

CAPITULO 11

EL NIÑO Y LA OSCILACIÓN DEL SUR

Oscar Pizarro y Aldo Montecinos

1. Introducción	197
2. ¿Qué es El Niño?	199
3. El océano y la atmósfera en la región del Pacífico tropical	200
3.1. La circulación oceánica en el Pacífico tropical	202
3.2. La circulación atmosférica sobre el Pacífico tropical	203
4. Ondas en el océano ecuatorial	204
5. El oscilador de acción retardada	206
6. Nuevas teorías sobre el ENOS	207
6.1. El impacto de las oscilaciones intraestacionales	208
6.2. Variabilidad interdecadal	208
7. Impactos de El Niño–Oscilación del Sur	209
8. Impactos del ciclo ENOS en Chile	213
9. Lecturas recomendadas	214
9.1. Referencias	214
9.2. Páginas en Internet	214

CAPITULO 11

EL NIÑO Y LA OSCILACIÓN DEL SUR

Oscar Pizarro y Aldo Montecinos

1. Introducción

El Niño es una perturbación del sistema acoplado océano-atmósfera del Pacífico tropical que tiene amplio impacto sobre las condiciones meteorológicas y climáticas globales. Ésta es considerada la mayor señal climática que existe actualmente en nuestro planeta. Originalmente "El Niño" era una expresión usada para denotar un fenómeno oceanográfico de carácter local observado en la costa oeste de Sudamérica. Los primeros antecedentes al respecto, indican que los pescadores del norte de Perú denominaban "corriente del Niño" a un flujo que aparecía ocasionalmente a lo largo de la costa y que transportaba aguas cálidas de origen ecuatorial hacia el sur. Al parecer, el nombre de esta corriente hacía referencia al Niño Jesús, ya que ésta se presentaba de manera más notoria después de Navidad. Una de las primeras menciones en el ámbito científico de "El Niño" se encuentra en un artículo de Luis Carranza, presidente de la Sociedad Geofísica de Lima, publicado en el boletín de dicha colectividad el año 1891. Cabe mencionar que ya a fines del siglo XIX la aparición de la "corriente del Niño" era relacionada a importantes anomalías atmosféricas en el Perú, como un notable incremento de las precipitaciones en áreas desérticas de este país. Mayores antecedentes históricos sobre El Niño pueden encontrarse en los libros de *Philander* y *Glantz* indicados al final del capítulo.

Basado en diferentes trabajos realizados durante la primera mitad del siglo XX y observaciones meteorológicas y oceanográficas de la época, el meteorólogo de origen noruego *Jacob Bjerknes* presentó a finales de los 60s una nueva visión de la interacción entre el océano y la atmósfera en el Pacífico tropical. Él destacó que las grandes anomalías observadas en la temperatura del mar en la parte oriental del Pacífico, incluyendo las costas de Perú, estaban directamente relacionadas con cambios en los vientos alisios que soplan del este a lo largo del ecuador. De acuerdo con la idea del mencionado científico estos vientos forman parte de una celda de circulación, asociada a las diferencias de temperatura entre la parte oriental y occidental del Pacífico tropical. *Bjerknes* bautizó esta celda de circulación como "circulación de *Walker*" en honor a *Gilbert Walker*, el meteorólogo inglés que había descubierto cuatro décadas antes la Oscilación del Sur. Esta oscilación es un vaivén que experimenta la presión atmosférica entre la parte oriental y occidental del océano Pacífico tropical y está directamente relacionada con la intensidad de los vientos alisios (Cuadro 11.1.). La síntesis presentada por *Bjerknes*, dio lugar a un marco de referencia nuevo para interpretar las relaciones entre las anomalías de la temperatura superficial del mar observadas en la parte oriental del Pacífico, es decir lo que hasta entonces se conocía como El Niño, con cambios en los patrones de presión y vientos de gran escala sobre el Pacífico tropical (llamada Oscilación del Sur). Esta estrecha relación entre la Oscilación del Sur y las anomalías de las temperaturas dio lugar a la expresión "El Niño-Oscilación del Sur" (ENOS). Posteriormente durante la década de los 80s, a la fase opuesta de la Oscilación del Sur, usualmente relacionada con temperaturas más frías que el promedio en la parte oriental del Pacífico ecuatorial, incluyendo las costas del Perú, se la denominó "La Niña". Este vocablo fue elegido por *G. Philander* de la Universidad de Princeton como una contraposición de fácil asociación a la locución El Niño.

Actualmente, la comunidad científica tiende a usar el término "El Niño" en un sentido amplio, es decir incluyendo los efectos de gran escala oceánicos y atmosféricos de la fase cálida del ENOS. También se suele hablar de los ciclos El Niño-La Niña para referirse genéricamente a ambas fases del ciclo ENOS. Algunos autores emplean el término "El Niño" para denotar la componente oceánica del fenómeno, mientras que la Oscilación del Sur indicaría la contraparte atmosférica. Aquí usaremos "El Niño" en un sentido amplio, es decir como la fase cálida del ENOS, incluyendo tanto las variaciones en el océano como en la atmósfera.

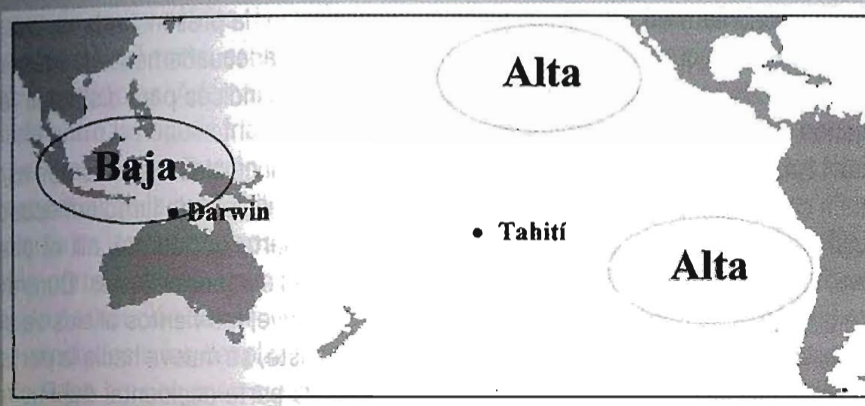
Debido a la gran popularidad de los nombres "El Niño" y "La Niña" en diferentes idiomas, en este trabajo los adoptaremos en forma similar, es decir incluyendo los artículos "El" y "La" como parte del nombre. Esto suena extraño en castellano cuando usamos expresiones como las siguientes: "se comparan diferentes El Niño...", o por ejemplo "durante los últimos El Niño...". También se suelen usar frases como: "los efectos de El Niño" en lugar de "los efectos del Niño", "anomalías asociadas a El Niño" en lugar de "anomalías asociadas al Niño". Por otra parte evitaremos usar doble artículo como "el El Niño de los años 2002-2003 se caracterizó...". Esperamos que esta notación sea revisada para el bien de toda la comunidad hispanohablante, por ahora pedimos paciencia al lector debido a esta dificultad adicional.

El gran evento El Niño que tuvo lugar los años 1982 y 1983 provocó importantes desastres alrededor del mundo, mostrando tanto a la comunidad científica como a las autoridades de diferentes naciones, la necesidad de estudiar el fenómeno en detalle a fin de lograr predecirlo y mitigar sus impactos. Desde entonces, se han desarrollado grandes esfuerzos tanto en el ámbito teórico y de modelación, como en el ámbito de las observaciones. A mediados de los 80s, se inició la implementación de un espectacular programa de monitoreo en el Pacífico tropical, el cual ha contribuido enormemente al conocimiento del ENOS y ha permitido obtener y contrastar oportunamente las alertas de El Niño realizadas mediante diferentes modelos. Actualmente es posible obtener información en tiempo casi real de las condiciones oceanográficas y meteorológicas del Pacífico tropical, una de las regiones más bastas del océano global. Gran parte de esta información es distribuida directamente a través de sitios de Internet (por ejemplo <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>).

En el presente capítulo presentaremos las teorías más relevantes sobre El Niño y describiremos sus principales efectos sobre el océano y la atmósfera, con énfasis en la región de Sudamérica y las costas de Perú y Chile.

Cuadro 11.1.*¿Qué es la Oscilación del Sur?*

En la superficie del planeta existen centros de altas y bajas presiones debido a procesos térmicos (en relación al calentamiento del sol) y dinámicos (en relación a los movimientos o circulación atmosférica). Específicamente en el hemisferio sur, en el océano Pacífico se encuentran la alta subtropical suroriental, y la alta subtropical nororiental en el hemisferio norte. En tanto que, hacia el oeste de la cuenca, en la región tropical, se encuentra el centro de baja presión de Indonesia (ver figura). Los vientos que soplan desde las altas subtropicales hacia la baja en Indonesia (de este a oeste) se conocen como vientos alisios. La región donde convergen estos vientos provenientes desde ambos anticiclones se conoce como Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Estos centros de alta y baja presión fluctúan en intensidad, extensión espacial y posición en el transcurso del ciclo anual. En particular, la alta presión (anticiclón) del Pacífico suroriental y la baja de Indonesia tienden a oscilar inversamente, de tal manera que cuando el anticiclón se intensifica (debilita) la baja se debilita (intensifica). Estas fluctuaciones se conocen como Oscilación del Sur (OS). Dado que la intensidad de los vientos alisios depende de la diferencia de presión entre estos centros, la OS tiene relación con cambios en la intensidad de los alisios, los cuales son parte esencial en la dinámica del ciclo El Niño-Oscilación del Sur (ENOS).



Como un indicador de las fluctuaciones de la OS, se utiliza el índice de la OS (IOS) que se define como la diferencia normalizada de las anomalías mensuales normalizadas de la presión atmosférica registradas en Tahiti y Darwin (Tahiti menos Darwin). Cuando el IOS es negativo indica que los vientos alisios son anormalmente débiles (El Niño) y cuando es positivo los vientos alisios son anormalmente intensos (La Niña).

2. ¿Qué es El Niño?

Comúnmente se define El Niño como la fase cálida de una oscilación interanual del sistema océano-atmósfera del Pacífico tropical con consecuencias de escala global, es decir con efectos que abarcan gran parte del planeta. Se denomina fase cálida de la oscilación, porque durante El Niño la temperatura superficial del mar (TSM) y la temperatura del aire en la región oriental del Pacífico tropical¹,

¹ región oriental del océano Pacífico corresponde a la parte este del océano, es decir a la región más cercana a las costas de América. La región occidental es, por lo tanto, la región próxima a las costas de Australia, Nueva Guinea, Filipinas, etc. A veces esto crea confusión ya que comúnmente asociamos el término oriental con la región oriental del continente asiático.

aumentan en varios grados. Dicho incremento varía, dependiendo de la intensidad del evento. Por ejemplo, durante los años El Niño, la TSM en esta región es 2° C a 4° C más alta que la temperatura normal del lugar (Fig. 11.1.). De igual modo, durante eventos El Niño la temperatura media de toda la capa inferior de la atmósfera suele ser 0.2° C a 0.3° C mayor al valor medio. Contrariamente, durante La Niña las temperaturas en la parte oriental del Pacífico tropical suelen ser más bajas y su impacto puede ser tan relevante como los efectos de El Niño en algunas regiones del planeta. El Niño se caracteriza, además, por un debilitamiento de los vientos alisios que soplan desde el este sobre el ecuador.

Se dice que el ciclo El Niño-La Niña o ENOS es una oscilación interanual, porque el período entre dos eventos cálidos varía comúnmente entre 2 y 7 años. La figura 11.2 muestra el Índice de la Oscilación del Sur (IOS) desde enero de 1876 hasta marzo de 2003. El IOS se basa en la diferencia de presión normalizada entre Tahiti en la polinesia francesa y Darwin al norte de Australia (Cuadro 11.1.). Valores negativos corresponden a la fase cálida del ciclo, mientras que valores positivos corresponden a la fase fría. No todos los valores negativos del índice están asociados a El Niño, sin embargo, cuando los índices caen por debajo de media desviación estándar (indicada por la línea recta en la figura) las condiciones se reconocen como típicas de El Niño.

Una definición de carácter operacional para determinar objetivamente el inicio y el término de los eventos El Niño y La Niña, ha sido planteada por el *Dr. Kevin Trenberth*², quién en 1997 propuso usar anomalías de TSM en la región llamada Niño 3.4, comprendida entre 5° S y 5° N y entre 120° W y 170° W. De acuerdo con esta definición, un evento El Niño ocurre cuando las anomalías de la TSM suavizadas con una media móvil de 5 meses³, exceden 0.4° C durante 6 meses consecutivos o más, por el contrario, anomalías de TSM inferiores a -0.4° C por 6 meses o más, indican la presencia de un evento La Niña (Fig. 11.3.) Cabe mencionar que este índice no permite distinguir adecuadamente la intensidad de los diferentes eventos y en la actualidad continúan usándose distintos índices para distinguir las fases del ENOS, dependiendo de los objetivos particulares de cada estudio.

La figura 11.4. (a-c) muestra de manera esquemática los principales mecanismos asociados a El Niño y La Niña. En condiciones normales (Fig. 11.4. b), los vientos alisios a lo largo del ecuador mueven el aire superficial hacia la poza de aguas cálidas ubicada en la parte occidental, allí el aire caliente y húmedo se eleva, la humedad se condensa produciendo nubosidad e intensas lluvias. Durante El Niño, la TSM en la parte oriental aumenta y la presión atmosférica disminuye, los vientos alisios se debilitan y la región de baja presión, localizada sobre las aguas calientes del oeste, se mueve hacia la parte central del Pacífico tropical (Fig. 11.4. a). Tal situación genera sequías en la parte occidental del Pacífico y lluvias anormalmente intensas en las costas de Ecuador y norte de Perú. Por el contrario, durante La Niña, las aguas en la parte oriental se enfrían más de lo común, aumenta la presión atmosférica y los vientos alisios se refuerzan, la zona de convección se mueve hacia el oeste, reforzando las lluvias en esa región (Fig. 11.4. c).

Hasta el momento sólo hemos mencionado algunos aspectos generales de El Niño y su relación con cambios en la TSM del Pacífico tropical y con variaciones de la Oscilación del Sur. Para entender mejor este fenómeno debemos estudiar en mayor detalle los procesos oceanográficos y meteorológicos que dan lugar a las anomalías observadas durante las diferentes fases del ciclo ENOS.

