CAMPOS DE PRESION DEL PACIFICO TROPICAL SURORIENTAL EN RELACION A LA OSCILACION DEL SUR: LOS INDICES SAN CRISTOBAL/GUAYAQUIL - DARWIN*

Por: JOHNNY CHAVARRÍA [1]
BONNY BAYOT [2]

RESUMEN

La escasa variabilidad observada en el campo de presiones en San Cristóbal y Guayaquil merced a su posición ecuatorial, en contraparte a la gran variabilidad relacionada a perturbaciones extratropicales (Bjerknes, 1969) presentada en Pascua y Juan Fernández, sugirió la posibilidad de utilizar las dos estaciones locales, en lugar de aquellas ubicadas en el corazón del Centro de Alta Presión del Pacífico Suroriental, para la elaboración de índices que respondan efectivamente y con menor ruido a la circulación atmosférica zonal. San Cristóbal y Guayaquil, considerados en este trabajo como pertenecientes al límite oriental de la rama descendente de la Circulación Walker del Pacífico, presentaron una excelente correlación con las distintas fases de la Oscilación del Sur, ello condujo a pensar que los Indices San Cristóbal-Darwin y Guayaquil-Darwin, podrían ser una herramienta adecuada para la interpretación de la Circulación Walker/Oscilación del Sur.

ABSTRACT

The low variability observed in the pressure field in San Cristóbal (00° 54'S-89° 36'W) and Guayaquil (02° 09'S-79°54' W), due to their equatorial position, in contrast to the great variability related to extratropical disturbances (Bjerknes, 1969), found in Pascua (27°51'S-109° 32'W) and Juan Fernández (33°37'S- 78°50'W), suggested the possibility of using the two local stations, instead of those located in the High Pressure Center Core of the Southeastern Pacific, for the elaboration of indices that respond efficiently and with less noise to the zonal atmospheric circulation. San Cristóbal and Guayaquil, considered in this paper to belong to the eastern limit of the descending branch of the Pacific Walker Circulation, present an excellent correlation with the different phases of the Southern Oscillation. This suggests that San Cristóbal-Darwin and Guayaquil-Darwin indices could be a proper tool for the interpretation of the Walker Circulation/Southern Oscillation.

INTRODUCCION

Los intensos gradientes térmicos producidos por el calentamiento diferencial que se presenta entre el ecuador y los polos origina una respuesta, tanto atmosférica como oceánica, tendiente a reducirlos. Una solución meridional, a nivel de la atmósfera inferior (tropósfera), fue inicialmente descrita por Halley (1686) y mejorada por Hadley (1735), quien dio una explicación mucho más cerçana a la realidad, por lo que lleva su nombre. Posteriormente Bjerknes (1969) desarrolló el esquema de una circulación zonal para el Pacífico-Indico, a la que nombró Circulación Walker en honor a Sir Gilbert Walker quien describiera la Oscilación del Sur (OS) en 1923. Kraus (1972) llamó Walker-Bjerknes a esta circulación.

La Circulación Hadley, que actúa principalmente en la banda tropical, se origina cuando aire transportado por los Alisios del Sureste y Noreste converge cerca del ecuador, donde las aguas son más cálidas, formando la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que se caracteriza por una intensa actividad convectiva y que se localiza usualmente entre 5° a 10° N. En esta zona el aire es húmedo y menos pesado y por lo tanto asciende. Luego, a nivel de la tropopausa, éste diverge en dirección hacia los polos enfriándose y volviéndose más pesado, para descender en los límites de las regiones tropicales como un aire seco y frío, donde la temperatura es más baja y la presión atmosférica es más alta. Entonces, este aire fluye superficialmente en dirección hacia el ecuador completando la

[1] Escuela Superior Politécnica del Litoral, ESPOL.- P.O. Box 5863. Guayaquil-Ecuador
[2] Instituto Oceanográfico de la Armada, INOCAR. P.O. Box 5940 . Guayaquil-Ecuador
* Trabajo presentado en la Reunión TOGA 95, Melbourne, Australia

celda meridional. En realidad las celdas no se cierran completamente y las líneas de flujo describen espirales en dirección este-oeste. Una segunda y tercera celda se presentan en latitudes medias y altas; pero, debido a la rotación del planeta, el movimiento producido por los gradientes de densidad horizontales es principalmente este-oeste, provocando que la circulación meridional sea pequeña. En estas latitudes se desarrollan grandes perturbaciones que se manifiestan como ciclones y anticiclones, los cuales transportan energía hacia los polos (Gill, 1982).

En los meses en que los afloramientos ecuatoriales están desarrollados, el aire sobre el ecuador es demasiado frío y pesado para unirse al movimiento ascendente de las Circulaciones Hadley. En su lugar, el aire ecuatorial fluye hacia el oeste (Pacífico Occidental) donde la temperatura superficial es más cálida, entre la Circulación Hadley de los dos hemisferios. Luego, después de haber sido calentado y suplido de humedad, éste toma parte de un ascenso húmedo-adiabático de larga escala (Bjerknes, 1969). Desde un punto de vista zonal, el aire diverge en la tropósfera superior y una de sus ramas circula ecuatorialmente hasta descender sobre el frío Pacífico Oriental, cerrando la celda de Circulación Walker. Existen además otras celdas Walker, cuyos centros convectivos se encuentran localizados sobre Africa ecuatorial y Centro/ Suramérica (Philander, 1990).

Desde una óptica menos simplista, la intensa actividad convectiva que se desarrolla sobre el continente marítimo, genera a la altura de la tropopausa un intercambio de momento angular absoluto con zonas adyacentes al norte y sur, y como el cinturón ecuatorial de la atmósfera está dotado de un mayor momento angular absoluto que los cinturones zonales adyacentes, una divergencia de momento angular absoluto debe resultar en el ecuador. La respuesta será un campo de vientos con dirección hacia el este, cuyo fortalecimiento dependerá de la intensidad de la divergencia.

La Circulación Walker, como fue descrita anteriormente, debe ser considerada como parte del mecanismo de la OS que comprende el concepto más amplio de un intercambio de masa de escala planetaria a nivel de las latitudes tropicales.

La OS, considerada como la señal más acusada de la variabilidad climática interanual (Rasmusson, 1986), es una fluctuación de presión coherente, fuera de fase e irregular en tiempo, de dos centros de acción separados algunos miles de kilómetros de distancia sobre el Hemisferio Sur (HS): el uno localizado sobre el Centro de Alta Presión del Océano Pacífico Suroriental (CAPS), con posición promedio en 30° S-90° W, y el otro sobre el Centro de Baja Presión en la región Indonésica-Australiana (Philander, 1990).

Las variaciones interanuales de la OS afectan la intensidad y posición de la Circulación Walker y Hadley. Así, durante la fase negativa de la OS (El Niño), la zona convectiva del Pacífico Occidental (región Indonésica- Australiana) junto con la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS), ésta última área de gran actividad convectiva, cuya intensidad varía estacionalmente a lo largo de una trayectoria promedio con dirección sureste desde Torres Strait/ Australia (11°S-142°E) hasta 30°S-135°W (H. Van Loon, 1987), se mueven zonalmente hacia el este, la ZCIT se traslada más al sur de lo normal y en general la Circulación Walker/Hadley se debilita/ fortalece. Durante la fase positiva (Anti-El Niño), la ZCIT se mueve más hacia el norte de lo normal y la zona convectiva del Pacífico Occidental se mueve hacia el oeste, debilitándose/fortaleciéndose la Circulación Hadley/Walker.

En este trabajo se realiza primeramente, un análisis detallado de la variabilidad estacional de los campos de presión en el Pacífico Tropical, como un indicativo de las "condiciones de normalidad". Se hace esta acotación puesto que, las componentes estacionales dependen básicamente de la radiación diferencial que recibe el planeta en sus Hemisferios Norte y Sur (al realizar la rotación anual), lo que exige una respuesta tanto en la atmósfera como en el océano, no forzosamente en la misma escala de tiempo. Al respecto, Philander (1990) expresó que el ciclo estacional no puede ser considerado como un agente pasivo, porque éste es la resultante de un acoplamiento oceano-atmósfera forzado por radiación solar entrante, y que las respuestas a este tipo de forzamiento tienen mucho en común con aquellas que determinan los modos interanuales e incluyen interacciones oceano-atmósfera inestables, es decir que están sometidas a procesos de retroalimentación.

