

EL NIÑO: UNA REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Roberto Villalobos Flores
José Alberto Retana

Instituto Meteorológico Nacional
Gestión de Desarrollo

1. Antecedentes históricos de El Niño

Si bien es cierto que el fenómeno de El Niño ha sido documentado a partir de 1726, su relación oceánica-atmosférica es de fecha reciente (Cane and Arkin 2000). A pesar de que el conocimiento sobre este evento ha evolucionado con el tiempo al punto de que actualmente se puede pronosticar a mediano plazo con algún grado de certidumbre, la génesis del fenómeno es todavía un misterio. Por esta razón, resulta muy importante el poder conocer las características del fenómeno en tiempos pasados.

El conocimiento que se tiene sobre la incidencia en siglos pasados del fenómeno El Niño, proviene de fuentes de las que se puede derivar información relacionada. La “evidencia indirecta” son registros de acontecimientos que, aunque no constituyen específicamente registros climáticos, están lo suficientemente relacionados con los factores del clima como para que se puedan sacar conclusiones útiles (Daniel 1980). Estudios paleontológicos y arqueológicos son ejemplos de ellos. Las muestras coralinas tropicales, (principalmente las de la islas Galápagos frente a las costas ecuatorianas), ofrecen pistas valiosas sobre la presencia y frecuencia de el Niño en épocas antiguas. La composición química de las bandas anuales de crecimiento de los corales tropicales, revelan datos importantes sobre la temperatura y salinidad de las aguas durante el año en el que se formó la marca en el coral (Wallace y Vogel 1994). Tanto la salinidad como la temperatura del mar, son indicadores de la presencia de El Niño, por lo tanto, analizando las marcas coralinas se evidencia el fenómeno. Otros datos importantes se deducen de los anillos de crecimiento anual de los árboles. La dendroclimología es una técnica que estudia la forma, composición y grosor de los anillos concéntricos de los árboles, derivando información de los climas pasados. De hecho, mejoras significativas en los modelos climáticos que intentan reconstruir series de tiempo de temperatura y precipitación, han sido logradas por medio del uso de información dendroclimológica, antes ausente de estas herramientas computacionales (Monastersky 1996).

Análisis radiocarbónicos de los núcleos de sedimentos en lagos y océanos permiten calcular la temperatura del mar y de la tierra. El estudio del polen acumulado en las crecientes, sedimentos pantanosos y lacustres, permiten reconstruir el tipo de vegetación que prevaleció en estas zonas y a su vez obtener información del clima y su variabilidad (Daniel 1980). Por otra parte, hallazgos arqueológicos a lo largo de la costa Pacífica de América del Sur, indican que algunos poblados fueron abandonados en forma repentina por sus habitantes. Algunos arqueólogos consideran que estos abandonos pueden estar ligados a cambios profundos en el clima de la región, como los que se experimentan durante la ocurrencia de El Niño (Jiménez 1987).

Los escritos de los colonos españoles de los asentamientos a lo largo de las costas de Perú y Ecuador, que datan desde el siglo XV, dan alguna evidencia de la presencia de El Niño al describir situaciones relacionadas al comportamiento climático y marino típicas durante este fenómeno. Se anota, por ejemplo, que los aborígenes informaron a los colonos que los vientos del Mar del Sur (Océano Pacífico) soplaban periódicamente de la costa al mar, pero en otras ocasiones soplaban en sentido contrario o incluso se volvían tenues al punto de que no era posible navegar por vela (Jiménez 1987). Este tipo de literatura además describe, casi invariablemente, un crecimiento en el nivel del mar y la temperatura del aire, fuertes precipitaciones, marea roja en las costas del Perú y un cambio drástico de la ecología marina y costera que son signos típicos de la presencia de la fase cálida de ENOS (Jordán 1986, Jiménez 1987). La literatura científica recopilada a lo largo de más de cuatro siglos de expediciones de España a “Las Américas”, han permitido conocer los efectos de las variaciones climáticas por medio de los estudios de flora, fauna y minerales continentales (Jiménez 1987).

