variabilidad que se extenderá hasta el 2025; en tal sentido, es de esperar que durante lo que queda de estos primeros 25 años de este siglo podrían haber manifestaciones extremas de El Niño y La Niña; el primero asociado a un periodo cálido y, la segunda, a un periodo frío como lo sucedido a comienzos del siglo pasado en 1905 y 1917, respectivamente.

5.2.2 Los recursos y sus pesquerías en el Pacífico Sudeste

El Pacífico Sudeste considerado por la FAO como el área estadística 87, corresponde a las áreas jurisdiccionales de Colombia, Ecuador, Perú y Chile y la zona de alta mar adyacente hasta los 120º W, se extiende desde los 05º N hasta los 60ºS, según los detalles de la **figura 17**.

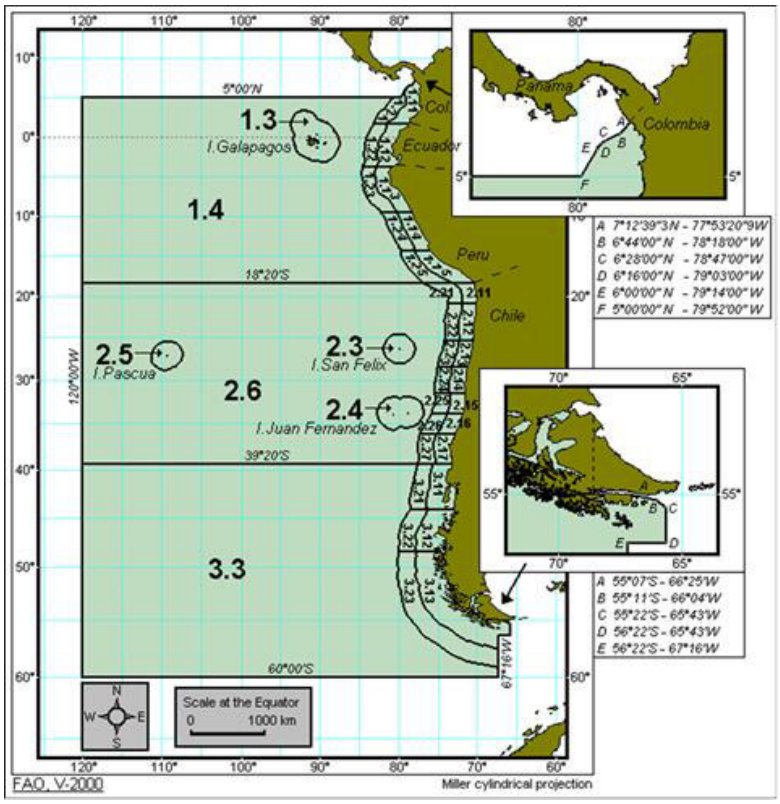


Figura 17. Área Estadística FAO 87, correspondiente al Pacífico Sudeste, área jurisdiccional de la Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS) integrada por Colombia, Ecuador, Perú y Chile.

Esta área comprende se ubica tanto norte y sur de la línea ecuatorial en la que encuentran ambientes tropicales como subtropicales influenciados por el Sistema

de la Corriente de Humboldt, que es determinante en la productividad del área y la base de las más importantes pesquerías de la región.

Esta zona ha producido, en los últimos 50 años, un promedio de 11 millones de toneladas anuales de pescados, destacando Perú y Chile como sus mayores contribuyentes. Los desembarques de la región han tenido aportes significativos a la industria pesquera mundial que han llegado a sobrepasar los 20 millones de toneladas el año 1994 (**Figura 18**).

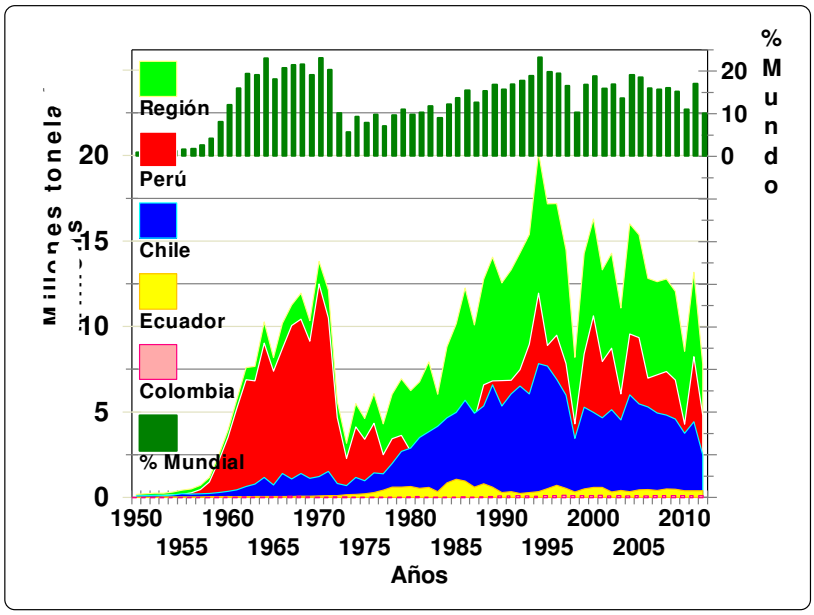


Figura 18. Desembarques por países y región con respecto al mundo

Tabla 5. Relación de países que han pescado en el Pacífico Sudeste entre 1950 y 2009. Se consignan años de operación y rendimiento por año (t/año). (FAO, 2011 y 2012).

Nº Orden	Paises	Años	Toneladas/Año millones	Mayor a 0,040 t/año	Nº Orden	Paises	Años	Toneladas/Año millones	Mayor a 0,040 t/año
1	Perú	60	5,597	1º	23	Bermuda	11	0,002	
2	Chile	60	2,921	2º	24	Ghana	10	0,001	
3	Ecuador	60	0,307	3º	25	China	10	0,173	6º
4	Colombia	60	0,032		26	Guatemala	9	0,006	
5	Japón	46	0,029		27	Federación Rusa	9	0,297	4º
6	Panamá	40	0,02		28	Chipre	8	0,005	
7	España	38	0,009		29	Lithuania	8	0,059	9º
8	México	35	0,005		30	Bulgaria	8	0,012	
9	Venezuela	35	0,017		31	Alemania	5	0,027	
10	Republica de Corea	34	0,013		32	Latvia	5	0,094	7º
11	Vanuatu	34	0,030		33	Holanda	5	0,033	
12	Estados Unidos	30	0,003		34	El Salvador	5	0,001	
13	Un. Rep Sov. Soc.	27	0,217	5º	35	Estonia	5	0,061	8º
14	Uruguay	25	0,002		36	Polonoa	5	0	
15	Cuba	22	0,045	10º	37	Georgia	4	0,026	
16	Taiwan Provincia de China	21	0		38	Francia	3	0,001	
17	Costa Rica	17	0,001		39	Saint Vincent/Grenadines	3	0,001	
18	Canadá	15	0,003		40	Portugal	2	0	
19	Belize	15	0,006		41	Liberia	1	0,001	
20	Nicaragua	12	0,003		42	Cook Islands	1	0	
21	Honduras	12	0,005		43	Other no identificados	36	0,005	
22	Ucrania	11	0,041	11º					

En los últimos 20 años las capturas en el Pacífico Sudeste han superado, en promedio, el 16 % de los desembarques mundiales. En esta área de pesca han operado, en los últimos 60 años más de 43 países (**Tabla 5**); sin embargo, Perú, Chile y Ecuador representan los rendimientos más elevados en toneladas/año (t/año) desembarcadas. El Perú y Chile destacan nítidamente con promedios de 5,587 y 2,921 t/año respectivamente, para los últimos 60 años. Seguidos por Ecuador y Colombia con rendimientos más modestos de 0,307 y 0,032 t/año.

Como es de esperar los registros son continuos (60 años) para los cuatro países ribereños, Perú, Chile, Ecuador y Colombia. Luego continúan quince países que superan los 15 años de operación en esta zona. En general, la mayoría de los países han pescado fuera de las 200 millas de los mares jurisdiccionales de los países ribereños, lo que significa que en su mayor parte han operado sobre recursos transzonales y altamente migratorios **(FAO, 2011 y 2012)**. En esa medida, las flotas asiáticas como Japón, Corea y China, han pescado pota o calamar gigante ("giant squid") *Dosidicus gigas*. Por su parte las flotas de Europa como la de Federación Rusa, Unión Soviética, Bulgaria, Estonia, Lituania, Holanda y Alemania, entre otros, junto con Cuba han pescado principalmente jurel fuera de las 200 millas de los mares jurisdiccionales. Por su parte, las flotas de EEUU, México, Venezuela, Ecuador, Colombia, España, Vanuatu y de países centroamericanos pescan principalmente atunes y su fauna acompañante.

La especie más abundante es la anchoveta peruana (*Engraulis ringens*) que con un promedio de desembarques, entre los años 1950-2009, de 5.125 millones de toneladas, representando el 56,32 % de los mismos. Le sigue el jurel (*Trachurus murphyi*) que promedió 1.348 millones de toneladas alcanzando el 14,82 %. Luego está la sardina (*Sardinops sagax sagax*), con 1.245 millones de toneladas como promedio que representa el 13,68 % de lo capturado los últimos 60 años. Finalmente, están la caballa (*Scomber japonicus*), el arenque araucano (*Strangomera bentincki*), la merluza (*Merluccius gayi*) y la pota (*Dosidicus gigas*) con 330 mil, 179 mil, 124 mil y 96 toneladas como promedio, entre los años 1950 y 2009, que representan el 3,63, 1,97, 1,36 y 1,05 %, respectivamente. En total, sólo estas 7 especies representan el 92,83 % de las capturas promedio, en la serie analizada (1950-2009), en el Pacífico Sudeste y, las 20 seleccionadas (Tabla 6), representan el 97,17 % de las capturas.

En la **Tabla 6**, se puede apreciar que tales especies corresponden a peces, moluscos, equinodermos y algas, y, se podrían distribuir de acuerdo a la zonificación ecológica marina de la siguiente manera:

Tabla 6. Principales especies capturadas en el Pacífico Sudeste. Promedio de desembarques por décadas de 1950 a 2009 (FAO, 2011 y 2012).

Nº	Nombre español	Nombre científico	Nombre inglés (FAO)	1950s	1960s	1970s	1980s	1990s	2000s	1950-2009	%
1	Anchoveta peruana	Engraulis ringens	Anchoveta(=Peruvian anchovy)	345040	8166130	4605234	2147285	7059474	8426808	5124995	56,32
2	Jurel chileno	Trachurus murphyi	Chilean jack mackerel	3320	15680	474317	2292033	3518071	1786285	1348284	14,82
3	Sardina	Sardinops sagax	South American pilchard	0	3240	807469	4574648	2031369	53553	1245047	13,68
4	Caballa	Scomber japonicus	Chub mackerel	4770	16280	364780	351630	462779	782865	330517	3,63
5	Arenque araucano	Strangomera bentincki	Araucanian herring	14400	57750	80783	47454	403419	471607	179235	1,97
6	Merluza	Merluccius gayi	South Pacific hake	66240	96730	166446	91533	196365	124788	123684	1,36
7	Pota	Dosidicus gigas	Jumbo flying squid	0	20	168	2157	70564	502955	95977	1,05
8	Merluza de cola	Macruronus magellanicus	Patagonian grenadier	0	0	1405	73618	199169	90643	60806	0,67
9	Barrilete	Katsuwonus pelamis	Skipjack tuna	15360	26160	25698	25236	77153	160198	54967	0,6
10	Alga negra	Lessonia nigrescens	Chilean kelp	0	0	0	52947	95188	143393	48588	0,53
11	Atun aleta amarill	Thunnus albacares	Yellowfin tuna	5530	9200	30774	33536	73759	105325	43021	0,47
12	Bonito del Pacífico	Sarda chiliensis	Eastern Pacific bonito	63210	83520	28728	18468	24570	10641	38189	0,42
13	Gracilaria	Gracilaria spp.	Gracilaria seaweeds	6000	17330	0	58121	21179	61433	27344	0,3
14	Anchoveta blanca	Cetengraulis mysticetus	Pacific anchoveta	0	0	2303	37252	61575	32397	22254	0,24
15	Erizo	Loxechinus albus	Chilean sea urchin	2850	2860	5587	19833	38934	44064	19021	0,21
16	Merluza del sur	Merluccius australis	Southern hake	0	0	4415	43605	29393	28415	17638	0,19
17	Choro o cholga	Aulacomya ater	Cholga mussel	12870	18200	24496	17902	16804	14216	17415	0,19
18	Atun ojo grande	Thunnus obesus	Bigeye tuna	0	2630	7330	12583	27663	41845	15342	0,17
19	Machete de hebra	Opisthonema libertate	Pacific thread herring	0	0	0	39035	37237	15392	15277	0,17
20	Almeja o concha blanca	Protothaca taca	Taca clam	2320	5840	12343	31182	22511	14425	14770	0,16
	Otros			92606	170032	322612	448041	720727	129803	257377	2,83
	Total	**218 items que incluyen grupos de especies no identific**		**634516**	**8691602**	**6914830**	**10372600**	**15063838**	**4024633**	**9099749**	100

- Litorales: Choro o cholga (*Aulacomya ater*), almejas (*Protothaca taca*), erizo (*Loxechinus albus*) y algas (*Gracilaria spp. y Lessonia spp.*), comunes para las costas de Chile y Perú.
- Neríticas pelágicas: Anchoveta, anchoveta blanca (*Cetengraulis mysticetus*), sardina, arenque araucano y machete de hebra o pinchagua (*Opisthonema libertate*) y bonito (*Sarda chiliensis*). Presentes en Perú, Chile y Ecuador.
- Neríticas demersales o bentónicas: Merluza común, merluza de cola (*Macruronus magellanicus*), merluza austral (*Merluccius australis*). Presentes en Perú y Chile
- Oceánicas transzonales: Jurel, caballa y pota. Presentes en Ecuador, Perú y Chile dentro de las áreas de jurisdicción y fuera de ella.
- Oceánicas altamente migratorias: Barrilete (*Katsuwonus pelamis*), atún aleta amarilla (*Thunnus albacares*) y atún ojo grande (*Thunnus obesus*), presentes en todo el Pacífico Oriental, en el área (50ºN – 50ºS y 150º W), que corresponde al área de la Convención que administra la Comisión Interamericana del Atún Tropical (CIAT) integrada por 21 miembros (Bélice, Canadá, Colombia, Corea, Costa Rica, China, Ecuador, El Salvador,

Estados Unidos, Francia, Guatemala, Japón, Kiribati, México, Nicaragua, Panamá, Perú, Taipei Chino, Unión Europea, Vanuatu y Venezuela).

Tabla 7. Porcentaje de participación en las capturas de los 12 principales países pesqueros (FAO, 2011 y 2012).

Orden	Paises	%	% Acumulado
1	Perú	61,029	61,03
2	Chile	31,847	92,88
3	Ecuador	3,342	96,22
4	Unión Soviética	1,063	97,28
5	Federación Rusa	0,487	97,77
6	Colombia	0,35	98,12
7	China	0,315	98,43
8	Japan	0,245	98,68
9	Vanuatu	0,185	98,86
10	Cuba	0,179	99,04
11	Panama	0,145	99,19
12	Venezuela	0,105	99,29
13	Otros	0,707	100,00
CPPS (Perú, Chile, Ecuador y Colombia		96,568	
Pesqueros de distancia		3,432	

En conclusión, en el Pacífico Sudeste pescan flotas de más de 43 países de los cuales los países ribereños (Colombia, Ecuador, Perú y Chile) representan, en promedio, entre 1950 y 2009, el 96,568% de las capturas, siendo el restante 3,432% reportado por los países de distancia, los que en su mayoría pescan fuera de las áreas de jurisdicción, especies como jurel, pota y atunes con su fauna acompañante (Tabla 7). De ese 96,568%, el 92,88% corresponden a Perú y Chile, quedando sólo el 3,70% como aporte de Ecuador y Colombia. En esa medida, resulta coherente hacer un análisis de los recursos y las pesquerías del Pacífico Sudeste, a partir de lo que sucede en el Perú y Chile, ya que en conjunto representan 93 % de lo que se pesca en la región, correspondiendo a Perú el 61% y a Chile el 32 % de la producción pesquera regional.

En lo que se refiere a la pesca en tales países, Perú y Chile, los desembarques en las décadas de los 50 y 60 fueron dominados por el Perú; sin embargo, luego del colapso de la pesquería de anchoveta en Perú, a partir de finales de los 70`s, los desembarques se han compartido entre ambos países. Como se mencionara antes, la región ha llegado a contribuir con la pesquería mundial con más de 20 millones de toneladas (1994), para mantenerse en los últimos años en alrededor de los 12 millones anuales. Ambos países contribuyen con el 93 % de los desembarques de la región, compartiéndolos en los últimos 20 años, en una

proporción aproximada de 61 y 32 % para Perú y Chile, respectivamente (**Figuras 18 y 19**).

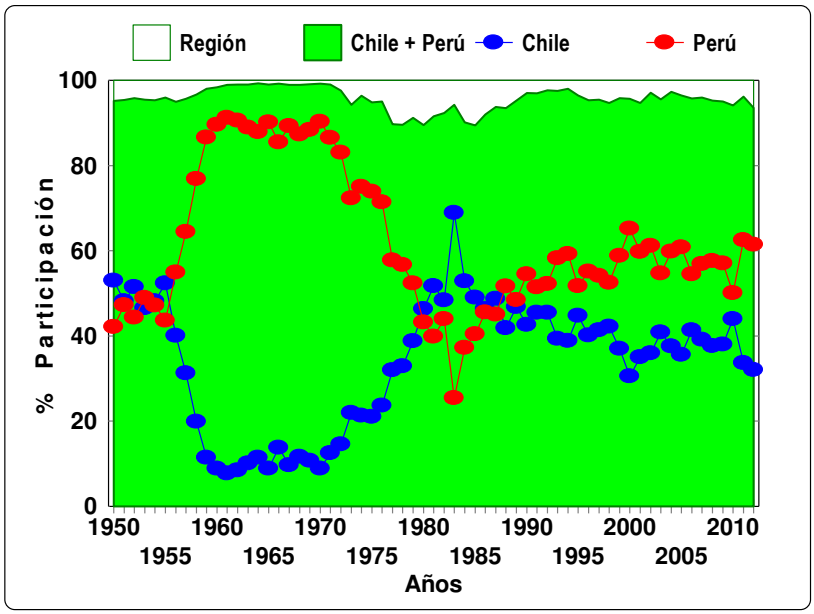


Figura 19. Participación (%) de Perú y Chile en los desembarques regionales

En cuanto a las especies, los recursos más importantes de la región, por la magnitud de sus desembarques, lo constituyen la anchoveta, la sardina, el jurel y la caballa. Estas últimas se extraen juntas de tal manera que tanto en el Perú como en Chile constituyen ambas una unidad de pesquería. Las cuatro especies representan, en promedio entre los años 1950 y 2009, más del 75 % de los desembarques de la región, y sólo la anchoveta constituye más del 50 %, con algunos periodos en que tales porcentajes superaron el 90 %, sobre todo durante la década de los 50s y 60s.

En la **figura 20**, se puede apreciar que los recursos pelágicos, desde finales de los años 50 hasta la actualidad, han mantenido su predominancia en el ecosistema y por ende en los desembarques, al margen de los cambios de régimen (periodos cálidos y periodos fríos) y los eventos El Niño. Esto se puede apreciar en la parte superior de la figura 20, en donde porcentualmente los recursos pelágicos se han mantenido por encima del 80 % desde 1960 hasta la actualidad. Destacan las décadas de los 60s y los 90s en que el porcentaje se ha mantenido por encima del 90%, habiendo años en que superó el 95 % (1964 a 1971).

Asimismo, vale destacar que sólo durante los eventos El Niño 1972-1973 y 1997-1998 la proporción se afectó descendiendo a 73,7% en 1973 y a 69,6% en 1998;

esto no significa que los recursos pelágicos no hayan sido afectados por este evento, sino que al impactarse todo el ecosistema, la especie más afectada fue la anchoveta, dominante del sistema, en tanto que en 1972-1973 colapsaba la pesquería de anchoveta en Perú, se iniciaban las pesquerías de sardina y jurel en el Pacífico Sudeste y, en 1997-1998, se consolidaba nuevamente la pesquería de anchoveta en Perú y Chile, contándose además con importantes desembarques de jurel en Chile y Perú, y menores capturas de una población de sardina declinante. Por su parte, a pesar de su drasticidad, El Niño 1982-1983 no afectó la proporción de los recursos pelágicos en los desembarques, debido a las buenas capturas de sardina y jurel en tales años (**Figura 20**). En la última década la proporción de peces pelágicos ha disminuido por debajo del 80 %, debido principalmente a la caída de jurel en Chile y a medidas más conservadoras para la extracción de anchoveta en el Perú.