Posteriormente, se hace un análisis de las variaciones extra-estacionales, mediante el uso de los Indices de OS (IOS). Tales índices son una

cuantificación de la magnitud de la anomalía del gradiente de presión existente en un momento dado entre dos estaciones. Para cumplir con el objetivo propuesto se utilizan estaciones lo más cercanas posible a los centros de presión que gobiernan la OS. En la práctica, los IOS dan una idea del intercambio de masa existente entre tales centros, y de las reversiones posibles en la dirección de dicho intercambio.

Berlage en 1957, presentó la OS (Fig. 1) como la distribución de las correlaciones de las anomalías anuales de presión alrededor del mundo con sus similares de Djakarta (6°S-107°E), encontrando una correlación máxima (-0.8) con aquellas de Isla de Pascua (28°S-109°W). Sin embargo, Bjerknes (1969) sugirió que "la correlación negativa aproximadamente a la misma longitud de Isla de Pascua pero cerca al ecuador, y por tanto fuera del alcance de las perturbaciones extra-tropicales, podría mostrar mejores correlaciones negativas", lo cual no fue posible demostrar debido a la falta de información. Para finalizar, tomando en consideración lo expresado por Bjerknes, y pese a no estar ubicados exactamente en la longitud de Isla de Pascua, se calcularon los IOS en base a información de presión local, los que fueron contrastados con un índice de TSM de la costa oeste de Sudamérica.

DESCRIPCION DE LOS DATOS Y METODOS

La información utilizada consiste en series de tiempo de promedios mensuales de Presión Atmosférica Superficial, desde 1962 en Darwin/ Australia (DAR), Tahiti/Islas Sociedad (TAH), Juan Fernández/Chile (JF), Pascua/Chile (PAS), Guayaquil/Ecuador (GYE); desde 1968 en San Cristóbal/Ecuador (SCR); y desde 1975 en Salinas/ Ecuador (SAL). La localización geográfica de las estaciones (Fig. 1) y la fuente de la información pueden ser observados en la Tabla I. Adicionalmente, se utilizó la serie de Ship Track 1 (Rasmusson y Carpenter, 1980; Fig. 1) de TSM.

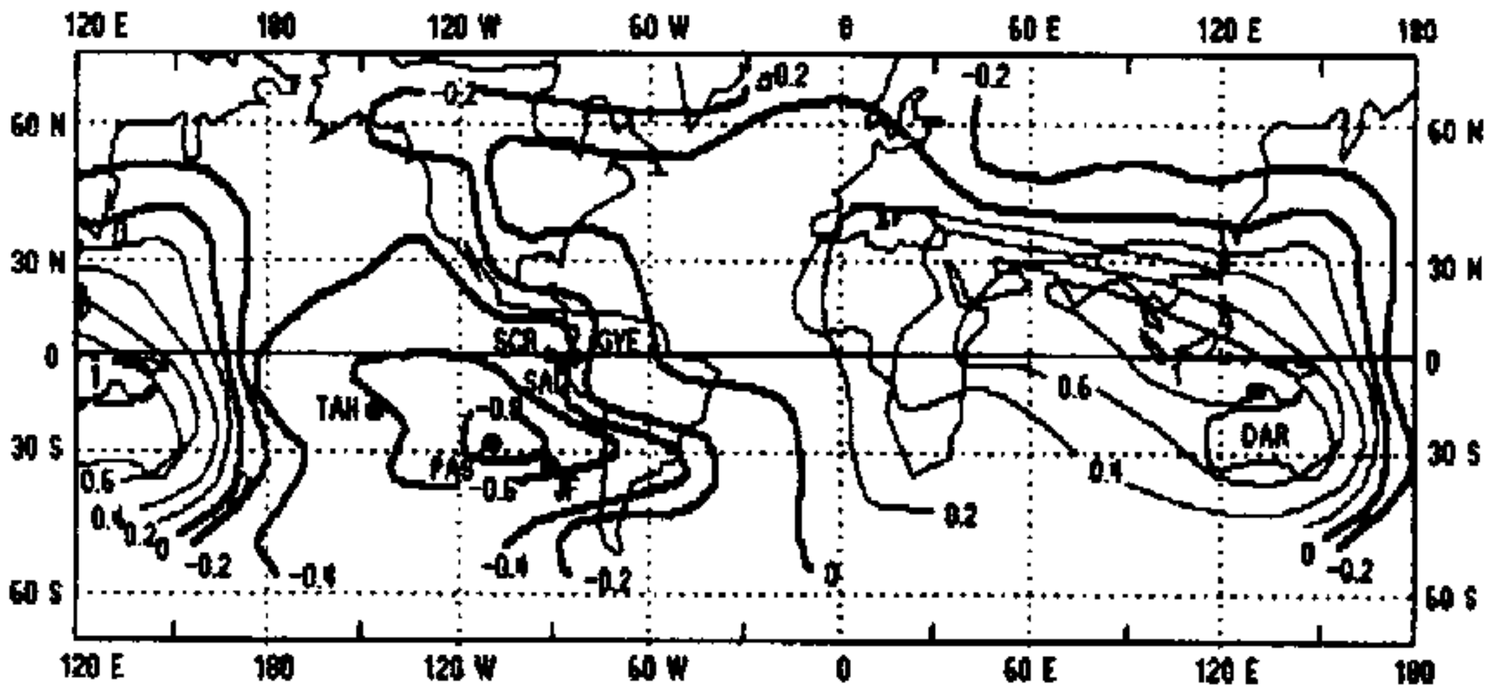

Figura 1. Distribución de los coeficientes de correlación entre Djakarta (Indonesia) y diversas localidades alrededor del mundo (Berlage, 1957). Las zonas de mayor correlación positiva y negativa indican los centros de baja y alta presión que gobiernan la Oscilación del Sur.

Tabla I. Localización geográfica de las estaciones.

Estación	Latitud	Longitud	Fuente
Darwin	12° 26'S	130° 52'E	Bureau of Met.
Tahiti	17° 33'S	149° 20'W	Bureau of Met.
Pascua	27° 51'S	109° 32'W	Dir. Met. Chile
Juan Fernández	33° 37'S	78° 50'W	Dir. Met. Chile
San Cristóbal	00° 54'S	89° 36'W	INOCAR
Salinas	02° 12'S	80° 59'W	INOCAR
Guayaquil	02° 10'S	79° 50'W	SUBDAC

Bureau of Met.: Bureau of Meteorology (Australia)
Dir. Met. Chile: Dirección Meteorológica de Chile
INOCAR: Instituto Oceanográfico de la Armada (Ecuador)
SUBDAC: Subdirección de Aviación Civil, Guayaquil (Ecuador)

Vacíos en la serie de SCR durante los doce meses de 1971, desde julio de 1989 hasta junio de 1990 y desde julio hasta diciembre de 1991 y en GYE durante los doce meses de 1969, fueron rellenados en base a una regresión lineal entre las dos estaciones, el mismo que arrojó un coeficiente de correlación r^2 igual a 0.68. Posteriormente, mediante pruebas de hipótesis nula se comprobó que las varianzas de las series rellenadas no se alteraron estadísticamente.

La climatología de las series se obtuvo calculando los promedios mensuales de largo período utilizando el intervalo 1968-1988, que en adelante será considerado período base por ser común a todas las series. Excepción a lo anterior es la serie SAL, cuya longitud abarca los años 1975-1988, por lo que únicamente será utilizada en este análisis. En ninguno de los casos se empleó información de 1983, por el evento El Niño extraordinario ocurrido en ese año.