Más recientemente, los registros pesqueros peruanos, los reportes de temperatura superficial del mar provenientes de barcos mercantes, la información de estaciones meteorológicas costeras y marinas, así como series de más de 100 años de datos de precipitación y presión atmosférica en algunas zonas del Ecuador y Perú, son las fuentes que completan el panorama general pasado, de la frecuencia y magnitudes de El Niño (Wallace y Vogel 1994).

En realidad, el término “El Niño”, fue usado desde finales del siglo pasado por los pescadores de las costas de Perú y Ecuador, para describir las corrientes cálidas que recorrían sus lugares habituales de pesca durante la época de Navidad, correspondientes al verano en el hemisferio sur (Glantz 1998, Alfaro y Amador 1996). Cada año una débil corriente oceánica cálida procedente del sur se desarrolla a lo largo de las costas de Ecuador y Perú. Sin embargo, en periodos no definidos, la temperatura superficial de esta corriente es mucho mayor a lo normal. Hoy en día, el término El Niño se refiere fundamentalmente a estos episodios cálidos principales (Rasmusson y Hall 1983). La llegada de la corriente de El Niño era impredecible puesto que no tenía un ciclo definido de aparición. Su presencia obligaba a disminuir las rutinas de trabajo, ya que varias de las principales poblaciones de peces capturadas, se reducían. Históricamente, las actividades relacionadas a la pesca en la región, fueron las que iniciaron los reportes sobre anomalías. Igualmente, el número de aves marinas consumidoras de estos peces, sufrían considerables bajas lo que afectaba la industria de producción de abono a base de guano o excremento de aves (SMN 1993). Este tiempo de reducida actividad, lo dedicaban entonces a la reparación de sus embarcaciones y la vida familiar (Wallace y Vogel 1994).

A pesar de que la existencia de la “corriente El Niño” se conoce formalmente desde principios del siglo XX, la relación de esta con las variaciones climáticas en distintas partes del globo, no se evidenció sino hasta la década de los sesenta (Stolz 1998). Para esto, según Rasmusson y Wallace (1983) y Wallace y Vogel (1994) fue necesario primero ligar tres aspectos primordiales: mecánica de los vientos, fuertes precipitaciones en diferentes zonas del planeta y corrientes oceánicas.

El primer paso para establecer esta relación se dió en 1920, cuando el científico inglés Sir Gilbert Walker, tratando de pronosticar las lluvias monzónicas en la India, examinó las condiciones de presión atmosférica de estaciones meteorológicas en Sur América, el norte de Australia e Indonesia (Rasmusson y Hall 1983). Walker encontró que cuando la presión era baja en Australia e Indonesia (Pacífico oeste) aumentaba en Tahití (Pacífico central) y viceversa (Foerster, 1997). Sir Gilbert Walker concluyó que existe una oscilación de la presión atmosférica a nivel del mar en el Pacífico ecuatorial, de forma tal que cuando sube en el Este disminuye en el Oeste y cuando aumenta en el Oeste, baja en el Este. La cuantificación de esta manifestación atmosférica se hace por medio del Índice de Oscilación del Sur (IOS) que es calculado por la diferencia de anomalías de presión atmosférica entre Darwin en Australia y Tahití en el Pacífico Central (Quintana 1990). Esta diferencia de presiones maneja la mecánica de los vientos que van del Pacífico Este hacia el Pacífico Oeste (Foerster 1997). Cuando el IOS es bajo, los vientos superficiales del Este se debilitan. Cuando el IOS es alto, se mantienen normalmente fuertes. De esta forma, la mecánica de los vientos en el Pacífico ecuatorial, fue satisfactoriamente explicada a la vez que se documentó las fuertes precipitaciones en diferentes puntos del planeta.

La relación definitiva entre “La Corriente de El Niño” y disturbios climáticos importantes, fue propuesta por Jacob Bjerknes, profesor de la Universidad de California, quien encontró conexiones entre el anormal calentamiento de las aguas del Pacífico Este (El Niño), el debilitamiento de los vientos del Este del Pacífico y las torrenciales precipitaciones de algunas zonas del planeta que coincidían con bajos IOS (Wyrki 1986; Wallace y Vogel 1994). En los años sesentas, Bjerknes demostró la estrecha conexión entre El Niño y la Oscilación del Sur utilizando un modelo de circulación océano-atmósfera llamado la circulación de Walker, en memoria de Sir Gilbert Walker (Quintana 1990). La hipótesis de Bjerknes determina que el gradiente normal de las temperaturas superficiales del mar entre el Pacífico Oeste (cálido) y el Pacífico Este (frío) dan lugar a una enorme celda de circulación de masas de aire (vientos) de dirección este-oeste (Zea y Montealegre 1992).