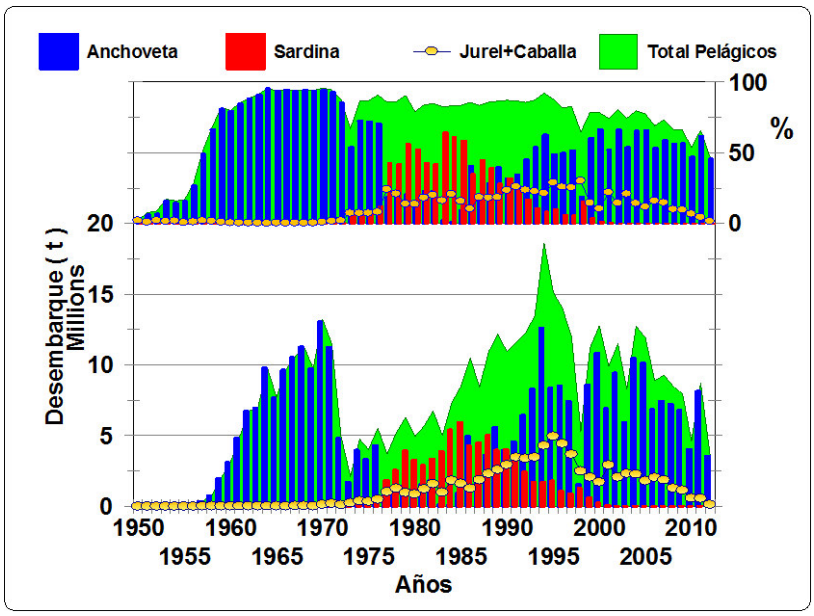


Figura 20. Desembarque de los principales recursos pesqueros en el Pacífico Sudeste

Otro aspecto que se debe resaltar es que las capturas en el Pacífico Sudeste han tenido un incremento continuo desde 1973 hasta 1994 (más de 20 años) y se han mantenido posteriormente a pesar de la declinación de los desembarques de sardina y jurel, lo que se explica obviamente con la sostenibilidad de las pesquerías de anchoveta en Perú y Chile y, la aparición de importantes cantidades de pota en el Perú y Chile con desembarques que iniciándose a finales de los 80s, han promediado en la última década (2000-2009) magnitudes

superiores a las 500 mil toneladas, habiéndose obtenido rendimientos de más de 700 mil toneladas entre el 2004 y el 2008.

En conclusión, a través de los datos de desembarques se refleja que, en términos absolutos y relativos, en el Pacífico Sudeste existen tres escenarios de producción que abarcan un primer periodo dominado por la anchoveta que corresponde a las décadas de los 50s y 60s hasta mediados de los 70s, un segundo periodo desde mediados de los 70s hasta mediados de los 90s con dominancia de la sardina e importante participación del jurel y, finalmente, un tercer periodo desde mediados de los 90s a la actualidad (2012) con dominancia de anchoveta y participación de jurel con tendencia a desaparecer en los últimos años y la aparición de pota desde 1990 manteniéndose hasta la actualidad. Es decir, los recursos están respondiendo a las condiciones ambientales; sin embargo, es necesario notar que las grandes pesquerías de anchoveta se inician en la década de los 50s y, la existencia de esta especie y las demás, se reporta desde antes del inicio de tales pesquerías.

5.2.3 Los recursos y sus pesquerías en Perú y Chile

En las **figuras 18 y 21** se aprecia la notable dominancia de la producción de las pesquerías peruana y chilena, frente al resto de países que extraen recursos pesqueros en el Pacífico Sudeste, es por eso que se centrará la atención del estudio en estos dos países, haciendo un análisis comparativo entre ambos.

En principio en los dos países, en el área que corresponde, al estar influenciados por los afloramientos costeros fríos de origen antártico, habitan las mismas especies, pues corresponden a lo que se ha dado en llamar el Gran Ecosistema de la Corriente de Humboldt (GEMCH); sin embargo, a lo largo del análisis observaremos que existen diferencias que es apropiado destacar, debido a que reforzará la propuesta de que estamos frente a un Gran Ecosistema integrado por varios subsistemas que a su vez lo integran unidades poblacionales diferenciadas que responden al espacio geográfico que ocupan en relación al tiempo (**Kesteven, 1976**). Para tal efecto se han seleccionado 12 especies para cada uno de los países las que representan el 96,6 y el 79,1 %, para Perú y Chile, respectivamente.

En el Perú, en promedio, más del 75% de los desembarques corresponden a anchoveta, seguido de sardina con el 17,9%, totalizando entre ambas más del 89,3%, quedando el restante 10,7 representados por jurel y caballa (3,9%), merluza (1,3%), pota (1,1%) y otros (3,5%). Es decir, la pesquería peruana sustenta su producción histórica principalmente en anchoveta, sardina, jurel, caballa, merluza y pota, 6 especies de las más de 200 que se registran entre peces, moluscos, crustáceos, equinodermos y algas (**Figura 22**).

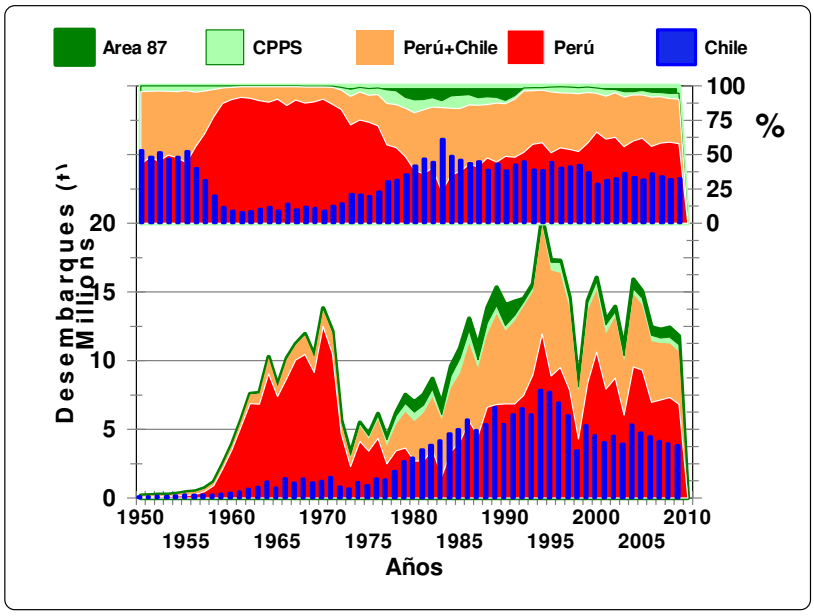


Figura 21. Desembarques totales y porcentuales en el Área Estadística FAO 87. CPPS, Perú y Chile. (Fuente: Anuarios Estadísticos del Ministerio de Pesquería y Ministerio de la Producción).

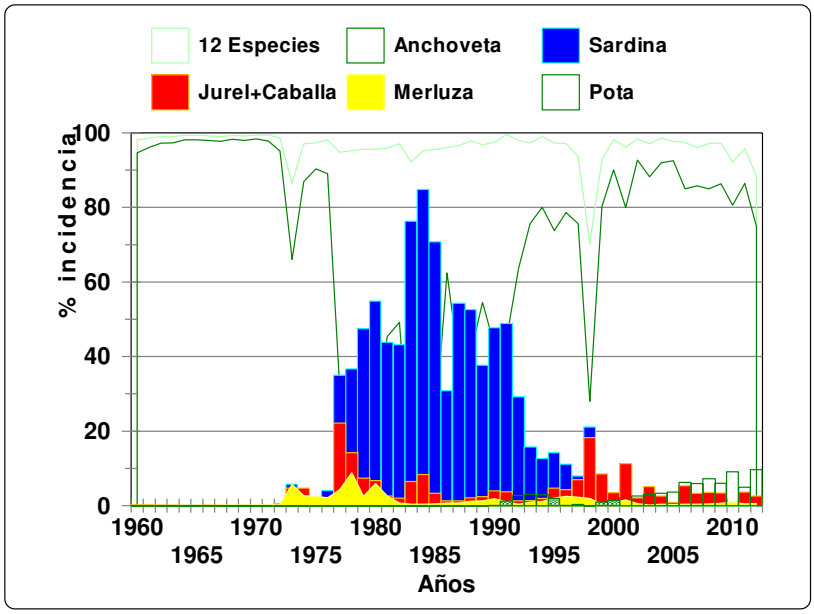


Figura 22. Frecuencia por incidencia (%) de las principales especies en la pesquería peruana (1960 – 2012). (Fuente: Anuarios Estadísticos del Ministerio de Pesquería y Ministerio de la Producción).

En Chile, los desembarques mantienen una proporcionalidad más equilibrada debido a que sólo en la década de los 60´s la dominancia de anchoveta fue absoluta. En los 70´s y 80´s la dominancia de los desembarques estuvo representada por la sardina y jurel simultáneamente y, en las dos últimas décadas la repartición del escenario es entre jurel y anchoveta, con predominio del primero (**Figura 23**).

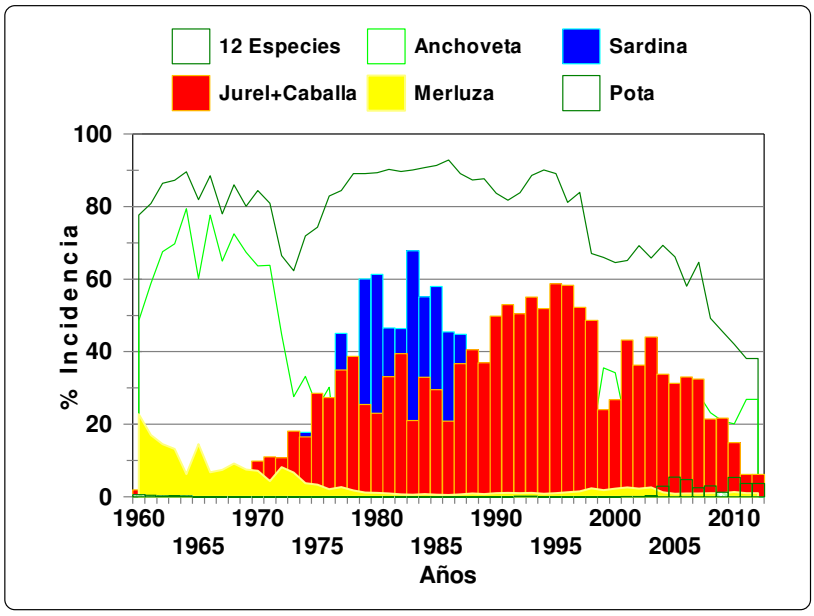


Figura 23. Frecuencia por incidencia (%) de las principales especies en la pesquería chilena (1960 – 2012). (Fuente: SERNAP).

En ese sentido, las diferencias entre las pesquerías peruana y chilena son elocuentes, lo que sugiere la naturaleza diferenciada de los ecosistemas, que si bien corresponden a un Gran Ecosistema y contienen las mismas especies; sin embargo, las unidades poblacionales de tales especies, responden a parámetros poblacionales diferenciados, tanto en abundancia como en la repartición de los mismos en sus ecosistemas. La diferencia de proporciones es evidente. En el mar peruano, la dominancia de anchoveta es absoluta, alternándose con sardina cuando se presentan condiciones ligeramente más cálidas coincidentes con PDO positivo. Por su parte en el mar de Chile, no se detecta dominancia absoluta de ninguna especie, por el contrario, existe una repartición más proporcional de las abundancias expresadas en los desembarques de las principales pesquerías. Estas características sugieren, para el Perú, una mayor inestabilidad asociada a una alta variabilidad del mar peruano, con altos rendimientos pesqueros; mientras

que en Chile, la variabilidad ambiental es menor y por ende existe una mayor estabilidad que se traduce en una mayor proporcionalidad del ecosistema, pero con menores rendimientos pesqueros (**Figura 24**).

En conclusión, existen diferencias en la estructura comunitaria de los ecosistemas peruano y chileno, que se expresan en la dominancia de las mismas. En el caso peruano, la dominancia de la anchoveta es absoluta y, en su ausencia, la sustituye la sardina. Para el caso chileno, la dominancia es compartida entre anchoveta y jurel, o entre sardina, jurel y caballa.

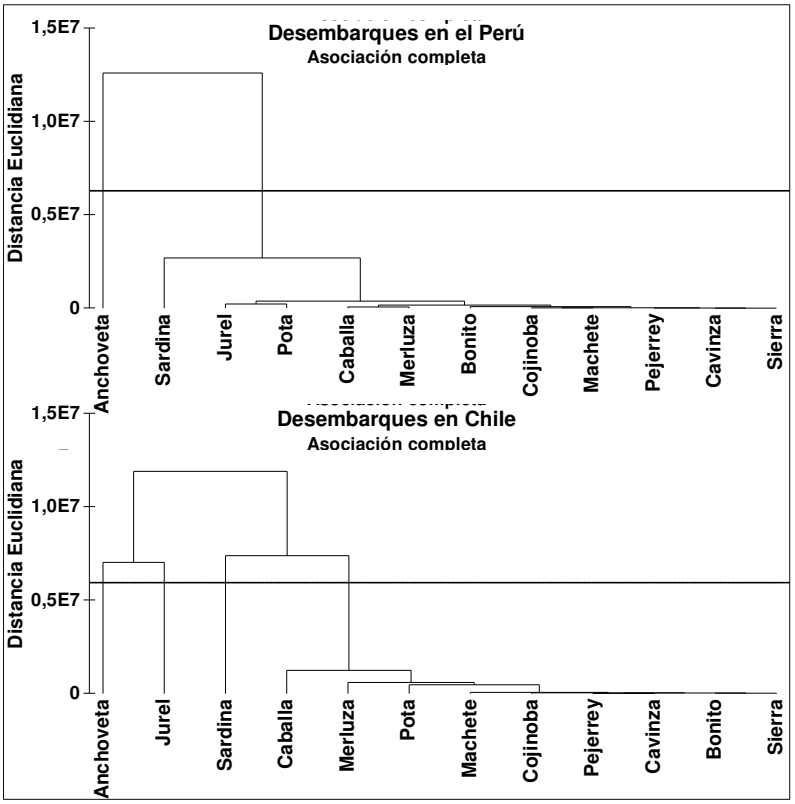


Figura 24. Dominancia expresada en distancia euclidiana en la pesquería del Perú y Chile a partir de un análisis por décadas (1960 – 2009)

5.2.4 Relación las principales especies y las restantes en Perú y Chile

En el mar peruano la principal especie, la anchoveta, se relaciona positivamente (directamente) con bonito, pota y machete, pero con valores poco significativos. También presenta relaciones directas con cabinza, pejerrey, caballa y jurel, pero de muy poca significancia. Sin embargo, existen relaciones inversas altamente significativas con sardina, sierra y cojinoba y, con menor significancia con merluza (**Tabla 8 y Figura 25**).

Tabla 8. Índices de correlación de Pearson (r) entre los desembarques de las principales especies de Perú y Chile (Anchoveta, sardina y jurel) y las 11 restantes, para cada una de las pesquerías.

Nº	Anchoveta	Perú	Chile	Sardina	Perú	Chile	Jurel	Perú	Chile
1	Bonito	0,501	-0,740	Cojinoba	0,659	0,966	Caballa	0,966	0,360
2	Pota	0,500	0,425	Merluza	0,434	-0,826	Pota	0,726	0,056
3	Machete	0,328	0,526	Sierra	0,377	-0,483	Cavinza	0,718	-0,500
4	Cavinza	0,235	-0,218	Caballa	0,267	-0,334	Merluza	0,711	-0,036
5	Pejerrey	0,150	0,672	Jurel	0,163	0,189	Pejerrey	0,621	0,384
6	Caballa	0,110	0,681	Pejerrey	-0,219	-0,258	Sardi	0,163	0,189
7	Jurel	0,085	0,784	Pota	-0,305	-0,365	Anchoveta	0,085	0,784
8	Merluza	-0,337	0,519	Cavinza	-0,310	0,597	Machete	0,013	0,179
9	Sardina	-0,802	-0,380	Bonito	-0,442	0,165	Sierra	-0,362	-0,721
10	Sierra	-0,809	-0,394	Machete	-0,535	-0,260	Cojinoba	-0,381	0,343
11	Cojinoba	-0,950	-0,218	Anchoveta	-0,802	-0,380	Bonito	-0,750	-0,710

Por el contrario en Chile, la relación de anchoveta con pejerrey, caballa y jurel es directa y significativa. La merluza en este caso, a diferencia del Perú, presenta una relación positiva pero de poca significancia (r=0,5), lo mismo sucede con la pota y el machete. El bonito presenta una relación negativa significativa, opuesta al caso peruano. Sardina, sierra y cojinoba, presentan una relación negativa, pero de menor significancia que en el Perú (**Tabla 8 y Figura 25**).

En cuanto a la sardina, en el mar peruano, se relaciona positivamente con cojinoba, merluza, sierra, caballa y jurel, siendo significante sólo con cojinoba. Con las otras especies se relaciona negativamente, siendo altamente significante con anchoveta y, menos con machete y bonito (**Tabla 8 y Figura 26**).

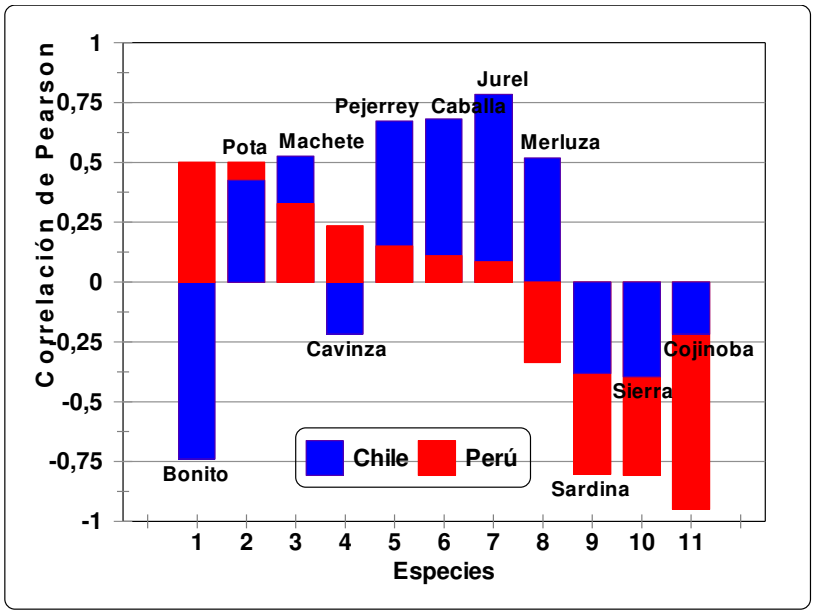


Figura 25. Relación (R Pearson) entre los desembarques anchoveta y las otras especies en Chile y Perú en arreglos decenales.

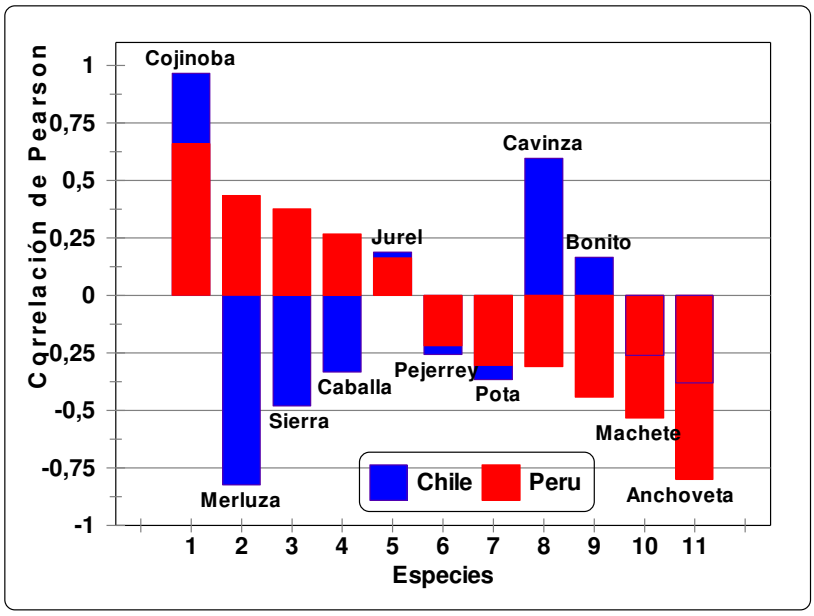


Figura 26. Relación (R Pearson) entre los desembarques de sardina y las otras especies en Chile y Perú en arreglos decenales.