La normalización de las series, incluyendo la de Ship Track 1, y el cálculo de los IOS fueron realizados siguiendo el método descrito por el Climate Analysis Center (1989), utilizando el período base descrito anteriormente. Los datos rellenados de presión en SCR y GYE sólo afectan a sus respectivos valores de IOS, por lo tanto valores anteriores y posteriores al dato de IOS, no serán de ninguna manera influenciados. En total se calcularon cinco IOS: TAH-DAR, PAS-DAR, JF-DAR, SCR-DAR y GYE-DAR. Para suavizar las anomalías normalizadas y los IOS, se realizaron triples medias móviles de tres meses, de manera similar a lo realizado por Quinn (1976) para un intervalo de seis meses, pero con una menor pérdida de información.

CLIMATOLOGIA

El análisis de la OS, a través de la interpretación de los IOS es una herramienta útil para realizar algunas proyecciones que permitan preveer con cierta confiabilidad la variabilidad climática de los meses subsiguientes. Sin embargo, un análisis de este tipo lejos de ser algo sencillo, implica el entendimiento de lo que debe ser un comportamiento «normal», sobre todo si se conoce que el cálculo común de los IOS es preparado con el objeto de observar la variabilidad extra-estacional, donde se trabaja exclusivamente a nivel de las anomalías mensuales normalizadas contra la desviación estándar promedio anual, lo que en algunos casos amplifica las anomalías. Por lo tanto, un pulso alarmante en los IOS, puede responder a un adelanto o a un retraso de las condiciones respecto de lo climatológico en uno de los centros de presión, en lugar de a un evento de mayor magnitud.

En la figura 2 se presenta la variación mensual de la presión, en un año normal, para las siete estaciones. Previo al análisis climatológico de las mismas, es necesario conocer el comportamiento espacio-temporal de las zonas de baja presión del Pacífico Tropical Sur. Durante el invierno del HS, la ZCPS permanece pobremente desarrollada, mientras que la ZCIT se encuentra fortalecida a lo largo de todo el Pacífico. Lo opuesto sucede en el verano cuando la ZCPS alcanza su desarrollo máximo y la ZCIT se debilita sobre el Pacífico Occidental. Se conoce por Lau y Chan (1983) que cuando la actividad convectiva es fuerte en la ZCPS, ésta se debilita sobre la región Indonésica-Australiana.

En condiciones extremadamente cálidas (El Niño), la ZCPS se traslada hacia el noreste, consolidándose con la ZCIT que ocupa su posición más meridional y con la zona de convección del Pacífico Occidental, que a la vez se mueve zonalmente hacia el este. En condiciones frías (Anti-El Niño), estas tres zonas se alejan, de tal manera que: la ZCIT se mueve hacia el norte, la zona de convección del Pacífico Occidental se dirige hacia el oeste y la ZCPS evidencia su posición más suroeste.

En otro extremo del Pacífico, el aspecto atmosférico más relevante lo constituye la presencia del CAPS, que presenta desplazamientos estacionales que cubren un área entre 25° a 30° S y 90° a 140° W (Enfield, 1981). Este centro describe un movimiento elíptico a lo largo del año, estando más hacia el norte en julio, más cercano al continente en septiembre y más hacia el suroeste en febrero-marzo (Moreano, 1983).

Analizando Darwin (Fig. 2a), se observa que exhibe la mayor variación anual (aproximadamente 7 hectopascales), encontrándose en fase con la estacionalidad del HS. Entre diciembre y febrero, coincidiendo con el verano, la actividad convectiva está más desarrollada en la región y por tanto la presión cae. En estos meses, la variabilidad extra-estacional es mayor, presumiblemente asociada con la intensificación de la Circulación Hadley que actuaría en concordancia con un debilitado centro

de alta presión ubicado al sureste de Australia y límite sur del Indico (CAAI, en este trabajo). En la contraparte estacional (junio-agosto), las presiones exhiben los valores máximos en respuesta a la posición más al norte del CAAI.

En la figura 2b se presenta la climatología de Tahití, con una variación anual menor (aproximadamente 3.5 hectopascales) a la observada en Darwin. En el verano, al estar el CAPS en su posición más hacia el sur y la ZCPS intensificada, ejercen una menor y mayor influencia respectivamente sobre Tahití, suscitando los valores más bajos del año. Durante el invierno las presiones se encuentran en franco aumento, y no es sino hasta agosto-septiembre que éstas alcanzan su valor más alto, coincidiendo con el momento en que: el CAPS ha logrado su máximo desarrollo estacional, el CAAI alcanza su mayor influencia hacia el este, y la ZCPS está más debilitada.

En Pascua (Fig. 2c) las presiones alcanzan un pequeño mínimo en diciembre-enero, coincidiendo con la posición más al sur del CAPS. Sin embargo, en abril-mayo se produce una abrupta caída, significativamente recurrente, y con probable relación al descenso de las presiones de marzo a junio observado por Van Loon (1984, Fig. 1) en medianas latitudes y alcanzando la posición de Pascua. A partir de junio las presiones comienzan a ascender llegando a los valores máximos recién en septiembre-octubre. Respecto al comportamiento de esta estación, Enfield (1981) expresó que podría ser un buen índice del fortalecimiento de la circulación extra-estacional del Pacífico Suroriental.

Juan Fernández (Fig. 2d), en forma similar a la estación anterior, presenta un comportamiento particular. En el verano las presiones descienden hasta alcanzar un mínimo en febrero cuando el CAPS se encuentra en su posición más suroeste. A partir de marzo, conforme el CAPS comienza su traslado hacia el norte, se produce un ligero ascenso estacional en las presiones, para luego caer de mayo a julio cuando el CAPS se encuentra en su posición más alejada al norte, lo que guarda también relación con un debilitamiento local de los procesos de afloramiento (Bernal en Oldepesca/Sela, 1986). En agosto las presiones ascienden hasta alcanzar valores máximos en septiembre-octubre, en asociación a la gran cercanía del CAPS al continente.

El aspecto más importante en las climatologías de las estaciones locales (Figs. 2e, 2f y 2g) es su escasa variabilidad estacional y sus relativas bajas magnitudes. Durante el verano del HS, cuando el CAPS se encuentra en su posición más meridional, se presenta un ligero descenso de las presiones culminando en febrero-abril, merced a la influencia de la ZCIT que se encuentra en su posición mas austral (aproximadamente 2°N). Encontrándose que, en las tres localidades, los

