

CLIMATOLOGÍA DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA CONCENTRACIÓN DE HIELO EN LOS MARES DE BELLINGSHAUSEN, AMUNDSEN Y WEDDELL

Rosa H. Compagnucci¹ y Sandra Barreira²

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires, CONICET, rhc@at.fcen.uba.ar

² Servicio Meteorológico de la Armada Argentina – Comodoro Py 2055 – Piso 15 – 1104 Buenos Aires – Argentina, barreira@ara.mil.ar

(Manuscrito recibido el 28 de octubre de 2005, en su versión final el 4 de septiembre de 2006)

RESUMEN

En el presente trabajo se han obtenido los patrones espaciales más frecuentes de los campos de anomalías de concentración de hielo marino (ACHM) en los mares de Amundsen, Bellingshausen y Weddell a partir de los valores medios mensuales de concentración de hielo marino provistos por la NASA Goddard Space Flight Center derivados del Scanning Multichannel Microwave Radiometer y Special Sensor Microwave/Imager para el período 1979 al 2000. Haciendo uso de la técnica de análisis de Componentes Principales (CPs) en modo-T rotadas Varimax, se obtienen seis CPs. Por lo tanto, se obtienen un total de 12 patrones con seis en modo directo (ACHM del mismo signo que la CP) y seis en inverso (ACHM de signo opuesto a la CP), que clasifican el 95,5% de los campos mensuales. Tres CPs describen los casos más frecuentes de invierno-primavera (período con mayor concentración y expansión del hielo marino) y tres CPs corresponden a verano-otoño (menor concentración y retracción del campo de hielo). La primera y segunda CP representan situaciones de invierno y primavera. La segunda componente está rotada 30° en sentido horario con respecto a la primer componente y ambas presentan anomalías dipolares entre los mares a ambos lados de la península Antártica. Estas dos componentes presentan una recurrencia de aproximadamente 4 años en los que alternativamente el exterior del mar de Weddell tiene condiciones de hielo marino sobre lo normal cuando en el norte del mar de Amundsen las anomalías son negativas y viceversa. La condición más frecuente y con una recurrencia anual de verano-otoño (3°CP) también es bipolar pero entre el interior del Weddell y la región del Amundsen-Bellingshausen costera por ser la región donde se presenta el hielo en esa época del año. Las componentes 4°, 5° y 6° refieren a condiciones de ACHM diferentes y no descritas en la literatura. Por otra parte, las CPs de verano-otoño, fundamentales para la navegación antártica, muestran un cambio de comportamiento ocurrido a fines de los años 80s, en que los mares de Amundsen y Bellingshausen pasaron de tener mayores a menores concentraciones de hielo marino. La distribución espacial de ACHM durante las fases maduras tanto de El Niño muestra una gran variabilidad entre eventos y en algunos casos tiene comportamiento opuesto para diferentes eventos. Lo mismo ocurre para La Niña. La influencia del ciclo El Niño/Oscilación del Sur es clara solo para el invierno que sigue a la fase madura estival del El Niño o La Niña.

Palabras clave: concentración de hielo marino, Weddell, Bellingshausen, Amundsen, patrones espaciales, análisis de componentes principales, El Niño.

CLIMATOLOGY OF SEA ICE CONCENTRATION SPATIAL VARIABILITY OVER BELLINGSHAUSEN, AMUNDSEN AND WEDDELL SEAS

ABSTRACT

In this paper the most frequent spatial patterns of sea ice concentration anomalies (SICA) over the Amundsen, Bellingshausen and Weddell Seas have been obtained from monthly mean values of sea ice concentrations provided by the Scanning Multichannel Microwave Radiometer and the Special Sensor Microwave/Imager of NASA Goddard Space Flight Center for the period 1979-2000. Using analysis of Principal Components (PCs) in T-Mode rotated Varimax, six PCs were obtained. Therefore, a total of 12 patterns were found with six in direct mode (SICA of the same sign that the PC) and six in inversely (SICA of opposite sign to the PC), that classify 95.5 % of the monthly fields. Three PCs describe the most frequent winter-spring cases (period with major concentration and expansion of sea ice) and three PCs correspond to summer-autumn (minor concentration and retraction of the field of ice). Winter-spring months have mainly situations close to the first and second PCs. The 2^oPC shows a 30 ° counter wise rotation with respect to the 1^oPC and both present dipole anomalies between the seas at both sides of the Antarctic Peninsula. These two components display a recurrence of approximately 4 years in which alternatively the exterior region of the Weddell Sea has conditions of sea ice above the mean values meanwhile, in the north of the Amundsen Sea, the anomalies are negative and vice versa. The most frequent condition with an annual summer - autumn recurrence (3^oPC) is also a dipole but between the interior of the Weddell and the coastal region of Amundsen-Bellingshausen because these is the region where the sea ice is presented in this epoch of the year. The 4^o, 5^o and 6^o components refer to different, and not described in the literature, conditions of SICA. The summer-autumn PCs, fundamental for the Antarctic navigation, show a change of behavior occurred at the end of the 80s years, in that the Amundsen and Bellingshausen Seas passed of having bigger to minor concentrations of sea ice. The SICA spatial distribution during the mature phases El Niño showed great variability among events and in some cases have opposite behavior for different events. The same occur for La Niña. The influence of the ENSO cycle is relatively clear only for the winter that follows the summer mature phase of the El Niño or La Niña.

Key words: Sea ice concentration, Weddell, Bellingshausen, Amundsen spatial patterns, principal component analysis, El Niño

1. INTRODUCCIÓN

El hielo marino (HM) es una componente activa del sistema climático. En las regiones polares modifica los procesos de intercambio radiativo, de energía y de masa. Las variaciones en el hielo marino alteran el albedo, que es grande comparado con el del agua; por lo tanto, cuando el HM está presente, aumenta el albedo de la capa superior oceánica y reduce el intercambio de calor y humedad entre el océano y la baja atmósfera. También afecta el proceso de formación de agua profunda, los sitios de ventilación oceánica y regula la salinidad del mar. De esta manera tiene el potencial de influir en el clima sobre un amplio rango de escalas de tiempo (Walsh, 1983, entre

otros). En el Hemisferio Sur (HS) con un gran porcentaje cubierto de agua, la variabilidad del HM resulta altamente relevante para los procesos de latitudes medias y altas. De acuerdo con Yuan y Martinson (2001) el área que ocupan los mares de Weddell, Bellingshausen y Amundsen presenta la máxima variabilidad interanual del HM antártico.

El rasgo fundamental de la variabilidad del HM antártico es su ciclo estacional ocasionado primariamente por el ciclo anual de energía solar con un desfase de aproximadamente dos meses. El HM crece hasta 60°S alcanzando su extensión máxima ($18-20.2 \times 10^6 \text{ km}^2$) a fines de invierno durante el mes de septiembre y la mínima ($3.4-4.3 \times 10^6 \text{ km}^2$) extensión ocurre en febrero. El hielo marino estival se concentra en los mares de Weddell, Bellingshausen, Amundsen, y este del

Ross, mientras que alrededor del resto del continente antártico sólo permanece en un angosto borde (Gloersen et al., 1992).

Los primeros estudios fueron realizados por Heap (1963 y 1964) y se basaron en registros pre-satelitales de extensión de HM compilados a partir de reportes de buques, para los meses de diciembre a marzo durante el período 1898-1962, del sector del Atlántico sur y mar de Weddell. Desde fines de 1972 se dispone de imágenes satelitales de los mares antárticos. A partir de esta información se realizaron diversos estudios de variabilidad de HM para el HS (Budd, 1975; Ackley, 1979; Carsey, 1980; Carleton, 1981, Chiu 1983 a y b entre otros).

Sin embargo, los primeros datos son de baja confiabilidad y sólo desde fines de 1978 se cuenta con información consistente lo cual se reflejó en un incremento notorio de estudios sobre la variabilidad temporal del HM. Entre los mismos cabe nombrar a White y Peterson (1997) los cuales encontraron coherencia en las anomalías de presión, viento y extensión de HM moduladas por una onda de casi 4-5 años llamada Onda Circumpolar Antártica (OCA). Otros, se refieren a la variabilidad diaria del HM como Turner y otros (2002) que encuentran relación entre las condiciones y evolución del HM y la circulación atmosférica durante el verano 2001/2002.

Para analizar patrones de variabilidad climática en escala intermensual a interanual se han utilizado datos mensuales, como en el caso de Yuan y Martinson (2000) que, mediante funciones ortogonales empíricas de la posición del borde de hielo invernal y de la circulación atmosférica, encontraron que el primer patrón temporal implica anomalías de signos opuestos entre los mares de Amundsen y Weddell al que llamaron Dipolo Antártico (DPA). Venegas y otros (2001) hallaron periodicidades de 3-4 años para el invierno (denominada señal de casi-cuatro años), dominando el comportamiento de la circulación atmosférica y la concentración de HM en los mares de Ross, Amundsen y Bellingshausen. En el mar de Weddell, Venegas y Drinkwater (2001) también encontraron la señal de 3-4 años junto con otra de menor frecuencia la cual parecería estar asociada a cambios en la forma y características del Giro del Weddell. Posteriormente, Venegas (2003) analizando la OCA encontró que es resultante de la combinación de dos señales, una de

3.3 años correspondiente a un número de onda zonal 3 sobre el Océano Sur y otra de 5 años y número de onda zonal 2. Por otro lado, algunos modelos de circulación general han mostrado habilidad para reproducir el DPA como es el caso de Holland et.al (2005) y otros lograron simular la influencia del HM sobre la OCA (Carril y otros, 2004).

El Modo Anular del Sur, llamado también Oscilación Antártica (Thompson y Wallace, 2000), fue relacionado con la variabilidad temporal del HM por Hall y Visbeck (2002), Kwok y Comiso (2002) y Lefebvre y Goose (2005). Analizando tendencias de extensión y área total de HM antártico, Liu y otros (2004) encontraron que el aumento en el sector central del Pacífico y disminución en el mar de Bellingshausen y Weddell oeste de 4-10 % por década, estaría relacionado con la AAO y con el fenómeno El Niño-Oscilación Sur. Por otra parte, las simulaciones de la respuesta al aumento de los gases invernadero realizadas con modelos de circulación general indicarían que en los sectores este y oeste del mar de Weddell se tendrían signos opuestos de anomalías de HM moduladas por una oscilación decádica (Conil y Menéndez, 2006), así como decrecimiento en el volumen de HM de Amundsen e intensificación sobre el Weddell (Carril y otros, 2005).

A su vez, la variabilidad temporal del HM fue relacionada con el ciclo de El Niño/ Oscilación Sur (ENOS). Tal es el caso de Peterson y White (1998) que encontraron relación entre la OCA y el ciclo ENOS. Carril y Navarra (2001) muestran que la variabilidad decádica en la estructura de onda 2 de la OCA está correlacionada con la variabilidad de baja frecuencia del Índice de Oscilación Sur y que la intensidad de la onda decádica y la amplitud del ENOS podrían ser un factor determinante de las características de la OCA. Kwok y Comiso, (2002) encontraron que las anomalías de temperatura superficial del mar y la retracción del borde de hielo están relacionadas con la fase positiva del ENOS. En particular, Yuan (2004) realiza composiciones trimestrales de las anomalías de concentración de hielo marino (ACHM) durante la evolución de El Niño y de La Niña encontrando acople aire-hielo marino con la estructura del Dipolo Antártico tal que fuertes ACHM positivas/negativas en los mares de Amundsen-Bellingshausen se observan durante el

invierno (año +1) que sigue a la fase madura de El Niño/La Niña a la vez que la señal tropical comienza a debilitarse. En la amplia revisión sobre la relación del ENOS con el clima de altas latitudes del HS, Turner (2004) concluye que actualmente existe una comprensión pobre del mecanismo mediante el cual la señal del Pacífico tropical alcanza a afectar la Antártida, que la señal ENOS está presente en la variabilidad interanual del HM en los mares Amundsen/Bellingshausen, pero que falta acuerdo con respecto al HM del mar de Weddell y que la relación HM-ENOS muestra la naturaleza compleja de la conexión entre bajas y altas latitudes ya que resulta ser función de la estación del año y del área considerada del sector antártico.