En el caso de Chile, la sardina, al igual que en Perú relaciona positivamente con cojinoba, pero con mayor significancia. Lo mismo sucede con la cabinza, al contrario que en el Perú, pero con menos significancia, luego siguen el jurel y bonito con una relación positiva muy baja. Asimismo, opuestamente a lo que sucede en el Perú, se relaciona negativa y significativamente, con merluza y; con sierra y caballa, pero con menor significancia (r>0,5). Con pejerrey, pota, machete

y anchoveta, las relaciones son negativas y de poca significancia (**Tabla 8 y Figura 26**).

El caso del jurel en el Perú, es una especie que se relaciona positivamente con casi todas las especies, excepto sierra y cojinoba con quienes la correlación es inversa y poco significativa. Como es de esperar la relación con caballa es altamente significativa, mientras que con pota, merluza, pejerrey y sardina es significativa.

En Chile, la relación es positiva con caballa, pota, pejerrey, sardina, machete y cojinoba, pero con poca significancia. Sólo con la anchoveta es altamente significativa. Para el caso de merluza, cabinza, sierra y bonito, la relación es negativa y significativa para las tres últimas especies (**Tabla 8 y Figura 27**).

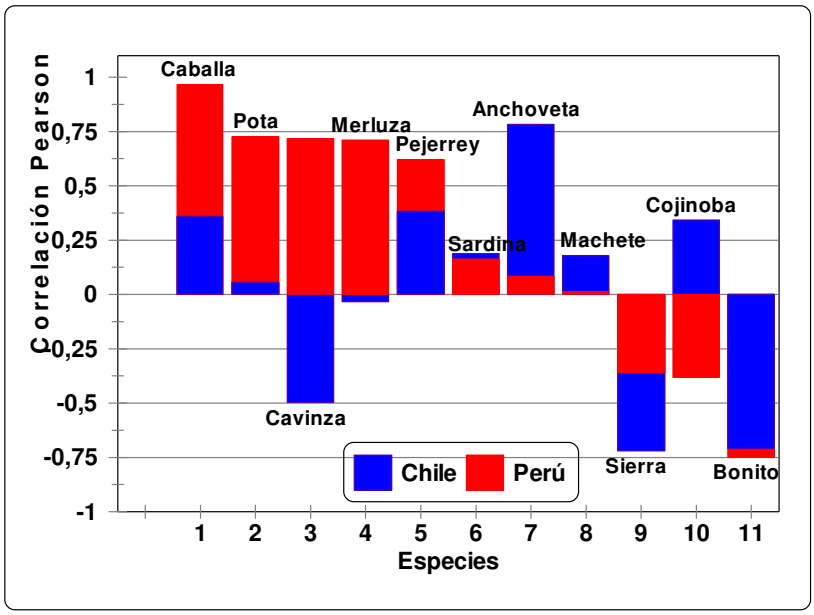


Figura 27. Relación (R Pearson) entre los desembarques de jurel y las otras especies en Perú y Chile en arreglos decenales.

Tabla 9. Relación expresada en coeficientes de determinación entre los desembarques de las principales especies de las pesquerías del Perú y Chile y los otros recursos

Coeficiente Determinacion		PERU	CHILE	REGION
Anchoveta	R^2	0,810	0,586	0,525
Sardina	R^2	0,231	0,076	0,001
Jurel	R^2	0,147	0,861	0,455

Si se analiza la relación de estas tres especies, anchoveta, sardina y jurel, representativas de la pesquería de la región, en función a los coeficientes de determinación, notaremos que las variaciones de la pesquería peruana estarían

explicadas por los cambios en la pesquería de anchoveta en más del 80 % y para la pesquería Chilena, por el jurel con más del 85 %. La sardina no constituye un recurso de relevancia debido a su pasaje episódico en las pesquerías de la región. A nivel regional, la anchoveta explica más del 50 % de la variación de las otras especies presentes en las pesquerías de la región **(Tabla 9)** y el jurel alrededor del 45%, lo cual se explica en los desembarques de anchoveta que son significativamente altos y mayores que los de jurel.

En lo que se refiere a ambas pesquería, la chilena y la peruana, un análisis de componentes principales y de similitud a partir de los promedios decenales de ambas pesquerías nos ilustra sobre las diferencias entre las mismas. En ese sentido, la pesquería peruana muestra una clara diferenciación entre la anchoveta y los otros recursos en la medida de que son coincidentes en las décadas de los 60`s y 2000`s siendo similares a los 70`s y 90`s que a su vez son similares entre sí, en tanto que los 80`s se muestran bastante disímiles. Esto se explica en el análisis de los desembarques de la pesquería peruana con dominancia de los desembarques de anchoveta en los 60`s, primer lustro de los 70´s, 90`s y 2000`s **(Figura 28)**. Asimismo, se diferencia la sardina por su destacada presencia en los desembarques en la década de los 80´s.

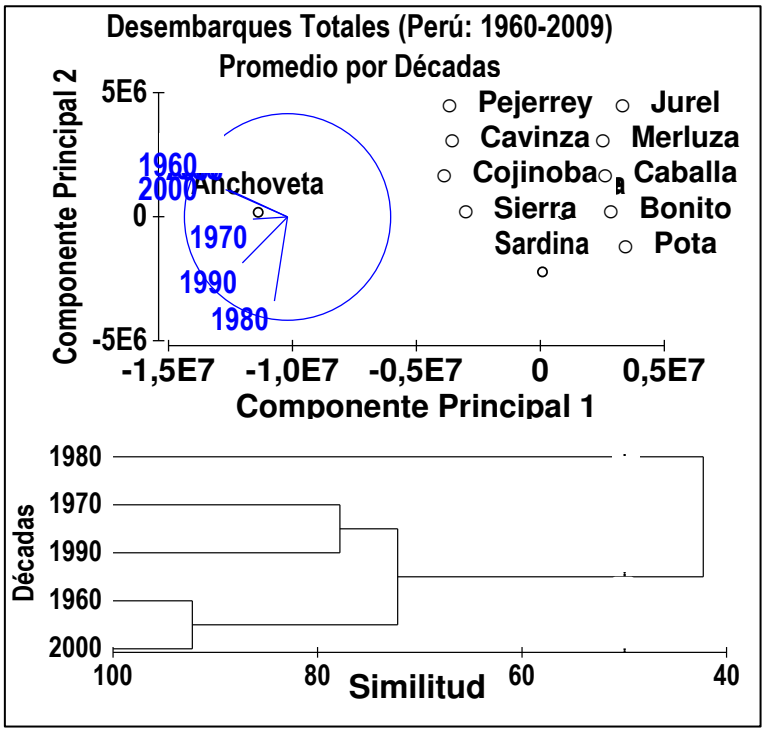


Figura 28. Análisis de componentes principales y de similitud de los desembarques decenales del Perú (1960 – 2009).

Por su parte la pesquería chilena, muestra una clara diferenciación entre anchoveta, jurel y sardina de los otros recursos evidenciando una mayor proporcionalidad en la participación de éstos recursos en los últimos 50 años. Al respecto, la similitud entre décadas difiere de la pesquería peruana en la medida que los 60´s son más parecidos a los 70´s y, los 90´s con los 2000´s, mostrándose los 80´s disímiles y más relacionados con las décadas posteriores **(Figura 29)**. Esto se explica en la **Figura 30** en donde son coincidentes las desviaciones negativas de las principales especies en los 60´s y 70´s. Por su parte las décadas finales muestran su similitud en la medida del despunte de los desembarques de anchoveta, jurel y caballa, que a diferencia de la pesquería peruana que sólo responde a los de anchoveta.

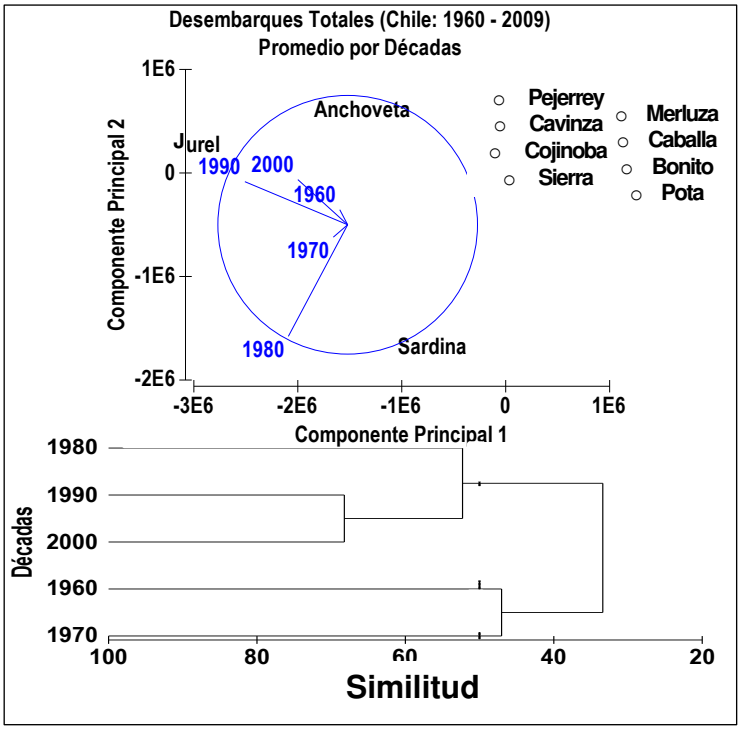


Figura 29. Análisis de componentes principales y de similitud de los desembarques decenales de Chile (1960 – 2009).

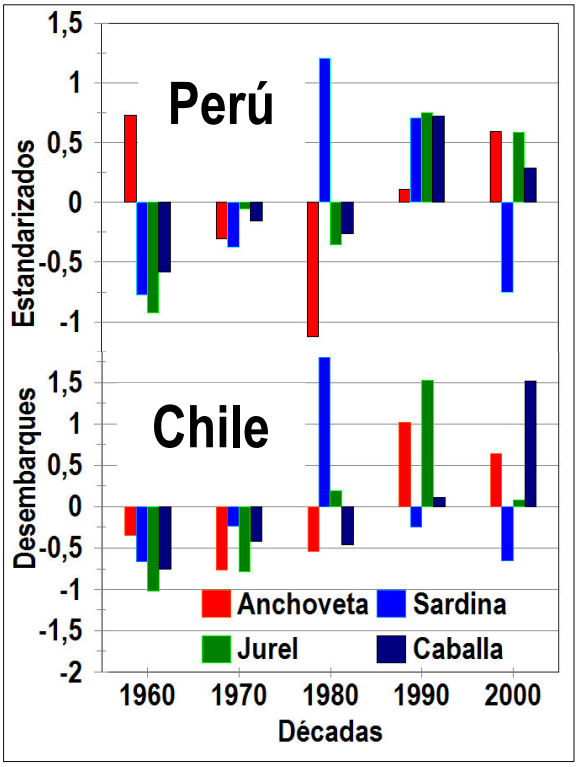


Figura 30. Desembarques por décadas de Perú y Chile estandarizados (1960 - 2009) (**Noakes y Beamish, 2009**).

Por otro lado, agrupamientos por distancia euclidiana definen la asociación con dominancia de anchoveta sobre machete y bonito para el Perú y dominancia de anchoveta sobre machete y caballa para Chile, incluyendo este agrupamiento bajo la dominancia de jurel; en tal sentido, la pesquería peruana estaría regida por la anchoveta, mientras que la chilena lo sería por jurel, destacándose en ambos casos la relación anchoveta-machete, algo que aún no se observa en éstas en los últimos años con dominancia de anchoveta, es de esperar que repunten los desembarques de machete para que se configure la similitud de la década de los 60´s con la actualidad. Hay que considerar, en este caso, la disponibilidad del recurso y la disposición de los pescadores para ir en su búsqueda debido a que actualmente prefieren pescar anchoveta por su rentabilidad; es decir, una condicionante socioeconómica estaría afectando esta apreciación **(Figura 31)**. Asimismo, destaca la asociación con dominancia de pota sobre pejerrey y cavinza para el Perú mientras que para Chile lo es con dominancia de pota sobre merluza y pejerrey, con similitud en la asociación de pejerrey y pota para ambas pesquerías coincidiendo con una oscilación fría del PDO. En este sentido, tendríamos para Chile un grupo dominado por pota y otro por jurel, relacionados entre sí y que coincidirían con una fase fría del PDO, mientras que para Perú el

grupo dominado por la anchoveta se presenta más independiente y el grupo de pota se encuentra más relacionado con jurel y caballa **(Figura 31)**. Por su parte, la sardina se relaciona con merluza en Perú, mientras que en Chile la sardina lo hace con cojinoba.

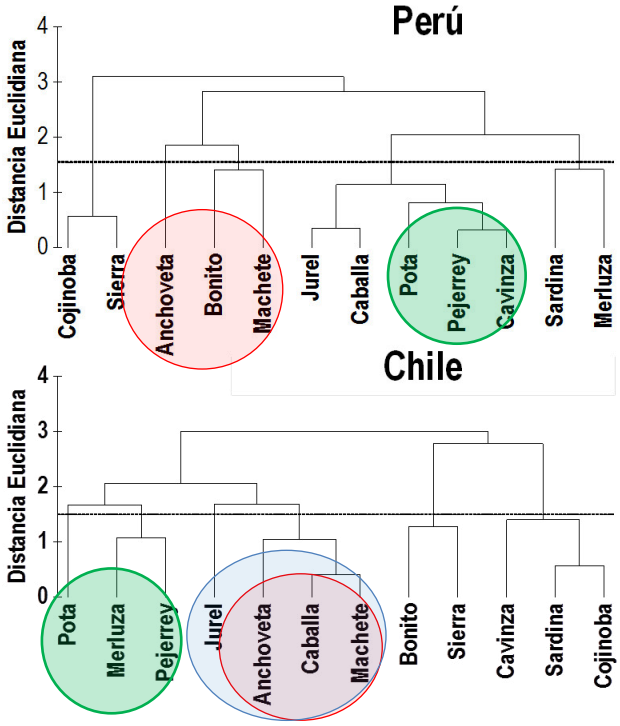


Figura 31. Dominancia expresada en distancia euclidiana de los desembarques totales de las pesquerías de Perú y Chile (1960 – 2012).

5.2.5 Relación entre especies comunes de Perú y Chile

Las correlaciones hechas entre las mismas especies de ambas pesquerías, peruana y chilena (**Tabla 9**), reflejan que tiene una relación directa más significativa la pota, seguido de sardina, cojinoba, bonito, jurel y caballa, que a nivel de coeficientes de determinación (r^2) se explica un buen nivel de interdependencia sólo con la primera, mayor al 86 %. Para el caso de sardina bordea el 70%, 67% la cojinoba, bonito 62 % y jurel 59%. Para el caso de la anchoveta su interdependencia es muy baja (21 %) lo mismo que para las otras especies como cabinza, pejerrey, sierra, machete y merluza. Asimismo, destacan las correlaciones negativas de sierra, machete y merluza, que si bien no son significativas, demuestran tendencias contrarias en ambos escenarios en los

últimos 50 años. El caso de la sierra se explica por tratarse de dos especies diferentes, y el caso de merluza porque siendo dos poblaciones de la misma especie (*Merluccius gayi*) constituyen dos unidades poblacionales diferenciadas, inclusive, a nivel de subespecies, *Merluccius gayi peruanus* y Merluccius gayi< gayi, y que en cada caso están sometidos a regímenes de circulación sub superficial diferentes.

Tabla 10. Coeficientes de correlación de Pearson (R) entre especies comunes de Perú (horizontal) y Chile (vertical)

Chile / Perú	Anchoveta	Sardina	Jurel	Caballa	Bonito	Merluza	Cojinoba	Pejerrey	Cavinza	Machete	Sierra	Pota	Otros	Total
Anchoveta	0,458	0,054	0,790	0,868	-0,283	0,314	-0,697	0,428	0,469	-0,196	-0,809	0,756	0,855	0,785
Sardina	-0,924	0,832	-0,205	-0,198	-0,396	0,048	0,888	-0,128	-0,296	-0,640	0,603	-0,416	-0,060	-0,801
Jurel	-0,166	0,645	0,766	0,875	-0,539	0,621	-0,115	0,199	0,205	-0,368	-0,322	0,382	0,960	0,277
Caballa	0,372	-0,265	0,745	0,620	-0,590	0,098	-0,583	0,945	0,947	-0,207	-0,612	0,988	0,451	0,487
Bonito	-0,046	-0,142	-0,991	-0,926	0,790	-0,671	0,342	-0,707	-0,790	0,023	0,326	-0,761	-0,816	-0,321
Merluza	0,959	-0,629	0,027	0,122	0,600	-0,352	-0,910	-0,026	0,033	0,202	-0,852	0,377	0,096	0,931
Cojinoba	-0,926	0,853	0,043	0,021	-0,619	0,211	0,817	0,080	-0,068	-0,642	0,543	-0,215	0,121	-0,746
Pejerrey	0,564	-0,038	0,088	0,241	0,322	-0,388	-0,611	0,031	-0,055	-0,477	-0,871	0,397	0,333	0,750
Cavinza	-0,516	0,065	-0,442	-0,609	-0,249	-0,462	0,608	0,266	0,097	-0,420	0,498	-0,150	-0,651	-0,725
Machete	0,354	-0,331	0,557	0,406	-0,522	-0,132	-0,514	0,966	0,919	-0,313	-0,576	0,947	0,234	0,394
Sierra	0,544	-0,627	-0,744	-0,678	0,963	-0,612	-0,263	-0,573	-0,540	0,419	-0,105	-0,423	-0,658	0,238
Pota	0,454	-0,467	0,481	0,323	-0,414	-0,210	-0,578	0,938	0,903	-0,223	-0,597	0,930	0,134	0,438
Otros	0,250	0,062	0,883	0,845	-0,641	0,312	-0,527	0,788	0,789	-0,326	-0,646	0,920	0,758	0,531
Total	-0,253	0,661	0,746	0,805	-0,681	0,480	-0,037	0,399	0,345	-0,578	-0,312	0,490	0,868	0,169

La relación directa con coeficiente de determinación más alto corresponde a la pota, una especie de amplia distribución en el Pacífico Oriental y que se hace presente en las capturas del Perú y México desde finales de los 80s e inicio de los 90s, persistiendo durante los últimos años en abundancias significativas en México, Perú y Chile. Según **Markaida Aburto (2001)** el calamar gigante, pota o jibia (Jumbo squid, jumbo flying squid, Humboldt Current squid, Perú squid o Giant squid) es endémico del Pacífico oriental y lo define como una especie subtropical, nerítico-oceánica, con incursiones en aguas tropicales **(Nesis, 1970)**. Se distribuye desde los 40°N hasta los 40°S, con una amplia distribución oceánica que alcanza los 140°W; **Hatfield & Hochberg (2006) y Roper *et al.* (1984)** citados por **Keyl *et al.* (2008)** reportan la ampliación de la distribución del calamar gigante en sus límites norte (60ºN) y sur (50ºS) respectivamente, lo que explica la similitud en la tendencia de los desembarques de pota entre Perú y

Chile; así como, con los del hemisferio norte en México. De la misma manera, especies de amplia distribución en el Pacífico Sudoriental, muestran relaciones directas con mayores índices de determinación, explicando comportamientos similares en las tendencias de los desembarques, tal es el caso de sardina, cojinoba, caballa y jurel.

Por otro lado, especies de distribución más localizada y asociadas a afloramientos locales o regionales, forman unidades asociadas al borde costero cuya dinámica de vientos, temperatura del agua y otros parámetros físicos y químicos locales, influyen en la dinámica poblacional de los recursos pesqueros. Este es el caso de la anchoveta que presenta características diferenciadas entre el norte-centro del Perú, Sur de Perú y norte de Chile y, centro de Chile. Asimismo, deberá reconocerse las particularidades diferenciales del comportamiento de este recurso en el norte y centro del Perú en función a las unidades y patrones de afloramiento existentes (**Brainard y McLain,1987; Mendo *et al.*, 1987; Smith, 2001; Morales *et al.*, 1996; Bertrand *et al.*, 2008(a); Yañez *et al.*, 2008**). Asimismo, otras especies cuyo comportamiento es más costero y más localizado por depender del borde costero, son el pejerrey, la cabinza y el machete, de allí su poca relación con las mismas especies de Chile. La sierra por ser de comportamiento más oceánico, presenta relación positiva, pero muy baja es probable que esto dependa más de lo eventual de su captura en ambas pesquerías.