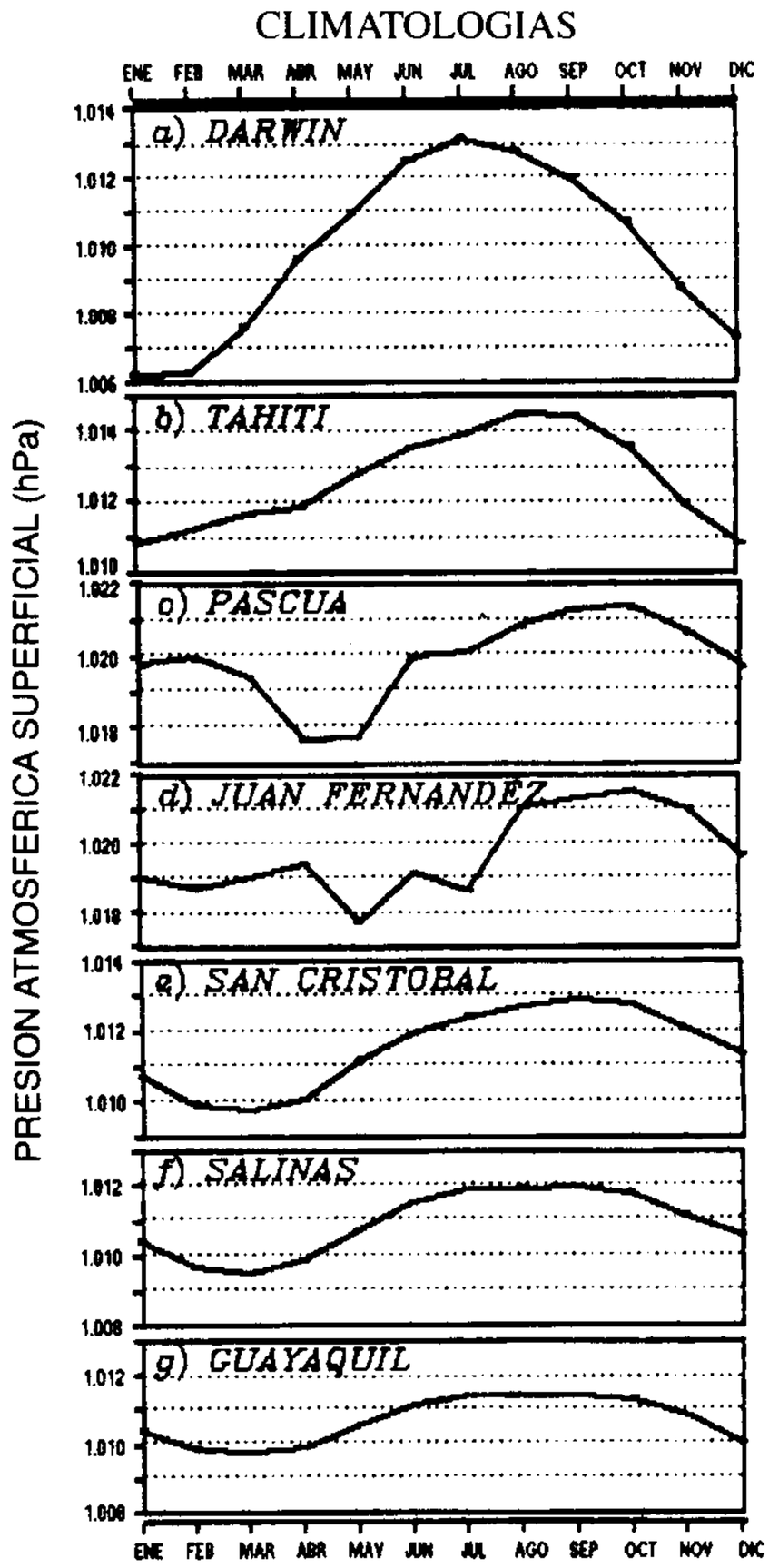

Figura 2. Variación de los promedios de presión de largo período (1968-88), excepto Salinas (1975-88)

mínimos estacionales son prácticamente los mismos. Por otro lado, los máximos valores se presentan alrededor de agosto-septiembre, en respuesta a la extrema posición norte de la ZCIT y a la cercanía al continente del CAPS. Es válido destacar que, en este caso, las presiones ya no son las mismas en las tres estaciones, sino que aumentan conforme son más oceánicas, lo que demuestra una influencia marítima.

Lo anteriormente expuesto es de singular importancia, puesto que permite concluir que esta

región (en especial San Cristóbal) se encuentra bajo el régimen de presiones del Pacífico Tropical Suroriental, y que por tanto debe responder a su variabilidad.

GRADIENTES CLIMATOLOGICOS

Los gradientes de presión han sido utilizados por algunos autores (Miller y Laurs, 1975; Van Loon y Shea, 1984; Enfield, 1981; Alcocer y Kelly, 1987; y otros) com indicadores de la intensidad de la circulación atmosférica superficial (vientos) entre dos localidades.

En una escala mayor, los gradientes de presión entre la región del CAPS y la Baja Indonésica-Australiana, son generalmente utilizados para inferir la variabilidad del intercambio de masas de aire entre los Hemisferios Oriental y Occidental (Troup, 1965), a través de los Vientos Alisios. Estacionalmente, tales gradientes deberían estar en capacidad de mostrar el intercambio climatológico este-oeste. Sin embargo, en la figura 3, que muestra la diferencia climatológica de presiones entre las estaciones asociadas al CAPS y Darwin, se observa que en el período de diciembre a febrero, coincidiendo con el verano del sur, se presentan los máximos gradientes de presión anuales, insinuando un mayor intercambio de masa; la situación opuesta ocurre durante el invierno, lo que no concuerda con lo observado en la realidad.

Esto reafirma la importancia de la componente Walker en la OS, puesto que al ser una circulación térmicamente inducida, dependiente del gradiente térmico zonal del océano, que se incrementa al intensificarse los afloramientos ecuatoriales durante el invierno, produce un aumento en el intercambio superficial de aire este-oeste a nivel ecuatorial, lo que realmente propicia la estacionalidad del flujo.

En conclusión, la interpretación de la circulación asociada a la OS, no debe ser analizada en la escala estacional como dependiente exclusivamente del gradiente de presión, sino también relacionada al gradiente de temperatura ecuatorial de la superficie del mar, en concordancia con lo expresado por Troup (1965).

Regresando a la figura 3, el intenso gradiente de fines y principios de año, está asociado a la abrupta caída de los valores de presión observados en Darwin (ver Fig. 2a) en respuesta a la intensificación de las actividades convectivas del área. El exceso de energía al no poder ser transferido zonalmente, por el debilitamiento de la Circulación Walker, lo hace meridionalmente como Circulación Hadley, principalmente hacia el hemisferio de invierno, al estar dotado de mayor baroclinicidad.

Por último, la presencia de valores negativos observados en los gradientes de las estaciones locales contra Darwin, están relacionados a los relativamente bajos valores de presión propios de las regiones ecuatoriales debido a la influencia de la ZCIT. Esto, no obstante, no implica un transporte de masa oeste-este de gran escala, como se podría pensar a priori. Es importante mencionar que Enfield (1981) encontró que las estaciones del Pacífico Suroriental al norte de 15° S, presentan patrones de circulación atmosférica de bajo nivel prominentemente en fase con el desarrollo estacional de los Vientos Alisios.

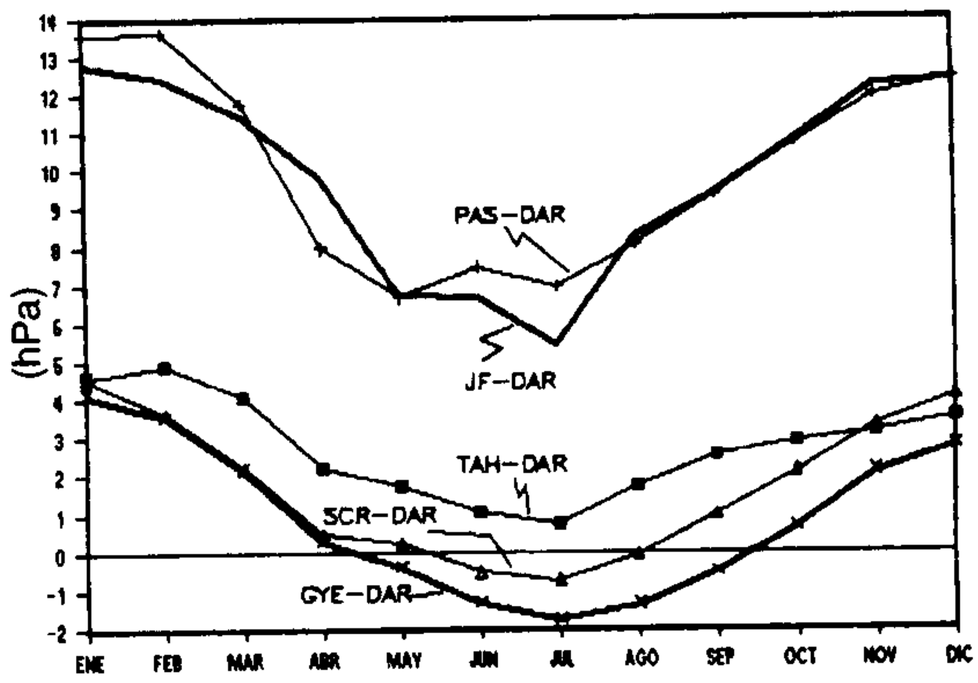

Figura 3. Gradientes de presión este-oeste en condiciones normales. Período utilizado: 1968-88

ANOMALIAS

Las figuras 4 y 5 presentan las anomalías de presión normalizadas de las estaciones. Darwin (Fig. 4a) refleja de manera efectiva la ocurrencia, magnitud y duración de los fenómenos cálidos y fríos que se han presentado en el Pacífico Tropical desde 1962 hasta 1993. Sin embargo, anomalías ligeramente superiores a una desviación estandar positiva se presentaron en 1963-64, 1977-78 y 1989-90, de las cuales la primera y la tercera estuvieron asociadas a una fase negativa temporal de la OS que no alcanzó un completo desarrollo, mientras que la segunda parece haber sido un fenómeno restringido

a la estación. En el caso de las anomalías negativas, éstas reflejan todos los períodos considerados como fríos; excepto a finales de 1978 cuando, a pesar de haber alcanzado una desviación estandar negativa, no fué considerado como año frío, por lo que estaría respondiendo más bien a una caída de la presión observada a lo largo del Pacífico.