Tanto en los trabajos previamente citados como otros consignados en la literatura en los cuales se obtienen patrones de HM, ya sea utilizando información satelital ó información resultante de simulaciones con modelos de circulación general, se refieren a modos de variabilidad temporal. En ellos se emplearon métodos multivariados de detección de señales temporales derivados de la descomposición en valores singulares de las señales temporales, que así como en el caso de las funciones ortogonales empíricas, se basan en la relación entre series temporales en los distintos puntos de enrejado y permiten obtener los patrones temporales de variabilidad y su correspondiente área de representatividad espacial. La metodología estadística que considera como variables a las series temporales corresponde al llamado Modo-S por Richman (1986) y Preisendorfer (1988). El objetivo del presente trabajo es obtener los patrones de variabilidad espacial de anomalías de concentración de hielo marino (ACHM) y determinar su localización temporal, obteniendo de esta manera resultados complementarios a los previamente obtenidos por otros autores. Para lo cual, los valores satelitales mensuales de ACHM en el área de los mares de Bellingshausen, Amundsen y Weddell del período 1979-2000, son analizados utilizando Componentes Principales (CP) mediante el Modo-T donde la matriz analizada corresponde a la correlación entre los campos espaciales de ACHM (ó variables). De esta manera se pueden obtener los patrones de los campos mensuales de ACHM y su localización temporal, permitiendo realizar una clasificación

climática-estadística de los mismos y relacionarlos con las fases del ciclo ENOS.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

El estudio está basado en valores de concentración de hielo marino (CHM) provistos por NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) derivados del Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) y Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) y procesados usando el algoritmo NASA Team. Este algoritmo fue diseñado para proveer series de tiempo consistentes de CHM. Los valores medios mensuales de CHM son derivados de las temperaturas de brillo diarias provistas por los satélites Nimbus-7 SMMR y DMSP-F8, -F11 y -F13 SSM/I. La información está en proyección estereográfica polar para un reticulado de 25 x 25 Km y sus valores representan la fracción del área del enrejado cubierta por hielo marino variando desde 0 para ausencia total de hielo a 1 para el área completamente cubierta. Los datos comienzan con el lanzamiento del Nimbus-7 a fines de 1978 y continúa con la serie del SSM/I desde 1987 hasta diciembre de 2000 (Cavaliere, y otros, 1999).

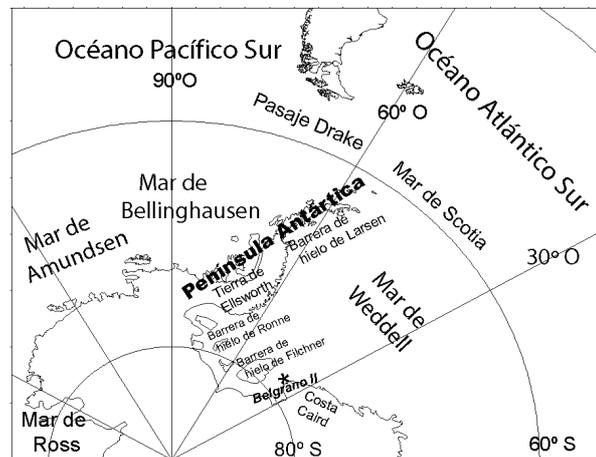


Figura 1. Área de estudio

El período de estudio comprende 22 años desde enero de 1979 hasta diciembre de 2000 (264 meses) y la región de análisis está definida por el paralelo 50° S al Polo Sur y abarca los mares de Weddell, Bellingshausen, Amundsen, desde 0° W a 120° W (Figura 1). Del total de puntos de enrejado del área sólo se conservaron aquellos que

tuvieran valor de CHM distinto de 0 ó de 1 para al menos un mes quedando 21879 puntos de reticulado en el área. El ciclo anual se remueve mediante la extracción de las medias mensuales del período.

Los patrones principales de los campos mensuales de anomalías de CHM (ACHM) se obtienen mediante el análisis de componentes principales de la matriz de entrada de correlación en modo-T que permite aislar distribuciones espaciales que varían similarmente. Para este modo las variables estadísticas son campos de la variable física bajo estudio ($N=264$), el dominio es el tiempo y las observaciones estadísticas son las series temporales en los diferentes puntos de reticulado ($M=21879$) incluidos en la región bajo estudio (Richman, 1986; Preisendorfer, 1988). A las primeras 20 componentes principales (CPs), que mostraron ser significativas de acuerdo con la regla de Kaiser (1960) que requiere autovalores mayores o iguales a 1 y el diagrama de LEV (logaritmo del autovalor, Craddock y Flood, 1969), se les aplicó rotación Varimax (Harman, 1967) en forma iterativa reteniendo de 2 a 20 CPs. Para evaluar la bondad del método en reproducir la señal física, ó el ajuste de las CPs a las variables incluidas en la matriz de entrada (campos de ACHM), se aplicó el coeficiente de congruencia (Richman 1986). El cálculo del CC para cada corrida determinó que el mejor ajuste se obtiene al retener seis componentes ya que todos los valores corresponden al nivel de muy bueno a excelente y decae al retener mayor número de CPs. La formulación matemática y las propiedades de la metodología y sus derivados puede consultarse en Green, 1978; Preisendorfer, 1988; Jolliffe, 2002 entre otros, y algunas aplicaciones del modo-T en Richman (1983); Huth (1993); Compagnucci y Salles (1997); Müller y otros (2003) entre otros.

Las nuevas variables ó componentes principales (CPs) en el modo-T, son los patrones principales de los campos espaciales (ACHM), que por consiguiente describen la variabilidad espacial. Las componentes de carga o amplitudes son series temporales, que corresponden a la correlación entre los patrones espaciales (CPs) y cada campo mensual de ACHM. La varianza total es igual a la suma de los autovalores de las CP no rotadas y también es el número de variables en la matriz de entrada (264). La varianza explicada por cada CP rotada es igual a la suma del cuadrado de las

amplitudes y la varianza porcentual relativa a la varianza total es el porcentual de dicho valor con respecto a la varianza total. Por consiguiente para una CP determinada la amplitud al cuadrado, para cada uno de los meses, representa el porcentaje de varianza que dicha CP explica de la varianza mensual de la ACHM. De esta manera las variables en la matriz de entrada (campos mensuales de ACHM) pueden clasificarse dentro de los grupos definidos por los patrones dados por las CPs, de acuerdo con el valor de las amplitudes. Después de probar con distintos límites para determinar el nivel de corte del valor de las amplitudes, tal que en caso de superar el módulo de dicho valor el mes particular se considera clasificado por el patrón de la correspondiente CP, el valor ± 0.4 resultó el más apto. Este límite deja un número despreciable de meses sin clasificar y sólo en muy pocos casos el mes es clasificado por dos CPs.

A las series de tiempo de las amplitudes se le aplica análisis espectral de acuerdo con el método Blackman-Tukey y niveles de significancia del 90% (Otnes y Enochson, 1978).

3. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA CONCENTRACIÓN DE HIELO MARINO

El ciclo anual tiene un gran impacto sobre la distribución espacial de la concentración de HM en los mares de Weddell, Bellingshausen y Amundsen. Los campos medios de los meses extremos de máxima y mínima extensión de HM correspondientes a septiembre (Figura 2-a) y febrero (Figura 2-c) muestran que sobre el mar de Weddell existen las mayores concentraciones de HM y que alcanzan menores latitudes que en Bellingshausen y Amundsen. Durante el invierno el HM alcanza latitudes cercanas a 55°S sobre el este del mar de Weddell y sólo 65°S sobre Bellingshausen y Amundsen. Durante la retracción del verano el sector este del Weddell sufre el mayor cambio estacional presentando mínimos valores en muy altas latitudes. Es precisamente en este borde austral (Costa Caird) donde se abre el hielo y comienza tempranamente a estar libre el acceso de los buques al continente y donde, por el mismo motivo, se hallan localizadas varias bases internacionales.

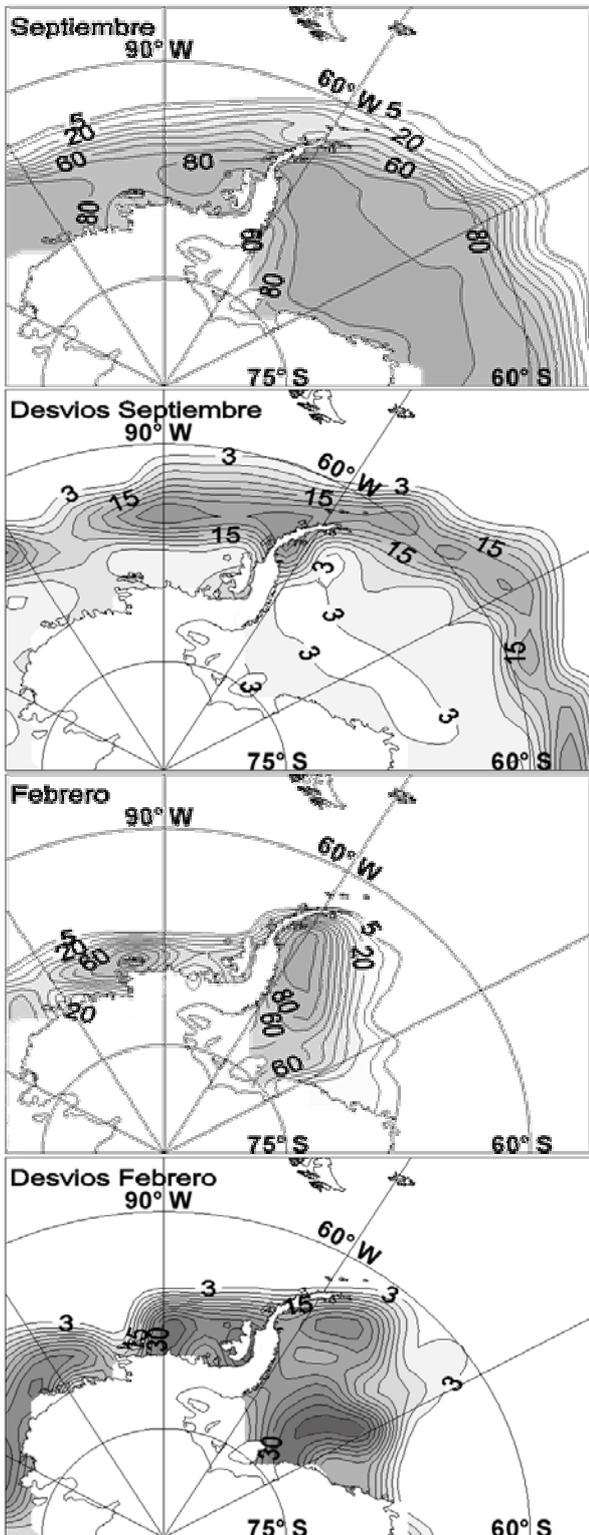


Figura 2. Campos medios y desvíos estándar de los campos de concentración de hielo marino para los meses de septiembre y febrero.