Con su teoría, Bjerknes logró evidenciar cómo la circulación del océano juega un papel conductor en el sistema climático y es responsable de la persistencia de anomalías atmosféricas durante meses o hasta años (Rasmusson y Wallace 1983).

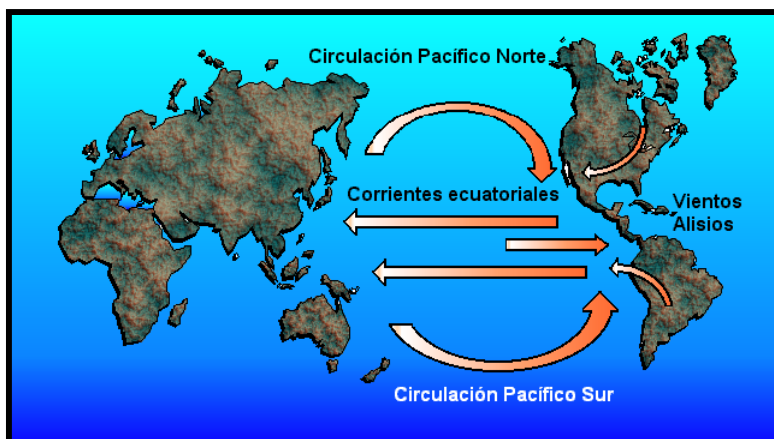
A partir de estudios realizados por Bjerknes entre 1966 y 1969 en los que se establece la relación entre El Niño y la Oscilación del Sur, se acuñan las siglas ENOS (El Niño-Oscilación Sur) como el mejor término de referencia que involucra a la vez el componente oceánico y el componente atmosférico del fenómeno (Salinger *et al.* 1997, Wallace y Vogel 1994). Más recientemente, luego de la abundante discusión e investigación científica generada por el ENOS 1982-1983, se han utilizado otros términos técnicos conexos como “La Niña”, “Evento Cálido” y “Evento Frío” (Salinger *et al.* 1997). Como lo mencionan Alfaro y Amador (1996), un grupo de expertos definió en 1991 tales términos con el fin de homogeneizar criterios. Se define por tanto, ENOS como el concepto genérico del fenómeno y evento frío y cálido como las dos fases con que se manifiesta. El Niño, se refiere a la presencia acíclica de aguas cálidas en el Pacífico Este cercano a las costas de Perú y Ecuador. Evento Cálido y Evento Frío se relacionan a los dos conceptos anteriores pero desde el punto de vista de anomalías positivas (cálido) o negativas (frío) de la temperatura superficial del mar en el Pacífico central y/o este de la región ecuatorial (Alfaro y Amador 1996, Salinger *et al.* 1997). Tanto la fase cálida (El Niño) como la fría (La Niña) tienen diferentes repercusiones climáticas.

La comprensión general de la mecánica de este fenómeno y su influencia sobre los regímenes de precipitación en varias zonas del planeta, se facilita con la descripción del comportamiento del componente oceánico y atmosférico durante años normales y durante años ENOS

2. El componente oceánico de ENOS. Circulación y corrientes

La circulación superficial del mar está controlada principalmente por los sistemas de vientos de la atmósfera. Estos, al soplar en una dirección, arrastran masas de agua originando las diversas corrientes marinas como la de Humboldt, el Golfo, etc. (Zea y Montealegre 1992). Por efecto de la fuerza de Coriolis (fuerza generada por la rotación de la Tierra), los flujos son desviados hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur (Wallace y Vogel 1994).

En el mapa 1 se representa la dirección del movimiento de las corrientes marinas en la cuenca del Océano Pacífico. Nótese como la dirección de flujos en el hemisferio sur es contraria a las manecillas del reloj, mientras que en el norte giran en sentido contrario.