Tahití (Fig. 4b) presenta alta coherencia con la ocurrencia de los El Niño y Anti-El Niño, siendo por lo tanto, un índice eficiente de la variabilidad extra-estacional. Actualmente Tahití es más utilizada para la interpretación de la OS que otras estaciones (ej. Pascua), debido a que presenta un comportamiento más contemporáneo con Darwin (Enfield, 1989). Al respecto, Trenberth (1983) encontró que cambios en el Pacífico Sur en Pascua y Rapa (28° S-144° W) tienden a adelantarse por algunos meses a cambios en Tahití y a cambios opuestos en Darwin.

Pascua (Fig. 4c) y Juan Fernández (Fig. 4d) no reflejan fielmente la intensidad de los fenómenos cálidos. Durante estos períodos, las anomalías negativas suelen ser de magnitud moderada. Por otro lado, Pascua comparada con Juan Fernández, resulta ser un mejor índice de condiciones frías.

Es destacable que, en las cuatro estaciones previamente analizadas, se presenta un lapso consistentemente largo, desde 1977 hasta 1981, considerado en la literatura como normal (Rivera, 1987). Coincidentemente este período precedió a El Niño extraordinario de 1982-83

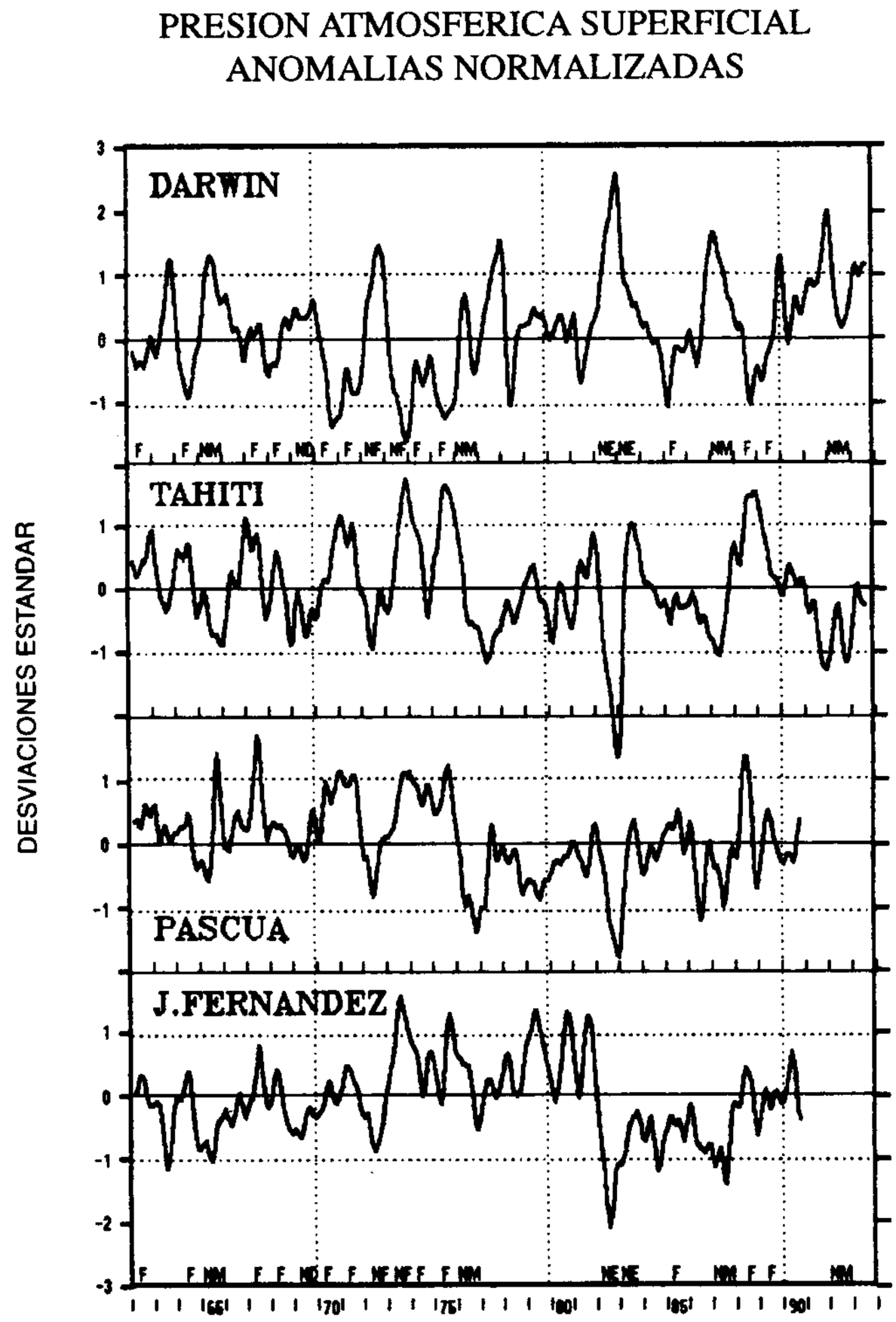

Figura 4. Anomalías de presión normalizadas de las distintas estaciones analizadas. Las letras sobre los años indican los distintos eventos, tanto cálidos como fríos, presentados en el Pacífico Tropical durante el período de estudio. Donde F= año frío, ND, NM, NF, NE= El Niño débil, moderado, fuerte y extraordinario respectivamente. Los años no indicados son considerados normales.

Por otro lado, las estaciones locales, al encontrarse ubicadas aproximadamente sobre el ecuador, deben representar un índice significativo del área de subsidencia de la Circulación Walker. Durante los eventos cálidos, el efecto de la cercanía o la presencia física de la ZCIT, debería amplificar las señales en tales períodos, lo que puede ser comprobado al observar las figuras 5a (San Cristóbal) y 5b (Guayaquil), que muestran además menor variabilidad respecto a lo observado en las anteriores estaciones. Un análisis visual permite destacar que, Guayaquil parece mostrar una mejor señal para indicar la presencia de un evento cálido, puesto que un descenso abrupto que sobrepasa una desviación estandar, está ciertamente asociado a un evento El Niño, mostrando además, concordancia con la escala de Rivera.

