

Meteorología

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

ISSN 0325-187X

Volumen 30 Números 1 y 2 Año 2005

CONTENIDO:

Adelia P. Alessandro:

**ACCIONES BLOQUEANTES ALREDEDOR DE LOS SETENTA GRADOS
OESTE EN EL SUR DE SUD AMÉRICA.**

3

*Eduardo A. Luccini, Hugo Grossi Gallegos, Rubén D. Piacentini y
Pablo O. Canziani:*

**CHARACTERIZATION OF METEOROLOGICAL PARAMETERS,
SOLAR RADIATION AND EFFECT OF CLOUDS AT TWO
ANTARCTIC SITES, AND COMPARISON WITH SATELLITE
ESTIMATES.**

27

Rosa H. Compagnucci y Diego C. Araneo:

**IDENTIFICACIÓN DE ÁREAS DE HOMOGENEIDAD ESTADÍSTICA
PARA LOS CAUDALES DE RÍOS ANDINOS ARGENTINOS Y SU
RELACIÓN CON LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y LA
TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR.**

41

Rosa H. Compagnucci y Sandra Barreira:

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

55

Rubén H. Sarochar, Héctor H. Ciappesoni y Nora E. Ruiz:

**PRECIPITACIONES CONVECTIVAS Y ESTRATIFORMES EN LA PAMPA HÚME-
DA: UNA APROXIMACIÓN A SU SEPARACIÓN Y ASPECTOS CLIMATOLÓGI-
COS DE AMBAS**

77

Notas y Correspondencia

*Natalia Fedorova, M. H. de Carvalho, V. Levit, B. C. Marcelino,
A. M. Gonçalves, E. P. Alves, E. Signorini, G. C. Pinheiro,
J. Marques, V. M. de Oliveira, A. J. de Almeida, C. B. Botelho*

**A MAXIMUM TEMPERATURE FORECASTING METHOD FOR
THE CITY OF PELOTAS, RIO GRANDE DO SUL.**

91

Meteorología

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA

INÉS A. CAMILLONI

EDITORES EJECUTIVOS

MARÍA I. GASSMANN
NORA E. RUIZ
SILVINA SOLMAN
ANA G. ULKE

CONSEJO EDITORIAL

E. KALNAY - U. MARYLAND/USA
V. R. BARROS - UBA/CONICET
H. FUENZALIDA - U. CHILE/CHILE
J. N. PAEGLE - U. UTAH/USA
M. N. NUÑEZ - UBA/CONICET
E. R. LICHTENSTEIN - UBA
N. A. MAZZEO - UBA/CONICET
J. M. GARDIOL - UBA
W. M. VARGAS - UBA/CONICET
D. KAROLY - MONASH U./ AUSTRALIA
E. H. BERBERY - U. MARYLAND/USA
S. HASTENRATH - U. WISCONSIN/USA
M. E. SELUCHI - CPTEC - INPE/BRASIL
A. M. GRIMM - U. F. PARANA/BRASIL
M. A. F. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
H. LE TREUT - LMD-CNRS/FRANCIA
G. RAGA - UNAM/MEXICO
T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL

S. A. BISCHOFF - UBA
J. PAEGLE - U. UTAH/USA
H. CIAPPESONI - SMN/CONICET
I. VELASCO - UBA
J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE
G. NECCO - IAI/BRASIL
P. ACEITUNO - U. CHILE/CHILE
J. B. VALDES - U. ARIZONA/USA
P. L. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
C. NOBRE - CPTEC - INPE/BRASIL
J. L. MINETTI - U. TUCUMAN/CONICET
V. KOUSKY - NCEP/USA
M. L. ALTINGER - UBA/CONICET
B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR
P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA
J. ZAWADSKI - MCGILL U./CANADA
R. D. GARREAU - U. CHILE/USA
R. GARCIA - NCAR-ACD/USA

Objetivo de la revista: Meteorologica publica y difunde trabajos y resultados de investigación teórica y aplicada en todas las áreas de las ciencias atmosféricas.

Sistema de arbitraje: Para que los trabajos sean incluidos en la revista deberán ser evaluados por, al menos, dos referis independientes. Todas las decisiones tomadas por la Dirección serán finales.

© 2005 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2° Piso
C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.
Registro de la Propiedad Intelectual N°515015.
ISSN 0325-187X

Impreso en Buenos Aires, Argentina

Editorial

Tenemos el agrado de presentar un nuevo volumen de la revista Meteorologica en la que podrán encontrar artículos de investigación y notas técnicas correspondientes a investigadores de nuestro país y el exterior que abarcan diversos temas de las ciencias de la atmósfera.

Meteorologica ha ido creciendo a lo largo de los años gracias a la contribución de prestigiosos científicos argentinos y extranjeros que aportan su tiempo y esfuerzo en tareas de revisión de los artículos recibidos. Asimismo en los últimos años se ha incrementado la cantidad de trabajos enviados para ser considerados para su publicación en la revista.

Es grato informar a nuestros lectores que Meteorologica ha sido invitada a incorporarse al portal SciELO (Scientific Electronic Library Online: www.scielo.org) que constituye una biblioteca electrónica que permite acceder al texto completo de una colección seleccionada de revistas científicas. El proyecto SciELO es de carácter regional y en Argentina es gestionado por el Centro Argentino de Información Científica y Tecnológica (CAICYT) dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

En el caso de nuestra revista, en muy breve tiempo estarán disponibles en formato electrónico y a través de SciELO, todos los volúmenes editados a partir de 2004 dando de esta forma mayor visibilidad a la producción científica en el área y facilitando el acceso directo a la publicación a un mayor número de investigadores en todo el mundo.

Deseamos agradecer al Centro Argentino de Meteorólogos que con su aporte y la contribución de los autores han permitido la publicación del presente volumen.