3. El océano y la atmósfera en la región del Pacífico tropical

Uno de los rasgos más distintivos de la distribución de TSM en el Pacífico tropical es la presencia de una lengua de agua fría que se extiende desde la costa de Sudamérica hacia el oeste (Fig. 11.5.) En contraposición a ésta, en la parte occidental (es decir en la parte oeste), se localizan aguas superficiales

² Ver artículo de *K. E. Trenberth*. The definition of El Niño. publicado en "Bulletin of the American Meteorological Society", 78, 12, 2771-2777, 1997.

³ Para calcular la media móvil de un mes particular (por ejemplo mayo de 2003) se promedian los valores de los dos meses anteriores (marzo y abril de 2003), los dos meses posteriores (junio y julio de 2003) y el mes central (mayo 2003). Así el valor suavizado es el promedio de 5 meses centrado en el mes en cuestión.

con temperaturas superiores a 29° C. Dicha región se conoce como poza de aguas cálidas y en ella se encuentran las aguas oceánicas de mayor temperatura del planeta. Las elevadas temperaturas del mar en esta zona producen una intensa convección en la atmósfera. La convección es el proceso por el cual el aire cálido y húmedo que se encuentra cerca de la superficie del mar se eleva. Al subir se enfría y el vapor de agua (o humedad) que proviene de la evaporación del agua de mar, se condensa formando nubes. Sobre la poza de aguas cálidas este fenómeno es muy vigoroso. Allí se generan grandes corrientes de aire ascendente, dando lugar a la formación de extensas nubes de tipo convectivo, que incluso pueden alcanzar la tropopausa localizada a unos 20 km de altura en esa región.

La distribución de TSM en el Pacífico tropical refleja, en gran medida, la distribución de las corrientes superficiales. Sin embargo, la presencia de la lengua de aguas frías en la región oriental se debe principalmente al transporte hacia superficie de aguas frías que provienen de capas subsuperficiales. Este transporte vertical se denomina surgencia ecuatorial y es causado por los vientos alisios que soplan del este a lo largo del ecuador. Los vientos alisios producen directamente un transporte hacia el norte, al norte de la línea ecuatorial, y uno hacia el sur en el sector sur del ecuador, creando una región de divergencia. El agua superficial que se aleja del ecuador es reemplazada por aguas frías que surgen desde algunas decenas de metros bajo la superficie, típicamente por sobre los 150 m de profundidad. La surgencia ecuatorial mantiene así una franja de aguas frías a lo largo del ecuador. Adicionalmente, el transporte o advección de aguas frías proveniente de la costa oeste de Sudamérica, también puede contribuir a mantener esta lengua de aguas frías.

En contraste, en la parte occidental del Pacífico tropical la falta de surgencia favorece la formación de la poza de aguas cálidas. Los vientos en la parte occidental son relativamente débiles y soplan predominantemente del oeste, es decir en lugar de surgencia ellos favorecen la subsidencia (hundimiento) de aguas superficiales. Además, la gran profundidad de la termoclina en esta zona dificulta cualquier tipo de mezcla entre las aguas frías profundas y las aguas cálidas de superficie.

En general, la distribución de gran escala de la salinidad superficial en los océanos refleja la distribución espacial de la precipitación y de la evaporación. A grandes rasgos ésta tiende a presentar máximos valores en los subtropicos y decrece hacia latitudes altas. Un mínimo de salinidad también se observa en la parte tropical, ligeramente al norte del ecuador (Fig. 11.6.). Además de los cambios estacionales, la distribución de salinidad superficial en las regiones tropicales, también presenta cambios interanuales asociados a los desplazamientos de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Ésta es una banda de bajas presiones en superficie donde convergen los vientos alisios, asociados a la circulación subtropical de ambos hemisferios. La ZCIT se caracteriza por presentar amplia nubosidad y abundantes precipitaciones.

Cabe destacar, que las salinidades alcanzan valores mayores a 36 sobre la extensa región del Pacífico Sur, dominada por buenas condiciones de tiempo debido a la presencia del anticiclón subtropical. La salinidad, junto con la temperatura, determinan la densidad del agua de mar y su distribución a gran escala es relevante en la circulación profunda de los océanos, conocida como circulación termohalina⁴ (o termosalina). Al aumentar la salinidad se incrementa la densidad del agua, de esta manera, en regiones subtropicales donde ocurre alta evaporación, la salinidad puede jugar un papel importante en el hundimiento de aguas salinas superficiales por debajo de la termoclina. Dichas aguas pueden alcanzar el ecuador afectando la distribución vertical de densidad. Como veremos más adelante, cambios en la densidad del agua en regiones subtropicales pueden ser relevantes para explicar variaciones de las características de El Niño entre décadas.

Uno de los rasgos importantes del Pacífico ecuatorial y de gran relevancia para El Niño, es la profundidad de la termoclina. Se denomina así a la capa del océano que separa las aguas superficiales cálidas y bien mezcladas, de las aguas profundas frías y de mayor densidad. En la termoclina, la temperatura cambia rápidamente desde valores superficiales cercanos a 15° C–25° C, a valores de 2° C–5° C típicos del océano profundo (ver por ejemplo Fig. 11.7.). En general, la profundidad de la termoclina varía

⁴ Ver capítulo 10 "Corrientes marinas y masas de agua".

ampliamente en diferentes regiones del océano. En regiones subtropicales, además de la termoclina principal o permanente, se puede observar una pronunciada termoclina de verano, situada a profundidades menores que la anterior. Particularmente, en el Pacífico ecuatorial la profundidad de la termoclina varía considerablemente entre la parte oriental, donde suele encontrarse a pocas decenas de metros, y la parte occidental, donde se sitúa a algunas centenas de metros. La figura 11.7. muestra la profundidad de la isoterma de 20° C a través de todo el Pacífico ecuatorial. Como puede observarse en los paneles inferiores de la figura esta isoterma representa la posición promedio de la termoclina en la región. De manera opuesta a la inclinación de la termoclina, el nivel del mar a lo largo del ecuador decrece hacia el este. En promedio, éste se encuentra aproximadamente 50 cm más alto en la parte occidental que en la parte oriental.

Durante eventos El Niño, junto con el aumento de la TSM en la parte oriental del Pacífico, la termoclina se profundiza dramáticamente, así, aguas más cálidas ocupan una fracción mayor de la región superior de la columna de agua en esta parte del Pacífico. Además de las variaciones zonales⁵ también existen cambios en la temperatura superficial y en la profundidad de la termoclina en la dirección meridional (Fig. 11.8.). Esta última tiene importantes efectos en la distribución de la densidad, y por ende, en la distribución de la presión subsuperficial y en la circulación a lo largo del ecuador. Si bien la salinidad juega un papel importante en la densidad, las variaciones de ella son pequeñas comparadas con los cambios de la temperatura. Así, la distribución de densidad tiende a ser similar a la distribución de temperatura. Como veremos a continuación, esta distribución meridional de temperaturas se relaciona estrechamente con el campo de velocidades en el océano.

3.1. La circulación oceánica en el Pacífico tropical

La componente vertical de la rotación de la tierra⁶ denotada por $f/2$ (donde f es el parámetro de Coriolis), juega un papel central en la circulación de gran escala del océano y de la atmósfera. Esta componente es positiva en el hemisferio norte (es decir donde el giro en el plano horizontal, asociado a la rotación terrestre, es contrario al de las agujas del reloj) y negativa en el hemisferio sur (giro en el sentido de las agujas del reloj). Pero justo sobre el ecuador ésta se anula, dando lugar a una de las características dinámicas más importantes de las regiones ecuatoriales. Una consecuencia directa de esto es, por ejemplo, la surgencia ecuatorial y la existencia de ondas ecuatoriales que son fundamentales para el desarrollo del ciclo ENOS. Junto con lo anterior, la distribución de los vientos sobre el Pacífico tropical da lugar a un complejo sistema de corrientes y contracorrientes oceánicas en la región.

La figura 11.9. muestra un esquema de la circulación en el Pacífico tropical. En superficie se distinguen dos flujos hacia el oeste, la Corriente Ecuatorial del Sur, que se extiende hacia el sur de 3° N y la Corriente Ecuatorial del Norte que se ubica al norte de 10° N, aproximadamente. Entre ambos flujos se encuentra un flujo superficial opuesto, es decir una corriente que fluye hacia el este, localizada aproximadamente entre 3° N y 10° N. Ésta se denomina Contracorriente Ecuatorial del Norte. El término contracorriente se debe no sólo al hecho que fluye en dirección opuesta a las amplias corrientes que la flanquean, sino que además fluye en dirección opuesta a los vientos predominantes. Cerca de la superficie esta contracorriente tiene velocidades medias de 50 cm/s. La Corriente Ecuatorial del Norte es un flujo relativamente débil con velocidades superficiales medias de 20 cm/s. En contraste, la Corriente Ecuatorial del Sur tiene un núcleo entre el ecuador y 3° N con velocidades superficiales cercanas a 100 cm/s. Cerca de 9° S, en la parte occidental del Pacífico, al oeste de 180° (longitud conocida como línea de cambio de fecha), existe una contracorriente que fluye en dirección este llamada Contracorriente Ecuatorial del Sur, pero hacia el este de dicha longitud, su aparición es sólo esporádica.

Centrada en el ecuador y bajo la Corriente Ecuatorial del Sur, se encuentra la Corriente Ecuatorial Subsupsuperficial que fluye hacia el este, llamada también Corriente de *Cronwell*. Este flujo abarca 150 m de

⁵ Tanto en oceanografía como en meteorología se utilizan los términos zonal y meridional para denotar las direcciones este-oeste y norte-sur, respectivamente. En este capítulo se hace uso frecuentemente de expresiones semejantes. Por ejemplo, una variación zonal de la temperatura, es una variación en sentido este-oeste.

⁶ Ver capítulo 9 "Ondas y mareas" y capítulo 10 "Corrientes marinas y masas de agua".

profundidad y se extiende sólo 300 kilómetros en sentido meridional. Su núcleo se localiza a una profundidad que varía de 200 m en la parte occidental del Pacífico a 40 m en la parte oriental, siguiendo aproximadamente la inclinación de la termoclina. Este flujo puede alcanzar velocidades tan altas como 150 cm/s, o aún mayores durante La Niña, mientras que durante El Niño, la mencionada corriente suele debilitarse e incluso puede desaparecer durante algunos períodos.

3.2. La circulación atmosférica sobre el Pacífico tropical

La circulación zonal de la atmósfera en las regiones tropicales responde directamente a la distribución de la temperatura superficial del mar. Sobre la poza de aguas cálidas en la parte occidental del Pacífico tropical, el aire se calienta y se eleva produciendo un área de bajas presiones en superficie. En contraste, sobre la lengua de aguas frías en la parte oriental, el aire cerca de la superficie es frío y tiende a moverse a lo largo del ecuador hacia la región de baja presión sobre la poza de aguas cálidas, dando lugar a los vientos alisios. En altura, cerca del límite de la tropósfera, el aire se desplaza desde la región occidental hacia la lengua fría donde desciende, generando así una celda convectiva de gran escala. Ésta se conoce como circulación de *Walker* (Fig. 11.4.) y junto con la circulación de *Hadley*, en sentido nortesur, son las componentes más relevantes de la circulación de gran escala en las regiones tropicales y subtropicales.

A diferencia de la circulación de *Walker*, la circulación de *Hadley* es fundamentalmente meridional. En ella, aire seco que baja en las regiones subtropicales se mueve cerca de la superficie hacia el ecuador donde se calienta, se satura de vapor de agua y se eleva. En altura, el aire circula desde la zona ecuatorial hacia los subtrópicos. Tal movimiento está relacionado con la presencia de altas presiones en las zonas subtropicales en ambos hemisferios conocidos, según su ubicación, como anticiclones subtropicales del Pacífico Sur y Pacífico Norte. Ambas celdas, la de *Hadley* en sentido meridional y la de *Walker* en sentido zonal, operan conjuntamente y dan lugar a la distribución observada tanto de presión como de vientos. En superficie los vientos alisios soplan desde la región de alta presión sobre la lengua de aguas frías hacia la zona de bajas presiones sobre la poza cálida. La intensidad de la circulación de *Walker* y por ende la intensidad de los vientos alisios, resultan muy sensibles a la diferencia de presiones entre la parte oriental y occidental del Pacífico. Debido a que esta distribución de presiones es controlada por las temperaturas superficiales del mar, los vientos alisios dependen en gran medida del gradiente zonal de temperaturas. Como veremos a continuación, esta relación es la base del mecanismo del ciclo ENOS.

Cuando los vientos alisios se debilitan, como ocurre durante eventos El Niño, la surgencia ecuatorial que mantiene la lengua de aguas frías en la parte oriental se reduce y, por ende, la temperatura superficial del mar en esta región aumenta. El contraste térmico, o diferencia de temperaturas, entre la parte oriental y occidental del Pacífico tropical se reduce, menguando la circulación de *Walker* y con esto reforzando el debilitamiento de los vientos alisios. De este modo la disminución de los alisios favorece aún más el calentamiento de la parte oriental al reducir la surgencia, y la temperatura del mar continúa aumentando hasta que un nuevo mecanismo reestablezca las condiciones normales. Por el contrario, un incremento de los vientos alisios refuerza la surgencia, reduciendo las temperaturas de la lengua fría y acrecentando así la circulación de *Walker* y los mencionados vientos. Éste es el caso de los períodos fríos (La Niña). Para entender cómo se producen los cambios entre períodos de El Niño y La Niña y de qué manera perturbaciones iniciales dan lugar a un evento El Niño, es necesario conocer cómo el océano tropical se ajusta (responde) a los cambios en los vientos. Este ajuste no es instantáneo, sino que involucra la propagación de ondas que llevan información desde una región a otra a lo largo del Pacífico tropical. En este proceso, dos tipos de ondas ecuatoriales son de gran relevancia y subyacen en la base de nuestro conocimiento sobre la dinámica del ENOS: las ondas de *Kelvin* y las ondas de *Rossby*.

4. Ondas en el océano ecuatorial

Variaciones en los vientos sobre el Pacífico tropical con períodos que van desde días a meses, pueden generar ondas oceánicas que juegan un papel central en los eventos El Niño. A diferencia de las ondas comunes que se propagan por la superficie del mar, las oscilaciones que estudiaremos en esta sección se propagan por el interior, es decir bajo la superficie del mar. Ellas perturban principalmente la termoclina y su manifestación en la superficie es muy pequeña. Mientras la termoclina puede hundirse (o elevarse) varias decenas de metros con el paso de una cresta (o un valle), el nivel del mar sólo se eleva (o hunde) unos pocos centímetros. Por esta razón, este tipo de ondas se les denomina ondas internas u ondas baroclínicas. Debido a que el período de estas ondas es muy largo (días o meses), ellas son fuertemente afectadas por la rotación de la tierra.