En el sector oeste del Weddell la retracción de verano es mínima, encontrándose valores de concentración de HM notoriamente altos cercanos a 70°S. En los mares de Bellingshausen y Amundsen la retracción es regular hacia el continente quedando hielo sólo en una angosta franja costera.

El cambio producido por el ciclo anual sobre la extensión y concentración del HM también se ve reflejado en los campos de desviación estándar (Figuras 2-b y 2-d) que es una medida de la variabilidad interanual del HM. En septiembre las mayores variaciones se encuentran en latitudes mayores a 60°S, al norte de la península y sobre los mares de Bellingshausen y Amundsen mientras que sobre el mar de Weddell los valores de desviación estándar mayores a 6% sólo se hallan a latitudes menores que 60°S. En febrero las mayores variaciones interanuales se registran sobre el interior del Weddell, mientras que en el sector este prácticamente no existe variabilidad interanual del HM, esto implica que durante febrero el área está frecuentemente libre de hielo. Durante el período de análisis (1979-2000) las tendencias de concentración de HM (no mostradas) no difieren sustancialmente de las obtenidas por Liu y otros (2004) para 1979-2002. Sobre el sector occidental del Weddell y los mares de Amundsen y Bellingshausen la tendencia es negativa alcanzando valores superiores a 9% por década la disminución de concentración del HM en este último y la tendencia es positiva del orden del 3% por década sobre las mayores latitudes del sector este del mar de Weddell.

4. CLASIFICACION DE ANOMALIAS MENSUALES DE CONCENTRACION DEL HIELO MARINO

Las primeras seis CPs rotadas Varimax explican el 45% de la varianza total y permiten describir casi la totalidad de los 264 campos mensuales de ACHM de los mares de Weddell, Bellingshausen y Amundsen durante el período 1979 a 2000. Las CPs se presentan de acuerdo con valores decrecientes de la varianza explicada. La clasificación de cada campo mensual de ACHM se realiza considerando los valores de las amplitudes como fue señalado en la sección 2. En la Tabla I se presenta la clasificación obtenida, el número representa el orden de la CP que clasifica a dicho

mes y el signo “+” (“-”) indica el modo directo (inverso) es decir, las anomalías del mes tienen igual (opuesto) signo que la correspondiente CP. El 70,9% de los meses están clasificados por sólo una CP con amplitudes que exceden el límite de $\pm 0,4$. El 13,6% de los meses son explicados por la combinación de dos CP ya que las amplitudes exceden el límite de $\pm 0,4$ con aproximadamente el mismo valor para ambas CP. Para 10,6% de los meses se consideró un límite menos estricto de $\pm 0,3$ que son los casos entre paréntesis y solamente 4,5% no pudieron clasificarse de acuerdo con el criterio propuesto (NC en Tabla I).

En las Figuras 3 a 8 se muestra el patrón dado por la CP (a), la correspondiente serie de tiempo de las amplitudes (b), las composiciones de ACHM para el modo directo, meses con amplitudes $\geq 0,4$ (c) y las composiciones para el modo inverso, meses con amplitudes $\leq -0,4$ (d). Los altos valores de coeficiente de congruencia que fueron obtenidos para las seis CPs rotadas Varimax, son indicadores de la gran similitud obtenida entre las composiciones y los correspondientes patrones de las CPs y por ende de la bondad de la clasificación obtenida.

La 1ª CP que explica 11.1 % de la varianza total, muestra anomalías en el sector occidental del mar de Amundsen de signo opuesto a las del área que abarca el sector oriental-exterior del mar de Bellingshausen, el norte de la península Antártica y el exterior del mar de Weddell (Figura 3-a). Este patrón corresponde a situaciones de invierno-primavera (ver Tabla I y serie de amplitudes en Figura 3-b) en que el HM está en crecimiento hasta alcanzar su máxima expansión en el mes de septiembre (Figura 2-a) y por lo cual la variabilidad se localiza en las áreas externas de los mares (Figura 2-b). A su vez, la circulación marina en sentido horario llamada Giro del Weddell, transporta HM del interior del sector occidental, paralelamente a la península, hacia el sector externo alcanzando 60°S y luego hacia el este, influyendo su intensidad y dirección en los valores de ACHM observadas sobre el mar de Weddell exterior (Drinkwater y Venegas, 2000). La composición de las ACHM de los casos de modo directo, mostrada en la Figura 3-c, describe meses en los cuales el crecimiento del HM sobre el mar de Weddell, el pasaje de Drake y el sector oriental del mar de Bellingshausen es mayor que en el mar de Amundsen. En el ejemplo mostrado

correspondiente a julio de 1980 (Figura 3-e), el HM alcanza latitudes inferiores a 60°S sobre el pasaje de Drake, llega a 55°S sobre el mar del Scotia, mientras que en Amundsen sólo hay HM hasta aproximadamente 77°S. La composición de los meses correspondientes al modo inverso (Figura 3-d) muestra la situación opuesta en que el HM tiene poco crecimiento sobre el mar de Weddell y el norte de la península presenta una intensa anomalía negativa. Claramente, en el ejemplo de julio de 1989 (Figura 3-f) es posible ver que todo el sector nor-occidental de la península Antártica se ve totalmente libre de hielo en pleno invierno. Es evidente que la diferencia más notoria entre el modo directo y el inverso se observa en el área del pasaje Drake. La serie de tiempo de las amplitudes (Figura 3-b) sugieren alternancia entre modo directo e inverso de dos años o sea a un ciclo de casi 4 años en la recurrencia de estos modelos espaciales de distribución de ACHM. El análisis espectral de la serie de amplitudes (Figura 9-a) muestra un pico de casi 4 años pero el mismo no resulta significativo al 90%. Esta periodicidad coincide con la encontrada previamente, analizando las frecuencias presentes en las series temporales de ACHM, por Venegas y Drinkwater (2001) para el mar de Weddell y por Venegas y otros (2001) en los mares de Bellingshausen, Amundsen y Ross. Esta periodicidad que llamaron oscilación de casi-cuatro años la relacionaron con la Onda Circumpolar Antártica (White y Peterson, 1996). La concordancia entre ambos resultados es indudablemente debida al aporte en la variación temporal de ACHM de la ocurrencia de estos modos espaciales.

La 2ª CP que explica 8.97% de la varianza total, tal como el patrón anterior, muestra un dipolo con signos opuestos en los mares a ambos lados de la península Antártica (Figura 4-a). Sin embargo, en este caso, las anomalías están localizadas aproximadamente 30° hacia el este con respecto a las presentes en la 1ª CP. La mayor diferencia entre los patrones de ambas CPs se localiza en el mar de Bellingshausen y el Pasaje de Drake. De acuerdo con la localización de las anomalías ubicadas en la región exterior de los mares Antárticos, la serie de tiempo de las amplitudes (Figura 4-b) y la clasificación de la Tabla I, esta distribución espacial de ACHM corresponde, como en el caso anterior, a los meses de invierno y primavera.

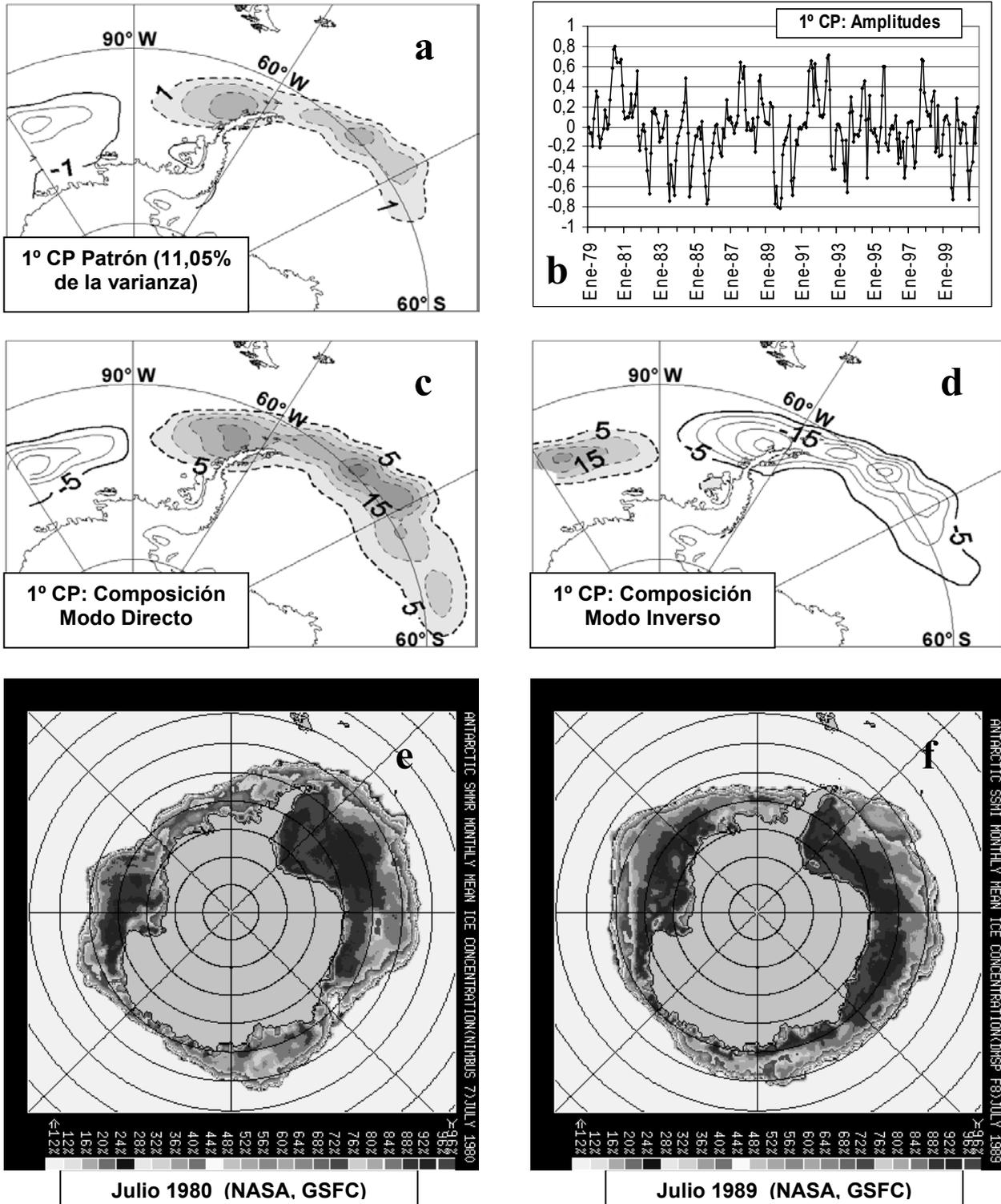


Figura 3. 1°CP: a) Patrón de anomalías de concentración de hielo marino (ACHM), b) serie de amplitudes, c) composición de ACHM para el modo directo (amplitudes ≥ 0.4), d) composición de ACHM para el modo inverso (amplitudes ≤ -0.4), ejemplos de concentración mensual de hielo marino para modo directo e) y modo inverso f) (en ftp://sidads.colorado.edu/pub/datasets/passive_microwave/polar_stereo/data/seaice/)

Climatología de la variabilidad espacial ...