En cuanto a la relación inversa de la merluza de ambas pesquerías (r = -0,352) debe anotarse que en el Perú, la merluza está asociada al ramal costero de la Contracorriente Subsuperficial de Cromwell y depende de su patrón de variabilidad (**Samamé, 1981; Espino *et al.*, 1995**) en tanto que para el caso de la de Chile, está asociada a la Contracorriente Subsuperficial Perú-Chile cuyas aguas se caracterizan por un contenido muy bajo de oxígeno y altas salinidades (**Aguayo, 1985**). Para el caso del Perú, la merluza se encuentra normalmente a concentraciones de oxígeno de 0,13 a 2,77 ml/L y, de 0,3 hasta 4,57 ml/L durante El Niño y temperaturas de 10,1 a 19,2 ºC y de 14,0 a 22,3 ºC, para años normales y del El Niño, respectivamente (**Espino, 1990**), mientras que en Chile se ubica entre 0,1 a 2,0 ml/L de concentración de oxígeno y temperaturas entre 6 y 12 ºC (**Sievers y Silva, 1975; Cañón y Morales, 1985)**; es decir, que a pesar que ambas corrientes son de origen ecuatorial sus características de temperatura, salinidad y contenido de oxígeno son diferentes lo que motiva patrones de

comportamiento diferentes tanto en su dinámica poblacional como disponibilidad a la pesquería. Según **Aguayo (1985)** la frontera sur de la contracorriente subsuperficial presenta variaciones estacionales, con una influencia creciente en la zona sur durante el verano cuando los vientos del sur y el cuadrante sur-oeste son más débiles, mejorando así el transporte advectivo hacia el sur. En tanto que la merluza peruana presenta una mayor extensión hacia el sur durante el otoño, cuando la Contra Corriente Subsuperficial de Cromwell muestra su máxima extensión hacia el sur.

5.2.6 Las pesquerías y las variables ambientales

La pesquería peruana en sus desembarques totales muestra relación significativa sólo con la varianza del IOS (vas IOS = -0,505); sin embargo, la pesquería chilena relaciona en forma significativa positivamente con el PDO, MEI y la TSM en el área El Niño 1+2 y, negativamente, con el SOI (**Tabla 11**). Al parecer la proporcionalidad entre anchoveta, sardina y jurel en Chile, permite estos resultados y, por su parte, en el Perú la dominancia casi absoluta de la anchoveta, impide que globalmente se refleje una relación directa o indirecta significativa con alguna de las variables ambientales.

Tabla 11. Índice de correlación de Pearson entre desembarques de las principales especies y las variables ambientales (1960 – 2009)

Correlación Pearson				Perú						Chile			
Especies / Variables	PDO	SOI	Var IOS	MEI	TSM	El Niño1+2	PDO	SOI	Var IOS	MEI	TSM	El Niño1+2
1	Anchoveta	-0,746	0,179	-0,691	-0,328	-0,142	-0,583	0,080	-0,645	0,051	0,624	0,570	0,372
2	Bonito	-0,607	0,227	-0,917	-0,462	-0,061	-0,500	-0,206	0,335	-0,648	-0,475	-0,268	-0,430
3	Caballa	0,191	-0,581	0,497	0,646	0,586	0,604	0,063	-0,086	0,266	0,204	-0,141	-0,072
4	Cavinza	0,004	0,151	0,432	0,014	-0,336	-0,144	0,404	0,412	0,201	-0,269	-0,653	-0,290
5	Cojinoba	0,589	0,015	0,476	0,091	-0,017	0,367	0,936	-0,389	0,666	0,549	0,216	0,636
6	Jurel	0,172	-0,401	0,602	0,516	0,368	0,480	0,546	-0,887	0,463	0,929	0,840	0,865
7	Machete	-0,832	0,594	-0,067	-0,647	-0,246	-0,347	0,088	0,028	0,166	0,093	-0,316	-0,229
8	Merluza	0,137	-0,286	0,751	0,382	0,483	0,682	-0,634	-0,047	-0,777	-0,144	0,091	-0,420
9	Pejerrey	0,180	0,077	0,400	0,096	-0,349	-0,132	0,056	-0,610	-0,586	0,461	0,467	0,062
10	Pota	0,004	-0,144	0,139	0,225	-0,073	-0,089	-0,046	0,142	0,060	-0,041	-0,411	-0,366
11	Sardina	0,865	-0,726	0,552	0,798	0,681	0,916	0,883	-0,341	0,481	0,456	0,193	0,551
12	Sierra	0,220	0,347	0,482	-0,244	-0,219	0,157	-0,733	0,474	-0,888	-0,678	-0,314	-0,698
	Otros	0,311	-0,755	0,447	0,789	0,771	0,753	0,267	-0,467	0,353	0,562	0,273	0,307
	Total	-0,475	-0,241	-0,505	0,104	0,254	-0,180	0,709	-0,850	0,531	0,941	0,688	0,806
	PDO = Oscilación Decadal del Pacífico				SOI = Indice Oscilación Sur			Var IOS = Varianza Indice Oscilación Sur (PSV)					
	MEI = Indice Multivariado ENSO				TSM Chicama ¨= Temperatura Superficial del Mar de la Estación fija de Chicama-Perú								
	El Niño 1+ 2 = Temperatura Superficial del Mar de la Región El Niño 1+2				r = Coeficiente de correlación de Pearson								

Si se analiza la tendencia de los desembarques se nota que ambas pesquerías, chilena y peruana, muestran una importante depresión en la década de los 70´s,

pero con una recuperación hacia finales de la misma década debido al inicio de las pesquerías de sardina en Ecuador, Perú y Chile; y jurel en Chile y Perú. La sardina se mantuvo hasta 1992, en tanto que el jurel hasta el primer lustro de los 2000´s para tender a declinar en años recientes; es decir, estas especies fueron favorecidas por una oscilación positiva del PDO y al revertir hacia condiciones negativas hacia finales de los 1990s y 2000s, la tendencia ha dado paso a una dominancia de anchoveta en ambos países, seguido de pota.

La pesquería peruana muestra una elevación importante en los 60´s para presentar una marcada depresión durante los 70´s y los 80´s para reiniciar una importante recuperación desde 1990 a la actualidad, siguiendo principalmente el ritmo de la pesquería de anchoveta un comportamiento inverso al PDO; es decir, se eleva en los periodos decenales fríos (50s, 60s, 90s, 00s, 10s) en tanto que en los cálidos (70s, 80s) desciende. La pesquería de sardina no ha contribuido en variar la tendencia de las desviaciones de los desembarques estandarizados, lo que refleja la dominancia e importancia de la pesquería de anchoveta en el Perú.

La pesquería chilena, presenta desembarques poco importantes en la década de los 60s y 70s, luego a partir de los 80s muestra un incremento significativo que se mantiene hasta el inicio de los 2000s manteniéndose con desviaciones positivas hasta finales de 2009. Esto asociado a que en la segunda mitad de los 70s se inicia una importante pesquería de sardina que declina hasta desaparecer en los 90s, seguida de una pesquería de jurel que se inicia en la segunda mitad de los 80s y se mantiene hasta la actualidad con una marcada tendencia declinante en los últimos años. Esto explica la importancia de la mayor diversidad de la pesquería chilena no siendo exclusivamente dependiente de una sola especie, como en el caso peruano.

Por este comportamiento opuesto de las pesquerías más importantes, a nivel de la región no se observan grandes cambios en los volúmenes totales en los últimos 30 años; sin embargo, la mayor producción se presenta hacia finales de un periodo cálido manteniéndose altos durante el periodo frío. Esta alta producción es porque coinciden el reinicio de la pesquería de anchoveta en el Perú con los máximos desembarques de jurel en Chile (**Tabla 6 y Figuras 18, 20, 21, 22 y 23**).

Por otro lado, si se analiza el comportamiento de los desembarques estandarizados y los indicadores ambientales tendremos lo siguiente (**Tabla 11, Figuras 32 y 33**):

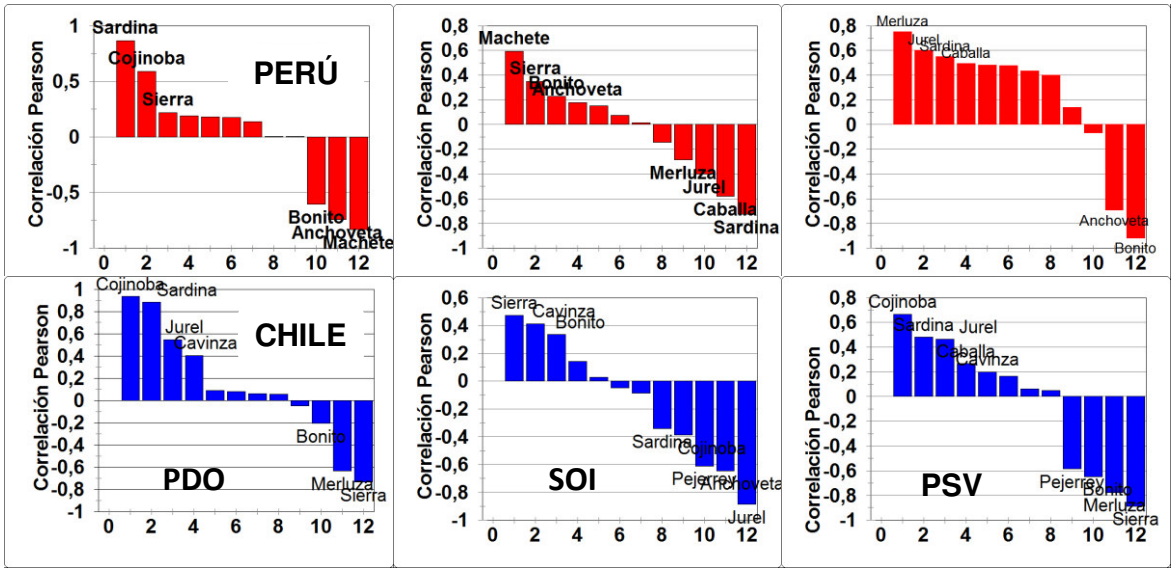


Figura 32. Relación entre los desembarques estandarizados (1960 – 2009) de Perú y Chile con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y el Índice de la Variabilidad Secular del Pacíficp(PSV).

- La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO): Para Perú, correlaciona positivamente (>0,5) con la sardina y cojinoba; negativamente lo hace de manera significativa con machete, anchoveta y bonito. En el caso de Chile, presenta índices altos (>0,5) para cojinoba, sardina, jurel y cavinza; de manera inversa, relacionan bien merluza y sierra. En este caso la coincidencia, en dirección e intensidad, para Chile y Perú es para sardina y cojinoba; es decir, ambas especies presentan mayores desembarques en condiciones positivas del PDO, lo que sugiere mayor abundancia y/o disponibilidad de tales especies en dicho escenario ambiental cuando predominan condiciones ligeramente más cálidas. Llama la atención la significativa relación inversa con merluza en Chile, lo que significaría que esta especie es menos abundante durante un PDO positivo, caso contrario a lo que sucede con la misma especie en Perú, ratificando la naturaleza diferenciada de dos poblaciones de *Merluccius gayi*, que responden a condiciones ambientales diferentes (**Figura 32)**.
- El Indice de Oscilación del Sur (SOI): Para el caso peruano correlaciona positivamente con machete e inversamente con sardina y caballa. Lo que significa que condiciones frías favorecerían los desembarques de machete, en tanto que condiciones cálidas serían apropiadas para sardina, caballa y jurel,

lo que resulta coherente con el PDO para el caso de sardina. En Chile, no se observa una relación positiva significativa con ninguna de las especies; sin embargo, es negativa (inversa) con jurel, anchoveta y pejerrey lo que evidencia que en momentos de SOI negativos los desembarques de estas especies serían mayores (**Figura 32**).

- La variabilidad secular del Pacífico (PSV – Varianza del IOS): En el Perú, presenta correlaciones positivas para merluza, jurel, sardina y caballa, mientras que para bonito y anchoveta resultan negativas, lo que indicaría que en momentos de mayor variabilidad los desembarques de merluza, jurel, caballa y sardina serían mayores sucediendo lo contrario con las otras especies. En Chile presenta correlación positiva con cojinoba y, negativa para sierra, merluza, bonito y pejerrey. Al igual que con el PDO para el caso de merluza los valores son opuestos para ambos países (**Figura 32)**.
- Índice multivariado ENSO (MEI): Para el Perú, existe correlación positiva con sardina, caballa y jurel; mientras que con machete y bonito, la correlación resulta negativa. Para Chile, presentan correlación positiva jurel, anchoveta y cojinoba, mientras que para sierra y bonito es negativa. Destaca la correlación altamente significativa con jurel (Chile), tal vez por la condición oceánica de su pesquería (**Figura 33**).
- Anomalía de la TSM en la Región El Niño 1+2: La correlaciones son positivas en el Perú para sardina, merluza y caballa, siendo negativas para anchoveta y bonito. Destaca la alta significancia de la correlación con sardina (Perú). En Chile son positivas las correlaciones con jurel, cojinoba y sardina, mientras que para sierra es negativa. En este caso resalta la alta significancia de la correlación con jurel (**Figura 33**).
- Temperatura superficial del mar (TSM) de Chicama: En el Perú presentan correlación positiva con sardina y caballa; sin embargo, los valores no son altamente significativos. Para el caso de Chile las correlaciones positivas se dan con jurel y anchoveta, siendo similar a lo que sucede con el MEI (**Figura 33)**.

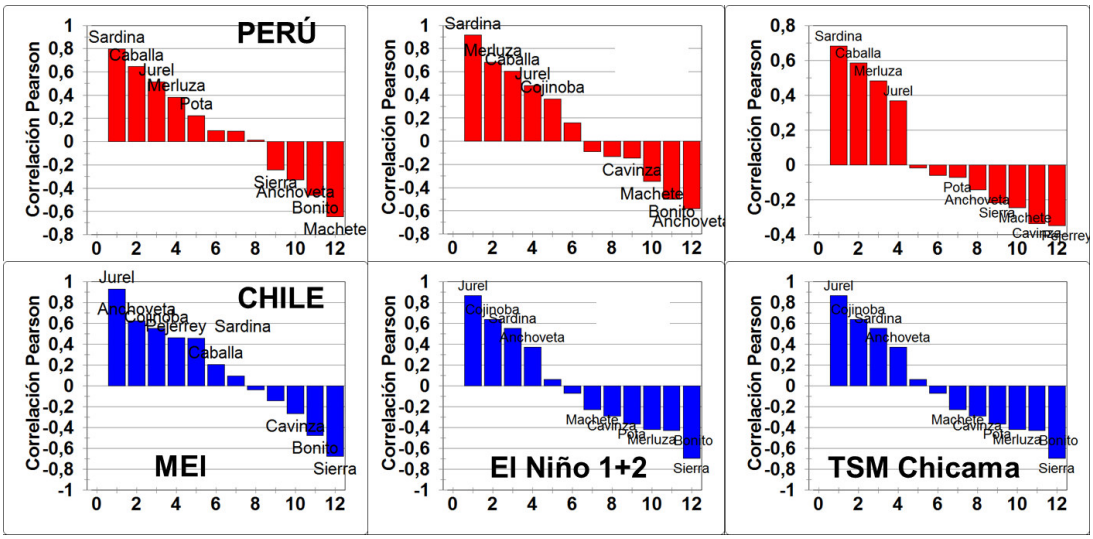


Figura 33. Relación entre los desembarques estandarizados (1960 – 2009) de Perú y Chile con el Índice Multivariado ENSO, la Temperatura Superficial del Mar en la Región El Niño 1+2 (El Niño 1+2) y la Temperatura Superficial del Mar en la Estación Fija de Chicama en el Perú (TSM Chicama).

En lo que se refiere a las variables que mejor explican los patrones de variabilidad de las pesquerías en el Pacífico Sud Este y que, en cierta medida, están referidos a los patrones de disponibilidad de recursos se concluye que el PDO sería el indicador adecuado para ambas pesquerías, peruana y chilena, en la medida que explica la oscilación decenal con la cual coinciden los patrones de disponibilidad de los principales recursos pesqueros en ambos países. Asimismo, por el carácter episódico de los eventos El Niño, su accionar subyace bajo la influencia del PDO.

5.2.7 Perspectivas de las pesquerías en Pacífico Sudeste: Tendencia en función a las señales del pasado y el presente

El PDO como patrón de variabilidad imperante en el Pacífico oriental es posible reconocerlo con señales presentes en anillos de árboles y corales y corresponden a más de 1600 años **(Mantua y Hare, 2002; Gray *et al*. 2003; MacDonald y Case, 2005).** Sin embargo, estas señales han sido más conspicuas en los últimos 200 años. Asimismo, en lo que se refiere al SOI, dado que refleja la diferencia de presiones atmosféricas entre Tahíti y Darwin, cuyas expresiones extremas negativas corresponden a El Niño y las positivas a La Niña, estamos refiriéndonos a un factor de variabilidad que afecta el Pacífico Sudoriental desde hace más de 400000 años (Pleistoceno medio), evidenciado en la existencia de TAMAs en la

Península de Mejillones (23ºS), Ilo (18ºS) y El Santa (09ºS), similares a los aparecidos en Antofagasta después de eventos El Niño recientes (**Guzmán *et al.,* 2001; De Vries *et al.,* 1997**). También existen evidencias más recientes de hace 38000 años y más (**Keefer *et al.*, 2003; de France y Umire, 2004**) y otros entre 3500 y 15000 años (**De Vries y Wells, 1990; Wells, 1990; Smith, 1992; Pierrer *et al.,* 1994; Rodbell *et al.,* 1999; Simeone y Navarro, 2002; Hebbeln *et al.,* 2002; Andrus *et al,.* 2005; Vargas *et al.,* 2006**). Sin embargo, en este largo periodo de información pelográfica se reporta (**Sandweiss, 2003**) la ausencia o poca frecuencia de El Niño entre 5800 y 9000 años antes y, **Riedinger *et al.* 2002**, indican que por lo menos 435 eventos El Niño se habrían producido desde hace 6100 años y, su frecuencia e intensidad aumentó hace 3000 años, a lo que habrá que agregar que El Niño pleistocénico está fechado en hace 125000 años (**Hughen *et al.*, 1999**).

Por otro lado, desde el punto de vista océano-atmosférico la relación entre el ENSO y PDO es evidente (**Hidalgo y Dracup 2002**) incidiendo el PDO en el momento de iniciación de El Niño, durante un PDO positivo se iniciaría en la primavera austral y, durante un PDO negativo, en el otoño austral, lo que condicionaría efectos diferenciados para cada uno de las fases del PDO, tanto en la condiciones océano-atmosféricas como en las características biológico-pesqueras (**Espino 1997a; 2003**).

Asimismo, a través de la Variabilidad Secular del Pacífico (PSV) que corresponde a la desviación estándar del Índice de Oscilación del Sur, se definen estados de alta y baja variabilidad y, cada una de esta fases, de alta y baja variabilidad, contienen manifestaciones positivas y negativas de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO); es decir, una oscilación completa del PSV contiene dos oscilaciones completas de PDO, una en la fase de alta variabilidad y una en la fase de baja variabilidad. En esa medida a través de estos factores de variabilidad es posible definir instantes de cambio de régimen que marcarán la disponibilidad de los principales recursos afectando la economía pesquera de la región (**Figura 16 y 34**).

En esa medida es posible plantear funciones armónicas simétricas para las principales especies, anchoveta, sardina y jurel-caballa en conjunto, de acuerdo a las siguientes expresiones:

$$BAnch = 18*10^6 - 7.5*10^{6*} Seno [(1.8*3.1426 * T_i - 1805 + 75)/50]$$

$$BSard = \{3*10^6 - 3*10^{6*} Seno [(1.1*3.1426 * T_i - 1920 + 50)/25]\}/0.35$$

$$B\ Jurel\ \&\ Caballa = \{3*10^6 - 2.5*10^{6*} Seno [(2.0*3.1426 * T_i - 1705 + 100)/50]\}/0.35$$

$$TOTAL = \quad BAnch + Bsard + B\ Jurel\ \&\ Caballa$$

Es así que en la serie observada de ambos factores de variabilidad se determinan momentos de cambio de régimen que corresponden a los años en los cuales coinciden un cambio entre una fase de alta a baja variabilidad y de un periodo cálido a uno frío; es decir en los últimos 100 años estos cambios se habrían manifestado a mediados de los años 1920s (1924–1926) y a mediados de la década de los 1970s (1975-1977). Ambos en momentos en los cuales la abundancia de anchoveta ha sido deficitaria. Al respecto, deberá tomarse en cuenta que el primer cambio se manifestó en ausencia de la pesquería (1924-1926), pues la gran pesquería de anchoveta se desarrolla en el Perú a partir de la década de los 1950s (**Figura 34**).