Aunque existen varios tipos de ondas ecuatoriales que son importantes para entender cómo el océano tropical se ajusta a los cambios de los vientos en distintas frecuencias, en esta sección estudiaremos sólo aquellas ondas que son de mayor relevancia para entender los aspectos fundamentales de El Niño, a saber, las ondas de *Kelvin* y de *Rossby*. Las ondas de *Kelvin* ecuatoriales se caracterizan por su propagación sólo en dirección este. En general, la velocidad de propagación depende de la profundidad del océano y de las características de la estratificación, es decir, de la variación vertical de la densidad en la columna de agua (o más directamente, de la profundidad de la termoclina). Para visualizar el efecto de la estratificación podemos representar el océano por varias capas de agua de diferente densidad. En cada interfase (límite entre dos capas de diferente densidad) se pueden propagar ondas de *Kelvin* internas. Para cada interfase, la velocidad de propagación dependerá de la diferencia de densidad entre las capas adyacentes y de sus espesores. El caso más simple es representar el océano mediante dos capas de diferente densidad (ρ y $\rho + \Delta\rho$), donde la densidad de la capa inferior es mayor que la densidad de la capa superior (capa activa). Cuando el océano está en reposo, la interfase que separa ambas capas se encuentra a una profundidad h_0 , mientras que la profundidad de la capa inferior es infinita y permanece siempre en reposo (Fig. 11.10.). Éste es un modelo muy simplificado del océano que, sin embargo, captura componentes esenciales de las ondas baroclínicas, siendo ampliamente usado para representar ondas de *Kelvin* en el ecuador. En este modelo la velocidad de fase (c) de las ondas de *Kelvin* está dada por

$$c = \sqrt{g' h_0}$$

donde h_0 es la profundidad de la capa activa con densidad ρ y g' se conoce como gravedad reducida y esta dada por

$$g' = g\Delta\rho/\rho,$$

g es la aceleración de gravedad y el factor $\Delta\rho/\rho$ típicamente tiene valores cercanos a 3×10^{-3} . Otra propiedad importante de las ondas de *Kelvin* es que su amplitud decrece exponencialmente desde el ecuador hacia latitudes mayores

$$\eta = \eta_0 e^{-y^2/R^2},$$

donde η_0 representa la amplitud de la perturbación de la interfase en el ecuador, y es la distancia meridional desde la línea del ecuador, y R es la escala de decaimiento conocida como radio de deformación ecuatorial

$$R^2 = \frac{2c}{\beta},$$

donde $\beta = 2W/a$, a es el radio medio de la Tierra y W su velocidad angular ($\beta = 2.3 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Cerca del ecuador el parámetro de *Coriolis* es simplemente $f = \beta y$. Usando un valor de c característico para el Pacífico tropical ($c = 2.4 \text{ m/s}$ es la velocidad típica para el primer modo vertical de una onda de *Kelvin* ecuatorial), se tiene que R es aproximadamente 460 km.

La velocidad de las parcelas de agua bajo el paso de una onda sinusoidal está dada por

$$u = \frac{g' \eta_0}{c} e^{-y^2/R^2} \sin(kx - \omega t)$$

Es decir las corrientes oscilan sólo en dirección este-oeste (zonalmente) al paso de las ondas de *Kelvin* ecuatoriales.

Un segundo tipo de onda importante para el estudio de El Niño es la onda de *Rossby* ecuatorial. A diferencia de las ondas de *Kelvin*, ésta sólo puede existir a frecuencias muy bajas (períodos largos). Para valores típicos de estratificación en el Pacífico tropical, la frecuencia más alta (o menor período) que pueden tener las ondas de *Rossby*, conocida como frecuencia crítica, es de 0.03 ciclos por día (33 días). Para una frecuencia dada, menor a la frecuencia crítica, pueden existir ondas con dos longitudes distintas y por ende con velocidades de fase diferentes. Para frecuencias muy bajas, la onda que tiene longitud de onda mayor es conocida como onda larga. La velocidad de fase en ambos casos (ondas largas y ondas cortas) es hacia el oeste. Es decir, las ondas sólo pueden propagarse en la dirección opuesta a las ondas de *Kelvin*. Pero la energía asociada a las ondas cortas de *Rossby* se propaga hacia el este, es decir, en sentido opuesto a la velocidad de fase. Para el caso de las ondas largas, tanto la velocidad de fase como la velocidad de grupo (velocidad a la que se propaga la energía), tienen un mismo sentido. En general, las ondas largas de *Rossby* son de mayor interés en nuestro análisis, mientras que las ondas cortas sólo juegan un papel relevante cerca del borde occidental del Pacífico tropical.

Como se muestra en la figura 11.11, la velocidad de las partículas o corrientes asociadas a las ondas de *Rossby* tiende a seguir contornos de igual elevación de la interfase (contornos de igual presión), es decir las corrientes están aproximadamente en balance geostrofico. Existen diferentes formas meridionales o modos que pueden ser excitados dependiendo de las características del viento y de la reflexión de otras ondas en la costa de Sudamérica. La máxima amplitud de la onda se encuentra fuera del ecuador. Usando valores típicos del Pacífico tropical, la perturbación asociada al modo 1 meridional alcanza un máximo cerca de los 5° de latitud, a ambos lados del ecuador (Fig. 11.11.), mientras que el modo 2 es antisimétrico. En general, los modos meridionales pares son antisimétricos y los impares simétricos. Los modos meridionales altos están asociados a frecuencias más bajas y se proyectan en forma creciente hacia latitudes mayores. Para un estudio más detallado de las ondas de *Rossby* y otras ondas ecuatoriales se puede consultar el libro de S. George Philander (1990) indicado al final del capítulo.

Al igual que para las ondas de *Kelvin*, se puede considerar que el océano está compuesto de diferentes capas de igual densidad y, por lo tanto, pueden existir ondas que se propagan a lo largo de cada interfase, es decir, pueden existir diferentes modos verticales. Como en el caso de las ondas de *Kelvin*, nuestro principal interés será el caso simple de un océano de 2 capas en el cual existe sólo un modo vertical interno. En este caso, la velocidad de fase de la onda de *Rossby* larga, para frecuencias bajas, está dada en forma aproximada por

$$c_r = -c/(2n + 1), \text{ con } n = 1, 2, 3, \dots$$

donde c es la velocidad de fase de la onda de *Kelvin* y n es el modo meridional. Note que la velocidad de la onda más rápida, correspondiente a $n = 1$, es hacia el oeste y tiene una magnitud igual a la tercera parte de la velocidad de la onda de *Kelvin* (que viaja siempre hacia el este). Así, la velocidad típica para las ondas de *Rossby* será de 0.8 m/s hacia el oeste. Si consideramos la gran extensión del Pacífico

(17.000 km aproximadamente), una onda de *Kelvin* ecuatorial viajando a 2.4 m/s demorará aproximadamente 80 días en cruzar el Pacífico, mientras que la onda de *Rossby* (modo 1 meridional que es el más rápido) lo hará en 8 meses.

Una representación simplificada del forzamiento de estas ondas, debido a cambios en los vientos, se muestra en la figura 11.12. En este caso, vientos alisios anormalmente intensos (procedentes del este⁷) generan anomalías en el transporte de *Ekman* meridional que aleja las aguas superficiales del ecuador, reforzando la surgencia y elevando la termoclina sobre su nivel medio. Por otra parte, este transporte de *Ekman* produce convergencia fuera del ecuador hundiendo la termoclina por debajo de su nivel medio en estas regiones. La elevación de la termoclina en el ecuador genera una onda de *Kelvin* de surgencia, mientras que las convergencias en ambas regiones adyacentes al ecuador, que hundan la termoclina, dan lugar a ondas de *Rossby* de subsidencia. La onda de *Kelvin* de surgencia se propaga hacia el este y a su paso eleva la termoclina a lo largo del ecuador, mientras que las ondas de *Rossby* se propagan lentamente hacia el oeste, hundiendo la termoclina a ambos lados del ecuador. En el caso opuesto, anomalías positivas del viento cerca del ecuador (vientos alisios débiles como aquellos observados durante períodos El Niño), originan convergencia en el ecuador, el hundimiento de la termoclina bajo su nivel promedio y la propagación de ondas de *Kelvin* de subsidencia. En este caso, las anomalías en los vientos generan divergencia en las regiones adyacentes al ecuador, originando ondas de *Rossby* de surgencia⁸.

Las ondas de *Kelvin* ecuatoriales al elevar o hundir la termoclina, tienen un impacto directo sobre la temperatura superficial del mar, particularmente en la parte oriental del Pacífico tropical donde la termoclina se encuentra a pocas decenas de metros de la superficie. Por otra parte, las corrientes superficiales asociadas a las ondas de *Kelvin* pueden producir advección de aguas a lo largo del ecuador, afectando la distribución de las temperaturas superficiales. Este efecto es particularmente relevante en el borde de la poza cálida donde los gradientes zonales de temperatura superficial son más intensos.

La magnitud del viento zonal a lo largo del ecuador depende del contraste térmico entre la lengua de aguas frías en la región oriental y la poza de aguas cálidas en la parte occidental. Cuando este gradiente se reduce, los vientos alisios se debilitan, mientras que cuando la diferencia de temperaturas se incrementa, los vientos alisios se refuerzan. De esta manera, las ondas de *Kelvin*, al perturbar la temperatura superficial, pueden alterar también el campo de viento zonal (vientos alisios) en el Pacífico tropical. Cuando una onda de *Kelvin* de surgencia llega a la parte occidental, eleva la termoclina contribuyendo a la disminución de la temperatura superficial en la lengua de agua fría, reforzando así el contraste zonal de temperaturas y las anomalías negativas del viento, las que a su vez, favorecen aún más la surgencia de agua fría. Esta es la condición típica durante los eventos fríos o La Niña. Por el contrario, cuando una onda de *Kelvin* de subsidencia alcanza la parte oriental del Pacífico hunde la termoclina y se reduce el aporte de aguas frías por surgencia. De esta manera la lengua de aguas frías aumenta su temperatura, reduciendo el contraste térmico este-oeste, debilitando a su vez los vientos alisios y la surgencia. La temperatura en la parte oriental aumenta, lo cual contribuye a un mayor debilitamiento de los vientos, dando lugar a un período cálido o evento El Niño. La retroalimentación positiva que resulta de la relación entre los vientos alisios y el gradiente térmico zonal, permite que perturbaciones de amplitud moderada en el campo de temperaturas (o en el campo de vientos) crezcan rápidamente, dando lugar a las grandes anomalías observadas durante El Niño y La Niña.

5. El oscilador de acción retardada

Durante los eventos cálidos, las anomalías positivas en los vientos (debilitamiento de los vientos alisios), que hundan la termoclina en la parte oriental del Pacífico tropical y generan ondas de *Kelvin* de

⁷ El viento se considera positivo cuando sopla hacia el este, por lo tanto, cuando los vientos alisios son anormalmente intensos se observan anomalías negativas y cuando son anormalmente débiles, o se revierten, se observan anomalías positivas.

⁸ El término onda "de surgencia" se utiliza para indicar que la onda produce un levantamiento de la termoclina y onda "de subsidencia" para indicar que ésta produce un hundimiento.

subsistencia, producen también una elevación de la termoclina en las regiones aledañas a ambos lados del ecuador y así generan ondas de *Rossby* de surgencia. Mientras la onda de *Kelvin* de subsidencia viaja rápidamente hacia el este hundiendo la termoclina en el ecuador, la onda de *Rossby* se mueve más lentamente hacia el oeste. Una vez que la onda de *Rossby* de surgencia ha alcanzado el complejo y discontinuo borde occidental del Pacífico varios meses más tarde, ésta se refleja como una onda *Kelvin* de surgencia propagándose hacia la región oriental. Allí la onda levanta la termoclina ecuatorial restableciendo la lengua de aguas frías, el gradiente zonal de temperaturas y los vientos alisios, poniendo fin al evento cálido. Luego, el refuerzo del contraste térmico genera anomalías negativas en los vientos (vientos alisios más intensos), reforzando con ello la surgencia y reduciendo aún más la temperatura de la lengua de aguas frías, lo cual contribuye a resaltar la diferencia zonal de temperaturas. Cuando esto ocurre se ha iniciado un período frío.

A diferencia del caso anterior, durante La Niña se generan ondas de *Kelvin* de surgencia, las cuales contribuyen al fortalecimiento de la perturbación inicial y se generan ondas de *Rossby* de subsidencia. Después de varios meses estas ondas se reflejan en el borde occidental del Pacífico ecuatorial, como ondas de *Kelvin* de subsidencia que se propagan hacia el este. Cuando estas ondas llegan a la zona de la lengua de aguas frías, hunden la termoclina, debilitando la surgencia de aguas frías y elevando la temperatura superficial en esta región. Con esto se pone fin al período frío y se da inicio a un nuevo ciclo de la oscilación.

El mecanismo descrito anteriormente se conoce como oscilador de acción retardada. En él juegan un rol central la retroalimentación positiva entre los vientos y la diferencia de temperaturas entre la poza de aguas cálidas y la lengua de aguas frías, las ondas de *Kelvin* y de *Rossby* y en particular la reflexión de las ondas de *Rossby* en el borde occidental del océano. El retardo en el oscilador está dado principalmente por el largo tiempo que demoran las ondas de *Rossby* en viajar desde la zona de generación en el Pacífico ecuatorial central hasta el borde occidental de la cuenca. Son estas ondas las que permiten la retroalimentación negativa que provoca los cambios entre una fase cálida y una fría.

Este fenómeno oscilatorio pone en evidencia importantes aspectos relacionados con el ciclo ENOS, tales como la alternancia de fases frías y cálidas y el período del ciclo. Sin embargo, observaciones directas realizadas en el Pacífico tropical antes y durante el evento El Niño 1997-98, no mostraron que ondas de *Kelvin* de subsidencia, generadas por la reflexión de ondas de *Rossby*, hayan dado inicio a este evento.

6. Nuevas teorías sobre el ENOS

Cuando se inició el evento El Niño 1997-98 nadie sospechaba la gran magnitud que éste alcanzaría. Sin embargo, la comunidad oceanográfica y científica en general estaba preparada como nunca antes para registrarlo. El arreglo de boyas del programa TAO/TRITON en el Pacífico tropical se encontraba en pleno funcionamiento, al igual que los satélites que permitían medir las perturbaciones en la superficie del mar, los vientos y la TSM. El enorme despliegue de sensores dispuestos en el Pacífico tropical permitiría seguir, por primera vez, la evolución de un evento en detalle y probar así varias hipótesis formuladas respecto a El Niño.