La Dirección

ACCIONES BLOQUEANTES ALREDEDOR DE LOS SETENTA GRADOS OESTE EN EL SUR DE SUDAMÉRICA

Adelia P. Alessandro✉

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 19 de mayo de 2004, en su versión final el 8 de febrero de 2006)

RESUMEN

Se caracterizan las situaciones sinópticas que producen bloqueos en los alrededores de 70° O en el sur de Sud América. Estos eventos se discriminan entre los que se inician al este y los que se inician al oeste de dicha longitud. A través de la metodología objetiva del análisis por Componentes Principales se determinan cuatro modelos diferentes, tres de ellos representan a los bloqueos sobre el sur del Pacífico Este y uno a los del sur del Atlántico Oeste. La posición media de la alta semipermanente del Pacífico y de la del Atlántico se halla desplazada al sur de su posición media normal cuando los sistemas bloqueantes pertenecen al primer grupo y al segundo respectivamente.

En 1000 hPa se calcula la trayectoria, velocidad e intensidad de los sistemas bloqueantes en las posiciones aludidas. Los bloqueos que se forman al oeste presentan una trayectoria media casi zonal con una velocidad de desplazamiento de 20 Km/h y los que se originan al este un ligero desplazamiento hacia el noreste y con una velocidad de 20.5 Km/h. La intensidad media de todos los casos es de 227.7 mgp.

Se analiza la influencia que estos dos grupos ejercen sobre la temperatura y la precipitación sobre el territorio. Las anomalías de temperatura son negativas en casi todo el país con excepción del extremo sur y el noreste. Estas anomalías se presentan más negativas en la Patagonia y más positivas en el resto del país cuando los bloqueos se hallan al oeste de los 70° S. En la Patagonia, las cantidades de precipitación son generalmente mayores, a excepción del extremo sur, y menores en el noreste del país cuando el sistema bloqueante se localiza al este de los 70° O.

Por presentar el mes de febrero de 2004 un coeficiente zonal de circulación extremadamente bajo, un alto coeficiente meridional y un alto índice zonal medio (**I**) para esa época del año, que indica la presencia de sistemas bloqueantes en la región considerada en este trabajo, se selecciona esta situación. La presencia de estos sistemas y la falta de viento N o NE inciden en la extremadamente escasa precipitación recibida en el Noreste de la Argentina, en las altas temperaturas en la Patagonia y bajas temperaturas en el NE y centro del país.

Palabras clave: sistemas bloqueantes, hemisferio Sur, precipitación, temperatura

✉ Autor: perla@at.fcen.uba.ar

BLOCKING ACTION AROUND SEVENTY DEGREES WEST IN THE SOUTH OF SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Blocking situations near 70°W south of South America are characterised. Cases which initiate to the west and those to the east of the above- mentioned longitude are distinguished.

Averaging all cases it is seen that the Atlantic high as well as the Pacific high is displaced to the south for the first and second group respectively. Four different models result from the Principal Component Analysis, three of which representing blocking situations over the south-eastern Pacific Ocean and one of the south-western Atlantic.

The trajectory of those highs that commence to the west have a cuasi zonal orientation with a speed of 20 Km/h, meanwhile those that region to the east have a slight component to the north with a speed of 20.5 Km/h. The mean centre of the anticyclones has a geopotential height of 227.7 gpm.

The associated temperature anomalies are negative over most of Argentina, excepting the extreme south and the northeast, for both groups. When the blocking high is to the west of 70°W the anomalies are more negative over Patagonia and more positive over the north-eastern country.

Precipitations in Patagonia are superior with blockings beginning to the east of 70°W with respect to those that first appear to the west, with exception of Ushuaia (54.48°S, 68.19°O) station and north-eastern Argentina.

The situation of February 2004 is described. This month has been selected because has an extreme low zonal circulation index, a high meridional index and a very high blocking index **I** with respect to southern summer, showing in the study area the presence of several blocking systems to the south of South America.

These systems are associated with a lack of N and NE winds giving extremely low precipitations over north-eastern Argentina. on the other hand high temperatures over Patagonia and low temperatures over north-eastern and central regions of Argentina are observed.

Key words: blocking system, Southern Hemisphere, precipitation, temperature

1. INTRODUCCIÓN

Según Trenberth y Mo (1985) la máxima frecuencia de casos de bloqueo se halla entre los 45° y 60° S en el sudeste de Nueva Zelandia, con un máximo secundario en la región sudeste de Sudamérica y un máximo débil en el Océano Índico. Posteriormente, Sinclair (1996) confirmó a esas las mismas latitudes, aunque señaló al sudeste de Australia como la región de máxima frecuencia de bloqueos, y una región secundaria al sudoeste de América. Otros autores, tal como Higgins

(1997), también llegaron a resultados similares. La posición de estos centros difiere en algunos casos de los calculados por Trenberth. Esta diferencia puede ser debido a los distintos métodos utilizados para identificarlos, a la representatividad de los datos utilizados o a la variabilidad secular en la localización y frecuencia de los bloqueos (Kiladis and Mo (1998)).

La mayoría de los estudios encontraron que las anomalías persistentes se producen mayormente en

Acciones Bloqueantes alrededor de los 70°O...

invierno, con un máximo de actividad localizado al sudeste de Nueva Zelanda. Esta es una región donde la bifurcación de la corriente en chorro favorece la formación de bloqueos (Kiladis and Mo, 1998).

Rutllant y Fuenzalida (1991) hallaron casos frecuentes de bloqueo en el Pacífico este y la relación entre ellos y el incremento de precipitación en el centro de Chile, durante el desarrollo de eventos negativos de la Oscilación Sur.