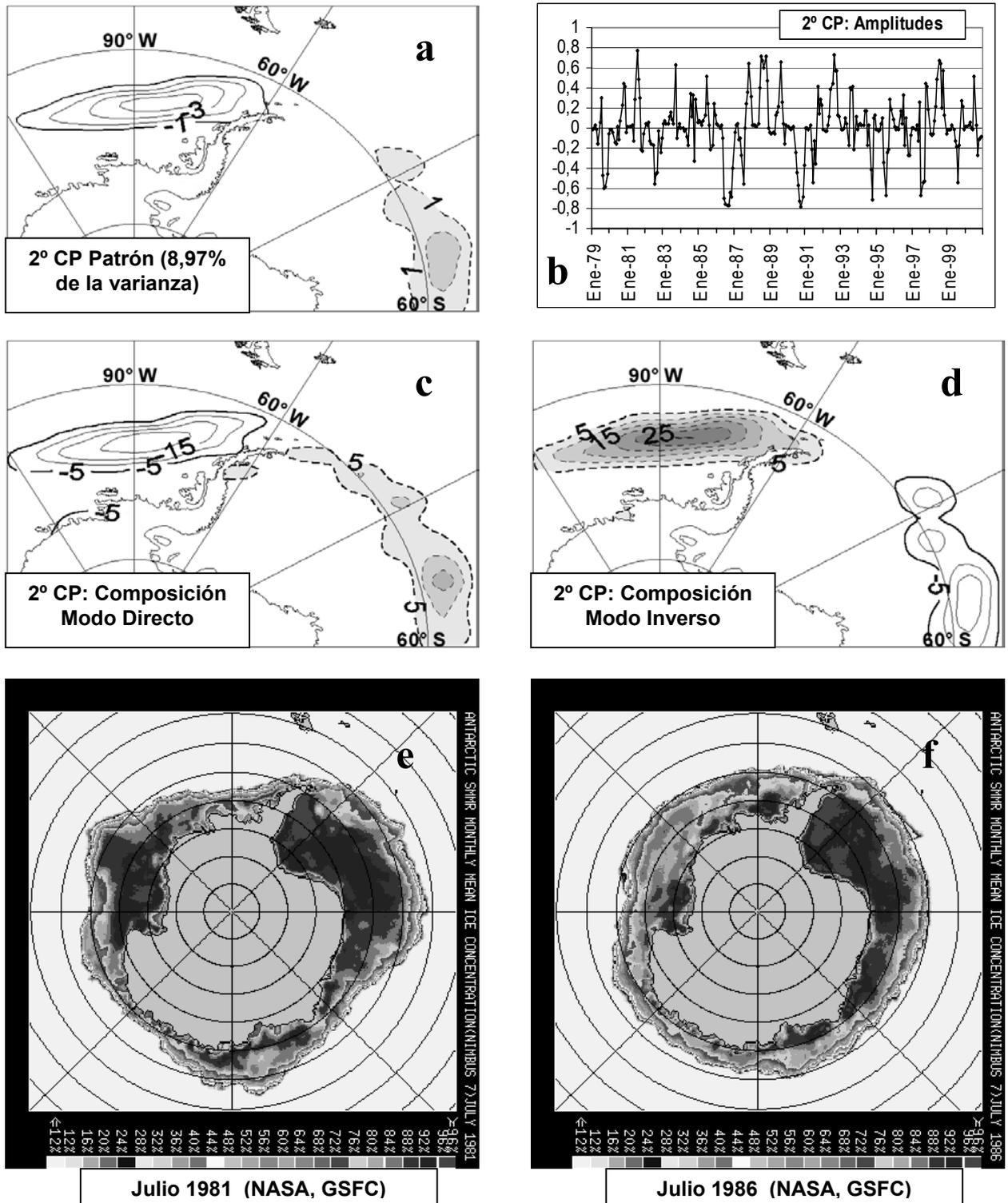


Figura 4. Idem Figura 3 para la 2° CP

El modo directo (Figura 4-c) es la situación resultante de un importante crecimiento de hielo sobre el mar de Weddell a la vez que el crecimiento en los mares de Amundsen y Bellingshausen es limitado, tal como las condiciones que se registraron en julio de 1981 (Figura 4-e). La situación contraria ó modo inverso (Figura 4-d), se relaciona con una pobre extensión del HM sobre el Weddell que no excede los 60°S y gran crecimiento de HM sobre Amundsen y Bellingshausen de la cual es ejemplo julio de 1986 (Figura 4-f). La serie de las amplitudes para la 2°CP (Figura 4-b), al igual que en el caso de la 1°CP, muestra alternancia entre situaciones en modo directo e inverso que sugieren un ciclo de aproximadamente 4 años. El análisis espectral muestra que esta onda es significativa a un nivel mayor que el 90% (Figura 9-b). Por ello también se puede inferir que la ocurrencia de este patrón a contribuido notablemente en la señal temporal de casi cuatro años encontrada por Venegas y Drinkwater (2001) y por Venegas y otros (2001).

La ocurrencia tanto de la 1°CP como la 2°CP contribuyen a tener señales de ACHM de signo opuesto entre la zona central del Weddell exterior y del mar de Amundsen que afectan altamente la variabilidad temporal de invierno en ambas regiones. Es así que la presencia de estos modos altamente frecuentes se refleja en el análisis de la variabilidad temporal del borde de HM realizado por Yuan y Martinson (2000) resultando en el llamado DPA. Al mismo lo relacionan con el ENOS y encuentran periodicidades de 1,5-2 y 5 años. En los espectros de las amplitudes para la 1°CP y 2°CP también aparece un pico de casi 1,5 años pero el mismo no resulta significativo.

Con el calentamiento estival los hielos marinos se derriten y se retraen a altas latitudes permaneciendo sobre los bordes costeros y las barreras de hielo. La situación más frecuente, corresponde a la 3°CP (Figura 5-a) que explica 7,1% de la varianza, con anomalías en los sectores internos de los mares que indican variabilidad en el área de retraimiento del HM de verano como puede verse en el campo medio y en el desvío estándar de febrero (Figura 2c y d) y el comienzo de su crecimiento durante el otoño. El campo de anomalías corresponde a un dipolo entre el mar de Weddell interior occidental y el sector sur del mar de Bellingshausen. La ocurrencia del modo directo (Figura 5-c) indica que, a pesar del quiebre y final

derretimiento de los hielos marinos ocurridos durante el verano, el mar que baña la Costa Caird permanece con una gran concentración de hielo que impide el acceso de los buques argentinos a la base Belgrado II (Figura 1) localizada cerca de la barrera de Ronne. A su vez en los mares de Amundsen y Bellingshausen el hielo se retrae totalmente de tal manera que en el sector occidental de la península Antártica y en la tierra de Ellsworth, las costas se hallan libres de hielo. Un ejemplo es el mes de marzo de 1991 (Figura 5-e), donde las condiciones dificultaron el arribo a la base Belgrano II ya que el mar presentaba campos de 5, 8 y 10 décimas de HM (Coli, 2003a). La situación inversa (Figura 5-d), presenta muy bajas concentraciones de HM en el Weddell sobre todo en el área de entrada de los buques donde la Costa Caird queda prácticamente libre de hielo. Sólo quedan remanentes de hielo marino en las cercanías de la barrera de Larsen. A su vez, en los mares de Amundsen y Bellingshausen el hielo se retrae parcialmente alcanzando hasta 70°S por lo que queda libre de hielo sólo la costa nor-oeste de la península Antártica. En el ejemplo de marzo 1986 (Figura 5-f) la campaña se desarrolló en una rápida y directa derrota debido al estado del hielo marino (Coli, 2003a). La serie de tiempo de las amplitudes (Figura 5-b y Tabla I) muestra claramente el cambio de modo inverso a directo ocurrido en 1989. Durante el período estival, el mar de Weddell pasó de presentar condiciones con anormalmente bajas concentraciones y extensión de hielo a la situación opuesta con alta frecuencia de meses con mayor cantidad de hielo marino. Este cambio podría estar asociado al cambio en la forma y características del Giro del Weddell ocurrida alrededor de 1990 cuando se pasó de un giro meridionalmente extendido en el cual se favorecían los movimientos hacia el sector externo y central del Weddell a un movimiento fuertemente zonal resultando en la acumulación de hielo contra la península Antártica (Venegas y Drinkwater, 2001). El período analizado es muy corto para poder relacionar fehacientemente el cambio con la presencia de un ciclo de alrededor de 10 años que parecería estar presente en la serie. El análisis espectral (Figura 9-c) muestra un pico significativo en el entorno de los 12 meses el cual surge como consecuencia de que este patrón es el más frecuente de los ocurridos durante el período estival.

Climatología de la variabilidad espacial ...