Un primer resultado que llamó la atención fue que el evento comenzó con una serie de pulsos de vientos intraestacionales (de 40 a 90 días de período) en la parte oeste del Pacífico ecuatorial, asociados a ondas atmosféricas conocidas como oscilaciones de *Madden-Julian*. Estos pulsos de vientos forzaron ondas de *Kelvin* de subsidencia en la parte occidental, también de escala intraestacional, que al llegar a la lengua de aguas frías hundieron la termoclina. Consecuentemente, la temperatura superficial del mar en esta región comenzó a elevarse, iniciándose el ciclo típico de los eventos El Niño. Las observaciones mostraron que fueron estas ondas de *Kelvin*, directamente forzadas por los vientos, las que iniciaron el evento cálido y no la reflexión de una onda de *Rossby* de subsidencia en el borde occidental, como propone el mecanismo del oscilador de acción retardada.

Por otra parte, un análisis preliminar de las observaciones indicó que la reflexión de la onda *Rossby* de surgencia habría jugado un papel importante en el término del evento. Sin embargo, estudios

posteriores también han cuestionado esta posibilidad. Si la reflexión de las ondas en el borde occidental del océano no es directamente responsable del inicio de una u otra fase del ENOS, entonces el oscilador de acción retardada no es válido y, por tanto, esta teoría debe ser revisada. Este es un tema de amplia discusión y aunque este mecanismo no se ha descartado, hay otros elementos claves que deben ser considerados. Actualmente existe una visión alternativa sobre el inicio de un evento El Niño y que cuenta con un mayor respaldo en las recientes observaciones.

6.1. El impacto de las oscilaciones intraestacionales

Las oscilaciones intraestacionales en la atmósfera generan importantes anomalías positivas en los vientos en la parte occidental y central del Pacífico ecuatorial (es decir intensificación de los vientos del oeste o debilitamiento de los alisios). Estos cambios en los vientos fuerzan ondas de *Kelvin* de subsidencia que se propagan hacia la región de la lengua de aguas frías, hundiendo la termoclina. Además, originan corrientes superficiales que pueden mover el borde de la poza cálida hacia el este y, con ella, la zona de convección en la atmósfera. Tal desplazamiento de la zona de convección hacia el este permite, a su vez, que los vientos del oeste en la parte oriental del Pacífico ecuatorial penetren más hacia el Pacífico central, reforzando la generación de ondas de *Kelvin* de subsidencia y el desplazamiento hacia el este de la poza cálida. Esta retroalimentación positiva entre las ondas de *Kelvin* de subsidencia en el océano y las oscilaciones de *Madden-Julian* en la atmósfera tiene como consecuencia el hundimiento de la termoclina en el Pacífico oriental y de esta manera, un mayor impacto en la temperatura de la lengua de aguas frías. Al elevarse la temperatura en esta región se debilitan los vientos alisios y se inicia el evento cálido. De acuerdo con esta visión, las oscilaciones intraestacionales en la atmósfera son el detonante de una fase cálida.

Trabajos posteriores, tanto de modelación como basados en observaciones, han mostrado que para que las oscilaciones intraestacionales tengan el efecto indicado, deben actuar sobre condiciones especialmente favorables. Ellas están dadas por la cantidad de calor almacenado en la parte occidental (es decir, la termoclina debe estar suficientemente profunda en la parte occidental y con su correspondiente inclinación) y ocurrir en un período del año que refuerce las condiciones necesarias para el desarrollo del acontecimiento. En efecto, el ciclo anual tiene un importante rol en el Pacífico tropical y en la manifestación de los eventos El Niño. Por ejemplo, normalmente éstos comienzan durante el otoño y el invierno austral. Son las condiciones de invierno en el hemisferio sur, las que favorecerían el desplazamiento hacia el este de la zona de convección (y de la poza cálida) localizada comúnmente en el Pacífico occidental. Sin embargo, es importante resaltar que cada evento tiene sus propias particularidades y, en general, cada uno difiere de los patrones promedios.

6.2. Variabilidad interdecadal

Durante la última década, diversos análisis de datos históricos han mostrado la presencia de variaciones de escala temporal de una a varias décadas en el sistema océano-atmósfera. Estas variaciones han sido estudiadas con particular énfasis en el Pacífico norte y tropical. Originalmente, el estudio de estas variaciones interdecadales fue motivado por cambios que se observaron en las pesquerías pelágicas del Pacífico. Análisis posteriores han revelado que estas oscilaciones afectan de manera coherente amplias regiones de la cuenca del Pacífico, sin embargo, los mecanismos físicos responsables de estas variaciones son todavía materia de debate.

Algunos trabajos asignan un papel central al sistema océano-atmósfera tropical, indicando que la variabilidad interdecadal es el resultado de interacciones entre fluctuaciones interanuales u otras fluctuaciones de mayor frecuencia, que pueden afectar la periodicidad e intensidad de El Niño. En este caso, las oscilaciones interdecadales son una característica propia del sistema acoplado océano-atmósfera ecuatorial. Diversos estudios basados en modelos físico-matemáticos del océano y la atmósfera, presentan variabilidad interdecadal de acuerdo con esta hipótesis. Por otra parte, otras investigaciones otorgan mayor importancia a procesos dinámicos que ocurren en latitudes medias, es decir, fuera de las regiones tropicales, y a interacciones entre las regiones tropicales y extratropicales. Particularmente, se

han propuesto dos mecanismos básicos relacionados con la influencia de las regiones extratropicales: 1) Anomalías de temperatura (y/o salinidad) generadas en latitudes medias y transportadas por debajo de la capa superficial hacia el ecuador, podrían afectar las características de la termoclina ecuatorial, modulando El Niño a escalas interanual e interdecadal; 2) Cambios en la circulación meridional oceánica entre los trópicos y subtropicos (la cual es controlada por el viento) podrían ser responsables de transportar mayor o menor calor de regiones subtropicales, modulando así las características de la termoclina a lo largo del ecuador.

La primera hipótesis ha sido ampliamente criticada ya que, tanto observaciones como modelos, muestran que las anomalías no se mantendrían en su camino hacia el ecuador, debido a procesos de mezcla. Las observaciones tienden más bien a confirmar la segunda hipótesis. Los vientos alisios, que soplan a lo largo de una gran extensión a través del océano Pacífico tropical, producen un transporte meridional de aguas superficiales hacia latitudes mayores. Eventualmente estas aguas se hundan y retornan al ecuador siguiendo superficies de igual densidad, localizadas típicamente en profundidades entre 100 y 400 m aproximadamente. Cerca del ecuador, ellas son transportadas hacia las capas superficiales por efecto de la surgencia ecuatorial. La intensidad de esta celda de circulación meridional puede afectar de manera importante las características de las aguas ecuatoriales en profundidades donde se localiza la termoclina, es decir, ella podría influir en la intensidad y profundidad de la termoclina ecuatorial. Observaciones recientes, han dejado de manifiesto que esta celda de circulación se ha debilitado desde mediados de la década de 1970, reduciendo la surgencia ecuatorial en un 25% dentro de una banda comprendida entre 9° S y 9° N y elevando la temperatura superficial del mar en la región, aproximadamente 0.8° C. Esta variación coincide con un cambio de gran magnitud observado en el Pacífico, denominado cambio de régimen y que estaría relacionado a una fluctuación de escala interdecadal. Como se mencionó anteriormente, las causas de estas variaciones interdecadales son medianamente comprendidas. Este es un tema de amplia discusión científica e intensamente estudiado en la actualidad.

7. Impactos de El Niño–Oscilación del Sur

La evolución normal del clima en muchas zonas del planeta se ve alterada debido al desarrollo, en una región relativamente pequeña ubicada en el Pacífico tropical, de los eventos El Niño y La Niña. Durante éstos, se registran valores extremos de precipitación, temperatura del aire y del mar, vientos, nubosidad, caudales de ríos -entre otros parámetros-, en regiones tan diversas como India, Sudamérica, África, Australia, Japón, Siberia o Norteamérica. Estas alteraciones climáticas tienen consecuencias o impactos generalmente negativos en distintos sectores de la sociedad. Por ejemplo, afectan el sector pesquero, la generación hidroeléctrica, el turismo, transporte, salud y agricultura. Por tal motivo, la comunidad científica mundial realiza muchos esfuerzos por pronosticar la aparición y posterior evolución de los eventos El Niño y La Niña, con la finalidad de anticipar y mitigar sus impactos negativos.

Los primeros intentos por pronosticar las lluvias monzónicas en la India, realizados por *Gilbert Walker*⁹ entre la segunda y tercera década del siglo XX, dieron los primeros indicios de la existencia del ciclo ENOS. *Walker* relacionó las lluvias en la India con varios parámetros meteorológicos de distintos lugares del mundo, dándose cuenta que existían oscilaciones del campo de presión, bautizando a una de ellas como Oscilación del Sur (OS). En su versión original, definida por *Walker* y *Bliss* en 1932, el índice de la Oscilación del Sur (IOS) para el trimestre junio-agosto se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$\text{IOS} = 0.84 (\text{presión Santiago}) + 0.76 (\text{presión Honolulu}) + 0.76 (\text{lluvia India}) + 0.72 (\text{caudal Nilo}) + 0.66 (\text{presión Manila}) - 0.8 (\text{presión Batavia}) - 0.76 (\text{presión Cairo}) - 0.72 (\text{temperatura Madrás}) - 0.68 (\text{presión Darwin}) - 0.6 (\text{lluvia Chile})$$

Es interesante notar que entre las variables usadas aparece la presión atmosférica y la precipitación en Santiago de Chile, indicando con esto que cuando la OS está en su fase negativa (El Niño), la

⁹ *Sir Gilbert Walker*, fue asignado por el Rey de Inglaterra, en 1920, como director general de los observatorios meteorológicos de India para efectuar el estudio de los monzones.

precipitación en Chile es mayor que lo normal y al contrario, cuando la OS se presenta en su fase positiva (La Niña), ésta es escasa. También aparece el caudal del río Nilo y la presión del Cairo en el norte de África, la temperatura y la lluvia en estaciones de la India, así como la presión en estaciones ubicadas en Oceanía y en islas del Pacífico central. Hoy en día, el IOS se calcula como la diferencia entre las presiones de Tahiti (al sur de Honolulu) y Darwin, ambas estaciones presentes en la ecuación original (Cuadro 11.1.).

Varias décadas después del trabajo de Walker y Bliss, estas relaciones se fueron verificando y muchas otras han sido descubiertas, conformando un cuadro de anomalías asociadas a los eventos El Niño y La Niña que puede cubrir gran parte del planeta (Cuadro 11.2.). Sin embargo, hay que tener en cuenta que, en general, estos eventos no siempre coinciden en la manera como se inician, desarrollan o terminan. Aún más, no siempre afectan el clima de la misma manera. Así mismo y tal como se ha descubierto recientemente, la relación entre los ciclos ENOS y las variaciones climáticas en distintos lugares del planeta pueden diferir con el tiempo, existiendo variaciones de estas relaciones entre décadas y posiblemente en períodos más largos de tiempo. Por lo tanto, el desarrollo de un evento El Niño o de un evento La Niña no garantiza, en muchas partes del trópico y de las regiones ubicadas en latitudes mayores, que los impactos que hayan ocurrido en el pasado sigan ocurriendo.

La figura 11.13. muestra las anomalías climáticas registradas durante 1997. A partir de mayo de ese año se inició uno de los eventos más intensos del siglo pasado y como se puede observar en la misma, hubo sequías e incendios, períodos prolongados de temperaturas altas, lluvias intensas e inundaciones en gran parte del planeta. Sin embargo, las anomalías que aparecen en toda Europa y otras regiones no siempre ocurren. Por ejemplo, en España y Portugal hubo inundaciones en agosto de 1997 mientras que durante el evento El Niño de 1982-83 se observó una severa sequía.

De esta manera, los impactos o las anomalías climáticas asociadas a las fases extremas del ciclo ENOS deben ser considerados en el ámbito de las probabilidades. Así, durante un evento El Niño o La Niña, aumenta o disminuye la posibilidad de ocurrencia de una anomalía climática en particular. Por otra parte, existe una tendencia de los medios de comunicación y de algunos científicos, de "culpar" a El Niño o La Niña, especialmente al primero, de las más diversas alteraciones climáticas. Tal vez es el precio que se debe pagar por la creciente popularidad de este proceso natural, pero debemos insistir en que los impactos no se dan en todas las regiones, ni épocas del año, y tampoco en todas las variables que componen el sistema climático.

El siguiente cuadro (Cuadro 11.3.) resume el conocimiento actual de los impactos en la precipitación y los caudales de ríos que se observan en Latinoamérica, cuando en el Pacífico tropical se presenta un evento El Niño o un evento La Niña. En primer lugar, resalta el hecho de que hay más anomalías asociadas a El Niño que a La Niña, lo que podría simplemente deberse a un mayor número de estudios acerca de El Niño. Sin embargo, esto también puede reflejar que los impactos no son simétricos, es decir, si durante El Niño se observa, por ejemplo, menos precipitación que lo normal en una región determinada, esto no significa que durante un evento La Niña deben registrarse lluvias anormalmente intensas.

Cuadro 11.2.

¿Cómo se modifica el clima del planeta debido a El Niño o La Niña?

La circulación de la atmósfera y del océano es forzada por el calentamiento diferencial del sol. Esta energía, que se concentra más en el trópico que en latitudes altas, se redistribuye para alcanzar un equilibrio térmico entre ambas regiones. Un equilibrio que, por cierto, nunca se alcanza. Así, los movimientos que se observan en el océano y la atmósfera transportan en promedio masas de aire y agua cálidas desde los trópicos hacia latitudes mayores y frías en sentido contrario. De esta manera, el calor que se almacena en el trópico puede considerarse como el motor de esta maquinaria climática y cualquier alteración que se produzca en esta región se verá reflejada luego en la circulación de la atmósfera y el océano. Específicamente, durante eventos El Niño o La Niña los patrones normales de la circulación atmosférica se ven modificados (conocidos como patrones de teleconexión) por ondas de gran escala (de miles de kilómetros de extensión espacial), que nacen en la región tropical del océano Pacífico alterando, por ejemplo, la trayectoria normal de los sistemas frontales en latitudes medias, la posición de las zonas de convergencia de vapor de agua, la intensidad y dirección de los vientos superficiales.