Mapa 1. Circulación oceánica superficial en la cuenca del Pacífico (adaptado de Zea y Montenegro 1992)

Cerca del Ecuador terrestre, las corrientes confluyen tomando dirección este-oeste y sobre la línea ecuatorial, se produce una contracorriente de dirección oeste-este.

Dado que una de las regiones más importantes para la observación de ENOS se encuentra frente a las costas de Ecuador, Perú y Chile, el componente oceánico de esta zona resulta

básico para caracterizar su comportamiento. La corriente oceánica más importante del Océano Pacífico Sur es la de Humboldt, que corre de sur a norte paralela al continente suramericano. Por la fuerza y dirección de los vientos y la fuerza de Coriolis, esta corriente se divide en dos: La corriente costera del Perú (la más próxima a la costa) y la corriente oceánica del Perú (alejada mar adentro) hacia el oeste. Estas aguas son de características subantárticas, de baja temperatura y salinidad (Zea y Montealegre 1992) y muy ricas en nutrientes. Los vientos predominantes en estas latitudes son los alisios del sureste los cuales contribuyen al arrastre sur-norte de la corriente de Humboldt. Cuando estas aguas llegan cerca del Ecuador, los fuertes vientos del Este y la fuerza de Coriolis las desvían hacia el Oeste produciendo la corriente sud ecuatorial (Zea y Montealegre 1992).



Mapa 2. División de la corriente de Humboldt (adaptado de Zea y Montealegre 1992)

En aquellas zonas paralelas a la costa suramericana donde las aguas costeras superficiales son arrastradas por el viento, las aguas frías profundas y ricas en nutrientes de la corriente de Humboldt las reemplazan, provocando el fenómeno conocido como afloramiento nutricional o surgencia (Wallace y Vogel 1994).

Se ha comprobado que para el óptimo desarrollo de los peces, es necesario que las aguas profundas y frías, con gran contenido de nutrientes, estén en contacto con aguas más templadas o superficiales cálidas (SNM 1993).

2.1. El afloramiento nutricional y la termoclina

La termoclina es la línea divisoria entre las aguas superficiales cálidas y las aguas profundas frías (Rasmusson y Hall 1983, Wallace y Vogel 1994). En el Pacífico Tropical adyacente a las costas suramericanas, la termoclina se encuentra normalmente cerca de la superficie, aproximadamente a 50 m de profundidad (Zea y Montealegre 1992). Esto se debe a que la fuerza de arrastre de los vientos sobre las aguas superficiales empuja también la termoclina hacia arriba, hacia la superficie. Esta es la razón por la cual en el extremo Este del Pacífico Tropical la termoclina está más cerca de la superficie que en el extremo Oeste del Pacífico, donde el efecto de los vientos del Este junto a la menor densidad del mar, provocan que la distancia entre la termoclina y la superficie sea mayor.

La surgencia o afloramiento nutricional (aguas profundas y nutritivas “surgen” hacia aguas más superficiales) también ocurre por la inestabilidad vertical del agua en regiones oceánicas donde, las escasas lluvias y la ausencia de caudales de agua dulce, hacen que la evaporación superficial produzca un continuo aumento de la salinidad del mar. Por este efecto las aguas superficiales cálidas y saladas, son sustituidas por aguas profundas, frías y menos saladas (SNM 1993).

En la figura 1 se representa el efecto de los vientos alisios sobre el arrastre de la termoclina. Se nota cómo se produce un nivel de profundidad diferente entre los dos extremos de la cuenca del océano Pacífico.

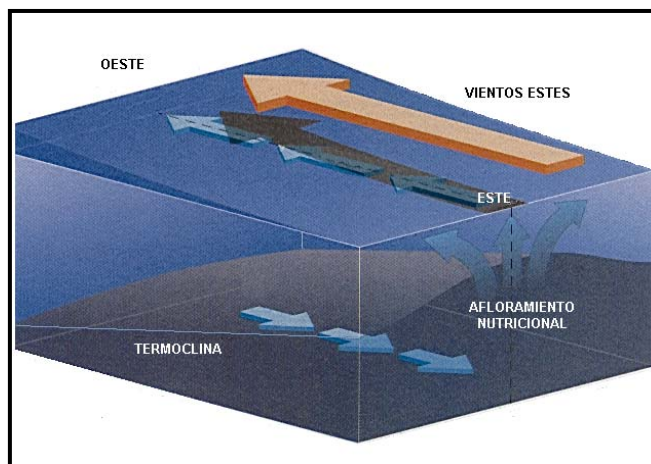


Figura 1. La termoclina en la cuenca del océano Pacífico.
(adaptado de www.pmel.noaa.gov/toga-tao/el-nino/spanish.html)