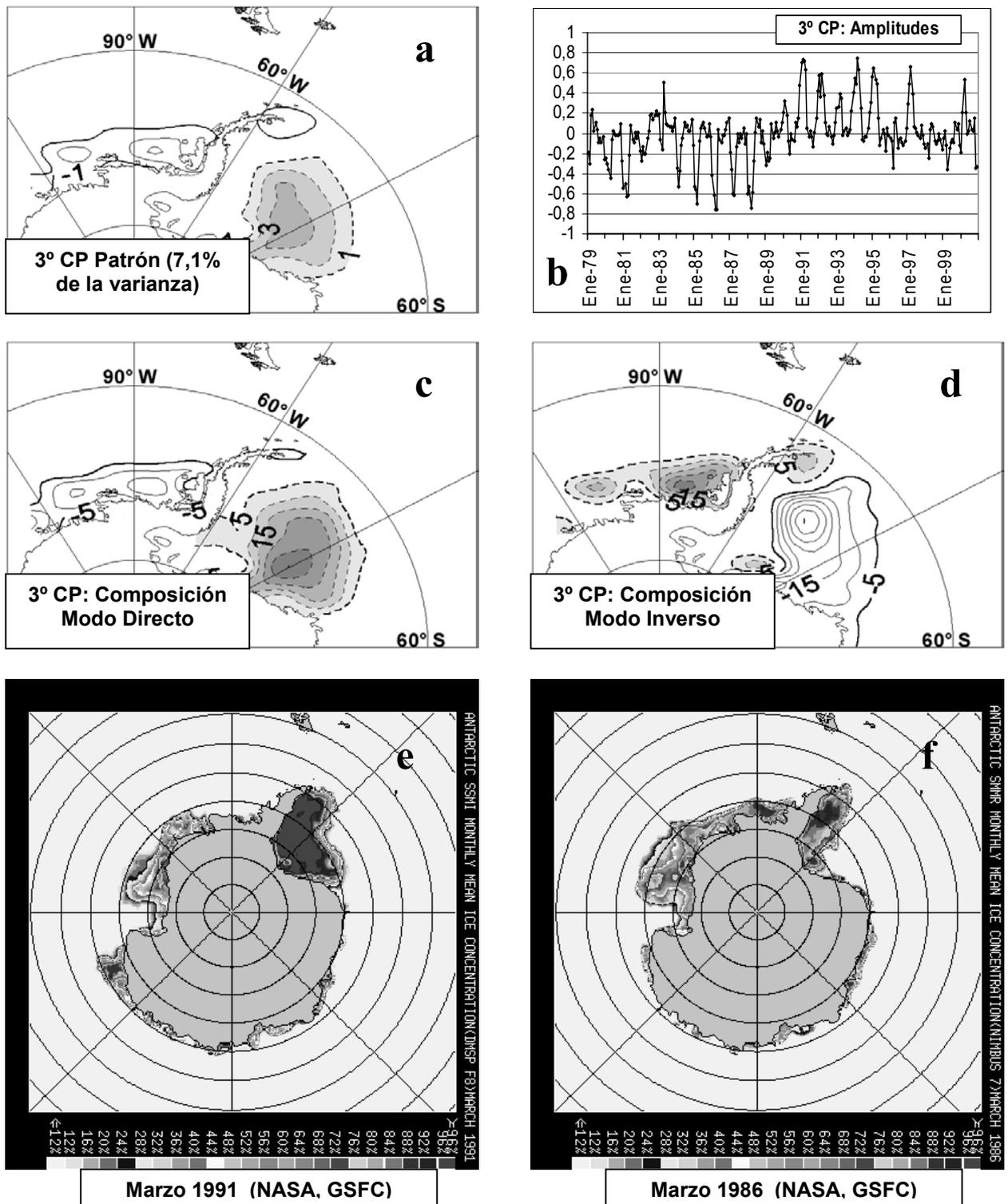


Figura 5. Idem Figura 3 para la 3° CP

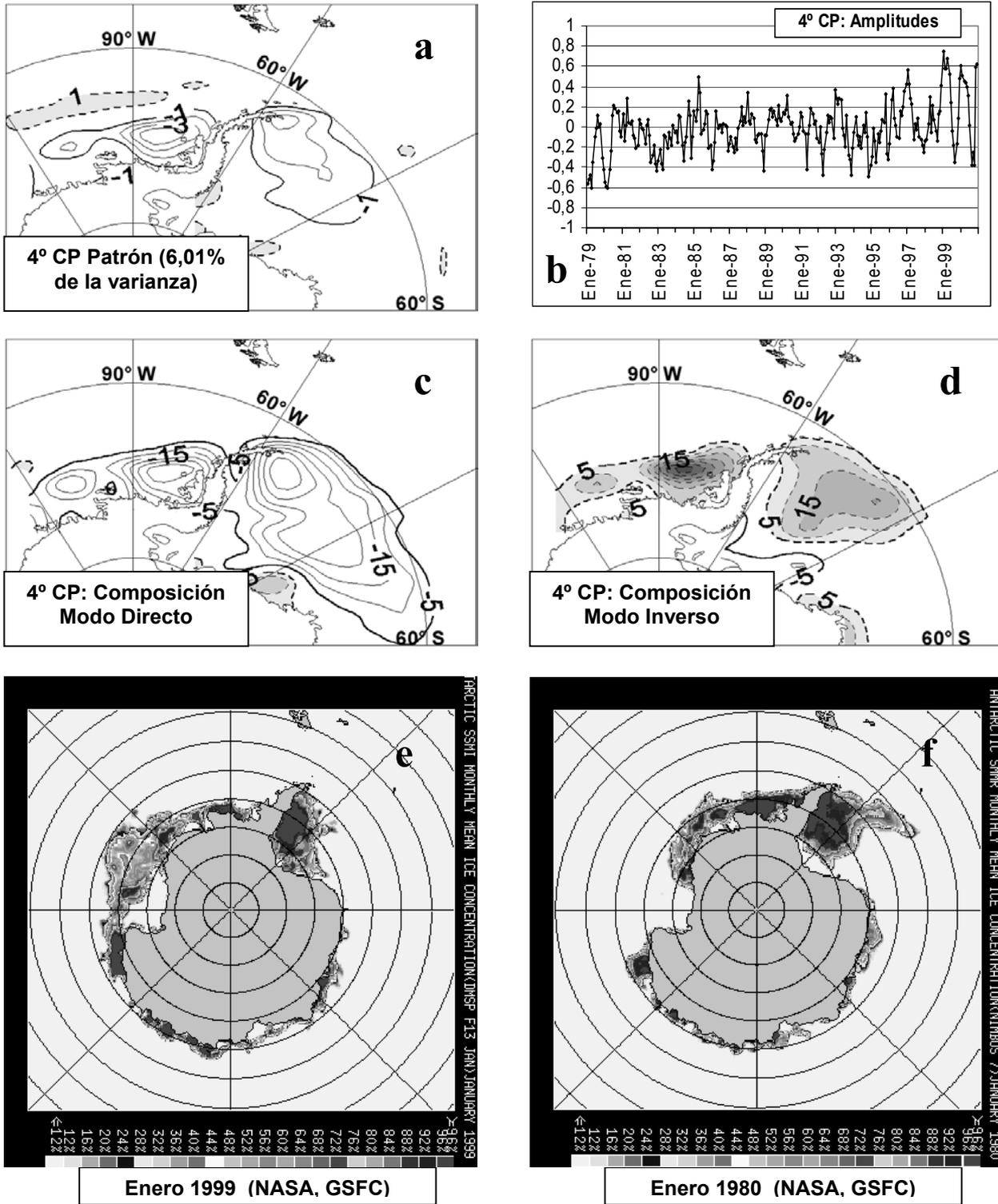


Figura 6. Idem Figura 3 para la 4° CP

También es producto de que sólo se presentó en modo inverso previamente a 1990 y en modo directo posteriormente. Las ondas mayores que el ciclo anual no resultan significativas. Es de destacar que no existe la periodicidad de casi-4 años presente en la recurrencia de los principales patrones de invierno-primavera.

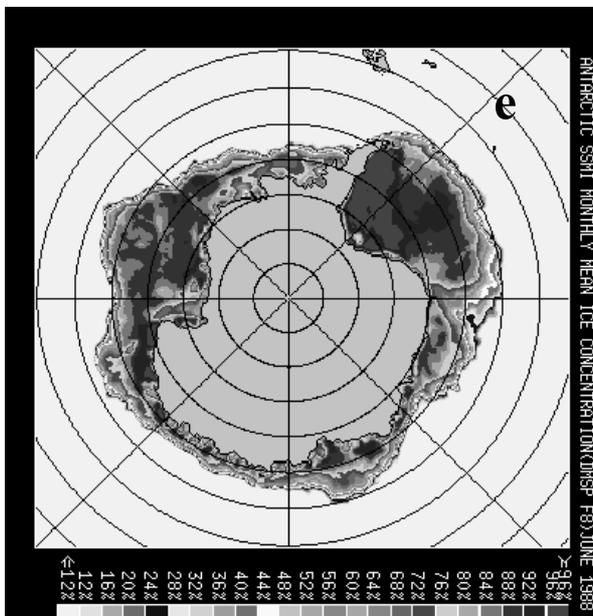
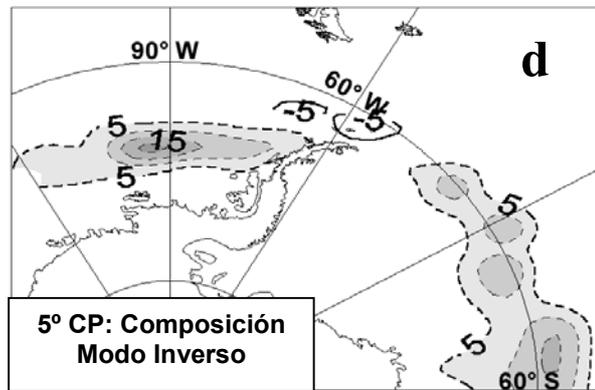
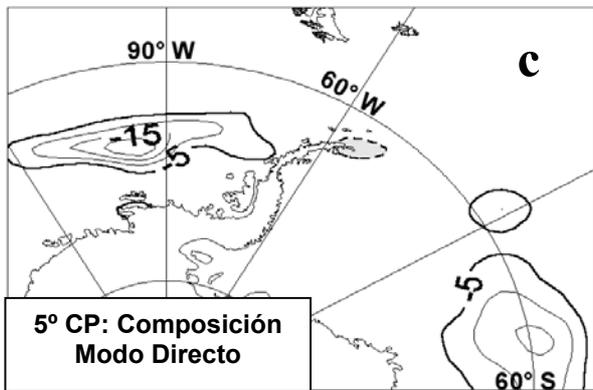
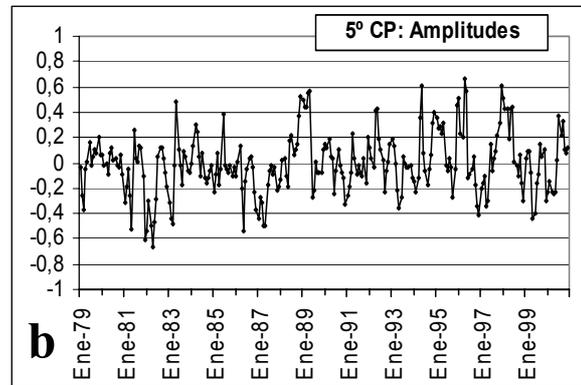
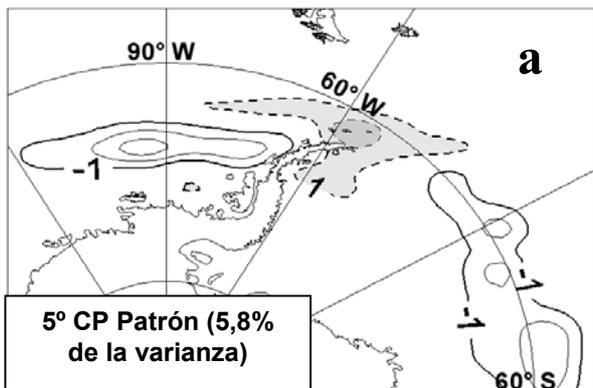
Otra condición de ACHM frecuente en verano-otoño está dada por la 4° CP (Figura 6-a), que explica 6,01% de la varianza total. El patrón no corresponde a un dipolo como en los casos anteriores, sino que presenta anomalías del mismo signo sobre los mares a ambos lados de la península Antártica alcanzando 60°S en el mar de Weddell. Es destacable la pequeña anomalías de signo opuesto localizada en el interior del mar de Weddell ya que las condiciones en esa área son cruciales para la navegación de los buques en las campañas de reabastecimiento de verano.