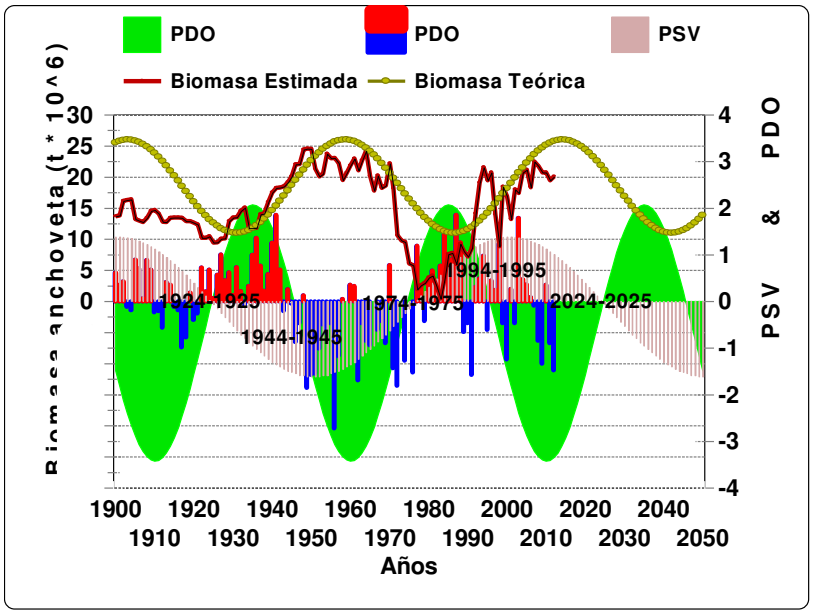


Figura 34. Patrones de variabilidad dominantes en el Pacífico Sudeste y su tendencia en relación a las biomasas de anchoveta estimadas por Espino (2003) y su tendencia. Información estimada desde 1900 a 2012 y proyectada como tendencia hasta 2050.

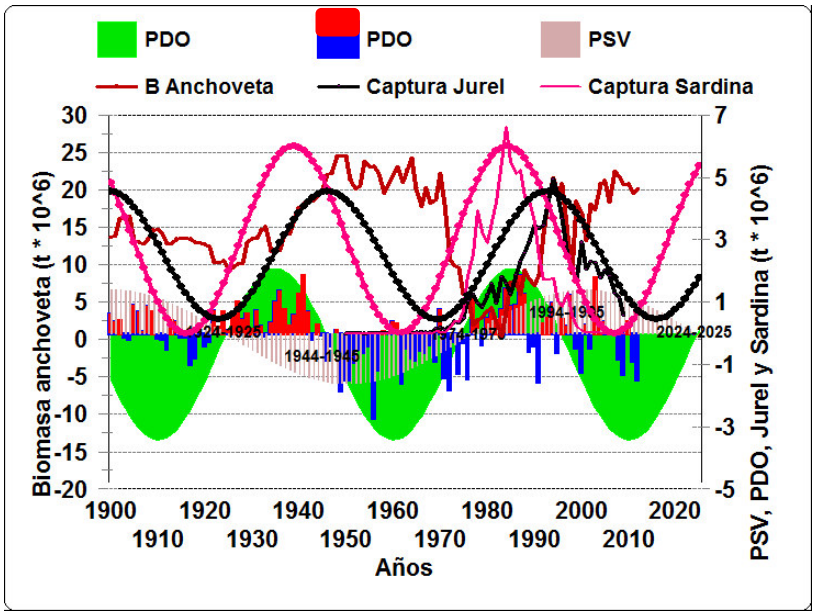


Figura 35. Variables ambientales (PDO y PSV), biomasas de anchoveta (B Anchoveta) y capturas de jurel y sardina y sus tendencias en el Pacífico Sudeste entre 1900 y 2012.

En función a estas consideraciones, estaríamos en un momento de alta abundancia de anchoveta siendo de esperar que el próximo cambio de régimen se produzca en la década de los 2020s con un ingreso a condiciones de baja variabilidad en la VSP y a una ODP positivo desfavorable para la anchoveta y favorable para la sardina, jurel y caballa. Esto a nivel de todo el Pacífico Sudeste (Ecuador, Perú y Chile).

Por otro lado, al decaer la anchoveta a inició de los años 1970s emerge la sardina alcanzando sus máximos desembarques entre 1979 y 1990. Luego se incrementan significativamente los desembarques de jurel y caballa configurando una sucesión de máximos desembarques entre 1990 y 1996. Es decir, luego del colapso de las pesquerías de anchoveta en la década de los 1970s, se tiene dos décadas de abundancia de recursos representados por 3 especies, sardina, jurel y caballa, que sucesivamente van aportando al sistema su producción a través de los desembarques (**Figura 35**).

Al respecto, hay que destacar que el vacío dejado por la anchoveta desde mediados de los 1970s hasta mediados de los 1990s, es ocupado en gran medida por especies que sucesivamente van dominando el ecosistema de afloramiento de la corriente del Perú quedando expresado de manera sintética en la **figura 36**. Estas permiten hacer una proyección de tendencia que permite inferir el mismo comportamiento en las décadas de los 1930s y 1940s y proyectar un comportamiento similar posteriormente a 2025, que deberá estar marcado por una

declinación importante de la población de anchoveta e incremento sucesivo de las poblaciones de sardina, jurel y caballa persistiendo durante las décadas de los 2030s y 2040s.

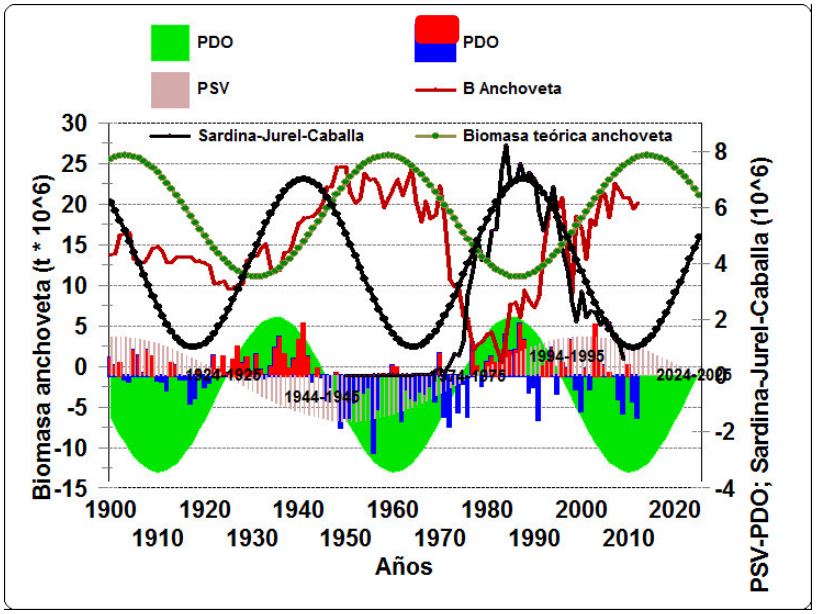


Figura 36. Variables ambientales (PDO y PSV), biomasas de anchoveta (B Anchoveta) de 1900 a 2012 y capturas de sardina, jurel y caballa integradas acompañadas de las correspondientes curvas de tendencia entre 1900 y 2012.

En suma, el gran ecosistema de la Corriente Costera Peruana que abarca gran parte del Pacífico Sud Oriental mostrará patrones de abundancia en el muy largo plazo (1900 y 2050) que fluctuará entre 25 y 60 millones de toneladas de biomasa conjunta de anchoveta, sardina, jurel y caballa. Sin embargo, la tendencia proyectada en el mismo periodo presenta momentos de mayor abundancia en los periodos 1890 – 1910, 1935 – 1955 y entre 1985 – 1995. Los dos primeros fortalecidos por la coincidente alta abundancia de anchoveta, sardina, jurel y caballa y el siguiente debido a la alta abundancia de sardina, jurel y caballa. Por último, es de esperar que se repita un periodo de alta abundancia entre 2020 – 2040, debido a que coincidirían una alta abundancia de sardina, jurel y caballa con una mediana abundancia de anchoveta (**Figura 37**).

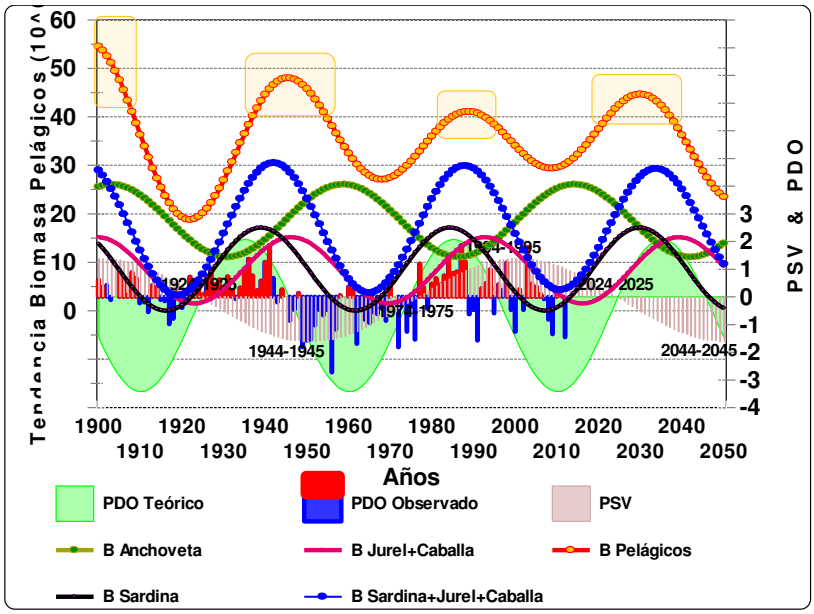


Figura 37. Tendencia de las variables ambientales (PDO y PSV), biomasas de anchoveta (B Anchoveta), de jurel y caballa (B Jurel+Caballa), de sardina (B Sardina), de sardina jurel y caballa (B Sardina+Jurel+Caballa) y de total de recursos pelágicos (B Pelágicos) entre 1900 y 2050.

Finalmente, una proyección de muy largo plazo (1500 a 2050) tanto del PDO, PSV y biomasa de los principales recursos pelágícos en el Pacífico Sud Oriental permite inferir que la biomasa total de estos recursos fluctuaría entre 15 y 65 millones de toneladas; es decir, la variación de las existencias de recursos pelágicos en esta región presentaría en el muy largo plazo una variación superior al orden de 4 unidades. Los valores extremos bajos y altos corresponderían a los periodos comprendidos de 1525 a 1675 y de 1775 a 1925, en tanto que de 1675 a 1775 y de 1950 a 2050 corresponderían a valores menos extremos que estarían entre 25 y 45 millones de toneladas (**Figura 38**). Coincidentemente, las variaciones extremas en las biomasas de recursos pelágicos habrían correspondido con la pequeña época de hielo que se manifestara entre 1550 y 1850 en el hemisferio norte y que también habría tenido algunas repercusiones en el hemisferio sur, con tres manifestaciones extremas alrededor de 1650 (1645-1715 mínimo de Maunder), 1770 y 1850 (**Bradley y Jones, 1993; Mann *et al.*, 1998, 1999; Maenza y Compagnucci, 2010**); asimismo, tales extremos se vieron interrumpidos con cortos periodos cálidos. Al respecto, una comparación con registros aproximados (“proxys”) del ENSO sugiere, para el periodo entre 1706 y 1977, ocurrieron grandes oscilaciones decadales en el clima del Pacífico en 1750, 1905 y 1947 (**Biondi *et al.*, 2001**), con una intermitencia de casi 50 años.

Aquellos periodos cuando las variaciones son extremas, coinciden etapas de alta o baja abundancia de todos los recursos pelágicos en conjunto, mientras que en los momentos de variaciones menos extremas se alternarían momentos de alta abundancia de anchoveta con momentos de baja abundancia de los otros pelágicos y viceversa, como viene ocurriendo en los últimos 60 años (**Figura 38**).

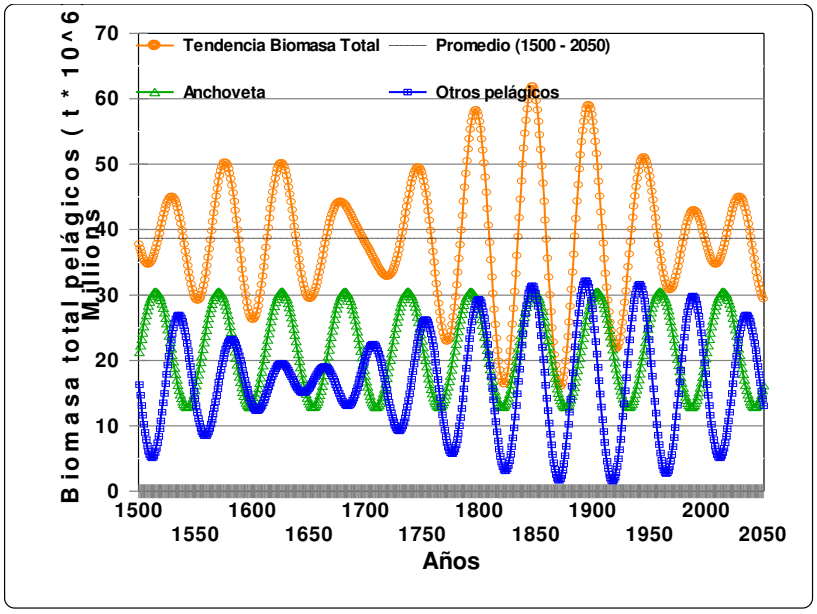


Figura 38. Curva de tendencia teórica de las biomasas del total de recursos pelágicos además de anchoveta y otros pelágicos (sardina, jurel y caballa) debidamente discriminados

6. Conclusiones

6.1 Aspectos Geológicos

- Desde finales del terciario, hace 10 a 20 millones de años, el Gran Ecosistema Marino de la Corriente del Perú (GEMCP) o Gran Ecosistema Marino de la Corriente de Humboldt (GEMCH) existe con un patrón de circulación oceánica dominado por la intensidad y dirección de los vientos alisios gobernados por la dinámica del Anticiclón del Sur y con una fauna y flora marina que persisten hasta la actualidad.
- La variabilidad es la característica fundamental del Gran Ecosistema de la Corriente de Humboldt, siendo uno de sus principales componentes El Niño, del cual se tiene señales desde hace más de 125000 años.

6.2 Aspectos océano-atmosféricos

- En el Pacífico Sudoriental, existe una marcada estacionalidad que constituye el extremo escalar inferior de los diferentes factores de variabilidad que está afectada por la interanualidad y, ésta su vez, por la periodicidad, la cual está influenciada por la secularidad, en un proceso continuo.
- Registros de El Niño desde 1525, revelan que manifestaciones extremas (muy fuerte – VS) no han sido más de tres (3) en cada siglo, habiendo algunos como el siglo XVII en el que no se produjo ninguna de tal magnitud, lo cual coincidió con la pequeña edad glacial del medioevo.
- Se destaca el hecho de que las expresiones máximas (VS) se producen en los primeros y últimos “quarters” de cada siglo, tal es el caso de 1578, 1728, 1791, 1828, 1877-1878, 1891, 1925-1926, 1982-1983 y 1997-1998.
- Agrupamientos de TSMs promedio por “quarters”, diferencian claramente los periodos 1925-1949 y 1975-1999 con 1950-1974 y 2000-2012, confirmando como los periodos cálidos a los primeros y, a los segundos, como fríos.

- La PDO (1900-2012) define existen periodos cálidos, fríos y templados en al Pacífico Oriental que se comportan como una oscilación armónica asimétrica, con desviaciones positivas de alrededor de 20 años y negativas de alrededor de 30 años.
- Los periodos cálidos corresponden a los años 1925-1944 y 1975-1994, el periodo frío a 1945-1974 y los periodos templados a 1895-1924 y 1995-2012.
- Con la varianza del SOI se identifican momentos de alta (1876-1925 y 1976-2012) y baja variabilidad (1926-1975) que afectan la periodicidad haciendo que sus manifestaciones, cálidas y frías sean mayores en los últimos y primeros "quarters" de cada siglo y menores en los "quarters" intermedios.
- El SOI ha fluctuado en los últimos 136 años entre 20,008 y 20,792, con un promedio en 0,185 y con mayores varianzas en los periodos 1876-1925 y 1976-2012. La distribución presenta una asimetría negativa, pero poco significativa, por lo refleja que el Pacífico Sur está en equilibrio.
- La relación entre el ENSO y PDO es evidente, haciendo que durante un PDO positivo, El Niño, se inicie en la primavera austral y, durante una PDO negativo, en el otoño austral, lo que produciría efectos diferenciados en las condiciones océano-atmosféricas como en las biológico-pesqueras.
- En la actualidad (2014) estamos en la mitad de una fase negativa de la PDO y en un momento de Alta Variabilidad, siendo de esperar que antes del 2025, se manifiesten de El Niño y La Niña extremos; el primero asociado a un periodo cálido y, la segunda, a un periodo frío como lo sucedido a comienzos del siglo pasado en 1905 y 1917, respectivamente.

6.3 Aspectos Biológico-Pesqueros

- En el Pacífico Sudeste pescan flotas de más de 43 países de los cuales los países ribereños (Colombia, Ecuador, Perú y Chile) representan, en promedio (1950-2009) el 96,568% de las capturas, siendo el restante 3,432% reportado por los países de distancia, que en su mayoría, pescan fuera de las áreas de jurisdicción especies como jurel, pota y atunes con su

fauna acompañante. De ese 96,568%, el 92,88% corresponde a Perú y Chile, quedando sólo el 3,70% como aporte de Ecuador y Colombia.

- En los últimos 20 años las capturas en el Pacífico Sudeste han superado, en promedio, el 16 % de los desembarques mundiales. Destacan el Perú y Chile con rendimiento medios de 5,587 y 2,921 t/año, respectivamente; seguidos por Ecuador y Colombia con rendimientos más modestos de 0,307 y 0,032 t/año, respectivamente.
- La especie más abundante lo constituye la anchoveta peruana (*Engraulis ringens*) con un promedió (1950-2009) de 5.125 millones de toneladas/año, representando el 56,32 % de los desembarques en el Pacífico Sudeste. Le sigue el jurel (*Trachurus murphyi*) con 1.348 millones de toneladas con el 14,82 %. Luego está la sardina (*Sardinops sagax sagax*), con 1.245 millones de toneladas que representa el 13,68 % de lo capturado los últimos 60 años.
- En el Pacífico Sudeste existen tres escenarios de producción. Un primer periodo dominado por la anchoveta que corresponde a las décadas de los 50s y 60s hasta mediados de los 70´s, un segundo periodo desde mediados de los 70´s hasta mediados de los 90´s con dominancia de la sardina e importante participación del jurel y, un tercer periodo, desde mediados de los 90s a la actualidad (2014) con dominancia de anchoveta y participación de jurel con tendencia a desaparecer en los últimos años y la aparición de pota desde 1990 manteniéndose hasta la actualidad.
- En el Perú, más del 75% de los desembarques corresponden a anchoveta, seguido de sardina con el 17,9%, totalizando entre ambas más del 89,3%, quedando el restante 10,7% representado por jurel y caballa (3,9%), merluza (1,3%), pota (1,1%) y otros (3,5%). Es decir, la pesquería peruana históricamente sustenta su producción principalmente en anchoveta, sardina, jurel, caballa, merluza y pota, 6 especies de las más de 200 que se registran entre peces, moluscos, crustáceos, equinodermos y algas.
- En Chile, los desembarques mantienen una proporcionalidad más equilibrada debido a que sólo en la década de los 60´s la dominancia de anchoveta fue absoluta. En los 70´s y 80´s la dominancia de los desembarques estuvo representada por la sardina y jurel simultáneamente

y, en las dos últimas décadas la repartición del escenario es entre jurel y anchoveta, con predominio del primero.

- Las diferencias entre las pesquerías peruana y chilena son evidentes, lo que sugiere la naturaleza diferenciada de los ecosistemas, que si bien corresponden a un gran ecosistema y contienen las mismas especies; sin embargo, sus unidades poblacionales, responden a parámetros poblacionales diferenciados, tanto en abundancia como en patrones de distribución.
- Las variaciones de la pesquería peruana están explicadas por los cambios en la pesquería de anchoveta en más del 80 % y para la pesquería Chilena, por el jurel con más del 85 %. La sardina no constituye un recurso determinante debido a su pasaje episódico en las pesquerías de la región.
- A nivel regional, la anchoveta explica más del 50 % de la variación de las otras especies presentes en las pesquerías de la región y el jurel alrededor del 45%, lo cual se explica en los desembarques de anchoveta que son significativamente altos y mayores que los de jurel.
- Entre especies comunes en Perú y Chile, tienen una relación directa más significativa la pota, seguida de sardina, cojinoba, bonito, jurel y caballa, con coeficientes de determinación (r^2) de 86, 70, 67, 62 y 59%, respectivamente. Para el caso de la anchoveta su interdependencia es muy baja (21 %) lo mismo que para las otras especies como cabinza, pejerrey, sierra y machete. Para el caso de merluza es baja e inversa.
- La pesquería peruana siguiendo principalmente el ritmo de la pesquería de anchoveta representa un comportamiento inverso a la PDO.
- La pesquería de sardina no ha contribuido en variar la tendencia de las desviaciones de los desembarques estandarizados, lo que ratifica la dominancia e importancia de la pesquería de anchoveta en el Perú.
- La mayor diversidad de la pesquería chilena, al no ser sólo dependiente de la anchoveta, la diferencia de la pesquería peruana, siendo más frágil a cambios decadales que contribuyen a alejar a la sardina y el jurel del Pacífico Sudoriental, como sucede actualmente (2014).
- La variable que mejor explica los patrones de variabilidad de las pesquerías en el Pacífico Sud Este lo constituye la PDO siendo el indicador

adecuado para ambas pesquerías, porque explica los patrones de disponibilidad de los principales recursos pesqueros en ambos países.