Marquez y Rao (1999) estudiaron un bloqueo persistente, ocurrido sobre el sudeste del Océano Pacífico cerca de la costa oeste de Sudamérica desde el 29 de julio al 14 de agosto de 1986. Ellos analizaron su influencia sobre la precipitación en Sudamérica, la cual aumentó hacia el norte del alta de bloqueo y disminuyó por debajo de la misma. Este incremento fue asociado a la deflexión hacia el norte de las bajas migratorias mientras que la disminución, al efecto de la subsidencia; ambas características propias de los sistemas de bloqueo. Como consecuencia de las investigaciones realizadas en el Hemisferio Sur se desprende que en las proximidades del territorio argentino existen dos zonas con mayor probabilidad de formación de bloqueos, una entre los 90°-120°O y otra de menor intensidad en el Atlántico suroccidental entre 40°-50°O, ambas entre los 50°- 70°S.

Alessandro (2003 a), estudió estadísticamente en el período 1989-1998 la distribución de las situaciones de acción bloqueante en el Pacífico y Atlántico Sur en las longitudes de 100, 70 y 40°O. Para distinguirlas adoptó un índice zonal *I* en 500 hPa, aplicado en esas longitudes. Del total de 228 casos de bloqueos contabilizados en forma independiente para cada longitud, el 36.8 % , 37.7% y el 25.5 % corresponden a los ubicados en 100°O, 70°O y 40°O respectivamente.

Posteriormente (Alessandro, 2003 b) estudió la influencia que ejercen las situaciones de acción bloqueante sobre la temperatura y la precipitación en la Argentina. en el período 1989- 1998.

De las tres longitudes elegidas, los índices diarios de todo el período tomados en 70°O presentaron correlaciones con la temperatura significativamente distintas de cero y negativas en la mayor cantidad de las estaciones consideradas, en una región que se extiende desde los 30°S hasta los 47°S y con anomalías positivas en Tierra del Fuego en 70°O.

La precipitación en la Argentina también estuvo mayormente relacionada con los bloqueos detectados en los 70°O.

Del análisis de varios bloqueos consecutivos que se produjeron entre mayo y julio de 1991 el autor observó que un ligero desplazamiento de la posición de un bloqueo respecto a otro provoca en la Patagonia, importantes diferencias en ambas variables.

Debido al importante rango longitudinal que conforman los casos detectados en 70°O, el mismo índice aplicado a 100° o a 40°O puede también detectarlos según sea el tamaño de los mismos. La máxima anomalía positiva puede hallarse entre los 90° y 50°O y en algunos casos exactamente sobre los 70°O.

Por otra parte de acuerdo a la definición adoptada de bloqueo, el índice positivo debe permanecer al menos 5 días consecutivos, pero esto no implica que la anomalía máxima de presión permanezca en la misma posición durante esos días, es decir que el valor del índice positivo puede estar indicando máximos secundarios. O sea que con el método adoptado, se detecta en los alrededores de los 70°O altas presiones por varios días, pero no determina cual es la trayectoria de los sistemas de bloqueo ni la situación geográfica exacta.

Acorde a la mayor influencia aportada por los bloqueos que se producen alrededor de los 70°O respecto a las otras longitudes adoptadas por el autor y por lo expuesto en los párrafos anteriores en este trabajo se propone:

- a) Caracterizar a las situaciones sinópticas diarias de alturas geopotenciales en 1000 hPa que conforman a estos bloqueos.
- b) Discriminar la influencia que ejercen los bloqueos sobre la temperatura y la precipitación, cuando éstos se encuentran al oeste de los 70°O y al este de dicha longitud.
- c) Determinar las trayectorias y la velocidad de traslado de los anticiclones bloqueantes cuando se desplazan en las zonas próximas a los 70°O.
- d) Ejemplificar a través de un caso particular anómalo (febrero 2004), las consecuencias producidas por situaciones bloqueantes en la proximidad de la longitud elegida sobre las variables mencionadas anteriormente.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se utilizaron los reanálisis diarios de 12 UTC de 1000 hPa y los valores diarios de temperatura de superficie y precipitación diaria de 32 estaciones meteorológicas del territorio argentino en el período 1989- 1998, proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional. Para el mes de febrero de 2004 se consideraron las salidas gráficas del National Center of Environmental Prediction (NCEP) en 100, 500 y 300 hPa.

El índice que se adopta es el mismo que ha utilizado el autor en trabajos anteriores, definido como:

$$I=U(30^{\circ}S)+U(60^{\circ}S)-2U(45^{\circ}S)$$

donde U es la componente zonal del viento en m/s en 500 hPa, calculada en 70° O y en las latitudes de 30°S, 60°S y 45°S, expresada en m/s en la longitud elegida. Cuando la componente zonal en 45°S es anormalmente débil, I es positivo. Si esta condición permanece durante al menos cinco días consecutivos se define en este trabajo un caso de “bloqueo”.

Se determinan los modelos asociados a situaciones sinópticas en 1000 hPa, que representen casos de bloqueos en 70° O,. Estos modelos se obtienen a través de la aplicación del Análisis de Componentes Principales con una matriz de similitud correlación en Modo- T (Green, 1978; Richman, 1986), ya que el mismo brinda resultados más sensibles para estos requerimientos. Considerando todos los días que componen a los 86 bloqueos, en primer lugar se probó una solución no rotada, y posteriormente con el fin de maximizar la interpretación física de las aplicaciones resultantes (Richman, 1985), se utilizó la rotación de las componentes, en este caso Varimax.