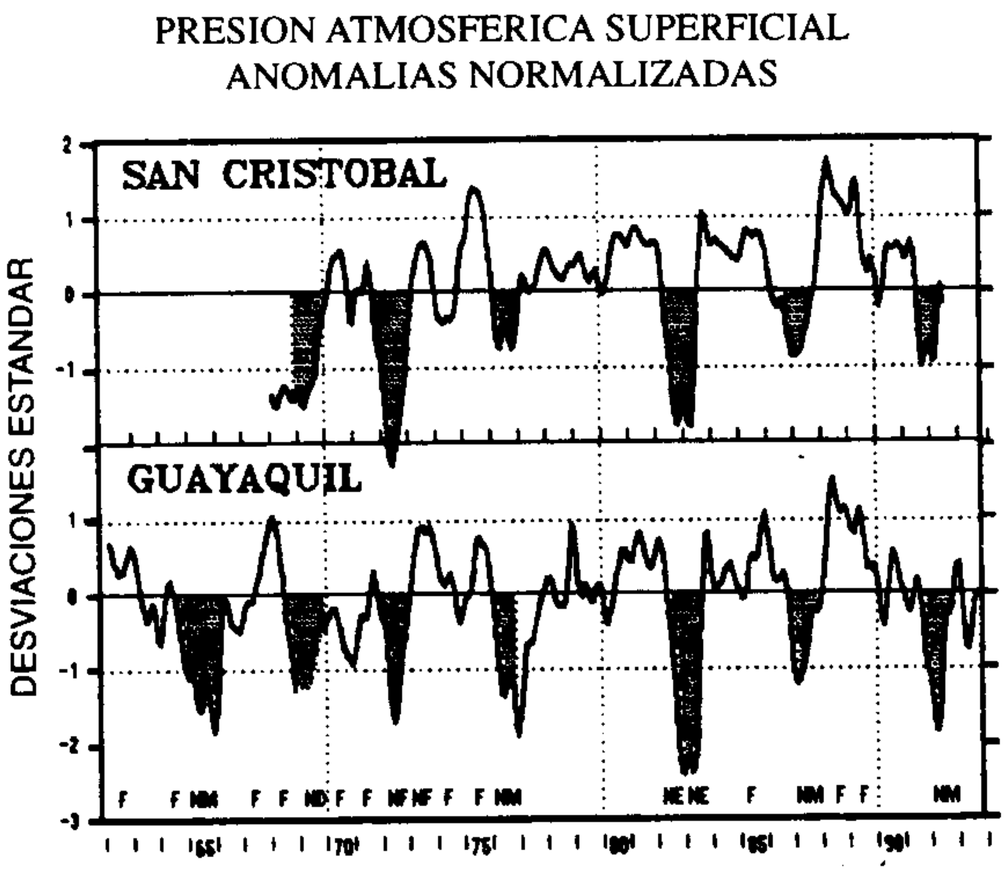

Figura 5. Anomalías de presión normalizadas de las estaciones locales. Las áreas sombreadas indican caídas de presión que estuvieron asociadas a la ocurrencia de eventos El Niño.

En los eventos fríos la respuesta se presenta también bastante clara, y quizás sea San Cristóbal la que presenta una mejor señal. Al respecto, Bayot (1993) mediante análisis de EOF, encontró que Galápagos es un indicador más eficiente que Salinas de los eventos fríos en el Pacífico Tropical.

Es importante mencionar que, la serie de tiempo de anomalías de San Cristóbal debe ser manejada con cierta precaución en el período 1966-72, debido a que muestra anomalías negativas consistentes con los eventos ocurridos, pero no con sus magnitudes. Un análisis gráfico de los datos sin procesar no mostró una tendencia definida.

IOS

En las figuras 6 y 7 se presentan los IOS calculados. Los índices tradicionales TAH-DAR (Fig. 6a), PAS-DAR (Fig. 6b) y JF-DAR (Fig. 6c) muestran la variabilidad interanual de la OS con bastante similitud y están de acuerdo con la secuencia de eventos anómalos reportados. Una de las principales características observadas es que, en la etapa precedente a los eventos El Niño, se presenta un descenso sostenido de los IOS con varios meses de anticipación. Y en algunos casos (ej. 1976), el desarrollo ulterior del evento y su intensidad, no dependerá necesariamente de la magnitud de la fase negativa del IOS, sino de lo abrupto del descenso.

Los IOS presentan además algunas diferencias entre sí. Por lo tanto, un análisis conjunto es aconsejable cuando se trabaja en tiempo real y se necesita hacer una proyección. Para ilustrar lo anterior, se puede observar que PAS-DAR en 1976 (el Niño moderado) alcanzó una anomalía negativa de hasta una desviación estandar, mientras que los otros índices estuvieron muy cerca de lo normal. En 1985 (Anti-El Niño) PAS-DAR presentó valores bastantes consistentes con la activación de un evento frío, mientras que TAH-DAR y JF-DAR apenas si ofrecieron una señal. En 1988-89 TAH-DAR fue el que respondió más eficientemente al Anti-El Niño, probablemente debido a la ubicación más cercana de Tahití a la zona de intenso desarrollo de los afloramientos ecuatoriales. Otro caso puede ser la precedencia de algunos IOS con respecto a otros, por ejemplo, JF-DAR antecede a los demás en El Niño extraordinario de 1982-83.

Lo anterior indica que estos IOS presentan realmente respuestas distintas a un mismo evento de la OS, debido a las grandes perturbarciones que sufren las estaciones escogidas como representantes del CAPS. Perturbaciones que son ciertamente más intensas en aquellas estaciones más alejadas del ecuador. Esto se debe a que, el Pacífico Suroriental responde bastante bien a la Circulación Hadley, especialmente durante el verano, lo que incrementa la variabilidad del área (Tabla II).

Por otro lado, la región Indonésica-Australiana responde mejor a la circulación zonal, en consecuencia Darwin presenta una menor variabilidad sobrepuesta a su amplia oscilación estacional. En contraparte, las estaciones ubicadas en el extremo oriental y formando parte marginal de

INDICES DE OSCILACION DEL SUR

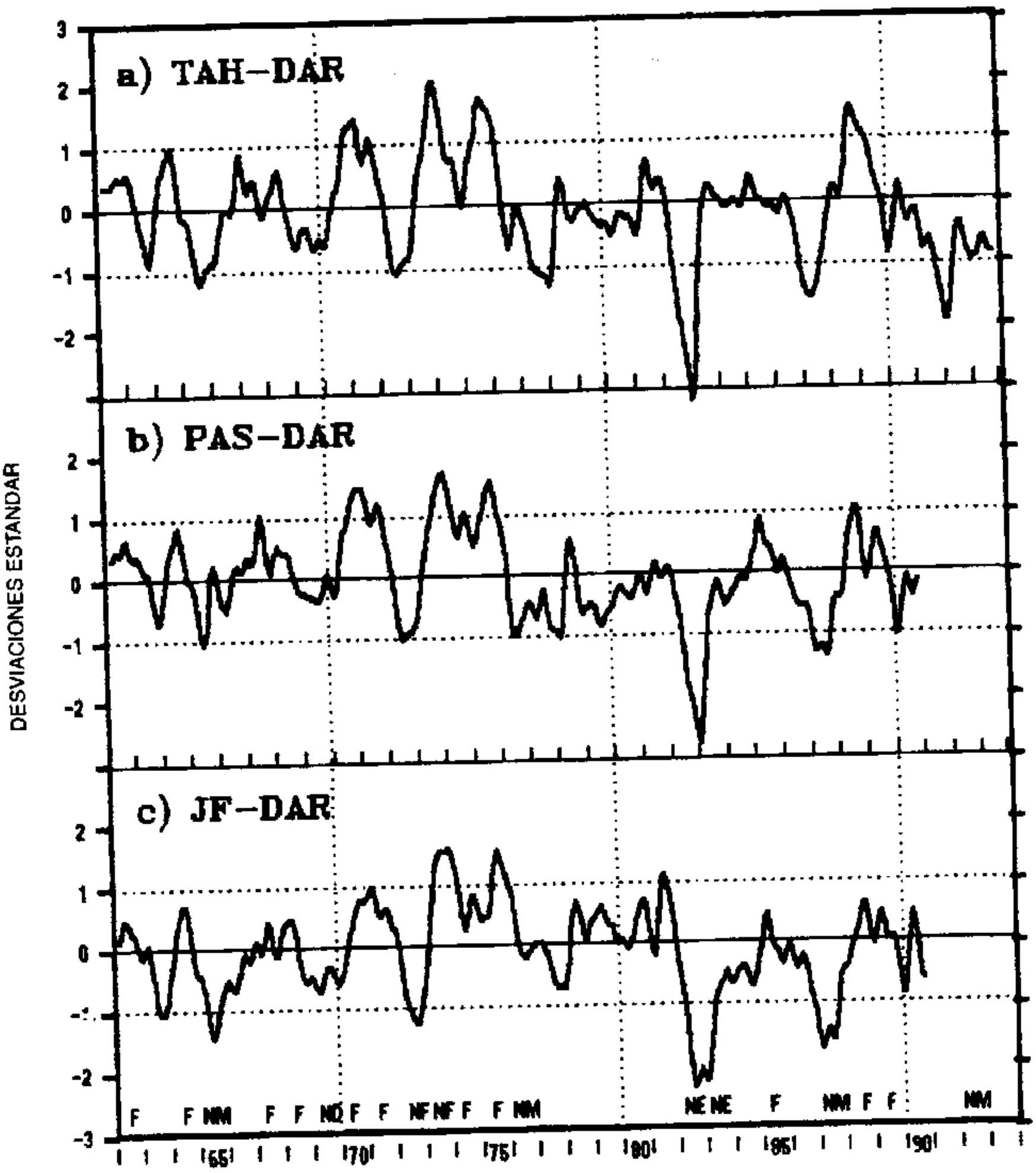

Figura 6. IOS tradicionalmente utilizados en el estudio y seguimiento de la OS y El Niño.