- Por el carácter episódico de los eventos El Niño, su accionar subyace a la inducción del PDO.
- En los últimos 30 años no se observan grandes cambios en los volúmenes totales de producción en el Pacífico Sudeste; sin embargo, mayores desembarques se presentan hacia finales de un periodo cálido debido a que coinciden el reinicio de la pesquería de anchoveta en el Perú con los máximos desembarques de jurel en Chile.

6.4 **Retrospectiva y Perspectiva**

- En los últimos 100 años, los cambios de régimen se han producido cuando coinciden con el cambio de condiciones de alta variabilidad a baja variabilidad (PSV) y, de un PDO (+) a un PDO (-), y viceversa. Esto ha sucedido a mediados de los años 1920s (1924–1926) y a mediados de los 1970s (1975-1977). En ambos caso la abundancia de anchoveta ha sido deficitaria.
- Ahora (2014) nos encontramos en un momento de alta abundancia de anchoveta y se espera que el próximo cambio de régimen se produzca en la década de los 2020s coincidente con un ingreso a condiciones de baja variabilidad en el PSV y a un PDO (+) desfavorable para la anchoveta y favorable para la sardina, jurel y caballa. Esto a nivel de todo el Pacífico Sudoriental (Ecuador, Perú y Chile).
- El Gran Ecosistema de la Corriente Costera Peruana en el muy largo plazo (1900 y 2050) habría fluctuado entre 25 y 60 millones de toneladas de biomasa conjunta de anchoveta, sardina, jurel y caballa, con momentos de mayor abundancia en los periodos 1890 – 1910, 1935 – 1955 y entre 1985 – 1995. Los dos primeros fortalecidos por la coincidente alta abundancia de anchoveta, sardina, jurel y caballa y, el siguiente, debido a la alta abundancia de sardina, jurel y caballa.
- Es de esperar, se repita un periodo de alta abundancia de recursos pesqueros entre el 2020 – 2040, debido a que coincidirían una alta

abundancia de sardina, jurel y caballa con una mediana abundancia de anchoveta.

- Una visión retrospectiva entre 1500 y 2050, presentaría una variación superior al orden de 4 unidades (15 a 65 millones de toneladas). Los valores extremos bajos y altos corresponderían a los periodos comprendidos de 1525 a 1675 y de 1775 a 1925, en tanto que de 1675 a 1775 y de 1950 a 2050 corresponderían a valores menos extremos que estarían entre 25 y 45 millones de toneladas.
- Las variaciones extremas en las biomasas de recursos pelágicos habrían coincidido con la pequeña época de hielo que se manifestó entre 1550 y 1850 en el hemisferio norte y que también habría tenido algunas repercusiones en el hemisferio sur, con tres manifestaciones extremas alrededor de 1650, 1770 y 1850 (1645-1715 mínimo de Maunder).

7. Referencias Bibliográficas

Aguayo, M. 1995. Biology and fisheries of Chilean hakes (*M. gayi and M. australis*). P. 1-32. In J. Alheit and T. Pitcher (eds). HAKE, fisheries, ecology and markets. *Chapman & Hall, Fish and fisheries Series,* 15, First edition 1995. London. ISBN 0 412 57350 4.

Alheit, J. & M. Ñiquen. 2004. Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem. *Progress In Oceanography,* 60(2-4), 201-222. Regime shifts in the ocean. Reconciling observations and theory

Alexander, M.A. 1992. Midlatitude Atmosphere Ocean Interaction during El NiÑo.1. The North Pacific-Ocean, *J. Climate*, *5*(9), 944-958.

Alexander, M.A., I. Bladé, M. Newman, J.R. Lanzante, Ngar-Cheung Lau, J.D. Scott, 2002. The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air–Sea Interaction over the Global Oceans. *J. Climate*, 15, 2205–2231.

Anderson, B.T. 2004. Investigation of a large-scale mode of ocean–atmosphere variability and its relation to tropical Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 17, 4089–4098.

Anderson, B.T. 2007. Intra-seasonal atmospheric variability in the extra-tropics and its relation to the onset of tropical Pacific sea-surface temperature anomalies, *J. Climate*, 20, 1593-1599

Andrus, C.F.T., G.W.L. Hodgins, D.H. Sandweiss, & D.E. Crowe. 2005. Molluscan radiocarbon as a proxy for El Niño–related upwelling variation in Peru, *in* Mora, G., and Surge, D., Eds., *Isotopic and elemental tracers of Cenozoic climate change: Geological Society of America Special Paper 395*, 13-20, doi:10.1130/2005.2395 (02).

Annamalai, H., J. Potemra, R. Murtugudde, J.P. McCreary. 2005. Effect of Preconditioning on the Extreme Climate Events in the Tropical Indian Ocean. *Journal of climate* 18, 3450-3469.

Arntz, W.E. y J. Valdivia. 1985. Visión Integral del Problema "El Niño": Introducción. En: W. Arntz, A. Landa y J. Tarazona (eds.) "El Niño"-Su Impacto en la Fauna Marina. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao*, Volumen Extraordinario 5-10.

Arntz, W.E., L.A. Flores, M. Maldonado y G. Carbajal. 1985. Cambios en los Factores Ambientales, Macrobentos y Bacterias Filamentosas en la Zona de Mínimo de Oxígeno frente al Perú durante "El Niño" 1982-1983. En: W. Arntz, A.

Landa y J. Tarazona (eds.) "El Niño"-Su Impacto en la Fauna Marina. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao*, Volumen Extraordinario 65-77.

Arntz, W.E. y E. Valdivia.1985. Incidencia del Fenómeno "El Niño" Sobre los Mariscos en el Litoral Peruano. En: W. Arntz, A. Landa y J. Tarazona (eds.) "El Niño"-Su Impacto en la Fauna Marina. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao*, Volumen Extraordinario 91-101.

Arntz, W.E., T. Brey, J. Tarazona & A. Robles. 1987. Changes in the structure of a shallow sandy-beach community in Perú during an El Niño event. In Payne, A.I.L., Gulland, J. A. and H. Brink (eds) The Benguela and Comparable Ecosystems. *S. Afr. J. mar. Sci*. 5, 645-658.

Arntz, W.E., E. Valdivia & J. Zeballos.1988. Impact of El Niño 1982-83 on the commercially exploited invertebrate (mariscos) of the Peruvian shore. *Meeresforsh* 32, 3-22.

Arntz, W.E. y J. Tarazona. 1990. Effects of El Niño 1982-83 on benthos, fish a fisheries off the South American Pacific coast. En: P.W. Glynn (ed). Global Ecological Consequences of the 1982-83 El Niño-Southern Oscillation. *Elsevier Oceanography series* 52.

Ayón P., S. Purca, R. Guevara-Carrasco. 2004. Zooplankton volume trends off Peru between 1964 and 2001. *ICES Journal of Marine Science* 61, 478-484.

Ayón P., G. Swartzman, A. Bertrand, M. Gutiérrez, S. Bertrand. 2008. Zooplankton and forage fish species off Peru: Large-scale bottom-up forcing and local-scale depletion. *Progress Oceanography* 79, 208–214.

Ballón M., C. Wosnitza-Mendo, R. Guevara-Carrasco, A. Bertrand. 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.

Barange M., J. Coetzee, A. Takasuka, K. Hill, M. Gutierrez, Y. Oozeki, C. van der Lingen, V. Agostini. 2009. Habitat expansion and contraction in anchovy and sardine populations. *Progress in Oceanography* 83 (1-4), 251-260.

Beamish R.J., J.T. Schnute, A.J. Cass, C.M. Neville & R.M. Sweeting. 2004. The Influence of Climate on the Stock and Recruitment of Pink and Sockeye Salmon from the Fraser River, British Columbia, Canada. *Transactions of the American Fisheries Society* 133: 1396-1412. doi: 10.1577/T03-221.1

Bertrand A., F. Gerlotto, S. Bertrand, M. Gutiérrez, L. Alza, A. Chipollini, E. Díaz, P. Espinoza, J. Ledesma, R. Quesquén, S. Peraltilla, F. Chavez. 2008(a). Schooling behaviour and environmental forcing in relation to anchoveta distribution: An analysis across multiple spatial scales. *Progress in Oceanography* 79, 264–277.

Bertrand S., B. Dewitte, J. Tam, E. Díaz, A. Bertrand. 2008(b). Impacts of Kelvin wave forcing in the Peru Humboldt Current system: Scenarios of spatial reorganizations from physics to fishers. Progress in Oceanography, 79: 278–289.

Biondi, F., A. Gershunov & D.R. Cayan. 2001. North Pacific Decadal Climate Variability since 1661. *J. Climate* 14:0 5–10.

Bond, N.A., J.E. Overland, M. Spillane & P. Stabeno. 2003. Recent shifts in the state of the North Pacific, *Geophys. Res. Lett.* 30(23) 2183.

Bradley, R.S. and P.D. Jones. 1993. 'Little Ice Age' Summer Temperature Variations: their Nature and Relevance to Recent Global Warming Trends, *Holocene* 3, 367–376.

Brainard, R.E. & D.R. McLain. 1987. Seasonal and interannual subsurface temperature variability off Peru 1952 to 1984, p 14-45. In Pauly and I. Tsukuyama (eds.) The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change. *ICLARM Studies and Reviews* 15, 351 p. Instituto del Mar del Peru (IMARPE), Callao, Peru; Deutsche Gesellschaft fur Rechnische Zusammenarbeit (GTZ), Gmbh, Eschborn, federal Republic of Germany, and International Center for Living Aquatic Resources Management (ICLARM), Manila, Philippines.

Cañon, J. y E. Morales. 1985. Geografía del Mar Chileno, Vol. IX, Geografia de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile, 224 pp.

Ceballos L., E. Di Lorenzo, N. Schneider, B. Taguchi. 2009. North Pacific Gyre Oscillation synchronizes climate fluctuations in the eastern and western North Pacific. *Journal of Climate*, DOI: 10.1175/2009JCLI2848.1

Chavez, F.P., J. Ryan, S.E. Lluch-Cota & M. Ñiquen. 2003. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean. Review: Climate. *Science* 299, 217-221.

Chang,P., L. Zhang, R. Saravanan, D.J. Vimont, J.C.H. Chiang, L. Ji, H. Seidel & M.K. Tippett. 2007. Pacific meridional mode and El Niño–Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 34, L16608, doi:10.1029/2007GL030302.

Chhak, K. y E. Di Lorenzo. 2007. Decadal variations in the California Current upwelling cells. *Geophys. Res. Lett.* 34, L14604, doi:10.1029/2007GL030203.

Chhak, K., E. Di Lorenzo, N. Schneider & P. Cummins. 2009. Forcing of low-frequency ocean variability in the Northeast Pacific. *J. Climate* 22(5), 1255-1276.

Chiang, J.C.H. & D.J. Vimont. 2004. Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean interaction". *J. Climate* 17(21), 4143-4158.

Ciannelli, L., K.M. Bailey, K.S. Chan, A. Belgrano & N.Chr. Stenseth. 2005. Climate change causing phase transitions of walleye pollock (Theragra chalcogramma) recruitment dynamics. *Proc. R. Soc. B.* 272, 1735-1743 doi:10.1098/rspb.2005.3136

Clark, W.G. & S.R. Hare. 2002. Effects of Climate and Stock Size on Recruitment and Growth of Pacific Halibut. *N. Am. J. Fish. Mgmt*. 22, 852-862.

Csirke, J. 1980. Recruitment in the peruvian anchovy and its dependence on the adults population. *Rapp. P.-V. Réun. CIEM* 177, 307-313.

Csirke,J. 1989. Changes in the catchability coefficient. In J.A. Gulland (ed.), Fish population dynamics. *2nd ed. John Wiley & Sons, New York*, 271-302.

Csirke, J. y A. Gumy. 1996. Análisis bioeconómico de la pesquería pelágica peruana dedicada a la producción de harina y aceite de pescado. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao* 15 (2), 27-68.

Cobb, K.M., C.D Charles, R.L. Edwards, H. Cheng, M. Kastner. 2003. El Niño-Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium, *Nature* 424, 271–276.

Cole, J. 2001. A slow dance for El Niño. *Science* 291, 1496-1497.

Comunidad Andina. 2007. ¿El fin de las cumbres nevadas? Glaciares y cambio climático en la comunidad andina. Secretaria General de la Comunidad Andina, el Instituto de Investigación para el Desarrollo, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y el Caribe y la Agencia Española de Cooperación Internacional, 104 pp.

deFrance S.D. y A. Umire Álvarez 2004. Quebrada Tacahuay: un sitio marítimo del Pleistoceno Tardío en la costa sur del Perú. *Chungara, Revista de Antropología Chilena* 36 (2), 257-278.

Dettinger, M.D., D.S. Battisti, R.D. Garreaud, G.J. McCabe, C.M Bitz. 2001. Interhemispheric effects of interannual and decadal ENSO-like climate variations

on the Americas, in V. Markgraf (ed.), *Interhemispheric climate linkages: Present and Past Climates in the Americas their Societal Effects*: *Academic Press*, 1-16.

DeVries T. & L.E. Wells. 1990. Thermally-anomalous Holocene molluscan assemblages from coastal Peru: evidence for paleographic, not climatic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 81, (1-2) 11-32 doi:10.1016/0031-0182(90)90037- 8.

DeVries T.J., L. Ortlieb, A. Diaz, L. Wells, Cl. Hillaire-Marcel. 1997. Determining the Early History of El Niño. *Science* 276, 965. doi: 10. 1126/sciencie. 276.5314.965.

Diaz, A.D. 1998. Seguimiento de la distribución espacio-temporal de anchoveta Engraulis ringens (Pisces, engraulidae) mediante imágenes satelitales durante el periodo Enero 1997 - Julio 1998, Tesis para optar el título profesional de biólogo con mención en hidrobiología y pesquería. Facultad de Ciencias Biológicas. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

Díaz-Naveas, J. y J. Frutos (eds). 2010. Geología Marina de Chile. Comité Oceanográfico Nacional de Chile - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso - Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. 115 pp.

Di Lorenzo, E., N. Schneider, K.M. Cobb, P.J.S. Franks, K. Chhak, A.J. Miller, J.C. McWilliams, S.J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T.M. Powell, P. Rivière. 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett.* 35, L08607, doi: 10.1029/2007GL032838.

Di Lorenzo, E., K.M. Cobb, J.C. Furtado, N. Schneider, B.T. Anderson, A. Bracco, M.A. Alexander, D.J. Vimont. 2010(a). Central Pacific El Niño and decadal climate change in the North Pacific Ocean. *Nature Geoscience* 3 (11) 762-765. http://130.207.67.194/npgo/enso.html

Di Lorenzo, K.M. Cobb, J. Furtado, N. Schneider, B. Anderson, A. Bracco, M.A. Alexander, D. Vimont. 2010 (b). Central Pacific El Niño and decadal climate change in the North Pacific. *Nature Geosciences*, doi: 10.1038/NGEO984.

Espino, M., M. Maldonado y C. Benites. 1985. Situación de la Población de Merluza (*Merluccius gayi peruanus*) durante "El Niño" En: W. Arntz, A. Landa y J. Tarazona (eds.) "El Niño"-Su Impacto en la Fauna Marina. *Bol.Inst.Mar Perú-Callao*, Volumen Extraordinario 153-159.

Espino, M. y C. Wosnitza-Mendo. 1988. Efecto de la Concentración en la Mortalidad Natural y su Aplicación en el Análisis de Cohortes. p. 235-252. En T.

Wyatt and M. Larrañeta (eds.) *Long-Term Changes in Marine Fish Populations. A symposium held in Vigo, Spain* 18-21.

Espino, M. 1990. El Niño: Su impacto sobre los peces demersales del Perú. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao* 14 (2) 1-28.

Espino, M., R. Castillo & F. Fernández. 1995. Biology and fisheries of Peruvian hake (*Merluccius gayi peruanus*). *In* J. Alheit y T.J. Pitcher (eds). *Hake, Fisheries, ecology and markets*, pp. 339–363. Chapman & Hall, London.

Espino, M. 1997 (a). El Niño 1997-?: Un análisis diferencial. *Prevención* 9, 9-15. Centro de Estudios y Prevención de Desastres. Lima-Perú.

Espino, M. 1997 (b). El Niño 1997- ? Y los recursos pesqueros una propuesta de análisis. *IPEN Journal* 20, 11-122.

Espino, M. 2001. El ambiente y los recursos pesqueros en el Perú: Una Visión de largo plazo. P. 11-14. En Comisión Permanente del Pacífico Sur (CPPS) (Ed) Informe del Segundo Taller Regional sobre Metodologías de Evaluación Hidroacústica de Recursos pesqueros. Callao-Perú, 04-07 de diciembre del 2000, 120 pp

Espino, M. 2003. Estrategia de Gestión Oriental para el Pacífico Oriental con especial mención a la pesquería peruana. Tesis para optar el grado de Magíster en Geografía con mención en Ordenamiento y Gestión Ambiental. Unidad de Post Grado, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 102 p.

Espino M. y C. Yamashiro. 2012. La variabilidad climática y las pesquerías en el Pacifico Sudoriental. En: P.M. Arana (Guest Editor). International Conference: "Environment and Resources of the South Pacific". Latin American Journal of Aquatic Research 40(3): 705 – 721.DOI: 103856/vol40 – issue3 – fulltext – 18.

Espino M. 2013. El jurel *Trachurus murphyi* y las variables ambientales de macroescala. En: Csirke J., R. Guevara-Carrasco y M. Espino (Eds.). Ecología, pesquería y conservación del jurel (*Trachurus murphyi*) en el Perú. *Rev. peru. biol.* número especial 20 (1) 009- 020 (Septiembre 2013).

FAO. 2011. Review of the state of world marine fishery resources*. FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper No*. 569. Rome, 334 pp.

FAO. 2012. Anuario. Estadísticas de pesca y acuicultura. 2010. Roma, 78 pp.

Faupl, P. 2000. Historische Geologie. *Facultas Universitätsverlag*, Wien, 271 Seiten. ISBN 3825221490.

Fontugne, M., R. Usselmann, D. Lavallée, M. Julien, C. Hatté. 1999. El Niño variability in the coastal desert of southern Peru during the mid-Holocene. *Quaternary Research* 52,171-179.

Francis, R.C., S.R. Hare, A.B. Hollowed, W.S. Wooster. 1998. Effects of interdecadal climate variability on the oceanic ecosystems of the NE Pacific. *Fish. Oceanogr 7, 1-21.*

Friddell, J.E., R.C. Thunell, T.P. Guilderson, M. Kashgarian. 2003. Increased northeast Pacific climatic variability during the warm middle Holocene, *Geophys. Res. Lett.* 30 (11) 1560, doi:10.1029/2002GL016834.

Frutos, J. y L. Lara. 2010. La cuenca del océano Pacífico. En Díaz-Naveas, J. & J. Frutos (eds). 2010. Geología Marina de Chile. Comité Oceanográfico Nacional de Chile - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso - Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. 115 pp.

García Castro, Y.C. y J.I. Martínez. 2009. El periodo cálido medieval y la pequeña edad de hielo en el Neotrópico. *Rev. Acad. Col. Cienc. Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 33 (129), 477- 489.

Gedalof, Z., N.J. Mantua, D.L. Peterson. 2002. A multi-century perspective of variability in the Pacific Decadal Oscillation: new insights from tree rings and coral. *Geophys. Res. Lett.* 29 (24) 2204, doi:10.1029/2002GL015824.

Gergis, J.L. & A.M. Fowler. 2006. How unusual was late 20th century El Niño-Southern Oscillation (ENSO)? Assessing evidence from tree-ring, coral, ice-core and documentary palaeoarchives, A.D. 1525–2002. *Advances in Geoscience* 6, 173–179.

González Trueba, J.J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. *Rev. C & G.* 19 (3-4), 79-94.

Graham, N., M. Hughes, C. Ammann, K. Cobb, M. Hoerling, D. Kennett, J. Kennett, B. Rein, L. Stott, P. Wigand, T.Y. Xu. 2007. Tropical Pacific – mid-latitude teleconnections in medieval times. *Clim. Change* 83, 241-285.