Para poder distinguir cual es el punto donde las componentes principales pasan de ser significativas a representar ruido al azar, se debió elegir el número de ellas a retener para rotar. Para realizar la elección existen distintos criterios (Richman et al, 1992). Entre ellos se eligió utilizar el de Kaiser, en el que toman a aquellas componentes cuyos autovalores sean mayores que uno; el diagrama de Lev (log-eigenvalues) en el cual se grafica el logaritmo en base 10 del autovalor en función del orden del autovalor, de

modo que cuando la información que contienen las componentes es azarosa los puntos de este gráfico se alinean, mientras que cuando es significativa se apartan de la recta. Los resultados de ambos test, arrojaron 9 como el valor del número de componentes a retener, pero la varianza explicada de cada una de ellas tomaba valores menores a 2. 3 después de la sexta. Por lo tanto se decidió tomar un tercer método. Este último consiste en calcular las varianzas de rotaciones sucesivas. El número de rotación a partir del cual las varianzas de las próximas rotaciones permanecen constantes es el que se adopta como la cantidad de componentes a retener (Escobar, 2001), que en este caso fue de 6. Se analizaron las componentes de peso de los distintos modelos, ya que permiten evaluar la representatividad de los patrones como situaciones sinópticas reales, valores cercanos al módulo de uno representan situaciones meteorológicas similares a las de los patrones obtenidos (Harman, 1976; Cattel, 1978).

Para cada una de las componentes principales se compusieron los campos originales de alturas geopotenciales en 500 y 1000 hPa, para aquellos días con factores de peso superiores a ± 0.6 . Para conocer el impacto producido por la temperatura y la precipitación como consecuencia de cada una de las situaciones sinópticas compuestas, se confeccionaron con esos mismos días los campos medios de anomalías de temperatura y la relación entre la frecuencia de días de precipitación con el resto de los días. Debido a que en los modelos 5 y 6 el límite elegido excede a los valores factores de peso de la gran mayoría de los días, los campos medios correspondientes a éstos no se han representado.

La discriminación entre los días de bloqueos al este y al oeste de los 70°O se realiza a través de los valores diarios del índice meridional R (Alessandro, 2001). Este índice se define sobre los 50° de latitud, por ser esta latitud la más cercana a los sistemas bloqueantes, como:

$$R= h(90^{\circ}O) - h(60^{\circ}O)$$

donde h es la altura geopotencial en 1000 hPa calculada entre 90°O y 60°O. Cuando R es positivo el máximo de presión se halla al oeste de 70°O y cuando R es negativo se halla al este.

Acciones Bloqueantes alrededor de 70 °O...

Con el fin de conocer la situación prevaleciente media de todos los casos de días donde se producen bloqueos en 70°O se ha representado para esos días el campo medio de alturas geopotenciales en 1000 hPa para los días en que $R < 0$ y en los días en que $R > 0$.

Para poder evaluar la influencia de la posición de las situaciones de acción bloqueante sobre la temperatura y la precipitación en el territorio argentino, se han calculado para los días que componen a ambos grupos, los campos de anomalías medias de altura geopotencial en 1000 hPa, las anomalías medias de temperatura y las frecuencias relativas de precipitación acumulada. Las anomalías de alturas geopotenciales fueron obtenidas como la diferencia entre la situación media de todos los días en que hubo bloqueo en el período diciembre de 1989 a diciembre de 1998 y el campo medio de todos los días del período en ese nivel. Tomando los mismos períodos se hallaron las de temperatura.

Para determinar si existen diferencias significativas entre los valores de temperatura de ambos grupos se utilizó el Test de Student: $T = \frac{X_n - X_p}{\left(\frac{N_n S_n^2 + N_p S_p^2}{N_n + N_p} \cdot 2\right) \cdot \left(\frac{1}{N_n} + \frac{1}{N_p}\right)^{1/2}}$, donde X_n es el valor medio de la temperatura de los días en que R es negativo y X_p para los días en que R es positivo, N_n , N_p , S_n^2 y S_p^2 el número de casos y las varianzas correspondientes de cada grupo. Con la precipitación se compararon entre cada grupo, las cantidades medias de precipitación (X_n , X_p) caída en los días de lluvia. Con el objeto de conocer el desplazamiento de los bloqueos se estudiaron las trayectorias de los máximos de altura geopotencial en 1000 hPa y la velocidad media de los mismos. Por otra parte se calculó la intensidad de estos sistemas.

El índice aplicado para la situación de febrero de 2004 fue el **I** definido anteriormente, el meridional R y el zonal Z , definidos como:

$R = R(40^\circ S, 90^\circ O) - R(40^\circ S, 40^\circ O)$ y $Z = h(35^\circ S, 60^\circ O) - h(55^\circ S, 60^\circ O)$, donde h es la altura de la superficie isobárica de 1000 hPa, calculada en $40^\circ S$ entre $90^\circ O$ y $60^\circ O$ para el primer índice y entre $35^\circ S$ y $55^\circ S$ para el segundo.

3. CARACTERIZACIÓN DE LAS SITUACIONES SINÓPTICAS QUE PRODUCEN BLOQUEOS A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

Dado que los patrones de componentes teóricos pueden asociar a dos posibles modos de circulación, uno directo (positivo) y otro indirecto (negativo) (Compagnucci y Salles, 1997), en la Tabla I se ha representado además de la varianza (Var (t)) explicada por cada componente y la acumulada (Var (ac)), el porcentaje positivo (Var (+)) y negativo (Var (-)) de la misma.

Modelo	Comp.	Var (+)	Var (-)	Var (t)	Var (ac)
A	1	0.50	24.8	25.4	25.3
B	2	24.9	0.65	25.55	50.85
C	3	17.7	0.41	18.11	68.96
D	4	0	13.2	13.2	82.16
E	5	1.4	1.7	3.1	85.26
F	6	1.1	1.4	2.5	87.76

Tabla I: Varianzas explicadas por las seis primeras componentes para el modo T rotado Varimax

En la Tabla I figuran las varianzas explicadas por las seis primeras componentes cuando se ha aplicado la rotación Varimax. Los modelos (A, B, C, D, E y F) correspondientes a las seis primeras componentes se presentan en la Figura 1. En ellos, se ha colocado en los centros de máximo valor, un signo positivo (+) o negativo (-) de acuerdo al signo de la máxima varianza explicada de cada componente (ver Tabla I), que indica si el modo de circulación representado es directo o indirecto. Estos modelos representan el 87.76 % de la varianza total explicada. Los seis modelos muestran en 1000 hPa, las distintas posiciones que presentan las altas ó cuñas al sur de los 30° en los casos estudiados.