Tabla II. Principales propiedades estadísticas de las series de presión (en hectopascales)

Estación	Período*	Máximo	Mínimo	Promedio	D.E.
Darwin	1962-93	1015.4	1004.0	1010.0	2.62
Tahiti	1962-93	1916.6	1007.5	1012.6	1.67
Pascua	1962-91	1028.4	1013.4	1020.1	2.64
Juan Fernández	1962-91	1026.3	1011.0	1019.7	2.24
San Cristóbal	1968-92	1014.9	1008.2	1011.5	1.53
Salinas	1975-92	1013.0	1007.9	1011.0	1.11
Guayaquil	1962-93	1012.8	1008.1	1010.6	0.94

*excepto 1983 por la ocurrencia de El Niño Extraordinario

la extensa (ocupando aproximadamente 120° de longitud) y a la vez estrecha (restringida al área de los afloramientos ecuatoriales) rama descendente de la celda de Walker, como pueden ser San Cristóbal y Guayaquil, cuyos campos de presión poseen influencia marítima, presentan también muy poca variabilidad debido a su cercanía al ecuador (Tabla II).

De lo anterior se espera que, los IOS obtenidos entre esas dos áreas presenten una señal más limpia y a la vez representativa de la Circulación Walker. En tal sentido, en la figura 7 se presentan los IOS SCR-DAR (Fig.7a) y GYE-DAR (Fig. 7b), los mismos que concuerdan plenamente con lo esperado.

SCR-DAR responde muy bien a los índices históricos de Rivera (1987) tanto en los períodos fríos como en los de normalidad, ofreciendo una mejor respuesta a la fase positiva de la OS. Sin embargo, GYE-DAR es el IOS que más coherencia muestra con los eventos históricos, siendo particularmente efectivo en las fases negativas de la OS.

Comparando los IOS SCR/GYE-DAR contra el índice de TSM Ship Track 1 (Fig. 7c) se observa una efectiva coherencia entre los dos parámetros en ambas fases de la OS, siendo al parecer mayor a aquella que se pudiera encontrar contra los IOS tradicionales, tomando en consideración que Ship Track 1 representa la TSM de aguas costeras ecuatorianas/peruanas, y por tanto representativo de un régimen oceánico más local.

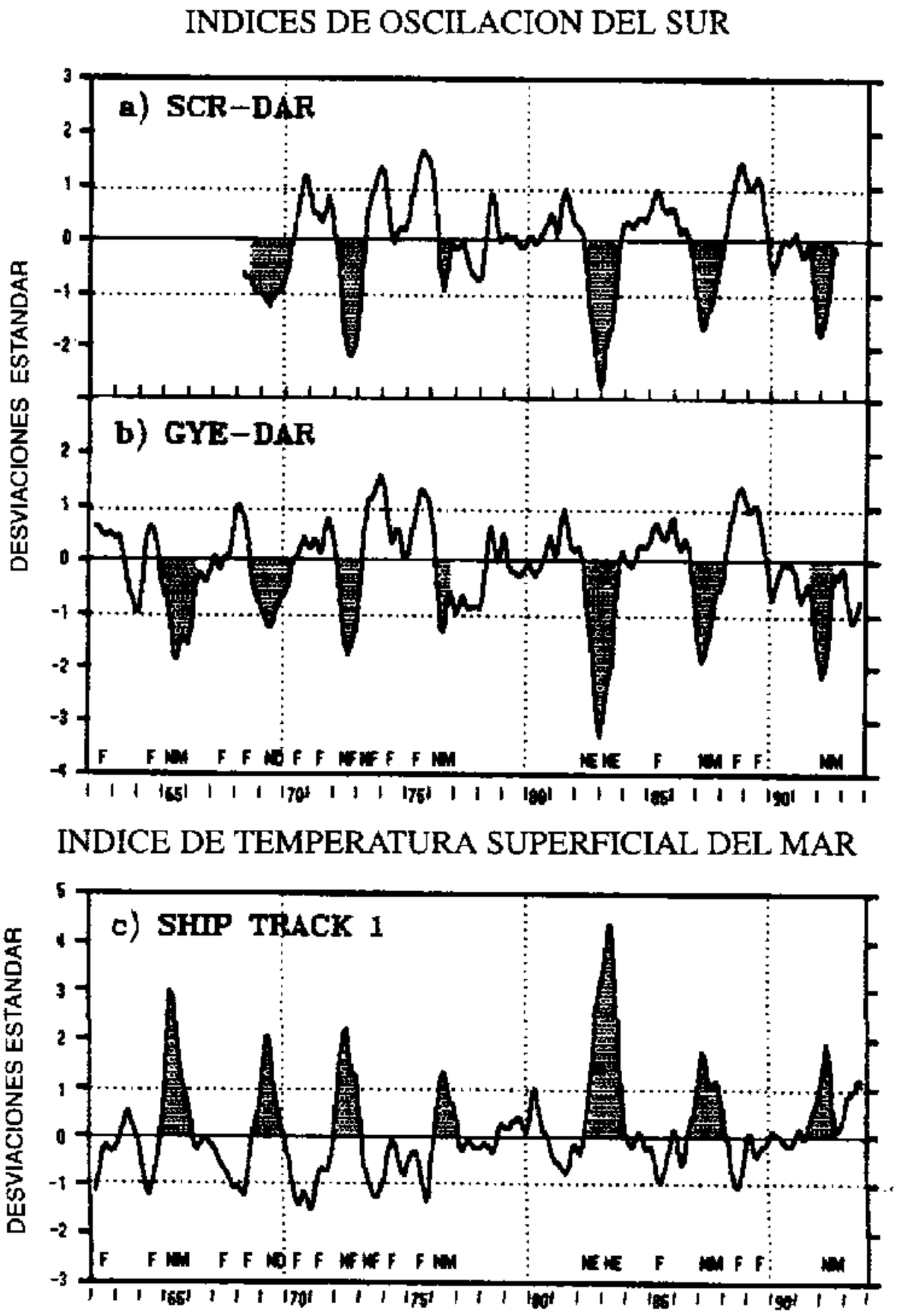

Figura 7. Variabilidad de los IOS generados con información local, comparada con el índice de TSM Ship Track 1. Las áreas sombreadas indican: las fases negativas de la OS que desarrollaron eventos El Niño, y las anomalías positivas de TSM asociadas a la presencia de tales eventos en el Pacífico Oriental.

DISCUSION

Algunas tendencias interesantes han sido observadas tanto en los IOS como en la TSM. Sin embargo, está fuera de la intención de este trabajo realizar un análisis al respecto. No obstante, algunos objetivos de investigación pueden ser planteados.