En los meses correspondientes al modo directo (Figura 6-c), se observan muy bajas concentraciones de HM con retracción de hielo que alcanza altas latitudes en los mares a ambos lados de la península. Sin embargo, permanecen concentraciones de HM relativamente altas en el interior del Weddell. Un ejemplo es enero de 1999 (Figura 6-e) cuando el HM sólo cubrió una angosta franja costera sobre el mar de Amundsen. Aunque en el mar de Weddell también se produjo una fuerte retracción de HM, la permanencia de hielo en su interior obligó a relevar la base Belgrano II mediante 155 vuelos con helicóptero debido a que el rompehielos no pudo arribar a la base (Coli, 2003a). Un caso extremo de esta situación ocurrió en el verano 2001/2 y fue descrita por Turner et al, (2002). El buque inglés de abastecimiento no pudo arribar a costa Caird, donde se encuentra la estación Halley, por la alta concentración de hielo en el sur del Weddell. Opuestamente, el modo inverso (Figura 6-d) corresponde a situaciones con importantes concentraciones de HM en muy bajas latitudes en el mar de Weddell occidental (60°S), mientras que el sector oriental y el Weddell interior tienen baja o nula concentración de HM dejando de esta manera libre el paso a los buques. En los mares de Amundsen y Bellingshausen el retraimiento del hielo es mínimo y sólo queda libre el extremo norte de la península Antártica como puede verse en el ejemplo de enero de 1980 (Figura 6-f). Durante el verano de 1980 se arribó en forma directa a la base Belgrano II y se llegó a

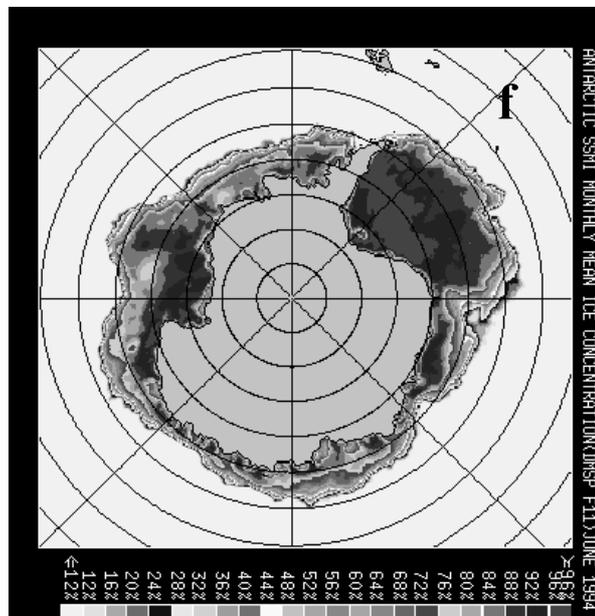
13 millas de la base Belgrano III. Aunque se encontró mucho hielo en el Weddell exterior, el canal que se abre en la base del Weddell se hallaba libre de hielo (Coli, 2003b). Según la serie de amplitudes (Figura 6-b) a partir de 1997 comienza a ser más importante la ocurrencia del modo directo. Consecuentemente, también este patrón aporta a los valores negativos de tendencia registrados por Liu y otros (2004) en los mares de Amundsen y Bellingshausen. La densidad espectral (Figura 9-d) no muestra periodicidades significativas, destacándose la ausencia de la onda de casi 4 años como en el caso de la 3°CP. Consecuentemente, la ocurrencia de estos patrones no parecería estar directamente relacionada con alguna fase de la OCA o de la onda de casi 4 años encontrada por Venegas y otros (2001) y Venegas y Drinkwater (2001). Por lo tanto, las ACHM perderían la memoria de dicha señal en verano. De acuerdo con Gloersen y White (2000), la señal de la OCA sería conducida de un invierno al siguiente mediante la memoria de la temperatura de las capas superiores del océano.

La 5° CP (Figura 7-a) explica 5,84% de la varianza. De acuerdo con la localización de las anomalías y la clasificación en Tabla I, son situaciones de invierno y primavera. El patrón muestra anomalías del mismo signo en los mares a ambos lados de la península Antártica y una pequeña anomalía de signo inverso en el pasaje Drake al norte de la península, estructura totalmente diferente al típico patrón bipolar de invierno.

El modo directo (Figura 7-c), con predominio de anomalías negativas, responde a la ocurrencia de limitado crecimiento y baja concentración del HM en el mar de Bellingshausen y el sector externo occidental del mar de Weddell, tal como se muestra en la situación de junio de 1988 (Figura 7-e). Opuestamente, el modo inverso (Figura 7-d) corresponde a un crecimiento sobre lo normal de HM en los mares a ambos lados de la península mientras se mantiene libre el norte de la misma. Durante los inviernos de 1979, 1994 y 1996 predominó esta situación, tal comportamiento no podría haberse explicado considerando sólo la típica estructura bipolar de ACHM. Un ejemplo es junio de 1994 (Figura 7-f) que muestra hielo alcanzando latitudes en el mar de Weddell, sobre todo en el sector occidental, inferiores a 60°S y alrededor de 65°S en el mar de Bellingshausen.



Junio 1988 (NASA, GSFC)



Junio 1994 (NASA, GSFC)

Figura 7. Idem Figura 3 para la 5° CP

Climatología de la variabilidad espacial ...

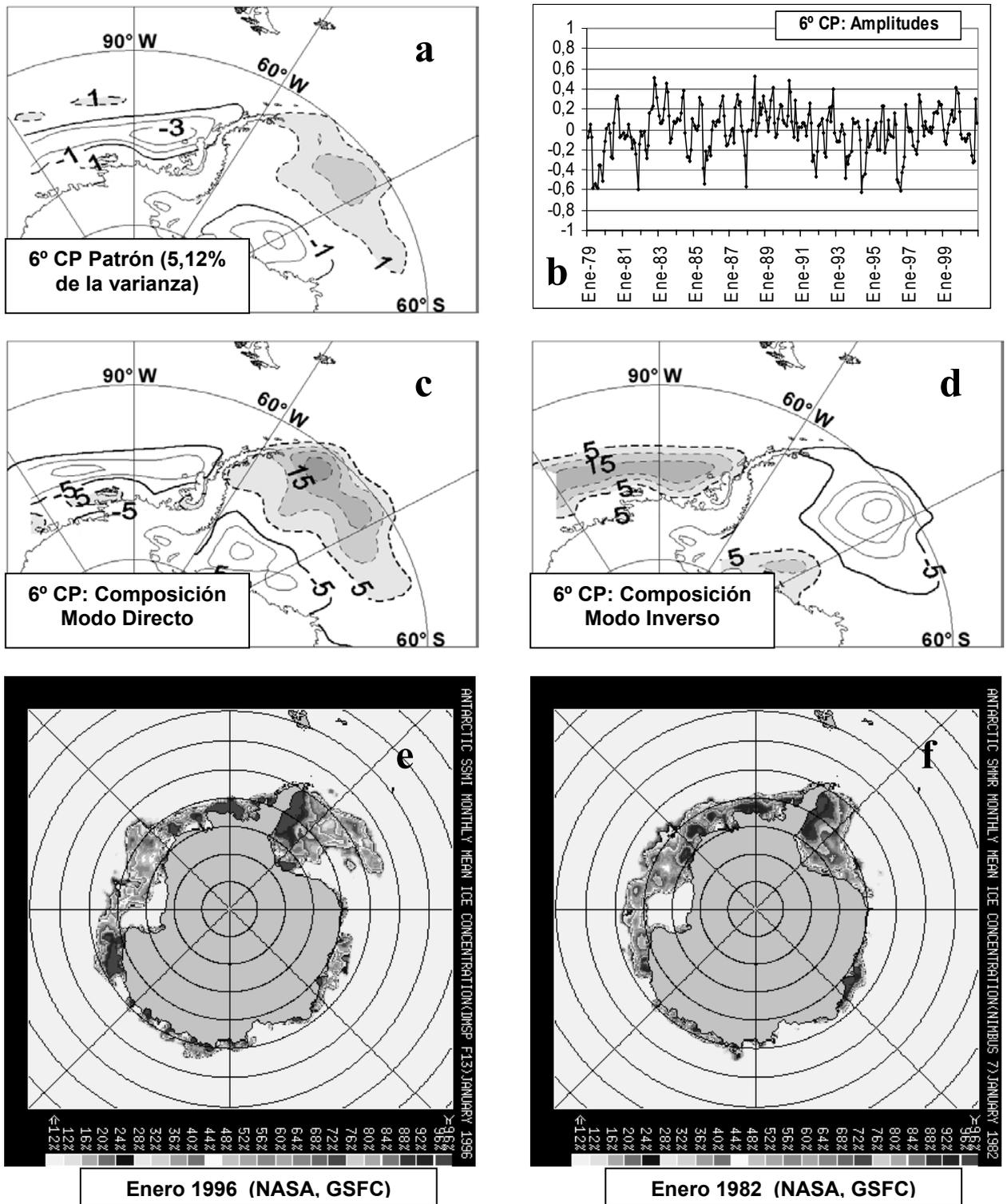


Figura 8. Idem Figura 3 para la 6° CP

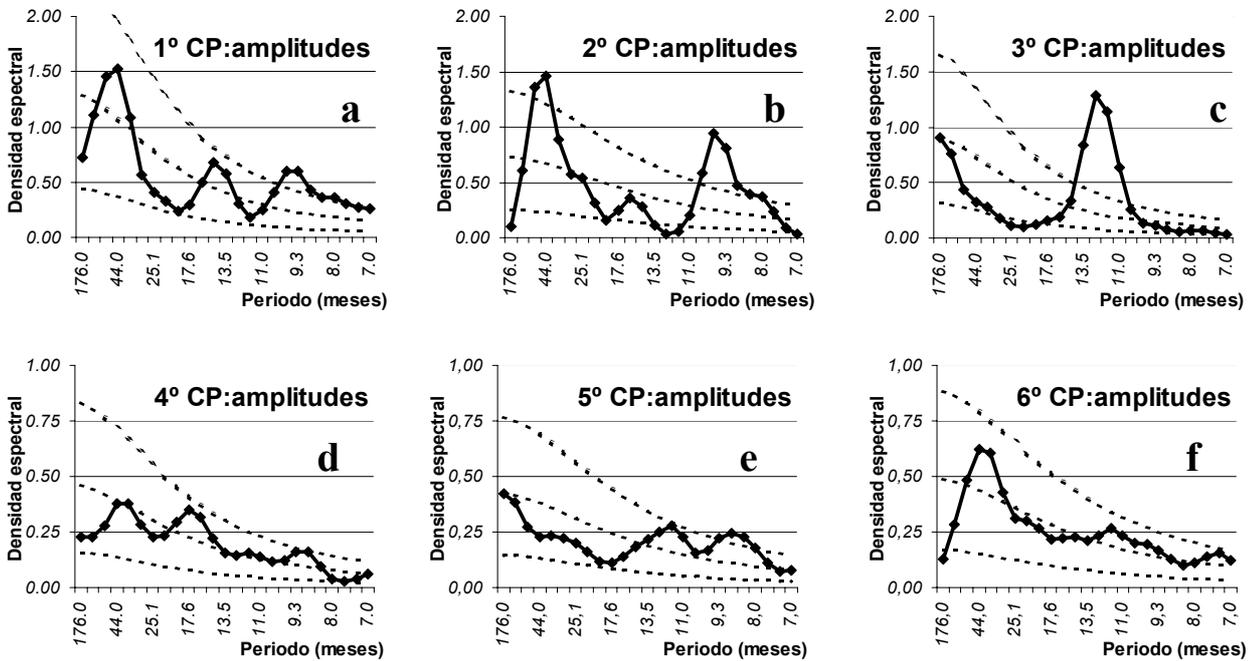


Figura 9. Densidad espectral de las series de las amplitudes de las componentes principales.

En el espectro de las amplitudes (Figura 9-f) están ausentes periodicidades cercanas a la OCA, lo que podría relacionarse con la más débil y lenta señal de la OCA durante los 70s y 90s (Carril y Navarra, 2001) donde se tiene mayor frecuencia de meses bajo estas condiciones.