El modelo de la primera componente (Figura 1 A) representa el modelo más frecuente, que es aproximadamente al campo medio de todos los bloqueos (ver Figura 2)) que se producen en los alrededores de los $70^\circ O$, con una cuña en esa longitud y un sistema de alta presión que penetra en el territorio argentino en los 40° de latitud sur. En el segundo (Figura 1 B), se reflejan dos sistemas bien definidos ubicados el depresionario al oeste de los $70^\circ O$ y el bloqueante al este de dicha longitud y en los $50^\circ S$ con extensión SE-NW sobre el territorio argentino. El tercero (Figura 1 C) también representa a dos centros de signos contrarios, pero con la ubicación de éstos opuesta al caso anterior. El centro bloqueante se halla más

próximo a los 70° O y con una extensión SO-NE sobre el territorio argentino hacia el norte. El cuarto (Figura 1 D) presenta un desplazamiento de ambos sistemas hacia el norte. El quinto (Figura 1 E) presenta una mayor extensión del sistema bloqueante con dirección NW-SE sobre el área estudiada. En el modelo sexto (Figura 1 F) el sistema bloqueante se halla alrededor de los 55° S. Teniendo en cuenta que el valor de las componentes de peso permite evaluar la representatividad de los patrones como situaciones

sinópticas reales, se muestra en la Figura 3 los factores de peso de los seis modelos. Se observó que las situaciones sinópticas reales correspondientes a aquellos puntos con correlaciones mayores a 0.6 responden a los modelos calculados. Para ejemplificar lo dicho, en la Figura 4, se muestran algunos días que componen a los bloqueos detectados por el índice en 70°O.

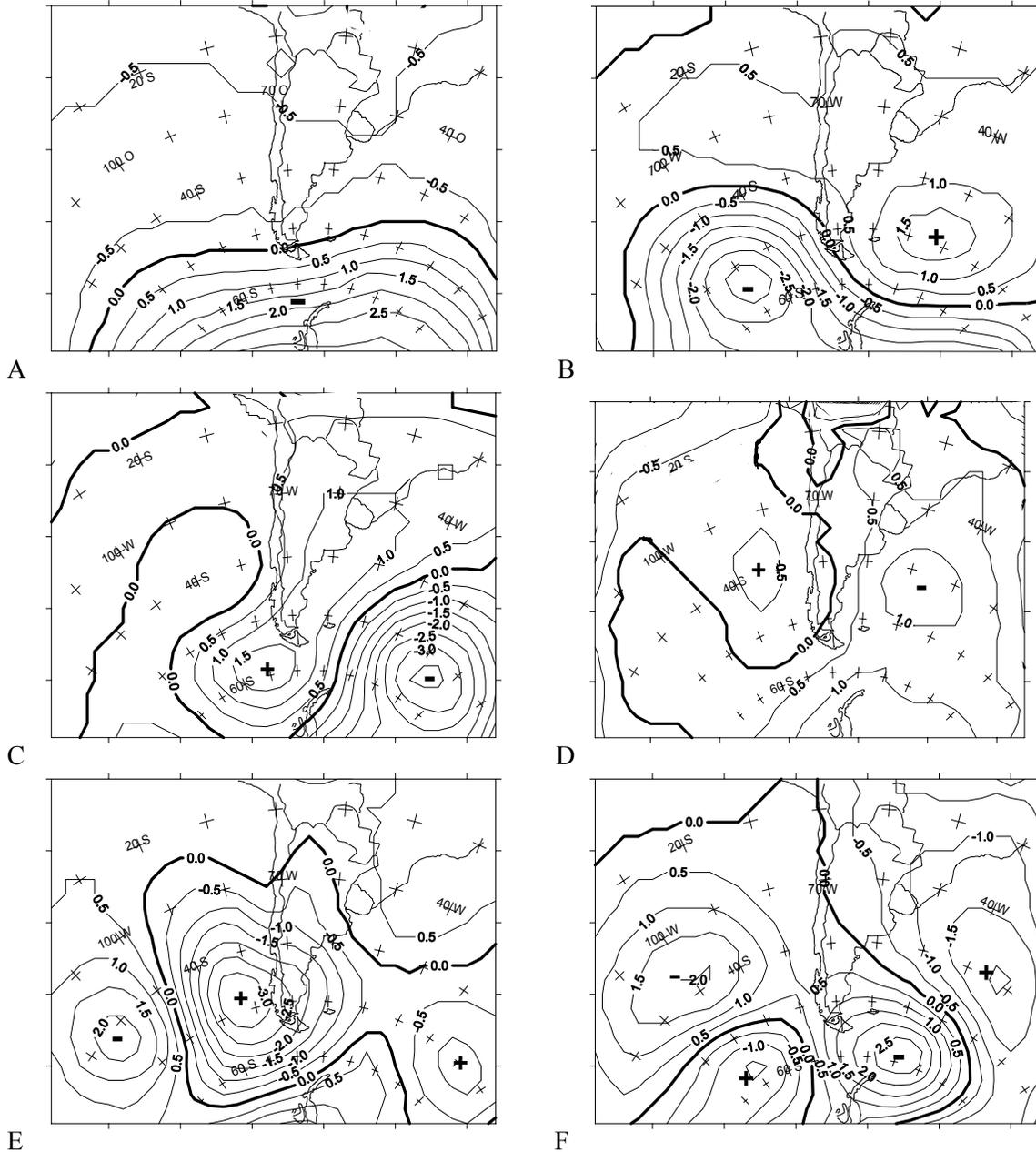


Figura 1: Modelos de las seis primeras componentes rotadas Varimax (A, B, C, D, E y F) para los casos de bloqueos que se detectan en 70°O. Isolíneas trazadas cada 0.5.

Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...

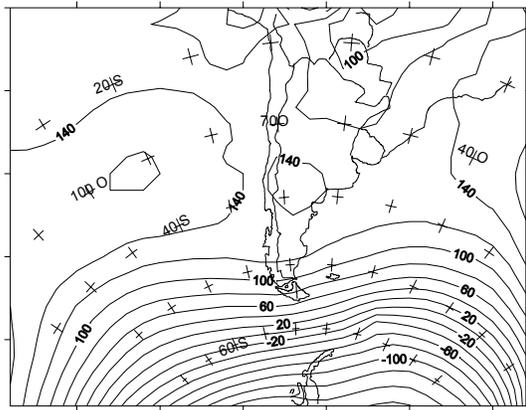


Figura 2: Campo medio de altura geopotencial en 1000 hPa. ($\Delta h=20$ mgp).

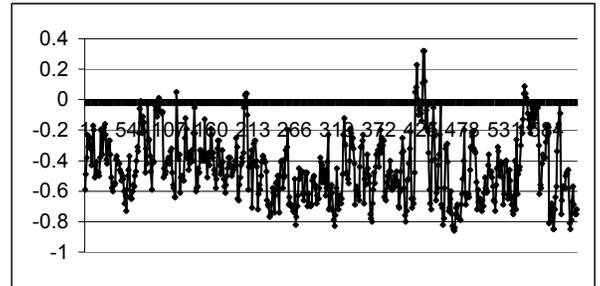
Ellos corresponden a puntos de máximos valores de factores de estructura de los seis modelos. En dicha figura se puede apreciar la gran semejanza que poseen las situaciones reales con los modelos. Con el mismo fin, en la Figura 5, se muestra la situación bloqueante producida entre el 10 y el 14 de junio de 1998, conformada por días cuyos factores de peso varían entre 0.76 y 0.80 en el modelo C (puntos 572 a 576 de la Fig. 3 c). En las Figuras 6 y 7 se representan los campos medios de alturas geopotenciales en 500 y 1000 hPa, calculados con los días de mayores factores de peso ($|FP| \geq 0.60$) de cada uno de las cuatro primeras componentes. Se puede observar en la Figura 7, una gran similitud con los 4 primeros modelos Varimax calculados anteriormente

Con los mismos días se construyen los campos medios de anomalías de temperatura (Fig. 8). En éstos últimos se observa que el mayor aporte de anomalías de temperatura negativos en la Patagonia y positiva en el norte está dado por el 1° y el 4° modelo. Los valores negativos son producidos en 1000 hPa por la advección de aire frío proveniente del Pacífico y en 500 hPa por una vaguada que afecta al sur del país. Las anomalías positivas responden al aporte de viento norte (Figs. 7 a) y d)), mientras que para estas últimas no existe una influencia apreciable del campo de 500 hPa.

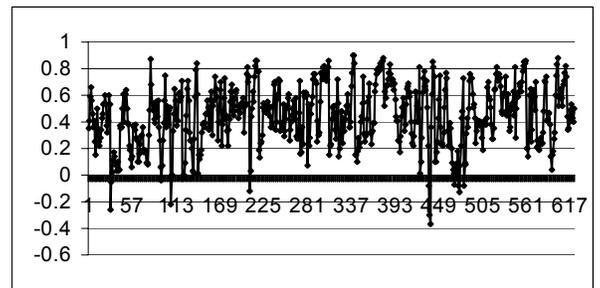
El 2° modelo contribuye con anomalías de temperatura positivas en la Patagonia como consecuencia del flujo noroeste al sur de los 40°S y de la cercanía en esta región de una cuña en 500 hPa (Figs. 7 y 6 b)). Las anomalías negativas al norte de esta latitud responden a la advección de sudeste desde

el Atlántico, mientras que la situación en 500 hPa no contribuye con esta característica.

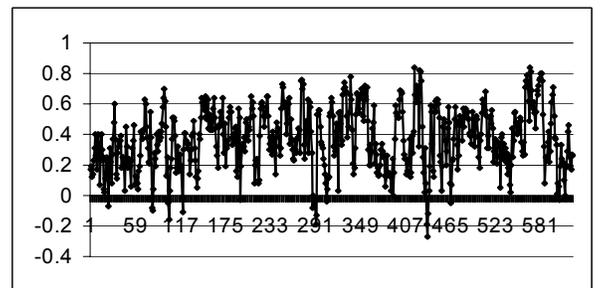
Las anomalías son negativas al sur de los 30°S y más aun entre 45 y 50°S en el modelo 3. Estos valores se deben a la acción del anticiclón situado al norte de la Patagonia.