Gray, S.T., J.L. Betancourt, C.L. Fastie, S.T. Jackson, 2003. Patterns and sources of multidecadal oscillations in drought-sensitive tree-ring records from the central and southern Rocky Mountains. *Geophys. Res. Lett.* 30(0), XXXX, doi:10.1029/2002GL016154.

Guevara-Carrasco, R. & J. Lleonart. 2008. Dynamics and Fishery of the Peruvian hake: between the nature and the man. *Journal of Marine Systems* 71, 249–259.

Gutierrez D., A. Sifeddine, J.L. Reyss, G. Vargas, F. Velazco, R. Salvatteci, V. Ferreira, L. Ortlieb, D. Field, T. Baumgartner, M. Boussafir, H. Boucher, J. Valdes, L. Marinovic, P. Soler, P. Tapia. 2006. Anoxic sediments off Central Peru record interannual to multidecadal changes of climate and upwelling ecosystem during the last two centuries. *Advances in Geosciences* 6, 119–125.

Gutiérrez, M, A. Ramirez, S. Bertrand, O. Móron, A. Bertrand. 2008. Ecological niches and areas of overlap of the squat lobster 'munida' (*Pleuroncodes monodon*) and anchoveta (*Engraulis ringens*) off Peru. *Progress in Oceanography* 79, 256–263.

Guzmán N., A. Diaz, L. Ortlieb y M. Clarke. 2001. TAMAs, Ocurrencia episódica de moluscos tropicales en el norte de chile y el evento el niño *en*: J. Tarazona, W. E. Arntz y E. Castillo de Maruenda (eds). P 385-393. *El Niño en América Latina, Impactos Biológicos y Sociales*. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, Lima, Perú.

Hare, S. R. 1996. Low-frequency climate variability and salmon production. Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 306 pp.

Hare, S.R. & N.J. Mantua. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography* 1, 35-44, doi: 10.1023/A: 1015820616384.

Harrison, P., J. Whitney, F. Mackas, D. Beamish, R. Trudel, M. Perry, R. Ian. 2004. Changes in coastal ecosystems in the NE Pacific Ocean. Presented in: International Symposium on Long-Term Variations in the Coastal Environments and Ecosystems, Sept. 27-28, 2004, Matsuyma, Japan.

Hatfield, E.M.C. & F. Hochberg. 2006. *Dosidicus gigas*: northern range expansion events. *In* B. Olson and J. Young (Editors), The Role of Squid in Pelagic Marine Ecosystems—GLOBEC-CLIOTOP WG3 Workshop, University of Hawaii, Manoa.

Hebbeln D., M. Marchant, G. Wefer. 2002. Paleoproductivity in the southern Peru-Chile Current through the last 33 000 yr. *Marine Geology* 186, 487-504.

Hidalgo, H. & J. Dracup. 2003. ENSO and PDO Effects on Hydroclimatic Variations of the Upper Colorado River Basin. *Journal of hydrometeorology* 4, 5-23.

Hoff, G.R. 2006. Biodiversity as an index of regime shift in the eastern Bering Sea, *Fish. Bull.* 104, 226–237.

Hsieh, C.H., S.M. Glaser, A.J. Lucas, G. Sugihara. 2005. Distinguishing random environmental fluctuations from ecological catastrophes for the North Pacific Ocean, *Nature* 435, 336–340, doi:10.1038/nature02553.

Hughen, K.A., D.P. Schrag, S.B. Jacobsen, W. Hantor.1999. El Niño during the last interglacial period recorded by a fossil coral from Indonesia. *Geophysical Research Letters* 26:3129-3132.

Jacques-Coper, R. 2009. Caracterización del salto climático de mediados de los 1970s en Sudamérica. Primer Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima. Universidad de Concepción, Concepción, Chile. 30 Septiembre – 02 de Octubre de 2009. Sesión: Variabilidad Climática y Cambio Global / Paleoclima.

Jacobson, L. D. and A. D. MacCall.1995. Stock-recruitment models for pacific sardine *(Sardinops sagax)*. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 52, 566-577.

Jenouvrier S., H. Weimerskirch, C. Barbraud, Y.H. Park & B. Cazelles. 2005. Evidence of a shift in the cyclicity of Antarctic seabird dynamics linked to climate. *Proc. R. Soc. Lond B Biol Sci* 272, 887-895.

Jones, I.L. 2009. Relationships among climate variability, ocean productivity and demography of Aleutian Island, Alaska, populations of three planktivorous seabirds: least (*Aethia pusilla*), 4 crested (*A. cristatella*) and whiskered auklets (*A. pygmaea*). *North Pacific Research Board Final Report* 638, 121 pp.

Keefer, D.K., S.D. deFrance, M.E. Moseley, J.B. Richardson III, D.R. Satterlee & A. Day-Lewis. 1998. Early maritime economy and El Niño events at Quebrada Tacahuay. *Science* 281,1833 -1835.

Keefer, D.K., M.E. Moseley & S.D. de France. 2003. A 38000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 41-77.

Keyl, F., J. Arguelles, L. Mariátegui, R. Tafur, M. Wolff, C. Yamashiro. 2008. A hipothesis on range expansion and spatio-temporal shifts in size-at-maturity of jumbo squid (*Dosidicus gigas*) in the Eastern Pacific Ocean. *CalCOFI Rep* 49,119-128.

Kemp, A.E. 1990. Sedimentary fabrics and variation in lamination style in Peru continental upwelling sediments, in: Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results, ODP, edited by: Suess, E., Von Huene, R., Emeis, K., Bourgois, J., et al., College Station, Texas 112, 45-58.

Kesteven, G.L. 1976. Dinámica de Poblaciones (incluyendo efectos de los cambios del habitat). Conferencias presentadas durante el III Curso de Capacitación FAO/SIDA, sobre contaminación de las aguas en relación con la protección de los recursos vivos. Bases científicas y administrativas para medidas directivas, 10 de Febrero al 22 de Marzo, Lima-Perú.

Lavaniegos, B.E. and M.D. Ohman. 2003. Long-term changes in pelagic tunicates of the California Current. *Deep Sea Research II* 50, 2473-2498.

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 (pdf file). *Geophys. Res. Lett.* 28, 2029-2032.

Linkin, M.E., and S. Nigam. 2008. The North Pacific Oscillation–west Pacific teleconnection pattern: Mature phase structure. J. Climate, 21, 1979–1997.

Litzow, M.A. 2006. Climate regime shifts and community reorganization in the Gulf of Alaska: how do recent shifts compare with 1976/1977?. *ICES Journal of Marine Science* 63 1386-1396.

Lluch-Cota D.B., W. S. Wooster, S.R. Hare, D. Lluch-Belda & A. Parés-Sierra. 2003. Principal Modes and Related Frequencies of Sea Surface Temperature Variability in the Pacific Coast of North America. *Journal of Oceanography* 59, 477-488.

Ma Z.G. 2007. The interdecadal trend and shift of dry/wet over the central part of North China and their relationship to the Pacific Decadal Oscillation (PDO). *Chinese Science Bulletin* 52 (15) 2130-2139.

MacDonald, G.M., and R.A. Case. 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophys. Res. Lett.* 32, L08703, doi:10.1029/ 2005GL022478.

McFarlane, G.A. and R.J. Beamish. 2001. The re-occurrence of sardines off British Columbia characterises the dynamic nature of regimes. *Progress In Oceanography* 49 (1-4) 151-165 .

Maenza R.A. & R.H. Compagnucci. 2010. Simulación de la pequeña edad de hielo usando el modelo EdGCM. *GEOACTA* 35:, 78 – 91.

Mann, M.E., R.S. Bradley, & M.K. Hughes.1998. Global-scale Temperature Patterns and Climate Forcing Over the Past Six Centuries, *Nature* 392, 779–787.

Mann, M.E., R.S. Bradley & M.K. Hughes. 1999. Northern Hemisphere Temperatures during the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophys. Res. Lett.* 26, 759–762.

Mann, M. 2002. Little Ice Age. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change,pp 504–509. MacCracken, M.C. & John S. Perry (eds) in Encyclopedia of Global Environmental Change, T. Munn Chief Editor. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.

Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, & R.C. Francis. 1997. A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78: 1069-1079.

Mantua, N.J. 1999(a). The Pacific Decadal Oscillation. In M.C. McCracken & J.S. Perry (eds.). The Encyclopedia of Global Environmenta1l Change. The Earth System: physical and chemical dimension of global environmental change, pp. 592-594.

Mantua, N.J. 1999(b). The Pacific Decadal Oscillation and Climate Forecasting for North America. To appear in premiere issue of "*Climate Risk Solutions*" newsletter.

Mantua, N.J. & S.R. Hare. 2001. An historical narrative on the Pacific Decadal Oscillation, interdecadal climate variability and ecosystem impacts. Report of a talk presented at the 20th NE Pacific Pink and Chum workshop, Seattle, WA, 22 March 2001.

Mantua N.J. & S.R. Hare. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanografy* 58, 35 - 44.

Markaida-Aburto, U. 2001. Biología del calamar gigante *Dosidicus gigas* Orbigny, 1835 (Cephalopoda: Ommastrephidae) en el Golfo de California, México. Tesis Doctoral. Ensenada, Baja California, México, 387 pp.

Marocco R. y C. De Muizon. 1988. Los vertebrados del neoceno en la costa sur del Perú: Ambiente sedimentario y condiciones de fosilización. *Bull. Inst. Fr. Et. And.* XVII 2, 105-117.

Mendo, J., L. Pizarro & E. Castillo. 1987. Monthly turbulence and Ekman transport indexes 1953 to 1985, based on local wind records from Trujillo and Callao, Peru, p.75-88. In Pauly and I. Tsukuyama (eds.) The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change. ICLARM Studies and Reviews 15, 351 p. Instituto del Mar del Peru (IMARPE), Callao, Peru; Deutsche Gesellschaft fur Rechnische Zusammenarbeit (GTZ), Gmbh, Eschborn, federal Republic of Germany, and International Center for Living Aquatic Resources Management (ICLARM), Manila, Philippines.

Miller, A.J. & N. Schneider. 2000. Interdecadal climate regime dynamics in the North Pacific Ocean: theories, observations and ecosystem impacts. *Prog. Oceanogr.* 47 (2-4) 355-379.

Miller, A.K. & W.J. Sydeman. 2004. Rockfish response to low-frequency ocean climate change as revealed by the diet of a marine bird over multiple time scales. *Mar Ecol Prog Ser* 281, 207–216.

Mitchum, R.M.Jr. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 11: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy. In: C.E. Payton (Ed.): *Seismic Stratigraphy, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem*. 26, 205-21.

Morales, C.E., M. Braun, H. Reyes, J.L. Blanco y A.G. Davies. 1996. Anchovy larval distribution in the coastal zone off northern Chile: the effect of low dissolved oxygen concentrations and of a cold-warm sequence (1990-95). *Invest. Mar., Valparaíso* 24, 77-96

Morón Antonio, O. 2000. Características del ambiente marino frente a la Costa peruana. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao* 19 (1-2) 179-203.

Mote P.W, E. Parson, A.F. Hamlet, W.S. Keeton, D. Lettenmaier, N. Mantua, E.L. Miles, D. Peterson, D.L. Peterson, R. Slaughter & A.K. Snover. 2003. Preparing for Climatic Change: The water, salmon, and forests of the pacific northwest. *Climatic Change* 61, 45-88.

Nesis, K.N. 1970. The biology of the giant squid of Peru and Chile, *Dosidicus gigas*. *Oceanology* 10 (1) 108-118.

Newman, M., G.P. Compo & M.A. Alexander. 2003. ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Climate* 16, 3853–3857.

Noakes, D.J., R.J. Beamish & M.L. Kent. 2000. On the decline of Pacific salmon and speculative links to salmon farming in British Columbia. *Aquaculture* 183, 363-386.

Noakes, D.J. and R.J. Beamish. 2009. Synchrony of Marine Fish Catches and Climate and Ocean Regime Shifts in the North Pacific Ocean. Marine and Coastal Fisheries: Dynamics, Management, and Ecosystem Science 1:155–168. DOI: 10.1577/C08-001.1

Noakes, D.J. and R.J. Beamish. 2011. Shifting the Balance: Towards Sustainable Salmon Populations and Fisheries of the Future. Sustainable Fisheries: Multi-Level Approaches to a Global Problem 23–50. American Fisheries Society.

Patterson, k. R., J. Zuzunaga & G. Cárdenas. 1992. Size of the South American Sardina (*Sardinops sagax*) Population in the Northern Part of the Peru Upwelling Ecosystem after Collapse of Anchoveta (*Engraulis ringens*) Stocks. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 49, 1762-1769.

Patterson, R.T., A. Prokoph, C. Wright, A.S. Chang, R.S. Thomson & D.M. Ware. 2004. Holocene Solar Variability and Pelagic Fish Productivity in the NE Pacfic. *Palaeontologia Electronica* 7(4) 17p.

Peterson, W.T. and F.B. Schwing. 2003. A new climate regime in northeast pacific ecosystems, *Geophys. Res. Lett.* 30(17) 1896.

Pierrer C., C. Hillaire-Marcel & L. Ortlieb. 1994. Paléogéographie littorale et enregistrement isotopique (13C, 18O) d'évènements de type El Niño par les mollusques holocènes et récents du Nord-Ouest péruvien. *Geogr Phys Quat* 48, 23-38.

Quinn, W.H., V.T. Neal & S.E. Antunez de Mayolo.1987. El Niño Occurrences Over the Past Four and Half Centuries. *Journal of Geophysical Research* 92 (C13) 14449-14461.

Quinn, t.J.,II. and H.J.Niebauer.1995. Relation of eastern Bering Sea wallege pollack *(Theragra chalcogramma)* recruitment to environmental and oceanographic variables. Pages 497-507. In R.J.Beamish, editor. Climate change and northern fish populations. *Canadian Special Publications in Fisheries and Aquatic Sciences* 121.

Qiu, B., N. Schneider, S. Chen. 2007. Coupled Decadal Variability in the North Pacific: An Observationally Constrained Idealized Model. *J. Climate* 20: 3602–3620. doi: 10.1175/JCLI4190.1.

Ricker, W.E. 1954. Stock and Recruitmen. *J. Fish. Res. Board Can.* 11, 559-623.

Riedinger M.A., M. Steinitz-Kannan, W.M. Last & M. Brenner. 2002. A ~6100 14C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology* 27, 1–7.

Rooney J.J.B. and C.H. Fletcher III. 2005. Shoreline Change and Pacific Climatic Oscillations in Kihei, Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research* 21 (3) 535-547.

Rodbell D.T., G.O. Seltzer, D.M. Anderson, M.B. Abbott, D.B. Enfield & J.H. Newman. 1999. An ~15,000-Year Record of El Niño-Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science* 22, 283 (5401) 516-520 doi:10.1126/science.283.5401.516.

Roper, C. F. E., M. J. Sweeney & C. E. Nauen. 1984. Cephalopods of the World. An annotated and illustrated catalogue of especies of interest to fisheries. *FAO Fish. Synop.* 125 (3) 277 p.

Ruggerone G.T., J.L. Nielsen & B.A. Agler. 2009. Climate, Growth and Population Dynamics of Yukon River Chinook Salmon. *North Pacific Anadromous Fish Commission Bulletin* 5, 279-285.

Saitoh, T., B. Cazelles, J.O. Vik, H. Viljugrein, N. Chr. Stenseth. 2006. Effects of regime shifts on the population dynamics of the grey-sided vole in Hokkaido, Japan. *Clim. Res.* 32, 109–118.

Samamé, M. 1981. Las Pesquerías Demersales en el Perú. CPPS, Seminario Regional sobre los Recursos Demersales y su Medio Ambiente en el Pacífico Oriental. Lima, Perú 24–28 de noviembre de 1980. *CPPS, Serie Seminarios y Estudios* 3, 213–247.

Sandweiss D.H., J.B. Richardson III, E.J. Reitz, H.B. Rollins & K.A. Maasch.1996. Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science* 13, 273 (5281) 1531-1533. doi: 10.1126/science.273.5281.1531.

Sandweiss, D.H., K.A. Maasch, R.L. Burger, J.B. Richardson III, H.B. Rollins & A. Clement. 2001. Variation in Holocene El Niño frequencies: climate records and cultural consequences in ancient Peru. *Geology* 29, 603-606.

Sandweiss, D.H. 2003. Terminal Pleistocene through Mid-Holocene archaeological sites as paleoclimatic archives for the Peruvian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194 (1-3) 23-40. Late-quaternary palaeoclimates of the southern tropical Andes and adjacent regions. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00270-0.

Sandweiss D.H., K.A. Maasch, C.F.T. Andrus, E.J. Reitz, M. Riedinger-Whitmore, J.B. Richardson III & H.B. Rollins. 2007. Mid-Holocene Climate and Culture Change in Coastal Peru. In *Climatic Change and Cultural Dynamics: A Global Perspective on Holocene Transitions*, D.G. Anderson, K.A. Maasch, and D.H. Sandweiss (Eds.), San Diego: Academic Press.

Schindler D. E., X. Augerot, E. Fleishman, N. J. Mantua, B. Riddell, M. Ruckelshaus, J. Seeb & M. Webster. 2008. Climate change, ecosystem impacts, and management for Pacific salmon. *Fisheries* 33, 502-506.

Schwartzlose, R.A., J. Alheit, A. Bakun, T.R. Baumgartner, R. Cloete, R.J.M. Crawford, W.J. Fletcher, Y. Green-Ruiz, E. Hagen, T. Kawasaki, D. Lluch-Belda, S.E. Lluch-Cota, A.D. MacCall, Y.Matsuura, M.O. Nevarez-Martínez, R.H. Parrish, C. Roy, R. Serra, K.V. Shust, M.N. Ward & J.Z. Zuzunaga.1999. Worldwide large-scale fluctuations of sardina and anchovy populations. *Afr.J.mar.Sci.* 21, 289-347.

Schwing F.B., T. Murphree, P.M. Green. 2002. The Northern Oscillation Index (NOI): a new climate index for the northeast Pacific. *Progress in oceanography* 53 (2-4) 115-139.

Serra, R.L. Cubillos, M. Ñiquen, P. Barría, J.L. Blanco. 2002. Climate Change and Variability of Pelagic Fish Stocks in the Humboldt Current Ecosystem. In: Extended abstracts of the El Niño Symposium & Workshop. *Investigaciones Marinas,* Valparaíso 30, 200-201.

Sievers, H. y Silva, N. 1975. Masas de agua y circulación en el 0céano Pacífico Sud-Oriental latitudes 18ºS-33ºS. (OPERACIÓN OCEANOGRAFICA MARCHILE VIII). Ciencia y Tecnologia del Mar 1, 7-67.

Sifeddine A., D. Gutiérrez, L. Ortlieb, H. Boucher, F. Velazco, D. Field, G. Vargas, M. Boussafir , R. Salvatteci, V. Ferreira, M. García, J. Valdés, S. Caquineau, M. Mandeng Yogo, F. Cetin, J. Solis, P. Soler, T. Baumgartner. 2008. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: A 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography* 79, 190–197

Simeone A. y X. Navarro. 2002. Explotación humana de aves marinas durante el Holoceno medio en la costa del sur de Chile. Human exploitation of seabirds in coastal southern Chile during the mid-Holocene. *Revista Chilena de Historia Natural 75*, 423-431.

Smith A. M. 1992. Holocene palaeoclimatol trends from palaeoflood analysis. *Global and Planetary Change* 5 (3) 235-240 doi: 10.1016/0921-8181(92)90012-Y.

Smith, P.E. 2001. Pelagic Fish Early Life History: CalCOFI Overview, p 08-23. In Paul Harrinson and Timothy R. Parsons (eds.) Fisheries Oceanography: An Integrative Approach to Fisheries Ecology and Management. *Fish and Aquaculture Series* 4. Blackwell Science, Vancouver, Canada.

Stammerjohn, S. E., D. G. Martinson, R. C. Smith, X. Yuan & D. Rind. 2008. Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *J. Geophys. Res.* 113, C03S90.

Sun J. y H. Wang. 2006. Relationship between Arctic Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on decadal timescale. *Chinese Science Bulletin* 51 (1) 75-79.

Swartzman G., A. Bertrand, M. Gutiérrez, S. Bertrand y L. Vasquez. 2008. The relationship of anchovy and sardine to water masses in the Peruvian Humboldt Current System from 1983 to 2005. *Progress in Oceanography* 79, 228–237.

Taguchi,_B., S-P. Xie, N. Schneider, M. Nonaka, H. Sasaki & Y. Sasai. 2007. Decadal Variability of the Kuroshio Extension: Observations and an Eddy-Resolving Model Hindcast. *Journal of Climate* 20, 2357-2377.