Cuadro 11.3.*Impactos de El Niño en Latinoamérica*

- Sequías severas en México.
- Disminución de la precipitación en América central sector Pacífico.
- Aumento de la precipitación en América central sector Atlántico.
- Disminución de la precipitación y caudales de ríos en Colombia.
- Sequías severas en el Nordeste de Brasil.
- Disminución de la precipitación en el norte de la Amazonía.
- Incremento de la precipitación y aluviones en la costa norte de Perú.
- Disminución de la precipitación en el Altiplano (Bolivia, Perú y Altiplano de Chile).
- Aumento de la precipitación y caudales en el sureste de América del Sur (este de Argentina, sur de Paraguay, sur de Brasil, y Uruguay).
- Aumento de la precipitación y caudales de ríos en Chile central.
- Incremento de caudales de ríos en Argentina central occidental.

Impactos de La Niña en Latinoamérica

- Fuertes precipitaciones e inundaciones en Colombia.
- Incremento de la precipitación en el Nordeste de Brasil y norte de la Amazonía.
- Disminución de la precipitación y caudales en el sureste de América del Sur (este de Argentina, sur de Paraguay, sur de Brasil, y Uruguay).
- Disminución de la precipitación y caudales de ríos en Chile central

Cuadro 11.4.*Impactos económicos atribuidos a El Niño
(expresados en millones de dólares de EE.UU.)*

	<i>El Niño 1982-83¹</i>	<i>El Niño 1997-98²</i>
• África	\$1000*	\$ 118
• Asia-Pacífico	\$3730	\$ 5333
• Centro-Sudamérica	\$1960	\$18068

¹ Informes a la Nación: "El Niño" y la predicción Climática. NOAA, 1994.

² El episodio de El Niño de 1997-1998: Una retrospectiva científica y técnica. OMM-Nº 905, 1999.

* Estimado sólo para Sudáfrica.

Impacto en el Perú del evento El Niño 1997-98

- \$1000 (55% infraestructura-transporte, 15% agricultura, 14% energía, y 9% educación) ³.
- Pesquería se redujo en 53% durante 1998 ⁴.

³ The World Bank 1997 Annual Report, World Bank, Washington, DC, 1997.

⁴ El Fenómeno El Niño (El Evento 1997-1998). Instituto del Mar del Perú, 1998. (disponible en línea desde www.imarpe.gob.pe).

Una parte menos conocida o evaluada de las anomalías climáticas asociadas a los extremos del ciclo ENOS, es su repercusión económica. Resulta difícil realizar este tipo de estimaciones debido a la insuficiencia de información confiable, a la diferencia entre las metodologías utilizadas para darle valor monetario a los desastres climáticos y, especialmente, a lo complicado que puede resultar establecer qué impacto está o no relacionado con un evento El Niño o La Niña. A pesar de estos inconvenientes, se han hecho algunas estimaciones del costo económico de los dos eventos El Niño más intensos del siglo pasado. El Cuadro 11.4. resume los impactos atribuidos a los eventos El Niño 1982-83 y 1997-98 en África, la región Asia-Pacífico y Centro y Sudamérica. Además, se detallan aquellos ocurridos en Perú durante el evento 1997-98.

Las cifras en pérdidas son cuantiosas. No cabe duda que las consecuencias económicas de El Niño o La Niña representan un problema social para los países afectados, que muchas veces no se mide con sólo cifras traducidas en pérdidas directas de dinero. Así, Centro-Sudamérica perdieron 18 mil millones de dólares durante el evento El Niño 1997-98 comparado con sólo 118 millones perdidos en África. Sin embargo, en dicho continente se evacuaron más de un millón de personas y otras 13 mil 300 personas murieron, en comparación con 410 mil evacuados y 560 personas fallecidas en Centro-Sudamérica.

Es difícil comparar los eventos El Niño 1982-83 y 1997-98 a través de las cifras proporcionadas en el cuadro anterior. Al menos para las regiones Asia-Pacífico y Centro-Sudamérica, el suceso de 1997-98 representó un mayor impacto económico. Pero, en realidad, no hay comparación posible. A diferencia del evento 1982-83, el que ocurrió en 1997-98 fue pronosticado con muchos meses de anticipación y se realizaron reuniones alrededor del mundo para evaluar su desarrollo y las posibles repercusiones que podrían originarse. A pesar de esto, los impactos fueron de la magnitud presentada en el Cuadro 11.4.

Entonces ¿Sirve de algo pronosticar la aparición de los eventos El Niño y La Niña? Es útil en la medida que aquellos que toman decisiones –en el sector estatal y privado- logren incorporar en sus sistemas de manejo la naturaleza probabilística de los pronósticos y desarrollen medidas oportunas que disminuyan los impactos negativos (Cuadro 11.5.). Por ejemplo, al anticiparse un evento La Niña durante el invierno, las centrales hidroeléctricas en Chile central podrían mantener el agua en los embalses en vez de bajar su nivel durante el otoño. A su vez, en el sector agrícola, sería beneficioso incentivar el uso de semillas resistentes a períodos prolongados de sequía (aunque esto signifique aumentar los costos). El pronóstico de un evento El Niño podría implicar el refuerzo de las obras viales que mantengan los cursos de los ríos, disminuir el nivel de los embalses en otoño o cambiar los cultivos tradicionales por el de arroz. Ciertamente que hay sectores que se ven favorecidos por la presencia de las anomalías climáticas asociadas a El Niño o La Niña. Por ejemplo, los centros de esquí obtendrían beneficios durante inviernos El Niño debido a la gran acumulación de nieve durante el período invernal.

Cuadro 11.5.

¿Se pueden pronosticar los eventos El Niño y La Niña?

La experiencia ha sido satisfactoria en el ámbito científico. Por ahora resulta tan eficaz un modelo de pronóstico estadístico (que se puede utilizar en cualquier computador personal) como un modelo físico-matemático basado en las ecuaciones dinámicas y termodinámicas del complejo sistema acoplado océano-atmósfera del Pacífico tropical, que sólo puede ser manejado en supercomputadores. Se espera que en un futuro próximo, la mejor representación de las condiciones iniciales de los modelos dinámicos y el aumento en el conocimiento de la física del sistema acoplado, permita mejorar la aproximación dinámica por sobre la estadística. En el estado actual del pronóstico de los eventos El Niño y La Niña, se puede predecir el inicio de tales eventos con una anticipación que varía entre 6 y 12 meses, aunque todavía con un grado alto de error.

Respecto de la utilidad de estos pronósticos, se supone que pequeños incrementos en la habilidad de generar pronósticos correctos, podrían significar un aumento del beneficio económico que se logre al mitigar los impactos negativos. Sin embargo, es importante considerar el error asociado a los pronósticos, los cuales manejados correctamente, pueden aumentar los costos positivos de los pronósticos correctos, por sobre los costos negativos que resulten de los pronósticos errados.

8. Impactos del ciclo ENOS en Chile

El caso de Chile no es distinto al de la mayoría de los países afectados por las alteraciones climáticas que se vinculan con el desarrollo de los eventos El Niño y La Niña. Durante las últimas décadas del siglo XX, hubo una paulatina toma de conciencia, primero a nivel de la comunidad científica y luego en el público en general, sobre los impactos que se producían cada vez que en el Pacífico tropical se desarrollaba un evento de este tipo.

De esta manera se sabe que durante eventos El Niño aumenta la precipitación en la zona central de Chile, lo que causa daños en infraestructura debido a las inundaciones, cortes de caminos y puentes. En la pesquería, disminuye por ejemplo las capturas de anchoveta y aumenta la mortandad de aves marinas en la zona norte y centro-sur. Menos evidente son las pérdidas que podría provocar en el sector agrícola o en el ámbito de la salud, por el aumento de algunas enfermedades infecciosas.

Se estima que el evento El Niño de 1997-98 provocó pérdidas por más de mil millones de pesos y fueron declaradas zonas de catástrofe ocho regiones del país (Revista Qué Pasa: Las amenazas de El Niño, 24 de febrero de 2002). Por otra parte, durante eventos La Niña las sequías en la zona central de Chile afectan la producción de energía eléctrica, el riego y la disponibilidad de agua potable.

En particular, la relación entre los eventos extremos del ciclo ENOS y la precipitación ha sido bien documentada desde que *Walker* y *Bliss* definieron la Oscilación del Sur. En la figura 11.14. hay 101 puntos que corresponden a periodos invernales (mayo-agosto) desde 1900 a 2000. Cada uno relaciona la anomalía de la TSM en la región conocida como Niño 3 (150°-90° W, 5° N-5° S), que es otro índice del ciclo ENOS, con la precipitación invernal en Santiago. Por ejemplo, el invierno de 1997 se registró la anomalía récord de TSM (2° C) y en Santiago se acumularon 135 mm de lluvia.

En general, se puede ver que si las anomalías positivas de TSM aumentan, las lluvias son más abundantes y al revés, cuando las anomalías negativas se hacen más intensas, disminuye la precipitación. Pero la relación no es perfecta, de hecho, el récord de precipitación invernal en Santiago (190 mm) se registró en 1926, cuando en la región Niño 3 la anomalía de TSM era ligeramente positiva (0.3° C). De todas maneras, el diagrama de dispersión entrega información sobre la utilidad de los pronósticos de El Niño o La Niña para anticipar la precipitación en Santiago, la cual fue dividida en 3 grupos que representan 3 condiciones pluviométricas: lluviosa, normal y seca. En general, anomalías de TSM iguales o superiores a 0.5° C durante el invierno corresponden a eventos El Niño. De estos 19 años, 12 fueron lluviosos, 5 normales y sólo 2 secos. Por otro lado, anomalías de TSM inferiores o iguales a -0.5° C corresponden, en general, a eventos La Niña. De los 22 casos, 14 fueron inviernos secos en Santiago, 6 normales y tan sólo 2 fueron lluviosos. Es claro, por lo tanto, que un pronóstico correcto de El Niño o La Niña podría aumentar la probabilidad de ocurrencia de un invierno lluvioso o seco en Santiago, respectivamente. En todo caso, el pronóstico de estos eventos contiene errores aún grandes que deben sumarse a la relación mostrada en la figura 11.14. la cual no es perfectamente lineal.

Por último, el 60% de los años presentan anomalías de TSM cercanas a valores normales, entre -0.5° C y 0.5° C. En este caso, hay que notar que la precipitación se presenta casi con la misma proporción en las 3 condiciones pluviométricas, lo que demuestra que una buena parte de la variabilidad de la precipitación no es explicada por las fluctuaciones del ciclo ENOS en el Pacífico tropical.

El esquema de la figura 11.15. resume el impacto, estadísticamente significativo, de El Niño y La Niña sobre la precipitación en Chile a lo largo del año. El esquema llega hasta Puerto Montt debido a la insuficiencia de datos confiables al sur de esta ciudad. Durante un evento El Niño, que generalmente se inicia a fines de otoño, la región comprendida entre La Serena (30° S) y Constitución (35° S) experimenta lluvias invernales (mayo-agosto) que fluctúan entre una condición lluviosa y normal (tal como se muestra en la Fig. 11.14.). Luego, hacia fines de primavera (octubre-noviembre) esta misma condición pluviométrica se observa entre Constitución y Temuco (38° S). Entre enero y marzo de un evento El Niño, se aprecia una condición entre seca y normal en la región altiplánica de Chile (Región I), y en la región que va desde Temuco a Puerto Montt (41° S). Durante La Niña, los sucesos que se registran a lo largo de Chile son opuestos a los observados durante El Niño: Condición seca-normal entre 30° S y 35° S en invierno y entre

35° S y 38° S a fines de primavera; y condición lluviosa-normal entre 38° S y 41° S y en el Altiplano chileno. Es importante señalar que debido a que los eventos El Niño o La Niña generalmente se inician o terminan durante el otoño, no se advierten anomalías pluviométricas estadísticamente bien relacionadas con el ciclo ENOS.

9. Lecturas recomendadas

9.1. Referencias

Arntz W. E. & Fahrbach, E. 1996. El Niño, experimento climático de la naturaleza. Primera edición en español, Fondo de Cultura Económica, México. 312 pp.

Glantz, M. H., 1998. Corrientes de Cambio: El impacto de "El Niño" sobre el clima y la sociedad. Primera edición en español, Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA), Chile. 141 pp.

Philander, G. S., 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, California. 293 pp.

Philander, G. S., 1998. Is the temperature rising?: the uncertain science of global warming. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 262 pp.

Voituriez, B. & Jacques, G. 2000. El Niño: realidad y ficción. UNESCO. 142 pp.