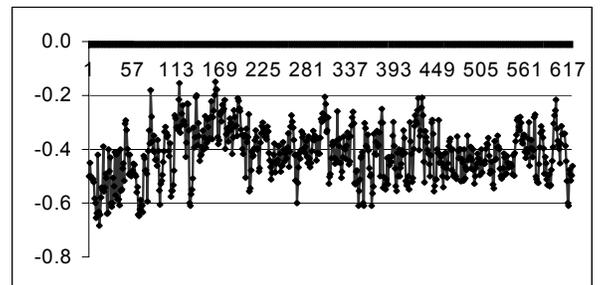
A



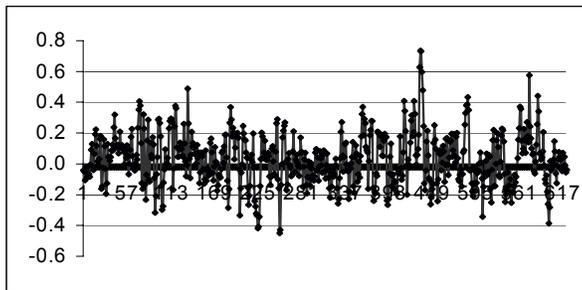
B



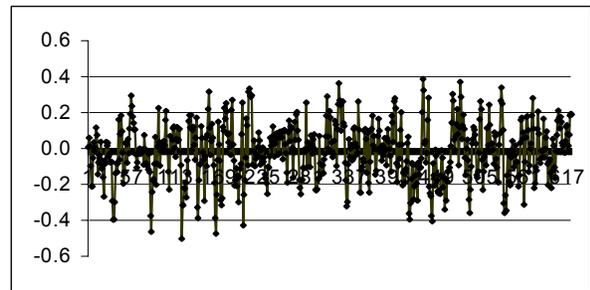
C



D



E

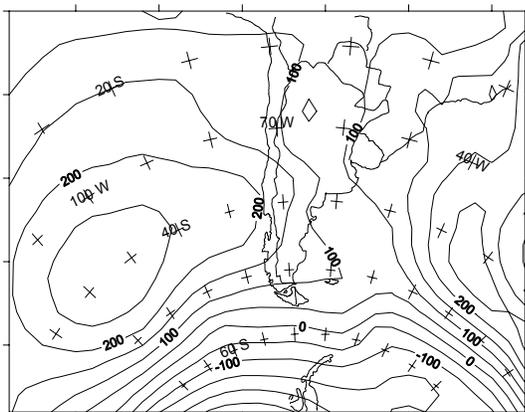


F

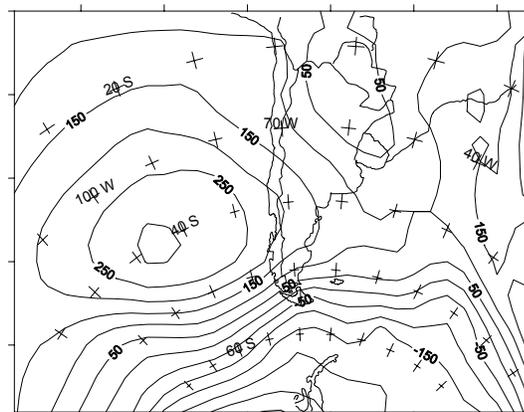
Figura 3: Factores de peso de los modelos A, B, C, D, E y F para los bloqueos detectados en 70°O

Debe considerarse que en esta latitud, aún cuando se producen bloqueos al sur de la misma, los sistemas anticiclónicos son migratorios, por lo tanto se puede esperar que el valor negativo de la anomalía responda a un enfriamiento ocasionado con anterioridad a los días elegidos. El signo de estos últimos, no surge de la situación de 500 hPa. Al norte de los 30° S las anomalías son positivas, provocadas por una corriente del NE en 1000 hPa y una circulación anticiclónica que produce subsidencia en 500 hPa.

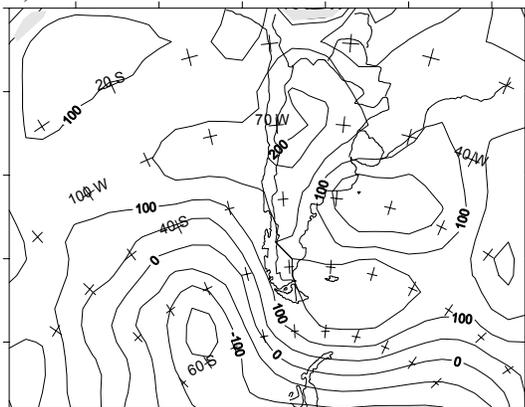
Los días tomados para calcular las anomalías de temperatura se utilizan también, para calcular la relación entre las frecuencias de días de precipitación de éstos y la frecuencia de días de precipitación que presentan correlaciones menores al límite elegido (0.6) (Fig. 9). Los valores mayores a uno, representan mayores frecuencias de precipitación en los casos seleccionados.