Tudhope, A.W., C.P. Chilcott, M.T. McCulloch, E.R. Cook, J. Chappell, R.M. Ellam, D.W. Lea, J.M. Lough & G. Shimmield. 2001. Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science* 291, 1511-1517

Valero, J.L., C. Hand, J. M. (Lobo) Orensanz, A. M. Parma, D. Armstrong & R. Hilborn. 2004. Geoduck (*Panopea abrupta*) Recruitment in the Pacific Northwest: Long-term Changes in Relation to Climate*. CalCOFI Rep.* 45, 80-86.

Vargas G., José Rutllant & Luc Ortlieb. 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249 (3-4), 467-483. doi:10.1016/j.epsl.2006.07.022

Velez, J.J. y J. Zeballos.1985. Ampliación de la Distribución de Algunos Peces e Invertebrados durante el Fenómeno "El Niño" 1982-1983. En: W. Arntz, A. Landa y J. Tarazona (eds.) "El Niño"-Su Impacto en la Fauna Marina. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao*, Volumen Extraordinario 173-180.

Velez, J.J., J. Zeballos y M. Mendez.1985. Variación en la distribución y abundancia de algunos peces e invertebrados frente al Perú durante el fenómeno

El Niño 1982-1983. En CONCYTEC (ed.) Ciencia, Tecnología y Agresión Ambiental: El Fenómeno El Niño 439- 454.

Velez, J., M. Espino y J. Zeballos.1988. Variación de la Ictiofauna Demersal frente al Perú entre 1981 y 1987. En: H. Salzwedel y A. Landa (eds.) Recursos y Dinámica del Ecosistema de Afloramiento Peruano. Bol. Inst. Mar Perú-Callao, Volumen Extraordinario 203-212.

Vera, J.A. 1989. Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4) 335-374.

Vimont, D.J., J.M. Wallace & D.S. Battisti. 2003. The Seasonal Footprinting Mechanism in the Pacific: Implications for ENSO. *J. Climate* 16 (16): 2668–2675.

Vimont, D. J., D. S. Battisti & A. C. Hirst. 2003. The Seasonal Footprinting Mechanism in the CSIRO general circulation models. *J. Climate* 16 (16) 2653-2667.

Vimont, D.J., M. Alexander & A. Fontaine, 2009. Midlatitude Excitation of Tropical Variability in the Pacific: The Role of Thermodynamic Coupling and Seasonality. *J. Climate* 22, 518–534.

Volkov D.L. & H.M. van Aken. 2005. Climate-related change of sea level in the extratropical North Atlanctic and North Pacific in 1993-2003. Geophys. Res. Lett., 32. L14611.

Wada,T. & L.D. Jacobson. 1998. Regimes and stock-recruitment relationships in japanise sardine *(Sardinops melanostictus)*, 1951-1995. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences 55, 2455-2463.

Walters, G.E. & T.K. Wilderbuer. 2000. Decreasing length at age in a rapidly expanding population of northern rock sole in the Bearing Sea and its effect on managment advice. Netherlands Journal of Sea Research 44, 17-26.

Wang, C. & J. Picaut. 2004. Understanding ENSO physics – A review, in: Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, edited by: Wang, C., Xie, S.-P., and Carton, J. A., AGU Geophysical Monograph Series 147, 21–48, 2004.

Wang, C., S.P. Xie & J.A. Carton. 2004. A global survey of oceanatmosphere interaction and climate variability, in: Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, edited by: Wang, C., Xie, S.-P., and Carton, J. A., AGU Geophysical Monograph Series 147, 1–19.

Wang, C. & P.C. Fiedler. 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review, Progress in Oceanography 69, 239–266.

Weimerskirch H., P. Inchausti, C. Guinet & C. Barbraud. 2003. Trends in bird and seal populations as indicators of a system shift in the Southern Ocean. Antarctic Science 15 (2) 249–256. Antarctic Science Ltd Printed in the UK. doi: 10.1017/S0954102003001202

Wells L. E. 1990. Holocene history of the El Niño phenomenon as recorded in flood sediments of northern coastal Peru. *Geology* 18(11) 1134-1137. doi:10.1130/0091-7613

Wilderbuer, T.K, A.B. Hollowed, W.J. Ingraham, Jr., P.D. Spencer, M.E. Conners, N.A. Bond & G.E. Walters. 2002. Flatfish recruitment response to decadal climatic variability and ocean conditions in the eastern Bering Sea. Progress in Oceanography 55, 235–247.

Wosnitza-Mendo, C., R. Guevara-Carrasco & M. Ballón. 2004. Possible causes of the drastic decline in mean length of Peruvian hake in 1992. Bol. Inst. Mar Perú-Callo 21, 1–26.

Wu, B.Y. & R.H. Zhang. 2007. Interdecadal shift in the western North Pacific Summer SST anomaly in the late 1980s. Chinese Science Bulletin 52 (18) 2559-2564, doi: 10.1007/s11434-007-0350-6.

Xingyuan H., C. Zhenju, C. Wei, S. Xuemei, S.H. Hong & S. Yu. 2005. Solar activity, global surface air temperature anomaly and pacific decadal oscillation recorded in urban tree rings. Journal of Coastal Research 21(3) 535-547. doi: 10.2112/03-0077.1.

Yáñez E., S. Hormazábal, C. Silva, A. Montecinos, M.A. Barbieri, A. Valdenegro, A. Órdenes & F. Gómez. 2008. Coupling between the environment and the pelagic resources exploited off northern Chile: ecosystem indicators and a conceptual model. Lat. Am. J. Aquat. Res. 36(2) 159-181, Environmental and pelagic resources coupling in northern Chile. doi: 10.3856/vol36-issue 2-fulltext-3.

Yeh, S.W., J.S. Kug, B. Dewitte, M.H. Kwon, B. Kirtman & F.F. Jin. 2009. El Niño in a changing climate, Nature, 461, 511–514, doi:10.1038/nature08316.

Zhang, Y., J.M. Wallace & D.S. Battisti, 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. J. Climate, 10, 1004-1020.

Zhou B. T., P. Zhao y X. Cui. 2010. Linkage between the Asian-Pacific Oscillation and the sea surface temperature in the North Pacific. Chinese Sci. Bull. 55, 1193-1198

Zuzunaga, J. 1985. Cambios del equilibrio poblacional entre la anchoveta *(Engraulis ringens)* y la sardina *(Sardinops sagax)* en el sistema de afloramiento frente al Perú. P. 107-117. En: Arntz W., A. Landa y J. Tarazona (eds) "El Niño", Su Impacto en la Fauna Marina. *Bol. Inst. Mar Perú-Callao*. Volumen Extraordinario, 222.

GLOSARIO DE TERMINOS Y ACRONIMOS

Advección: Variación de un escalar en un punto dado, por efecto de un campo vectorial. Por ejemplo: el transporte de una sustancia contaminante por la corriente de un río; en meteorología, el proceso de transporte de una propiedad atmosférica, como el calor o la humedad, por efecto del viento; en oceanografía, el transporte de ciertas propiedades, como la salinidad, por las corrientes marinas. Tales propiedades tienen una distribución espacial.

AFI : Índice de Forzamiento Atmosférico – Atmospheric Forcing Index.

Afloramiento: Proceso mediante el cual las aguas sub superficiales emergen a las capas superficiales enriqueciéndolas con nutrientes que son acarreados desde el fondo. Luego en contacto con la luz y gracias a la fotosíntesis, el fitoplancton lo transforma en materia viva que servirá de alimento a peces filtradores y base de la cadena trófica como la anchoveta.

AIS : Aguas Intermedias de la Subantártica.

AL : Baja de las Aleutianas – Aleutian Low.

APO : Oscilación Asia Pacífico – Asia Pacifico Oscilation.

AS : Actividad Solar – Solar Activity.

ATAG : Anomalía de la Temperatura Ambiental Global.

ATSA : Aguas Templadas Subantárticas.

Biomasa: Población expresada en peso.

CAGP: Patrones de Circulación Atmosférica Global – Global Atmospheric Circulation Pattern.

cal BP: Significa años calibrados antes del presente (AP). AP es la traducción al español de *before present (BP)*. Esta escala de tiempo hace referencia al año 1950 en el cual se establecieron las curvas de calibración para el datado por radiocarbono. Por ejemplo 13000 a 5800 cal AP quiere decir 13000 a 5800 años antes de 1950.

El año 1950 también es adecuado como referencia porque es anterior a las pruebas atmosféricas masivas con armas nucleares que han alterado la proporción en la atmósfera de los isótopos radioactivos, incluyendo al carbono-14.5.

Cambio de Régimen: Cambios drásticos usualmente observados en ecosistemas marinos (**Saitoh *et al.* 2006**).

CC : Corriente de California – California Current.

CCE : Contra Corriente Ecuatorial.

CCP : Corriente Costera Peruana.

CCS : Sistema de la Corriente de California - California Current System.

CCSE : Contra Corriente Sur Ecuatorial.

CPSS : Corriente Peruana Sub Superficial.

CCW : Aguas Costeras Frías.

Células (Celdas) de Hadley - Walker: Componentes de los patrones de circulación del aire de la tropósfera. Entre el ecuador y los trópicos, el planeta experimenta el mayor nivel de calentamiento superficial. El ascenso de las corrientes de aire cálido provoca el movimiento de masas de aire desde las regiones más templadas cercanas a los trópicos hacia el ecuador, provocando su calentamiento progresivo. Al mismo tiempo, las corrientes cálidas se desvían en su ascenso hacia los polos, irradiando su calor hacia el espacio mientras se enfrían. Cuando llegan a aproximadamente a 30° de latitud, se han enfriado lo suficiente como para que el aumento de densidad provoque que se hundan hacia la superficie de la Tierra, completando el ciclo. Este tipo de patrón de circulación del aire atmosférico se denomina célula de Hadley. De esta forma, hallamos una célula de Hadley al norte del ecuador y otra al sur, extendiéndose hasta los 30° de latitud. La célula de Walker, de una forma similar, se mueve en dirección este-oeste sobre la atmósfera ecuatorial.

CES : Corriente Ecuatorial Superficial.

CICLO EUSTATICO: (*Eustatic Cycle*) Intervalo de tiempo durante el cual tuvo lugar una subida y un descenso del nivel del mar. SUPERCICLO EUSTATICO (*Eustatic Supercycle*), grupo de ciclos globales o regionales de cambio del nivel del mar en los cuales hay un levantamiento acumulativo del nivel del mar seguido de un descenso hasta posiciones bajas. Equivales a ciclo de segundo orden (**Mitchum, 1977**).

CNE : Corriente Nord Ecuatorial.

COP : Corriente Oceánica Peruana.

COT : Carbono Orgánico Total.

CPW : Central Pacific Warming.

CSE : Corriente Sur Ecuatorial.

DE : Desviación Estándar.

DECENAL: Decadal – Referidos a periodos de varias décadas.

Depósitos clásticos laminados: Depósitos sedimentarios por capas.

Dinámica poblacional: Proceso mediante el cual la población se relaciona con su medio biótico y abiótico en función a la relación armónica dinámica existente entre sus partes estructurales.

Distancia euclidiana: También denominada euclídea, es la distancia "ordinaria" (que se mediría con una regla) entre dos puntos de un espacio euclídeo, la cual se deduce a partir del teorema de Pitágoras. Ver espacio euclídeo.

EACP : Ecosistema de Aforamiento Costero Peruano.

Ecosistema: Complejo dinámico de comunidades vegetales, animales y de microorganismos y su medio no viviente que interactúan como una unidad funcional.

EEIO : Este Ecuatorial del Océano Índico.

ENSO : El Niño Southern Oscillation - El Niño Oscilación del Sur. Esta referido a los procesos relacionados con la interacción El Niño - La Niña.

EN/LN: El Niño/La Niña.

EOF : Función Ortogonal Empírica – Empirical Ortogonal Funtion.

Estacionalidad: Proceso relacionado con el transcurrir de las estaciones del año.

ESCC : Extensión Sur de la Corriente de Cromwell (ESCC).

Espacio euclídeo: Espacio geométrico donde se satisfacen los axiomas geométricos de Euclides. La recta real, el plano euclídeo y el espacio tridimensional de la geometría euclidiana son casos especiales de espacios euclídeos de dimensiones 1, 2 y 3, respectivamente. El concepto abstracto de espacio euclídeo generaliza esas construcciones a más dimensiones. Un espacio euclídeo es un espacio vectorial completo dotado de un producto interno (lo cual lo convierte además en un espacio normado, un espacio métrico y una variedad riemanniana al mismo tiempo). El término euclídeo se utiliza para distinguir estos espacios de los espacios "curvos" de las geometrías no euclidianas y del espacio de la teoría de la relatividad de Einstein. Un espacio euclídeo puede poseer

n dimensiones, denominándose "espacio euclídeo *n*-dimensional" tal como, E^n, E^n, o incluso R^n.

EUTATISMO: **V**ariación del nivel del mar respecto a los continentes, supuestamente inmóviles. Puede tener varias causas. La principal reside en las variaciones que puede experimentar el volumen total de las aguas contenidas por las cuencas oceánicas, en razón de los cambios climáticos, especialmente los más importantes y de largo periodo, representados por la alternancia de las glaciaciones e interglaciares. Cuando se trata de cambios a escalas temporales geológicas, este término incluye cambios en el mar causados por la alteración de la forma de las cuencas oceánicas.

GOA : Golfo de Alaska.

FC : Factor de condición, índice de bienestar de un determinado recurso.

Interanualidad: Procesos que se dan entre años, sin seguir patrones regulares o simétricos. Este es el caso del El Niño que se da recurrentemente en procesos interanuales y acíclicos.

Hiato : En geología, referido a un periodo sin sedimentación. En el tiempo significa receso, interrupción o pausa de una acción o proceso.

IG : Índice Gonádico o Indice Gonadosomático.

IODZM: Evento del Modo Dipolar Zonal del Océano Índico.

KONA : Tormentas KONA, son un tipo de ciclón estacional en las Islas de Hawai, por lo general se forman en el invierno con los vientos provenientes del oeste "kona" (normalmente de sotavento). Son ciclones principalmente fríos, que los coloca en el ciclón extratropical en lugar de la categoría de ciclón subtropical. Hawaii normalmente experimenta dos o tres al año, produciendo alteraciones por una semana o más. Entre sus riesgos están las lluvias fuertes, granizadas, inundaciones repentinas y deslizamientos de tierra a sus asociados, con fuertes vientos que se traducen en grandes olas con marejadas y trombas marinas.

KOE : Extensión Kuroshio-Oyashio – Kuroshio-Oyashio Extention.

LIA : Pequeña Edad de Hielo - Little Ice Age.

LGM : Última Máxima Glaciación - Last Glacial Maximum.

MCA : Anomalía Climática Medioeval - Medieval Climatic Anomaly.

Mesopelágico: Organismos vivos marinos que habitan en el ambiente oceánico entre los 200 y 1000 metros de profundidad.

MM : Modo Meridional.

NEP : Pacífico Nor Este – North East Pacífico.

NOI : Índice de Oscilación del Norte – Northern Oscillation Index.

NPH : Alta del Pacífico Norte – North Pacific High.

NPO : Oscilación del Pacífico Norte.

NPGO: Oscilación del Giro del Pacífico Norte – North Pacific Gyre Oscillation.

NLST : Transporte Neto de Sedimentos Litorales – Net Litoral Sediments Transport .

OA : Oscilación Ártica – Arctic Oscillation

OK : Onda Kelvin

Ondas Rossby: Denominadas así por Carl-Gustaf Rossby, son oscilaciones que se producen en los fluidos geofísicos (océano y atmósfera) y que tienen su origen en el principio de conservación de la vorticidad potencial. La propagación de la fase de las ondas de Rossby es siempre hacia el oeste aun cuando la energía (velocidad de grupo) puede ser hacia el este (ondas cortas) o el oeste (ondas largas). Las ondas de Rossby se conocen también en geofísica como ondas planetarias.

Osmeridae: Eperlanos o capelines son peces marinos y de agua dulce distribuidos por aguas frías del hemisferio norte en los océanos Atlántico y Pacífico, así como por cursos fluviales que desembocan en éstos. Su nombre procede del griego *osme,* que significa *mal olor.* Son peces anádromos, que viven en la costa y remontan las aguas de los ríos, de color plateado y con unos 40 cm de longitud máxima, aunque la mayoría de las especies miden menos de 20 cm de longitud.

Pacífico Sur Oriental: Porción del Océano Pacífico adyacente a las costas de Sudamérica entre el extremo norte de Colombia y el extremo sur de Chile.

Patrones Normativos Fundamentales (PNF): Factores determinantes en el comportamiento del ambiente y los seres vivos. Puede ser la especie, el sexo, la estacionalidad, periodicidad, el clima, etc.

PCC : Perú – Chile Current - Corriente Perú – Chile

PDO : Pacific Decadal Oscilation - Oscilación Decadal del Pacífico, patrón de variabilidad térmica que se produce en el Océano Pacífico Oriental.

PDV : Pacific Decadal Variability - Variabilidad Decenal del Pacífico, equivalente a la PDO.

Pelágico: Organismos vivos acuáticos que habitan en la capa superficial.

PEH : Pequeña edad de hielo (PEH), la región norte de la Corriente Humboldt fue menos productiva y con mayor humedad continental causada probablemente por un desplazamiento de la zona de convergencia intertropical y de la celda de alta presión hacia el sur.

Periodicidad: Procesos temporales de largo plazo (30 a 50 años), cíclicos o a intervalos regulares que pueden ser simétricos o asimétricos. Este es el caso de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).

Población: Conjunto neutral de organismos vivos que se reproducen entre si y que ocupan un espacio determinado en un tiempo dado.

PSA: Tele conexión atmosférica entre el Pacífico Ecuatorial y América del Sur - Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific and South America.

PSV: Pacific Secular Variability - Variabilidad Secular del Pacífico, patrón diferencial de variabilidad, armónico y simétrico, de aproximadamente 100 años.

PEZ : Zona Ecuatorial del Pacífico - Pacific Equatorial Zone.

PNM : Presiones a nivel del mar.

Q : Coeficiente de concentración.

Q : Coeficiente de capturabilidad conocida como la fracción del stock obtenida por unidad de esfuerzo de pesca.

Quarter: Referido a la cuarta parte de una distribución continua. Para el efecto de la tesis está referido a series de 100 años, considerándose cada quarter de 25 años contándose a partir del año inicial (1876-1900; 1901-1925; 1926-1950; 1951-1975; 1976-2000; 2001-2025).

Regime Shifts: Drastic changes usually observed in marine ecosystems, corresponding to climatic variability (**Saitoh *et al.* 2006**).

Recursos Pesqueros: Organismos vivos que habitan en medios acuáticos y que son susceptibles de ser utilizados a través de la pesca (peces, moluscos, crustáceos, equinodermos, celentéreos, mamíferos, reptiles, algas, etc.)

Ritmos escalares: Referidos a procesos de cambio en diferentes escalas de tiempo e intensidad.

S : Strong – Fuerte. Referido a la intensidad de El Niño.

Secularidad: Procesos temporales de muy largo plazo, asociados a los siglos (90 a 100 años), cíclicos o a intervalos regulares que pueden ser simétricos o asimétricos. Este es el caso de la Variabilidad Secular del Pacífico (PSV) descrito en la presente tesis.

SAM : Southern Annular Mode - Modo Anular del Sur.

SAT : Temperatura Superficial del Aire – Surface Air Temperature.

SBB : Santa Barbara Basin - Cuenca de Santa Bárbara.

SECULAR: Referido a periodicidad de 100 años.

SFM : Huella del Proceso Estacional - Seasonal Footprinting Mechanism.

SGP : Presiones Globales Superficiales - Surface Global Pressure.

SST : Temperatura Superficial del Mar (TSM) – Surface Sea Temperature (SST).

SSHa : Presiones superficiales a nivel del Mar – Sea Surfase Pressure.

SLPA : Anomalía de Presiones a Nivel del Mar – See Level Pressure Anomaly.

SOI : Índice de Oscilación Sur - Southern Oscillation Index.

SWI : Índice de Humedad Superficial – Superficial Wet Index.

TAMA: Asociación térmicamente anómala de moluscos - Thermally Anomalous Molluscs Association (**Guzmán *et al.,* 2001)**.

VS : Very Strong - Muy fuerte. Referido a la intensidad de El Niño.

Wavelet Analysis: Analisis estadístico especializado en la rápida identificación de señales de cambios trascendentes. Las aplicaciones que usan la transformación de Fourier pueden usar el análisis Wavelet para proporcionar mayor precisión localizada y temporal de la información.

Z : Tasa Instantánea de mortalidad total. Resulta de la sumatoria de la tasa Instantánea de mortalidad natural (M) y la tasa instantánea de mortalidad por pesca (F); ($Z = F + M$).