9.2. Páginas en Internet

Existen numerosos y muy buenos sitios de Internet que contienen amplia información sobre El Niño,

Sitios en Inglés

<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html>

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/

<http://topex-www.jpl.nasa.gov/>

<http://www.coaps.fsu.edu/research/enso.o.php>

Boletines en castellano relacionados con El Niño

<http://www.inocar.mil.ec/boletin/erfen.php>

<http://met.dgf.uchile.cl/clima/>

<http://www.profc.udec.cl/boletin/intro.htm>

<http://www.fip.cl>

<http://www.meteochile.cl/Ninonina/ninonina.html>

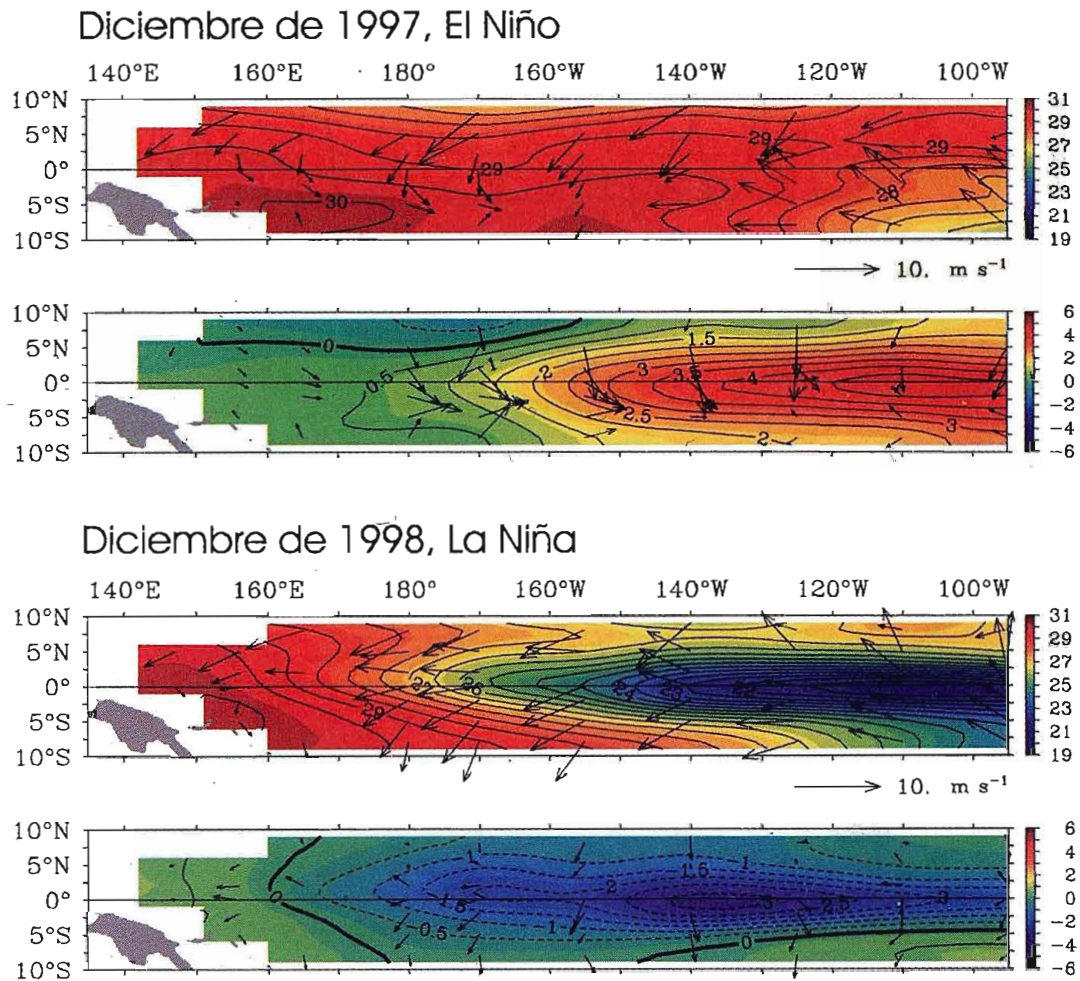


Figura 11.1. Temperatura superficial del mar (TSM, panel superior) y anomalías de la TSM (panel inferior) a lo largo del Pacífico tropical durante diciembre de 1997 (período El Niño) y diciembre de 1998 (período La Niña). Las flechas indican la velocidad del viento observada cerca de la superficie del mar y sus anomalías (panel inferior correspondiente a cada período). Notar que las mayores anomalías durante El Niño ocurren en la parte oriental de la cuenca, sobre la lengua de aguas frías.

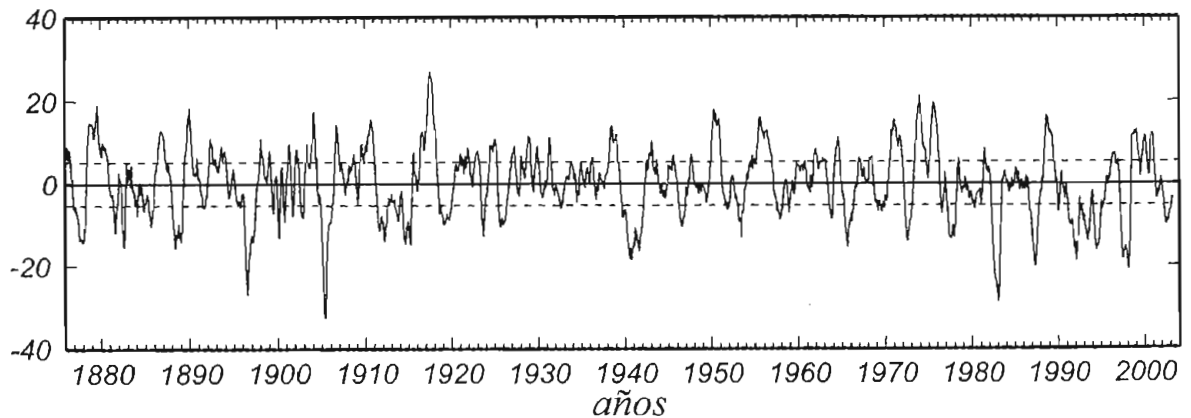


Figura 11.2. Índice de la Oscilación del Sur (IOS). Los valores menores están asociados a condiciones cálidas en el Pacífico tropical. Ver Cuadro 11.1. con información sobre el IOS.

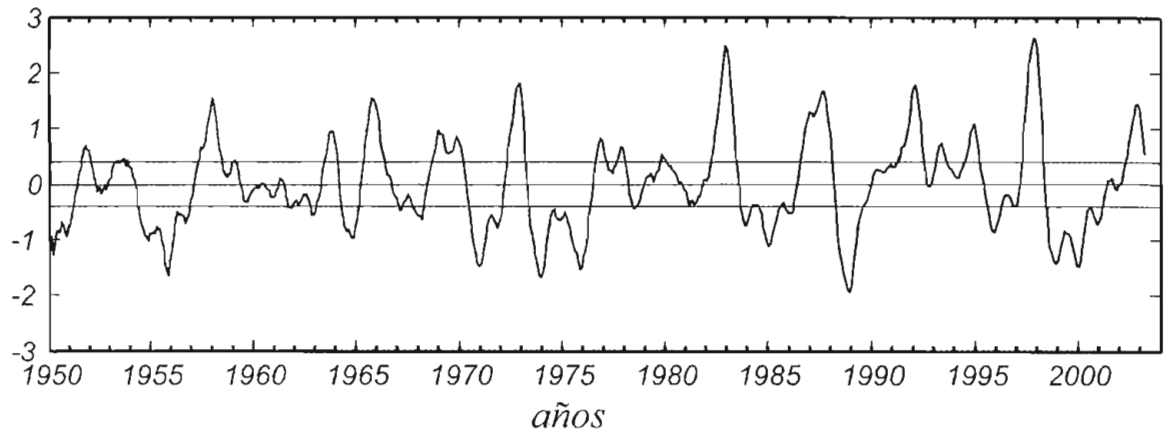


Figura 11.3. Serie de tiempo de la temperatura superficial del mar en la región conocida como Niño 3.4 (5° S- 5° N, 120° W- 170° W). Un evento El Niño ocurre cuando los valores exceden 0.4° C durante 6 meses consecutivos o más. La serie ha sido suavizada para remover oscilaciones de alta frecuencia (ver texto para más detalles).

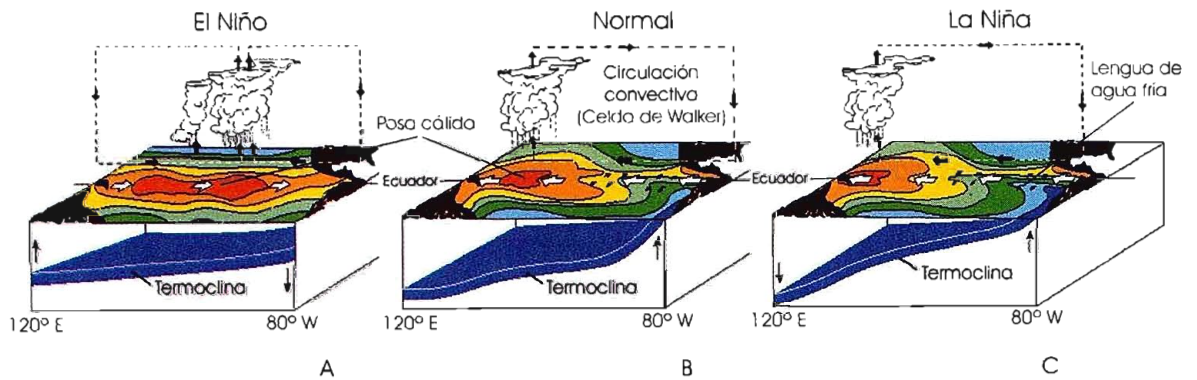


Figura 11.4. Representación simplificada del sistema océano-atmósfera del Pacífico tropical asociado al ciclo ENSO durante condiciones El Niño, normal y La Niña. En el esquema se muestran los principales componentes involucrados en el ENSO, tales como la celda de circulación atmosférica de Walker, la poza de agua cálida y la región de convección atmosférica en la parte occidental del Pacífico, la lengua de aguas frías en la parte oriental, la posición de la termoclina y los vientos alisios. Los alisios corresponden a la rama superficial de la circulación de Walker.

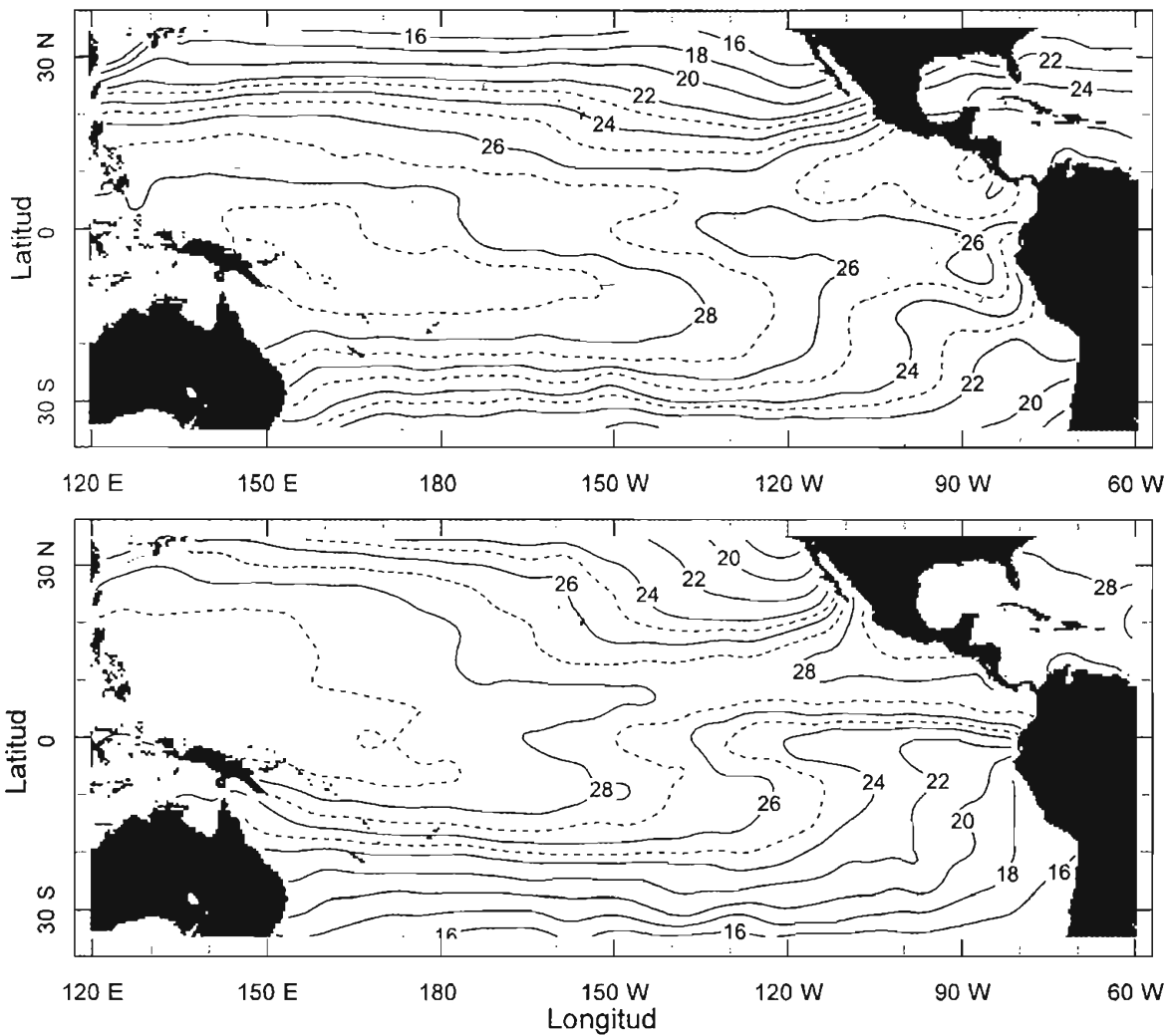


Figura 11.5. Temperatura superficial del mar (en grados celsius) para el período de verano (promedio de los meses de enero, febrero y marzo) e invierno (julio, agosto y septiembre). Ambas figuras están basadas en valores climatológicos.

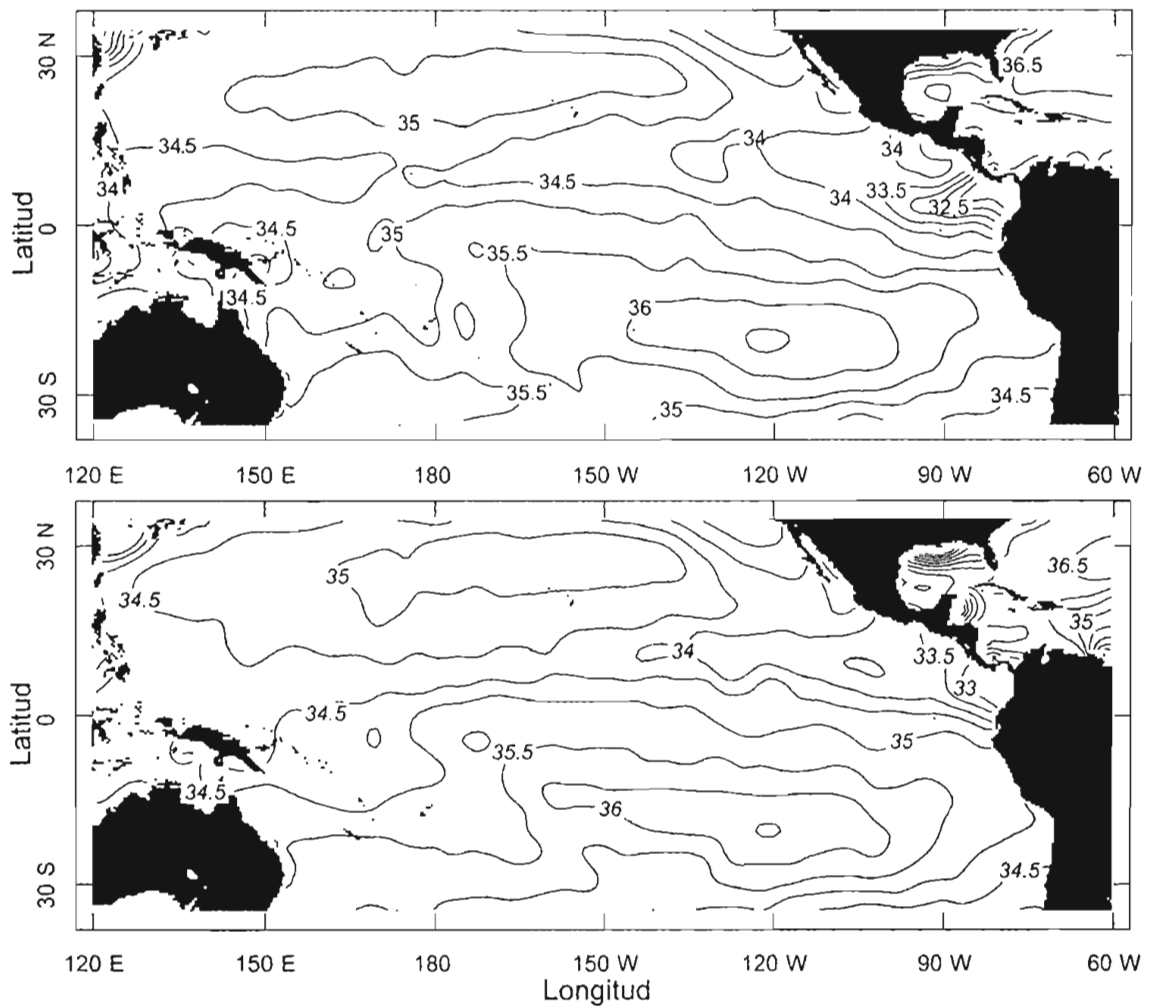


Figura 11.6. Salinidad superficial (en unidades prácticas de salinidad) para el período de verano (promedio de los meses de enero, febrero y marzo) e invierno (julio, agosto y septiembre). Ambas figuras están basadas en valores climatológicos.