Donde la termoclina es poco profunda, los vientos provocan la mezcla entre las aguas superficiales y las aguas más profundas ricas en nutrientes (Wallace y Vogel 1994). Se dice entonces que la termoclina y la capa de mezcla están próximas a la superficie y que los nutrientes de capas bajas, afloran o surgen. El fitoplancton al encontrarse uniformemente distribuido en la capa de mezcla superficial, aprovecha una mayor cantidad de nutrientes y luz solar para el proceso fotosintético (Zea y Montealegre 1992). Este es el inicio de la cadena alimenticia cercana a las costas y que hacen de esta región en particular, una de las áreas pesqueras más prósperas del mundo (Jordán 1986). La presencia de aguas relativamente frías es normal en las costas Pacíficas frente a Ecuador, Perú y Chile desde abril a diciembre (Zuta 1986).

2.2. El componente oceánico durante años normales

Los fuertes vientos del Este que hacen aflorar aguas frías en las costas suramericanas (de 13 a 19°C según Zea y Montealegre 1992), son también los responsables del agrupamiento de aguas cálidas en el Pacífico Oeste próximo a Indonesia. Debido a la menor densidad de las aguas cálidas, el nivel del mar es normalmente 60 cm más alto en el Oeste que en el Este. El sistema de vientos y la surgencia provocan también que la termoclina en el Este se encuentre más superficial que en el Oeste (Wallace y Vogel 1994). Por lo anterior, durante años normales o neutros del efecto de ENOS, se presentan aguas frías en el Pacífico Este (Suramérica) con zonas de fuerte afloramiento nutricional, termoclina y capa de mezcla superficial. Los vientos predominantes son Surestes y Estes. En el Pacífico Oeste (Indonesia, Australia), se presentan aguas cálidas, con una termoclina profunda y un nivel de mar más alto que en el Este. Esta zona es la más caliente del océano global, con una extensión cercana a la de los Estados Unidos de América (Glantz 2001)

3. El componente atmosférico. Circulación y zonas de precipitación

El gradiente térmico que se genera en la franja del Pacífico ecuatorial, producto de las aguas frías de la costa suramericana (22°C según Quintana 1990 y 13 a 19°C según Zea y Montealegre 1992) y las aguas cálidas en el sector de Indonesia (29°C), promueven la circulación de masas de aire que Bjerknes denominó circulación de Walker (Quintana 1990). Rasmusson y Wallace (1983), afirman que la primera forma en la que la atmósfera tropical responde a gradientes de temperatura en la superficie de la Tierra, es por medio de circulación térmica de masas de aire. Por esta razón, regiones calientes en el Trópico se caracterizan por

el ascenso de masas de aire húmedo provenientes de otras zonas del planeta, que se condensan formando gran nubosidad y abundante precipitación. Por otro lado, zonas de alta presión con aire descendente permanecen con poca precipitación y en condiciones áridas.

Quintana (1990) y Ramírez (1990), mencionan que la circulación de Walker posee cuatro componentes principales tal y como se representan en la figura 2:

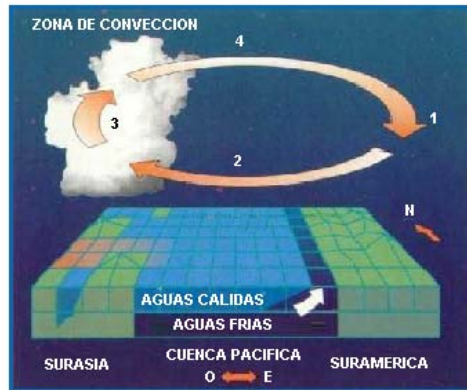


Figura 2. Circulación de Walker (NOAA citado por NASA 1994)