La advección recurrente de flujo proveniente de la Bahía de Panamá en períodos en los cuales no se espera su presencia, como por ejemplo en el verano de 1989 -en pleno desarrollo de un Anti-El Niño cuando se esperaba una sequía- una delgada capa de agua cálida del norte alcanzó las costas ecuatorianas, e intensas precipitaciones se produjeron. Al ser este flujo dependiente de la variabilidad norte-sur del patrón de circulación atmosférica de bajo nivel que gobierna el gradiente de presión hidrostático actuante en el Frente Ecuatorial, un análisis en una escala de tiempo sinóptica y/o cuasi-sinóptica de los IOS SCR/GYE-DAR en conjunto con índices de presión norte-sur que permitan inferir Circulación Hadley, podrían ayudar en el pronóstico de tales advecciones. Esto podría ser igualmente válido para el estudio de advecciones procedentes del sur (Corriente de Humboldt).

Otra posibilidad se presenta en el pronóstico de descargas de ríos. Al respecto Molion y Moraes (1986) hallaron coherencia entre IOS y descargas anómalas de ríos en Brasil. Chavarría (1987) encontró que el IOS Juan Fernández-Darwin correlacionaba significativamente con índices de descargas de los ríos Daule y Guayas. Esto sugiere que correlaciones entre descargas de ríos locales con los índices SCR/GYE-DAR podrían ser más ajustadas.

CONCLUSIONES

1. Las estaciones locales (SCR, SAL, GYE) responden al régimen de presiones del Pacífico Tropical Suroriental, y por lo tanto a su variabilidad.

2. El gradiente climatológico de presión entre el Pacífico Suroriental y Occidental, no está en fase con el desarrollo estacional de los Vientos Alisios, y éstos responden más bien, al desarrollo invernal de la Circulación Walker.

3. Las anomalías de presión normalizadas en cada una de las estaciones, demostraron ser buenos índices de la variabilidad de la OS, mostrando además variabilidades regionales.

4 Los IOS locales (SCR-DAR y GYE-DAR) presentan una señal más limpia, aguda y en general representativa de la Circulación Walker/Oscilación del Sur.

5. SCR-DAR responde bien a los períodos fríos y normales, ofreciendo una mejor respuesta a la fase positiva de la OS.

6. GYE-DAR es el IOS que más coherencia muestra con los eventos históricos, siendo particularmente efectivo en las fases negativas de la OS.

7. Se observó una efectiva coherencia entre los IOS SCR/GYE-DAR y el índice de TSM Ship Track 1 en ambas fases de la OS, siendo al parecer mayor a aquella que se pudiera encontrar contra los IOS tradicionales.

8. La interpretación de la OS debe hacerse en base a un análisis conjunto de los IOS y de las anomalías de presión, sobre todo si se trabaja en tiempo real y se realizan proyecciones. El empleo de otras variables de apoyo (por ejemplo: TSM, NMM y Vientos) no debe ser descartado.

AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen a los directivos del INOCAR por su predisposición para la publicación de este trabajo, así como a la Subdirección de Aviación Civil por facilitar la información de presión en Guayaquil. De igual manera desean expresar su agradecimiento a los oceanógrafos Eduardo Zambrano y María del Pilar Cornejo, así como al ingeniero Jorge Espinoza, por la revisión del manuscrito y sus acertadas sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

Alcocer, C. y Kelly, R., 1987. Variabilidad Ambiental y su Incidencia en Aspectos Fisiológicos de Sardina (Sardinops Sagax). Stock Norte de Chile, Invest. Pesq. (Chile), 34, 57-63.

Bayot, B., 1993. Variabilidad de Baja Frecuencia de Parámetros Oceano-Atmosféricos en Salinas y Galápagos durante el Período 1985-1988, Tesis de Grado, ESPOL.

Berlage, H. P., 1957. Fluctuations of the General Atmospheric Circulation of More than One Year, their Nature and Prognostic, K. Ned. Meteorol. Inst. Meded. Verh., 69, 152.

Bjerknes, J., 1969. Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific, Montly Weather Review, 97 (3), 163-172.

Chavarría, J., 1987. Efecto de la Circulación Atmosférica del Pacífico Sur en la Descarga y Niveles de Marea de un Estuario Tropical, Memorias de la Conferencia Técnica de la OMM sobre Aspectos Operacionales de Energía-Meteorología, Quito.

Climate Analysis Center, 1989. Climate Diagnostics Bulletin, 89 (8), 90 (1-12).

Enfield, D. B., 1981. Annual and Nonseasonal Variability of Monthly Low-Level Wind Fields over the Southern Tropical Pacific, Monthly Weather Review, 109 (10), 2177-2190.

Enfield, D. B., 1989. El Niño, Past and Present, Reviews of Geophysics, 27 (1), 159-187.

Gill, A. E., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics, International Geophysics Series, Vol. 30, Academic Press In., New York, Cap. 1 y 13.

Hadley, G., 1735. (Original no consultado); citado en Gill, A. E., 1982. Concerning the Cause of the General Trade-Winds, Philos. Trans. R. Soc. London, 39, 58-62.

Halley, E. 1686. (Original no consultado); citado en Gill, A. E., 1982. An Historical Account of the Trade Winds, and Monsoons, observable in the Seas between and near the Tropicks, with an attempt to assign the Physical Cause of the Said Winds, Philops. Trans. R. Soc. London, 16, 153-168.

Kraus, E. B., 1972. Atmosphere-Ocean Interaction, Oxford University Press, Ely House, London W. I., 249-252.

Lau, K.M. y P. H., Chan 1983. Short- Term Climate Variability and Atmospheric Teleconnections from Satellite observed Outgoing Longwave Radiation, Journal of the Atmospheric Sciences, 40, 2735-2750.

Miller, F. R. y R. M. Laurs, 1975. The El Niño of 1972-73 in the Eastern Tropical Pacific Ocean, Int. Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., 16, 403-448.

Molion, L. C. B. y J. C. de Moraes, 1986. Oscilacao Sul e Descarga de Rios na America do sul Tropical. Trabajo presentado en las Conferencias Chapman «El Niño», Guayaquil-Ecuador.

Moreano, H. R. 1983. Interacción Oceano-Atmósfera sobre la Zona Costera del Ecuador, Acta Oceanográfica del Pacífico, INOCAR, 2 (1), 1-5.

Oldepesca/Sela (Bernal, P.), 1986. Bases Biológicas y Marco Conceptual para el Manejo de los Recursos Pelágicos en el Pacífico Suroriental, Publicación sobre los Resultados del Proyecto Regional de Evaluación de los Recursos Sardina, Jurel y Caballa en el Pacífico Suroriental, ejecutado por Ecuador, Perú y Chile, con apoyo financiero del Banco Interamericano de Desarrollo BID. Edición coordinada por O. A Mathisen e I. Tsukayama. Oldepesca. Documento de Pesca 17-29.

Philander, S. G., 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation, International Geophysics Series, Vol. 46, Academic Press. Inc., San Diego, 12-33.

Quinn, W. H., 1976. Use of Southern Oscillation Indices to Asses the Physical Environment of Certain Tropical Pacific Fisheries, In Proceedings of the NMFS/EDS Workshop on

Climate and Fisheries, Columbia, Abril 26-29, 50-70.

Rasmusson, E. M. y T H. Carpenter, 1980. SST Lag Relationships in the Eastern Pacific, Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, 4, 1 y 4.

Rasmusson, E. M., 1986. Aspectos Meteorológicos de El Niño/Oscilación del Hemisferio Sur de 1982-83, CPPS, Boletín ERFEN, 16, 3-48.

Rivera T., 1987. Nomenclatura de El Niño según el Número Indice de Cinco Estaciones Costeras, Boletín ERFEN, CPPS, 21, 17.

Trenberth, K. E., 1983. Signal Versus in the Southern Oscillation, Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, 20, 1-3.

Troup, A. J., 1965. The Southern Oscillation, Q. J. Roy. Met. Soc. 91, 490-506.

Van Loon, H., 1984. The Origin of a Warm Event in the Southern Oscillation, Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, 27, 1-2.

Van Loon, H y J. Shea, 1987. Tomado de textos del II Curso Latinoamericano sobre Variabilidad Climática y su Impacto Ambiental y III Curso Latinoamericano sobre Aspectos Meteorológicos y Oceanográficos del Fenómeno El Niño/Oscilación del Sur, Santiago de Chile, 1991.