La 6° CP (Fig. 8-a) explica 5,12% de la varianza y corresponde a situaciones de verano y otoño (Tabla I). Esta es otra situación diferente al clásico patrón bipolar. Las anomalías en el sector del Weddell interno (altas latitudes) son de igual signo que en los mares de Amundsen y Bellingshausen y opuestas a las del Weddell externo. El modo directo (Figura 8-c) describe situaciones con fuerte retracción de hielo en los mares de Amundsen y Bellingshausen dejando libre la costa occidental de la península Antártica. En el mar de Weddell el hielo se retrae sólo en el sector occidental y tiene muy baja concentración sobre Costa Caird mientras permanece en el sector externo del Weddell oriental. A diferencia de la situación descrita previamente de la 3°CP para modo directo, en la cual el fondo del Weddell presenta anormalmente altas concentraciones de hielo aquí se abre un canal costero. Por ejemplo, durante la campaña de verano de 1996 el

rompehielos Almirante Irizar pudo arribar a la base Belgrano II debido a que la concentración de hielo no era muy alta sobre la barrera de Filchner (Coli, 2003a). Se muestra enero de 1996 en Fig. 8-e. El modo inverso (Fig. 8-d) corresponde a situaciones con alta concentraciones de HM en los mares de Amundsen, Bellingshause y Weddell interno, especialmente frente a Costa Caird y la barrera de Filchner. Un ejemplo es enero de 1982 (Fig. 8-f) cuando el hielo en los mares de Amundsen y Bellingshausen alcanzó la latitud del círculo polar. En ese verano el rompehielos encontró un campo muy denso de 9 a 10 décimas de hielo hasta que se logró arribar al estrecho canal costero que se formó frente a Belgrano II (Coli, 2003a). Las amplitudes (Fig. 8-b) muestran predominio del modo directo a partir de 1989 resultado de las menores concentraciones de hielo observadas en los mares de Amundsen y Bellingshausen. La ocurrencia de esta situación contribuyó a la tendencia negativa observada en dichos mares (Liu y otros, 2004). La densidad espectral de la serie de amplitudes (Fig. 9-e) muestra un máximo para el periodo de ~4 años que, aunque el mismo no es significativo al 90%, relacionaría la ocurrencia de este patrón con la OCA.

	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989
Enero	4 -	4 -	3 -	6 -	(6-)	(3-)	3 -	4 -	6 -	3-	6+
Febrero	4 -	4 -	3 -	(6 -)	6-	3-	3 -	3 -	(3 -)	3-	6+
Marzo	4 -	4 -	3 -	6 -	6-	3-	3-	3 -	3 -	3-	6+
Abril	4 -	4 -	3 -	6 -	3+	NC	4+	3 -	3- 6-	3-	6+
Mayo	5 -	1+	6 -	6- 1-	6+	(5+)	4+	6 -	6 -	(5+)	6+
Junio	5 -	1+	(1+)	1-	5+	5+	2+	2 -	(5+)	5+ 2+	1- 5+
Julio	5 -	1+	2+	2-	1-	1+	1-	2 -	2- 1+	2+	1-
Agosto	5- 2-	1+	2+	2-	1-	NC	1- 5-	2 -	1+	2+ 1+	1- 2+
Septiembre	2-	1+	(1+)	2-	2+ 1-	1-	1-	2 -	1+	2+ 1+	1 -
Octubre	2-	1+ 2+	1+	5+	1-	1-	1-	2 -	1+	2+	1 -
Noviembre	2-5-	1+ 2+	5 -	5+	1-	1-	1-	2 -	2+	2+	1 -
Diciembre	4-	1+	6 -	(4 -)	(1-)	NC	(1-)	2 -	5 -	6+ 4 -	NC

	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Enero	NC	3+	3+	NC	3+	3+	6+	4+	6+	4+	4+
Febrero	(3+)	3+	(3+)	NC	3+	3+	NC	4+ 3+	6+	4+	4+
Marzo	NC	3+	3+	3+	3+	3+	3-	3+	6+	4+	4+ 3+
Abril	(4+)	3+	4- 6+	(4+)	3+	3+	6+	(3+)	NC	4+	4+
Mayo	5+	4 -	1+ 6+	(1-)	6+	(6+)	6+	1-	6+	4+ 6-	4+ 1-
Junio	1 -	1+ 2-	1+	1-	5-	(2-)	5 -	(1-)	2+ 6+	1- 6-	1 -
Julio	1- 2-	1+	1+ 2+	5- 2+	5- 1+	2-	5 -	2 -	2+	1 -	2+ 1-
Agosto	2- 1-	1+	2+	1-	5-	1+	5 -	2 -	2+	2- 1-	4-
Septiembre	2 -	2+	2+	2+	1- 2-	1+	5 -	2 -	NC	(4-)	(6+)
Octubre	2 -	1+	2+ 1-	(4 -)	2-	(4+)	1 -	1+ 2+	2+	5+	(4 -)
Noviembre	2 -	5 -	5+	(4 -)	(6+)	NC	4+	1+ 2+	NC	5+	4 -
Diciembre	3+	3+	4+	3+	6+	6+	4+ 6-	6+	4+	4+	4 -

Tabla I. Clasificación mensual de ACHM para el período 1979-2000: el número representa el orden de la CP que clasifica a dicho mes, el signo + indica modo directo correspondiente a anomalías de ACHM negativas en los mares de Bellingshausen y/o Amundsen (en *Italic*), signo - indica modo inverso correspondiendo a ACHM positivas en los mares de Bellingshausen y/o Amundsen (en **negrilla**). "NC" significa mes no clasificado. Los eventos El Niño y La Niña considerados en Yuan (2004) se señalan sombreando los meses de anomalías de TSM ≥ 1 en gris y los de TSM ≤ -1 (con excepción de 1995/96 que tiene valores ≤ -0.7) en negro.

4. CICLO EL NIÑO/ OSCILACIÓN SUR (ENOS) Y LOS PATRONES ESPACIALES DEL HIELO MARINO

Otro rasgo del clima, comúnmente asociado a la variabilidad de hielo marino, es el ciclo ENOS. Recientemente, Yuan (2004) presentó el modelo físico que relaciona las ACHM en los mares antárticos y el ENOS. Analizó la evolución durante El Niño y La Niña de las anomalías trimestrales de concentración de hielo marino,

presión a nivel del mar, temperatura superficial del aire y del mar desde septiembre del año cero (0) a noviembre del año uno (+1) mediante composición de los eventos El Niño (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1991/92 y 1997/98) y La Niña (1984/85, 1988/89, 1995/96 y 1998/99). Sintéticamente, los resultados obtenidos muestran que durante la primavera austral (año 0) los campos de ACHM no presentaría aún respuesta clara de la influencia del ENOS, aunque la fase madura ya haya comenzado a establecerse. Por otra parte, el DPA con fuertes ACHM positivas (negativas) en el mar de

Amundsen ocurriría en La Niña (El Niño) durante el invierno que sigue a la fase madura (año +1) a la vez que la señal tropical comenzaría a debilitarse. Estas conclusiones fueron obtenidas a partir de características medias. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que los eventos individuales pueden mostrar gran discrepancia unos de otros y no comportarse de acuerdo con Yuan (2004) como se verá a continuación.

En la clasificación mostrada en Tabla I los modos directos (“+”) corresponden a ACHM negativas en el mar de Amundsen y positivas en los inversos (“-”). Los años El Niño y La Niña considerados por Yuan (2004) son señalados en la Tabla I sombreados, en gris claro los meses con anomalías de TSM $\geq 1^{\circ}\text{C}$ en el área niño3.4 y en gris oscuro los de TSM $\leq -1^{\circ}\text{C}$.

Durante la fase madura (diciembre 0 / abril +1) las ACHM en el mar de Amundsen son negativas para El Niño 1991/92 y 1997/98 coincidiendo con el modelo general presentado por Yuan. Contrariamente, durante los eventos 1982/83, 1986/87 y 1987/88 las ACHM son positivas. Es más, durante la fase madura del evento La Niña de 1984/85 se registró el mismo patrón (CP3 inverso) que durante El Niño 1987/88. Es por el cambio en las condiciones de HM de verano ocurrido en 1989 que los eventos El Niño de los 90s presentan condiciones opuestas a los eventos previos. Consecuentemente, las condiciones medias obtenidas por Yuan para el verano no muestran una clara señal con el ENOS.

Es posible notar que durante 1986/87 y 1987/88 las condiciones de ACHM cambian del otoño al invierno (año +1) dando el típico patrón bipolar con ACHM negativas sobre el mar de Amundsen. Con lo cual durante los inviernos posteriores a la fase madura de El Niño, el mar de Amundsen presentaría consistencia con el modelo propuesto por Yuan, salvo para el invierno posterior al evento 1982/83.

En la fase madura de La Niña también resulta ambigua la señal. En 1984/85 prevaleció la CP3 en modo inverso con ACHM positivas sobre Amundsen, coincidente con el modelo de Yuan. Sin embargo durante los otros eventos La Niña, estuvieron presentes los patrones CP 6 directo y CP 4 directo, con ACHM negativas. Durante el invierno siguiente a la fase madura, al menos para julio y agosto, las condiciones cambiaron, y estos

últimos eventos tuvieron ACHM positivas, coincidiendo con el modelo de Yuan.

El análisis para cada evento individual del ENOS indicaría la ausencia del posible impacto de las anomalías de TSM ecuatorial sobre las condiciones de HM durante el verano austral. La señal se manifestaría principalmente sobre el mar de Amundsen en el período posterior a la fase madura.

5. COMENTARIOS FINALES

En el presente trabajo se obtuvo la clasificación de los campos mensuales de ACHM en los mares de Weddell, Amundsen y Bellingshausen. Mediante el análisis de componentes principales en modo-T, rotadas Varimax, se obtuvieron 6 CPs (12 patrones de ACHM) que representan las principales estructuras espaciales del período 1979 al 2000 y la clasificación de casi la totalidad de los meses (Tabla I). La bondad del ajuste producido por la metodología elegida queda evidente en la gran similitud obtenida entre los patrones de las CPs y las composiciones de los meses clasificados por las mismas.

Las dos CPs líderes en varianza explicada corresponden a situaciones de invierno-primavera. Estos patrones representan distribución espacial de ACHM bipolares con anomalías en el mar de Weddell de signo opuesto a las de los mares de Bellingshausen y Amundsen. La 2°CP muestra un desfase hacia el este de 30° con respecto a la 1°CP. Ambas se presentan con una cuasi periodicidad de 4 años coincidiendo con la frecuencia de la OCA. Dado que la OCA un movimiento hacia el este se podría suponer que la 2°CP es producto del movimiento hacia el este de la 1°CP. Entonces la 2°CP tendría que producirse en los meses subsiguientes a la 1°CP lo cual no es siempre válido como puede verse en la Tabla I. A su vez, es posible inferir que la recurrencia temporal de estos dos patrones en sus modos directo e inverso (ACHM positivas/negativas en el mar de Weddell) son causantes del desfase en la oscilación temporal de las anomalías de hielo marino entre los mares a ambos lados de la península antártica conocido como Dipolo Antártico.

El otro patrón de invierno-primavera es la 5°CP que representa una estructura diferente al

clásico DPA, con anomalías de igual signo a ambos lados de la península Antártica. Es de destacar la importancia de esta estructura de ACHM que explican casi enteramente los inviernos de 1979 y 1996.