1. Descenso de aire seco en la región Este del Pacífico ecuatorial (Suramérica)
2. Flujo del aire hacia el Oeste (bajo nivel)
3. Ascenso de las masas de aire, ahora húmedas, en el Pacífico Oeste (Indonesia)
4. Flujo del aire hacia el Este (alto nivel, entre 10 y 15 km de altura)

En realidad, a todo lo largo del cinturón ecuatorial, se definen bien tres zonas de convección (ascenso de aire húmedo, condensación, formación lluviosa y fuerte precipitación): la región del Congo en África, la Amazonia en Suramérica y las zonas de Indonesia y el Sureste Asiático. En estas regiones es donde también se encuentran las aguas más cálidas y las mayores precipitaciones (Zea y Montealegre 1992).

estas regiones es donde también se encuentran las aguas más cálidas y las mayores precipitaciones (Zea y Montealegre 1992).

3.1. El componente atmosférico durante años normales

Bajo condiciones normales, en la región del Pacífico ecuatorial, se presenta un descenso del aire seco sobre las aguas frías de la costa suramericana. Este descenso de aire seco de la capa superior de la tropósfera, impide la acción de nubosidad que pueda precipitar. Por esta razón la costa pacífica suramericana desde Ecuador a Chile es típicamente seca. Por acción del viento Alisio del Este y los fuertes vientos Surestes (que corresponden a alta presión atmosférica en la zona), las masas de aire seco son llevadas hacia el oeste en compañía de las aguas marinas. Conforme se van desplazando sobre aguas más cálidas, el aire se va calentando y humedeciendo. Al llegar a la zona de Indonesia, por el calor de las aguas se genera más evaporación y las masas de aire empiezan a ascender (baja presión atmosférica en la zona). En su ascenso, la humedad se condensa, produciendo formaciones nubosas de gran desarrollo vertical que eventualmente causan las fuertes precipitaciones características de esta región. El retorno del aire hacia el este se produce en el alto nivel, aproximadamente entre 10 y 15 km de altura (Rasmusson y Wallace 1990, Ramírez 1990, Quintana 1990).

3.2. Los componentes oceánico y atmosférico durante ENOS

Ocasionalmente, por razones aún no bien entendidas, el Índice de Oscilación Sur (IOS), cae abruptamente y la circulación de Walker colapsa, aumentando la presión atmosférica en el Oeste y disminuyendo en el Este del Pacífico (Foerster 1997). Cuando esto ocurre, los vientos del Este se debilitan o incluso puede aparecer un flujo contrario del Oeste (Rasmusson y Wallace 1983; Ramírez 1990, IDNDR 1998).

Como puede apreciarse en la figura 3, al debilitarse los vientos del Este, la surgencia de aguas frías en las costas suramericanas desaparece, por lo que la termoclina se profundiza y el afloramiento decrece en perjuicio del sustento nutricional del fitoplancton de las capas superficiales (Wallace y Vogel 1994). Así desaparece también la presión que acumulaba las aguas cálidas en el Oeste. La



Figura 3. Circulación de Walker en años Niños (NOAA citado por NASA 1994)

contracorriente ecuatorial (oeste-este) se fortalece mientras que la ecuatorial (Este-Oeste) se debilita; por lo tanto las aguas cálidas acumuladas en el Oeste viajan al Pacífico Central y Pacífico Este en forma de ondas Kelvin ecuatoriales (Wyrthi 1986) u ondas internas de Kelvin (Fernández y Ramírez 1991). Las ondas Kelvin son creadas por los vientos que soplan sobre la superficie del océano y que mueven las masas cálidas de agua hacia el Pacífico ecuatorial central (Glantz 1998). Según Wyrthi (1985), este sistema ondulatorio, puede viajar a una velocidad de 0,75 m/s, alcanzando las costas suramericanas en unas semanas, sin embargo Glantz (1998) asegura que una onda Kelvin puede demorar cerca de dos meses y medio en recorrer la cuenca del Pacífico entera. Al chocar con el continente las ondas son dispersadas en ondas Kelvin costeras hacia el Norte y el Sur, produciendo además una onda de “rebote” u onda Rossby que se mueve al occidente y viaja a una velocidad tres veces menor que la Kelvin (Glantz 1998). Según Espinoza (1999) las ondas Rossby que se propagan hacia el oeste, pueden permanecer aproximadamente unos nueve meses en la cuenca pacífica.