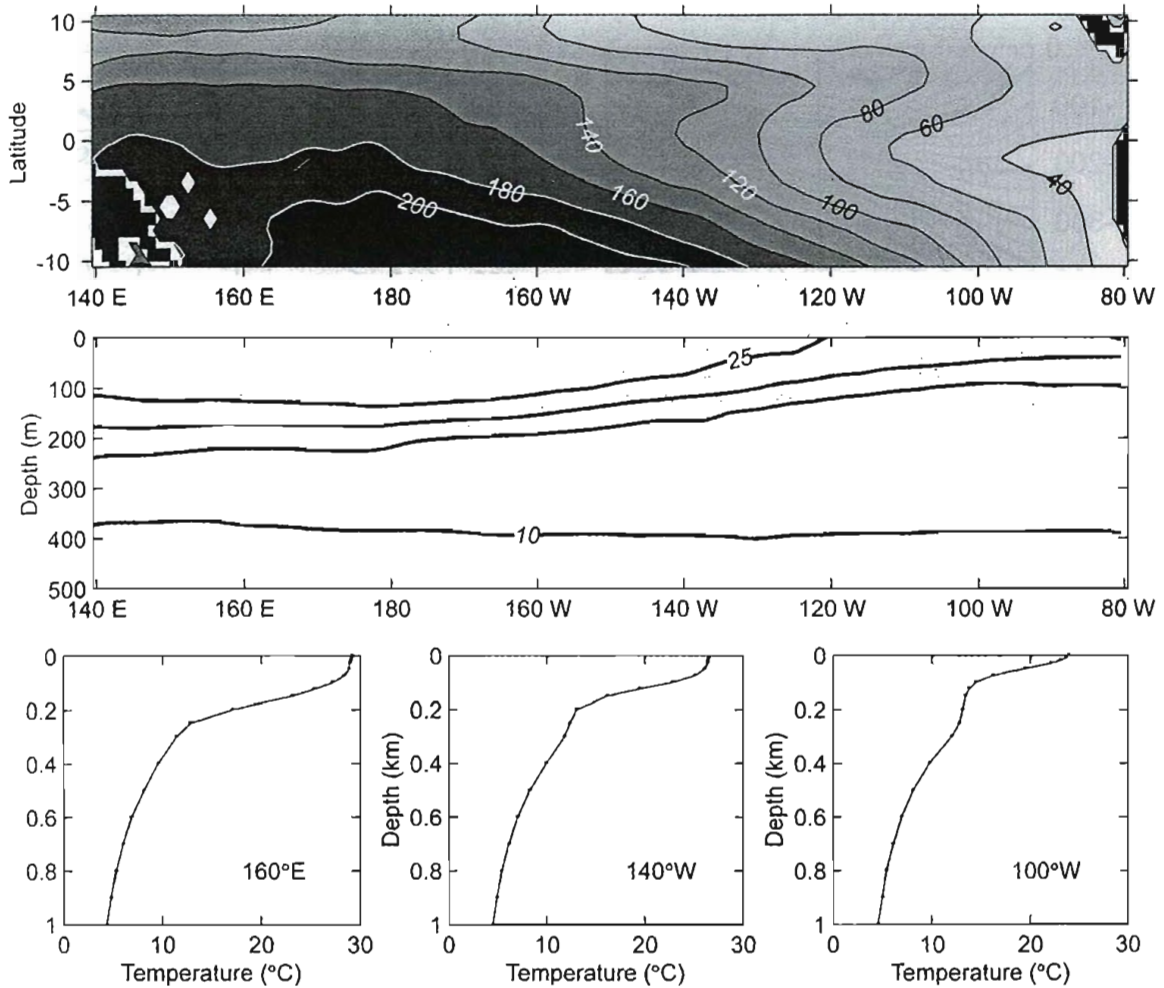


Figura 11.7. Distribución de la profundidad media de la termoclina ecuatorial (representada por la isoterma de 20° C) en el Pacífico tropical. Los paneles inferiores muestran perfiles típicos de temperatura entre la superficie y 1000 m de profundidad a diferentes longitudes sobre el ecuador. Notar cómo la termoclina (región de mayor gradiente vertical de temperatura) se eleva hacia el este, alcanzando comúnmente profundidades menores a 40 m. Durante eventos El Niño la profundidad de la termoclina puede descender varias decenas de metros en esta región.

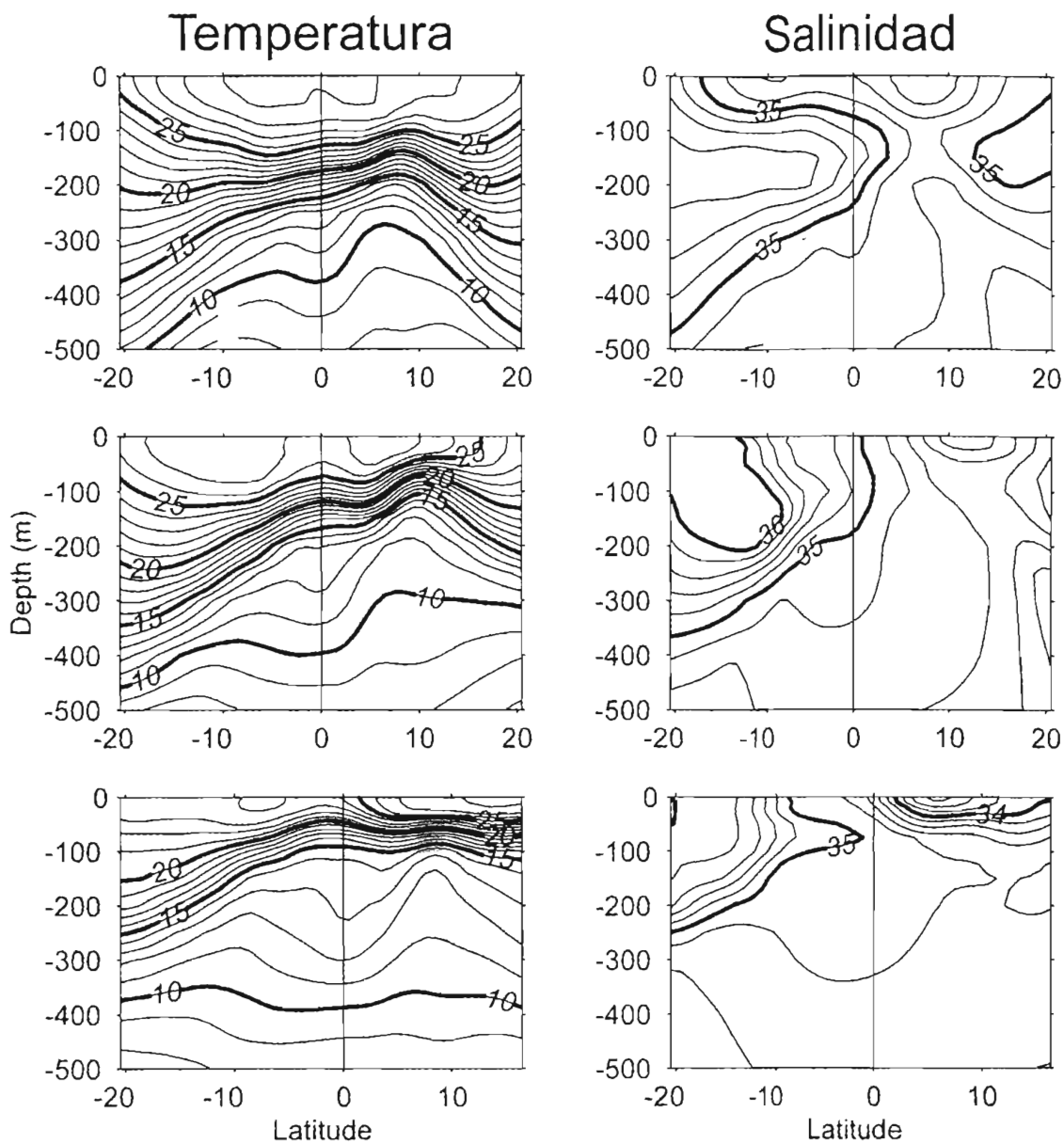


Figura 11.8. Secciones meridionales (es decir en sentido norte-sur) de temperatura y salinidad a 160° E (paneles superiores), 140° W (paneles medios) y 100° W (paneles inferiores).

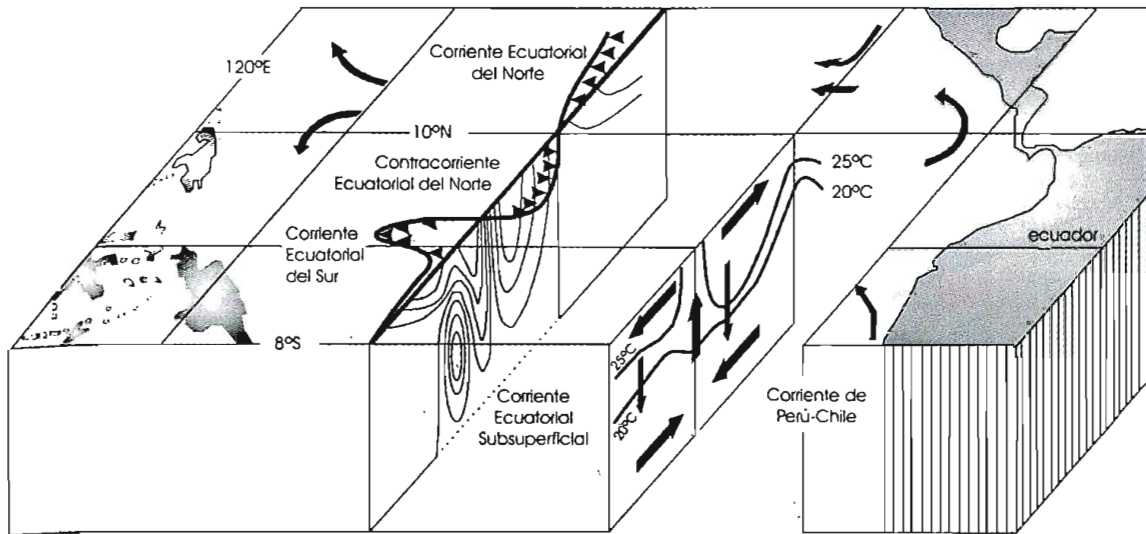


Figura 11.9. Diagrama esquemático de la circulación horizontal y vertical en el océano Pacífico tropical (modificado de Philander 1990).

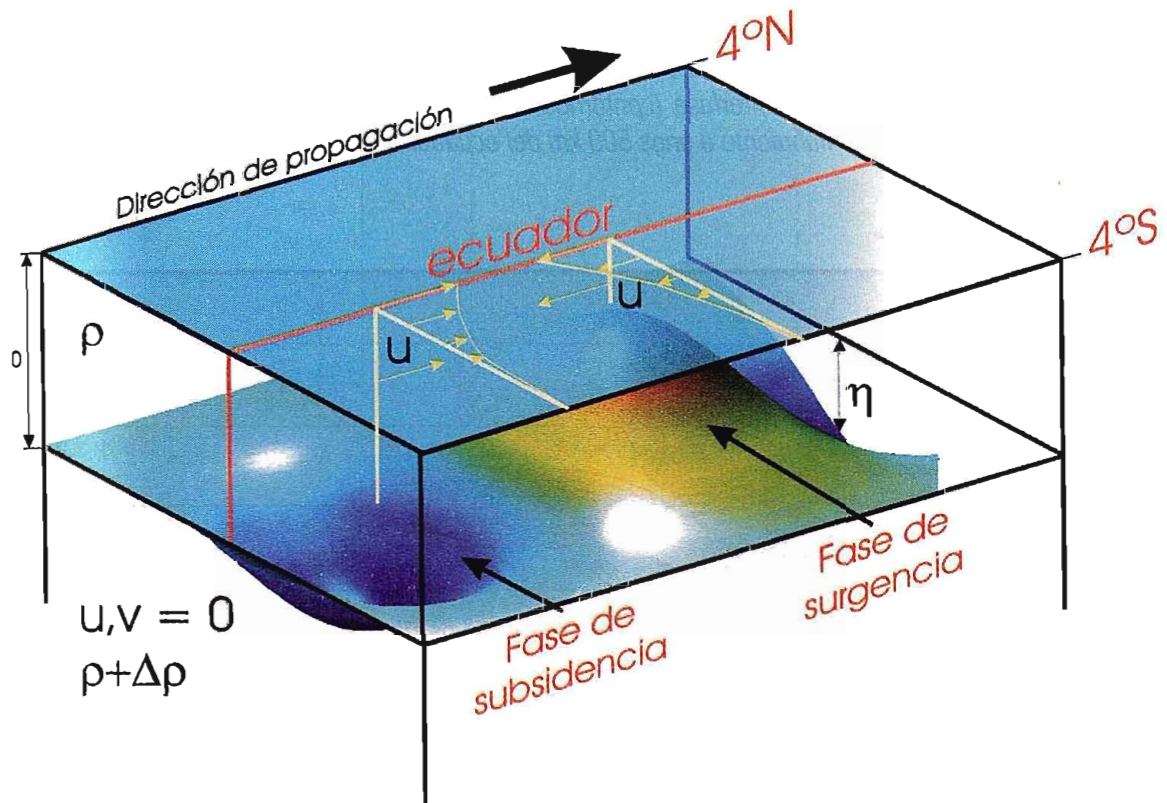


Figura 11.10. Modelo de una onda de Kelvin interna en un océano que tiene una capa superior activa (modelo de una capa y media, en la capa inferior las perturbaciones de la presión y de la velocidad son nulas). Cuando el océano está en reposo la interfase que separa ambas capas se encuentra a una profundidad h_0 . Note que las pequeñas perturbaciones en la superficie han sido despreciadas, estas son comúnmente de sólo algunos centímetros, mientras que la interfase puede oscilar varias decenas de metros. Las flechas muestran esquemáticamente las perturbaciones de la velocidad zonal asociadas a la cresta y el valle de una oscilación.