Las estructuras de ACHM del invierno mostrarían una relación con la señal del ENOS ocurridas durante el período estival previo. Aún queda por determinar en forma acabada los mecanismos involucrados en el retraso del arribo de la señal tropical a altas latitudes del HS.

En verano y otoño las condiciones más frecuentes, están descritas por la 3^oCP que corresponde a un dipolo localizado en el interior de los mares a ambos lados de la península. En las situaciones descritas por el modo directo, la concentración de hielo marino en el sur del mar de Weddell permanece alta siendo desfavorable para el acceso de los buques a las bases que están sobre ese sector.

La 4^oCP y 6^oCP describen las restantes situaciones de verano-otoño y escapan de la estructura bipolar. Nuevamente considerando sólo las respuestas al DPA, el análisis del período 1979 al 2000 sería incompleto y las inferencias que puedan realizarse sobre el comportamiento del hielo marino resultarían parciales.

La 4^oCP describe situaciones con similares anomalías a ambos lados de la península, mientras que el sector interior del Weddell tiene anomalías de signo opuesto. En situaciones descritas por el modo directo, el pasaje que comúnmente se abre en el sur del Weddell queda parcialmente bloqueado, como ocurrió durante los veranos del 1999 y 2000. Condiciones de ACHM explicadas por la 6^o CP responden a igual comportamiento del interior del Weddell y el mar de Bellingshausen, mientras que el Weddell central y exterior tiene anomalías opuestas.

Durante el verano-otoño está ausente el cuasi ciclo de 4 años. La principal señal temporal es el cambio en el signo de las ACHM tanto en el mar de Weddell como en Bellingshausen-Amundsen ya que la 3^oCP, 4^oCP y 6^oCP muestran un cambio de fase del modo inverso al directo a fines de los 80s (Tabla I). Los mares de Bellingshausen y Amundsen pasaron de mayores a menores concentraciones de hielo marino. En el Weddell el efecto fue parcial, sólo la 3^oCP y 6^oCP contribuyeron al cambio de menores a mayores concentraciones de HM en el área. Es difícil

determinar el forzante físico causante del desfase de las ACHM. La Oscilación Decádica del Pacífico (ODP) (Zhang et al, 1997) cambió de fase negativa a fase positiva en 1976/77 y todo el período bajo análisis corresponde a fase positiva con pequeños mínimos de ODP centrados en 1990, 1995 y 2000. El Modo Anular del Sur que fue relacionada con la variabilidad de hielo marino muestra una tendencia creciente durante verano-otoño del período en estudio, con lo cual resulta difícil asignarle el abrupto cambio de fines de los 80s en las ACHM. Por otra parte, los estudios sobre la variabilidad en baja frecuencia del área del vórtice circumpolar Antártico realizados por Burnett y McNicoll (2000) señalan retracción del vórtice durante las décadas de los 70s y 80s seguido de una gradual expansión durante la década de los 90s, lo cual estaría en concordancia con el cambio en ACHM.

En la ocurrencia de los patrones de verano-otoño es ambigua la influencia de la fase madura del ciclo ENOS. La señal difiere con cada evento, ya sea para El Niño como para La Niña, de esta manera, el ENOS pierde su potencial como predictor para las condiciones de ACHM sobre el Weddell interior, las cuales son importantes en el momento de planear las campañas de verano a las bases antárticas.

La relación de los patrones de ACHM aquí obtenidos con los rasgos fundamentales de la circulación atmosférica a los que puedan estar conectados en relación causa-efecto será presentada en próximos trabajos.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado parcialmente por los subsidios CONICET- PIP N°5006/05, AGENCIA-SECYT PICT 2004, N° 26094 y UBA-UBACYT 01X095. Se agradece al Nacional Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder, USA por proveer los datos de concentración de hielo marino utilizados para realizar este trabajo. Agradecemos al Sr. Federico Orquera por su generosa donación del hardware utilizado para realizar este trabajo y a la Lic. Estela González por la edición de algunas figuras.

REFERENCIAS

Ackley, S.F., 1979. Mass-balance aspects of Weddell Sea pack ice. *J. Glaciol.*, **24**, 391-405.

- Budd, W.F., 1975. Antarctic sea-ice variations from satellite sensing in relation to climate. *Aust. Meteor. Mag.*, **30**, 265-272.
- Burnett, A.W., y A.R. McNicoll, 2000. Interannual Variations in the Southern Hemisphere Winter Circumpolar Vortex: Relationships with the Semiannual Oscillation *J. Climate*, **13**, 991-999.
- Carleton, A.M., 1981. Ice-ocean-atmosphere interactions at high southern latitudes in winter from satellite observation. *Aust. Meteor. Mag.*, **29**, 183-195.
- Carril, A.F. y A. Navarra, 2001. Low-frequency variability of the Antarctic Circumpolar Wave. *Geoph. Res. Lett.*, **28**, 24, 4623-4626.
- Carril, A.F., A. Navarra, y S. Masina, 2004. Ocean, sea-ice, atmosphere oscillations in the Southern Ocean as simulated by the SINTEX coupled model. *Geoph. Res. Lett.*, **31**, L10309, doi: 10.1029/2005GL019623.
- Carril, A.F., C. Menéndez y A. Navarra, 2005. Climate response associated with the Southern Annular Mode in the surroundings of Antarctic Peninsula: A multimodel ensemble analysis. *Geoph. Res. Lett.*, **32**, L16713, doi: 10.1029/2005GL023581.
- Carsey, F.D., 1980. Microwave observation of the Weddell Polynya. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2323-2336.
- Cavalieri, D.C., C.L. Parkinson, P. Gloerson, y H.J. Zwally. 1999, updated 2002. Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data. Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. 4 CD-ROMs.
- Chiu, LS, 1983 a. Antarctic sea ice variations 1973-1980, En: *Variations in the Global Water Budget*, F. A. Street-Perrott et al., Eds., 301-311.
- Chiu, LS. 1983 b. Variation of Antarctic sea ice. an update. *Monthly Weather Review*, **111**, 578-580.
- Coli C.A., 2003a. La Armada Argentina en la Antártida. Campañas Navales Antárticas 1980-2000. Tiara S.R.L., 727 páginas.
- Coli C.A., 2003b. La Armada Argentina en la Antártida. Campañas Navales Antárticas 1960-1980. Edivern S.R.L., 805 páginas.
- Conil, S. y C. Menéndez, 2006. Climate fluctuations of the Weddell Sea and its surroundings in a transient climate change scenario. *Clim. Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-006-0113-0.
- Compagnucci, R. y Salles, M., 1997. Surface pressure patterns during the year over southern South America. *International Journal of Climatology*, **17**: 635-653.
- Craddock, J. y Flood, C., 1969. Eigenvectors for representing the 500 mb geopotential surface over the Northern Hemisphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **95**, 576-593.
- Green, P.E., 1978. Analyzing Multivariate data. The Dryden Press, Hinsdale, Illinois, 519 páginas.
- Gloersen, P., W.J. Campbell, D. J. Cavalieri, J.C. Comiso, C.L. Parkinson, y H.J. Zwally, 1992. *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis*. NASA Pub. SP-511, NASA Scientific and Technical Information Program, Washington DC.
- Gloersen, P., y W. White, 2001. Reestablishing the circumpolar wave in sea ice around Antarctica from one winter to the next. *J. Geophys. Res.*, **106**, 4391-4395.
- Hall, A. y M. Visbeck, 2002. Synchronous variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean resulting from the annular mode. *J. Climate*, **15**, 3043-3057.
- Harman H, 1967. *Modern Factor Analysis*. The University of Chicago Press. 474 páginas.
- Heap, J.A., 1963. *Sea Ice Distribution in the Antarctic between Longitudes 7°W and 92°W*. Hydrographic Office of the Admiralty, London.

Climatología de la variabilidad espacial ...

- Heap, J.A., 1964. Pack Ice. *Antarctic Research*. R. Priestley, R.J. Adie y G. de Q. Robin, Eds., Butterworths, 308-317.
- Holland, M., C. Bitz y E. Hunke, 2005. Mechanisms Forcing an Antarctic Dipole in Simulated Sea Ice and Surface Ocean Conditions, *J. Climate*, **18**, 12, 2052-2066.
- Huth R., 1993. An example of using obliquely rotated principal components to detect circulation types over Europe. *Meteorol. Zeitschrift, N.F.* **2**: 285-293.
- Jolliffe IT. 2002. *Principal Component Analysis*. Springer. New York.
- Kaiser, H F, 1960. The application of electronic computers to factor analysis. *Educ. Psychol. Meas.*, **20**, 141-151.
- Kwok, R., y J.C. Comiso, 2002. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. *Geophysical Research Letter*, **29(14)**, doi:10.1029/2002GL015415.
- Lefebvre, W., y H. Goosse, 2005. Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system: the role of the thermal and mechanical forcing. *Ocean Sci. Disc.*, **2**, 299-329.
- Liu, J., J. Curry, y D. Martinson, 2004. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02205, doi: 10.1029/2003GL018732.
- Müller, GV, Compagnucci, RH, Nuñez, MN y Salles, MA, 2003. Surface circulation associated with frost in the wet Pampas. *International Journal of Climatology*, **23**, 943-961.
- Otnes, R. K. y L. Enochson, 1978. *Applied Time Series Analysis*. New York: John Wiley
- Peterson, R., y W.B. White, 1998. Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic Circumpolar Wave with the tropical El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24, 24573-24583.
- Preisendorfer RW. 1988. *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier: New York, USA, 425 páginas.
- Richman MB. 1983. Specification of complex modes of circulation with t-mode factor analysis. *Preprints 2nd International Meeting on Statistical Climatology*, Lisbon, Portugal, National Institute of Meteorology and Geophysics, 5.1.1-5.1.8.
- Richman, M.B., 1986. Rotation of principal components. *J. of Climatology*, **6**, 293-335.
- Thompson, D. W. J., y J. M. Wallace, 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- Turner, J., 2004. The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica. *In. J. of Clim.*, **24**, 1-31.
- Turner, J., S. A. Harangozo, G.J. Marshall, J.C. King y S. R. Colwell, 2002. Anomalous atmospheric circulation over the Weddell Sea, Antarctica during the Austral summer of 2001/02 resulting in extreme sea ice conditions, *Geoph. Res. Lett.*, **29**, 24, 2160, 13-1, 13-4.
- Venegas, S. A., 2003. The Antarctic Circumpolar Wave: A Combination of Two Signals? *J. Climate*, **16**, 2509-2525.
- Venegas, S. A., y M.R. Drinkwater, 2001. Sea ice, atmosphere and upper ocean variability in the Weddell Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **106**, C8, 16747-16766
- Venegas, S. A., M.R. Drinkwater, y G. Schaffer, 2001. Coupled oscillations in Antarctic sea ice and atmosphere in the South Pacific sector. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3301-3304.
- Walsh, J.E., 1983. The role of sea ice in climatic variability: Theories and evidence. *Atmos.-Ocean*, **21** (3), 229-242.
- White, W. y R. G. Peterson, 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent, *Nature*, **380**, 699-702

Yuan X., 2004. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarctic Science*, **16**, 4, 415-425.

Yuan X., y D.G. Martinson, 2000. Antarctic Sea Ice Extent Variability and Its Global Connectivity, *J. of Clim.*, **13**, 1697-1717.

Yuan X., y D.G. Martinson, 2001. The Antarctic Dipole and its Predictability, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3609-3612.

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