4. Efectos del ENOS en el clima mundial

ENOS es conocido mundialmente como un fenómeno oceánico-atmosférico que afecta el clima en escala global o planetaria. Principalmente ENOS ocasiona variaciones en los comportamientos normales de temperatura y la cantidad y distribución de la precipitación (OMM 1998). Por ejemplo, la temperatura promedio global en 1997 estimada con base a más de 9000 estaciones terrestres, marítimas y transitorias, fue la mayor registrada en toda la historia de los registros instrumentales (WMO 1998). Si bien, está íntimamente relacionado con fuertes disturbios climáticos en las regiones tropicales desde la costa este de África, el sur de Asia y Suramérica; ENOS puede afectar patrones de clima de otras regiones latitudinales (IRI 1995, Salinger *et al.* 1997, OMM 1998).

La enorme concentración de calor en las aguas del Pacífico Tropical que viajan hacia el este, modifica la atmósfera inmediata sobre ellas y los efectos son llevados a diferentes partes del globo (WMO 1997). Ramírez (1990) menciona que al modificarse la circulación de Walker, áreas del Pacífico Central y el Pacífico Este normalmente secas, reciben mucha lluvia, mientras que en el Oeste en Indonesia y Australia la lluvia disminuye. Al producirse lluvias intensas en áreas normalmente secas, se descargan enormes cantidades de energía al aire, lo que provoca un fuerte efecto en los vientos de la Corriente en Chorro alrededor del globo. Esta Corriente en Chorro es la responsable de las fuertes precipitaciones que se pueden producir en California y la supresión de actividad ciclónica en el Atlántico (Foerster 1997). Durante ENOS, al colapsar la circulación de Walker, las zonas de convección que normalmente se encuentran en la zona de Indonesia-Oceanía, se mueven hacia el Este. Por esta razón Indonesia y las regiones cercanas, experimentan sequías, mientras las zonas del Pacífico Central Ecuatorial y la costa Pacífica Suramericana, sufren el impacto de fuertes lluvias (Rasmusson y Wallace 1983). Por otro lado, las tormentas tropicales que tienen su origen en masas cálidas y húmedas, se proyectan hacia el Pacífico Este junto a la migración de aguas cálidas de la corriente de El Niño, aumentando la posibilidad de generación de huracanes en el Pacífico (Zea 1990; Foerster 1997).

Las alteraciones climáticas características de ENOS impactan directamente nuestras sociedades, las tormentas, sequías, temperaturas anormalmente elevadas o fuertes precipitaciones asociadas al ENOS no solo provocan daños a la propiedad, sino también la pérdida de vidas humanas. Así mismo la variabilidad climática puede afectar la productividad agrícola, disponibilidad de agua, producción pesquera, transporte, telecomunicaciones, infraestructura civil y la diseminación de enfermedades devastadoras tales como malaria, dengue y cólera (Farrow y Mastriani 1998, Stolz 1998). El Niño, por lo tanto, no debe ser visto solamente desde el punto de vista climático o atmosférico (que es su génesis), sino debe ser atendido y comprendido como un sistema integrado con muchos y variados ángulos (IDNDR 1998).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Alfaro, E.; Amador, J. 1996. El Niño-Oscilación del Sur y algunas series de temperatura máxima y brillo solar en Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*. 3(1):19-26.

Cane, M.; Arkin, P. 2000. Current capabilities in long-term weather forecasting for agricultural purposes. In: Sivakumar, M. 2000. *Climate prediction and agriculture*. Proceedings of the START/WMO International Workshop held in Geneva, Switzerland 27-29 september 1999. World Meteorological Organization. Geneva, Switzerland. 322p

Daniel, H. 1980. El hombre y la variabilidad climática. Organización Meteorológica Mundial. OMM#543.32p.

Espinoza, E. 1999. El Niño hoy. Presentación asistida por computadora. SENAMHI-OMM. Lima, Perú.

Farrow, L.; Mastriani, K. 1998. Talleres Regionales sobre El Niño 1997-1998. IAI Newsletter. (17):5-9.