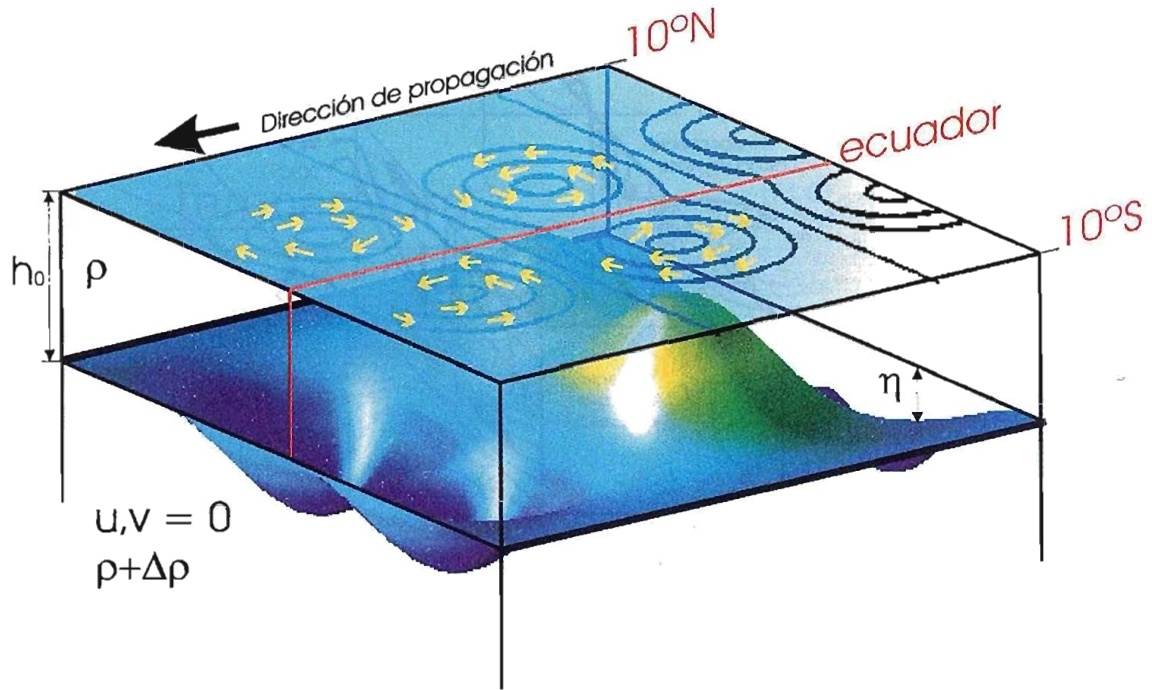


Figura 11.11. Representación de una onda de Rossby (primer modo meridional) en un modelo de una capa y media. La velocidad de las partículas o corrientes asociadas a las ondas de Rossby tiende a seguir contornos de igual elevación de la interfase (contornos de igual presión). Para este modo, la máxima amplitud de la onda ocurre comúnmente a unos 500 km del ecuador.

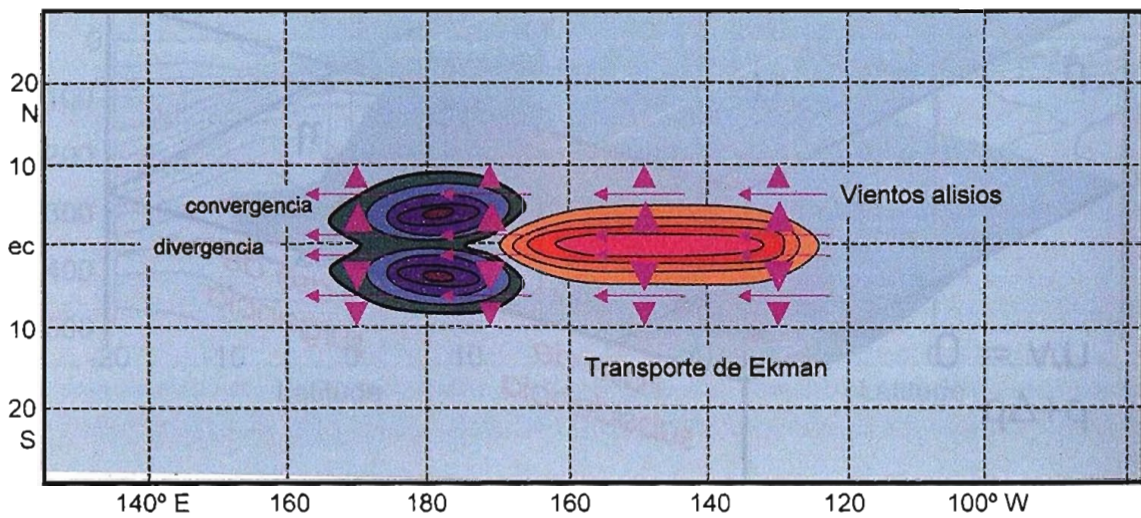


Figura 11.12. Representación del forzamiento de ondas ecuatoriales por anomalías en los vientos alisios. Las flechas delgadas representan anomalías de los alisios en un instante dado. Estas anomalías producen, a su vez, anomalías en el transporte de Ekman superficial (flechas gruesas en dirección norte y sur). El transporte de Ekman remueve agua superficial desde el ecuador generando una zona de divergencia y, a su vez, surgencia ecuatorial. El agua que asciende levanta la termoclina originando ondas internas de Kelvin. Junto con la surgencia ecuatorial, la intensificación de los alisios genera convergencia fuera del ecuador, debido a que el transporte de Ekman decrece con la latitud. La convergencia en superficie hunde la termoclina, dando lugar a ondas de Rossby de subsidencia.

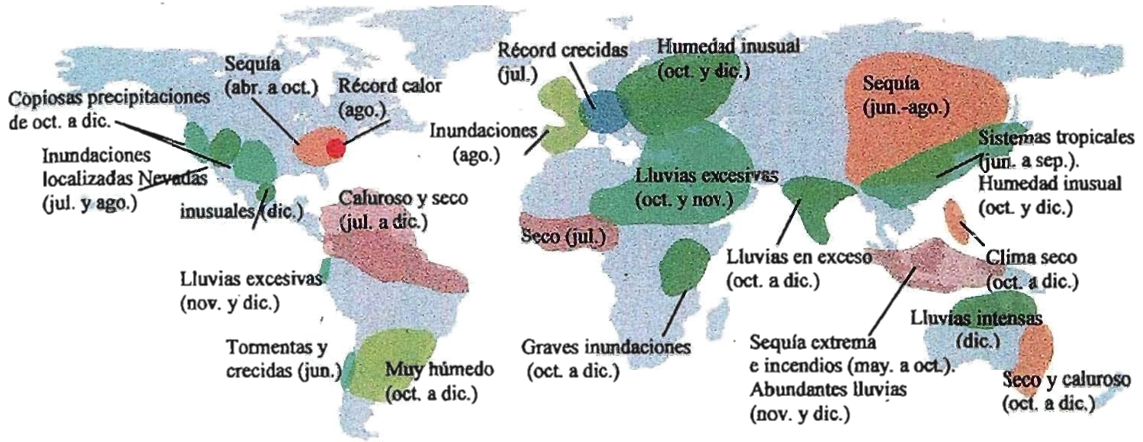


Figura 11.13. Anomalías y fenómenos climáticos ocurridos en 1997. Figura adaptada del informe N° 905 de la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1999). Fuente de la información: Centro de Predicción Climática de la NOAA, Estados Unidos. Sólo se consideraron las anomalías observadas a partir de mayo de 1997.

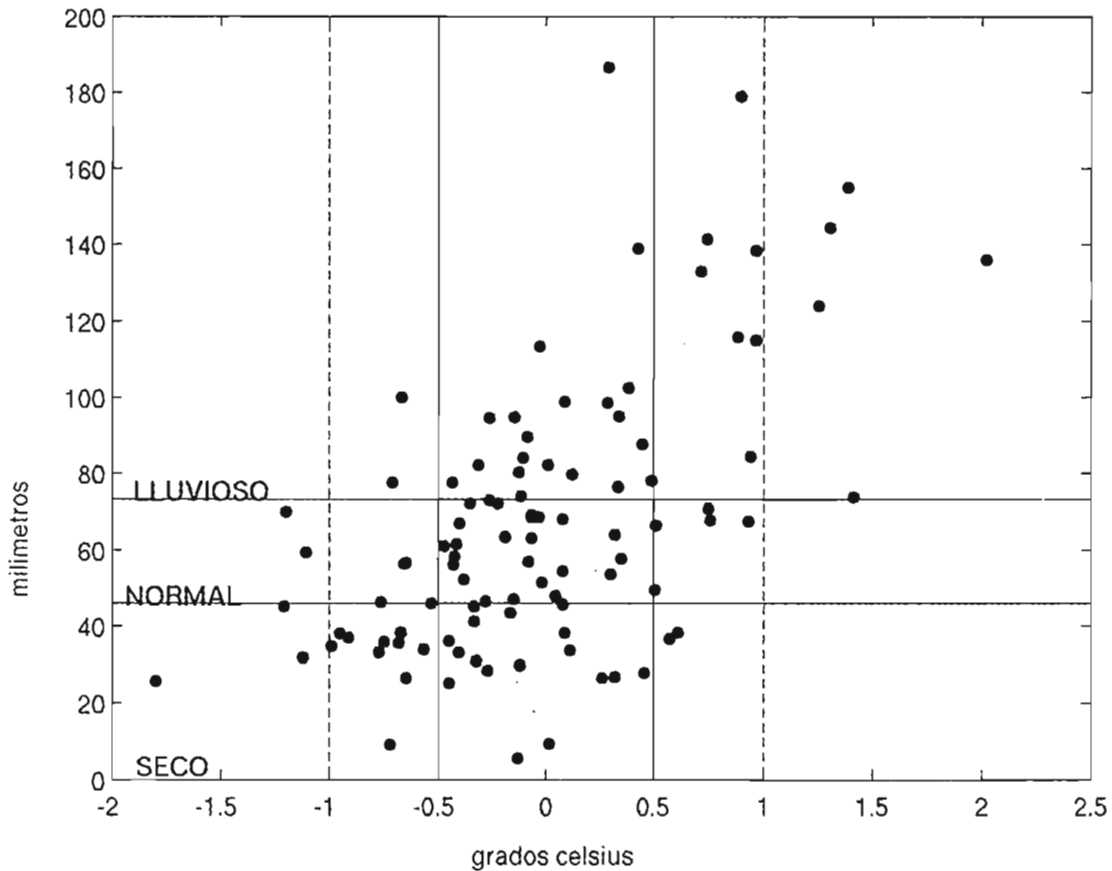
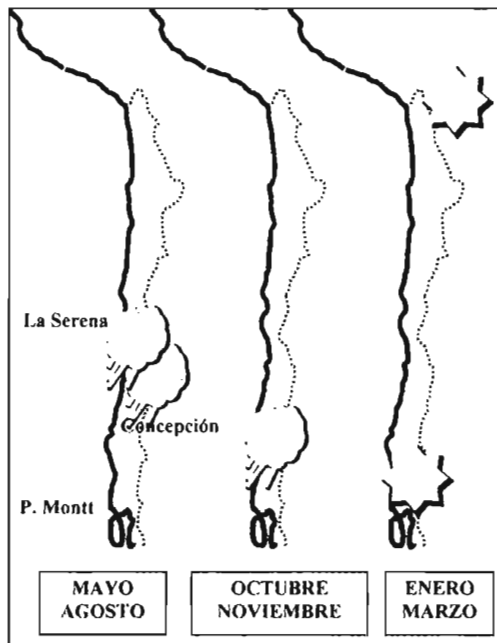
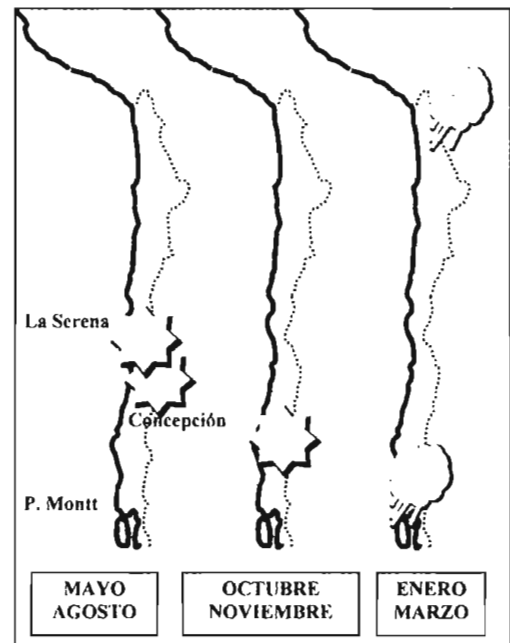


Figura 11.14. Diagrama de dispersión de la anomalía de la temperatura superficial del mar en la región Niño 3 (150°-90° W, 5° N-5° S) y la precipitación acumulada entre mayo y agosto en Santiago desde 1900 a 2000. Las líneas horizontales indican el límite entre las condiciones pluviométricas: lluviosa, normal y seca.

Condición EL NIÑO



Condición LA NIÑA



Normal a lluvioso



Normal a seco

Figura 11.15. Impacto de los eventos El Niño y La Niña en el régimen pluviométrico de Chile, durante los periodos mayo-agosto, octubre-noviembre y enero-marzo.