Fernández, W.; Ramírez, P. 1991. El Niño, la Oscilación del Sur y sus efectos en Costa Rica: Una revisión. *Tecnología en Marcha*. 11(1):3-10.

Foerster, J. 1997. El Niño and the upcoming winter. *On the Front*. (7)3: 10-13.

Glantz, M. 1998. *Corrientes de cambio: El impacto de El Niño sobre el clima y la sociedad*. Traducción y adaptación Núñez, R. Oficina de Asistencia para Desastres. The United States Agency for International Development. Cambridge, University Press. Primera Edición. Valparaíso, Chile. 141p.

Glantz, M. 2001. *Currents of change. Impacts of El Niño and La Niña on climate and society*. Second Edition. Cambridge, United Kingdom. Cambridge University Press. Second edition. 252p.

IDNDR (International Decade for Natural Disaster Reduction). 1998. El Niño. Mitigate its impact. IDNDR Informs. Regional Unit for Latin America and the Caribbean. 12:31.

Jiménez, R. 1987. Antecedentes históricos del fenómeno El Niño. *Boletín de la OMM* 36(3):192-194.

Jordán, R. 1986. The ecological and economic impacts of the El Niño in the south-east pacific. In: *El Niño phenomenon and fluctuations of climate*. Lectures presented at the thirty-sixth session of the WMO Executive Council. World Meteorological Organization. WMO N°649. Geneva Switzerland. 18-31pp

Monastersky, R. 1996. Climate modelers: go talk to the trees. *Science News*.149:358.

OMM (Organización Meteorológica Mundial). 1998. *Boletín El Niño hoy*. 5. sp.

Quintana, J. 1990. Indicadores meteorológicos de "El Niño" y su aplicación al litoral norte y central de Chile. *La Meteorología en el Mundo Iberoamericano*. (1)2:11-20.

Ramírez, P. 1990. El fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur. *Boletín Meteorológico*. Ministerio de Recursos Naturales Energía y Minas. Instituto Meteorológico Nacional. Costa Rica. Año XIV-Abril. P3-5.

Rasmusson, E.; Hall, J. 1983. El episodio cálido principal del Pacífico de 1982-1983. *Boletín de la OMM* 32(4):340-346.

Rasmusson, E.; Wallace, J. 1983. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science* (222):1195-1202.

Salinger, M.; Desjardins, R.; Jones, M.; Sivakumar, M.; Strommen, N.; Veerasamy, S.; Lianhai, W. 1997. Climate variability, agriculture and forestry: an update. World Meteorological Organization. Technical Note N°199. WMO841. Geneva, Switzerland. 51pp.

SMN (Servicio Meteorológico Nacional). 1993. El fenómeno de "El Niño" y la Oscilación del Sur. Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. (54):1-13.

Stolz, W. 1998. ENOS: El Niño-La Oscilación Sur. In: Banichevich, A.; Castro, V.; Bonati, J. 1998. Una Biósfera en Convulsión: El potencial cambio global. Instituto Meteorológico Nacional. Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica. 160p.

Wallace, J.; Vogel, S. 1994. El Niño and climate prediction. Reports to the nation on our changin planet. National Oceanic and Atmospheric Administration Award (NOAA).24p

Wyrki, K. 1986. Research on El Niño. In: El Niño phenomenon and fluctuations or climate. Lectures presented at the thirty-sixth session of the WMO Council. World Meteorological Organization. WMO. N°649. Geneva, Switzerland. 31-41p.

Zea, J.; Montealegre, E. 1992. El fenómeno "El Niño" y sus efectos en el comportamiento del clima en el Pacífico Colombiano durante el período 1982-1986. Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras. HIMAT. Documento presentado en la Reunión Conjunta de los Grupos de Trabajo sobre Meteorología Agrícola de las ARIII y ARIV de la Organización Meteorológica Mundial. Guatemala 8-12 de febrero de 1993. 1-20p. (Correspondencia personal).

Zuta, S. 1986. The characteristics of the 1982-1983 El Niño of the Pacific coast of South America.In: El Niño phenomenon and fluctuations or climate. Lectures presented at the thirty-sixth session of the WMO Council. World Meteorological Organization. WMO. N°649. Geneva, Switzerland. 1-5p