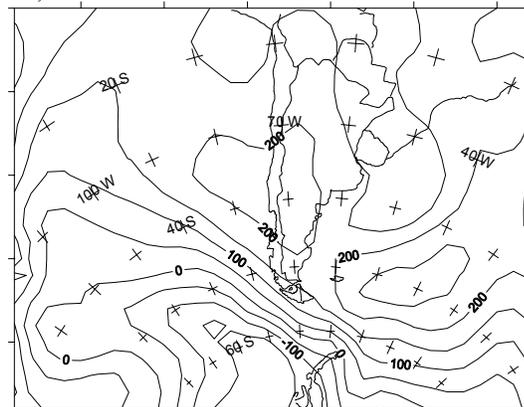
a) 16/11/98



b) 08/09/97

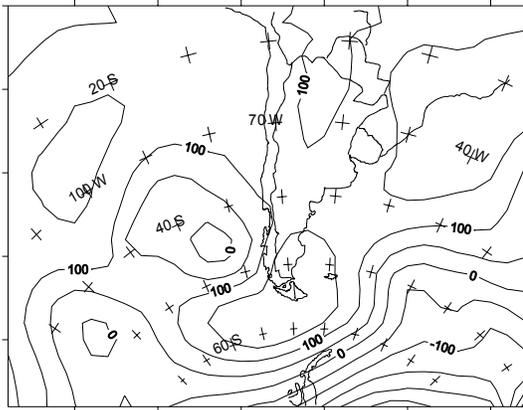


c) 09/06/92

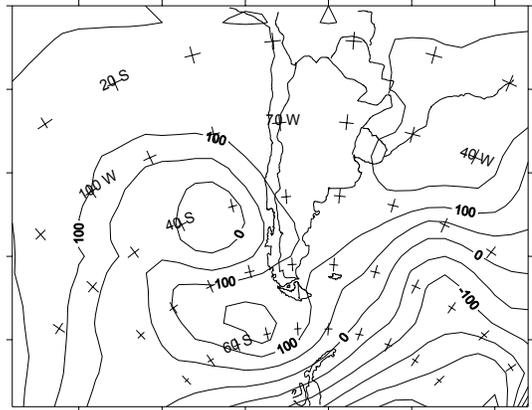


d) 27/06/91

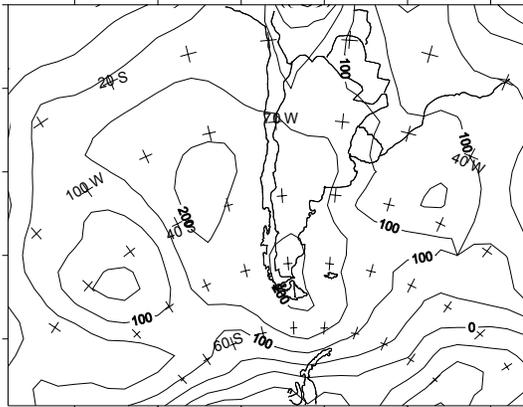
Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...



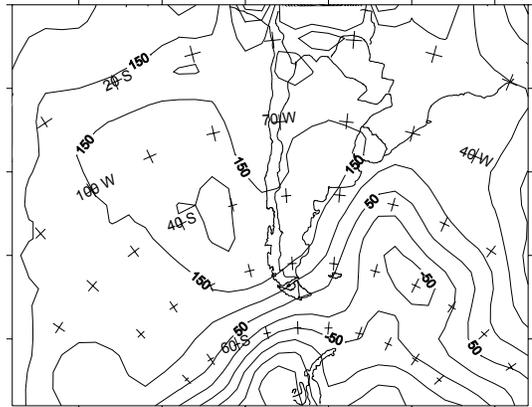
e) 24/05/97



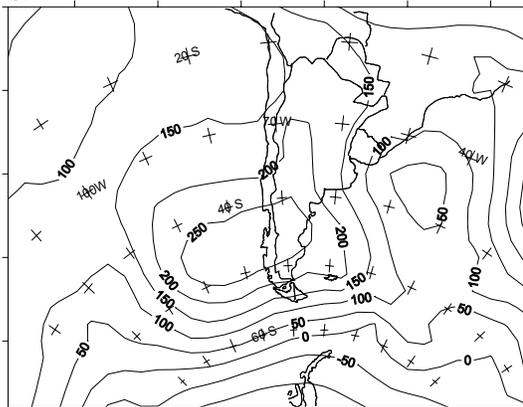
f) 22/05/98



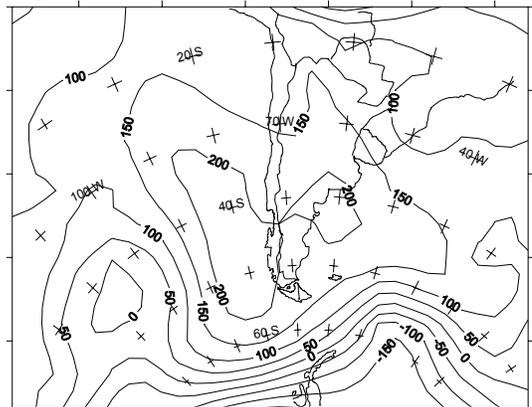
g) 13/04/90



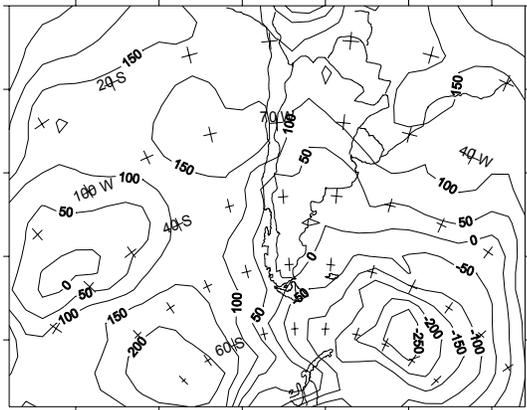
h) 02/03/90



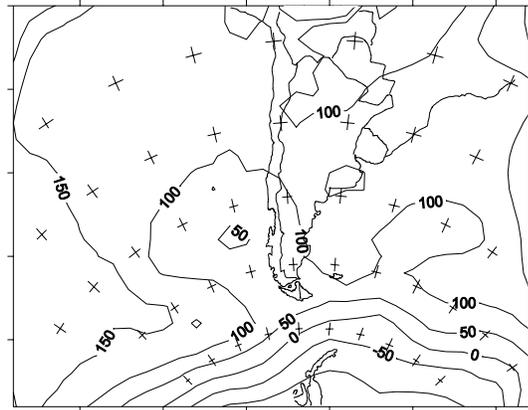
i) 07/07/94



j) 23/10/93



k) 29/06/91

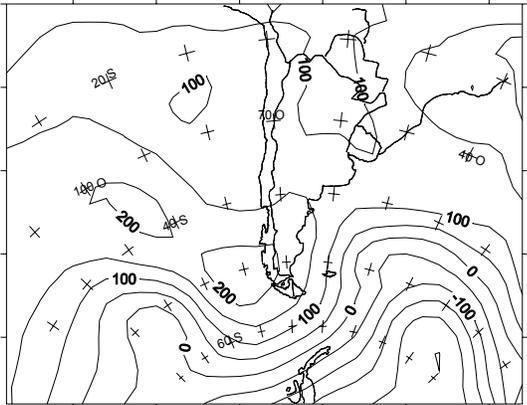


l) 28/05/92

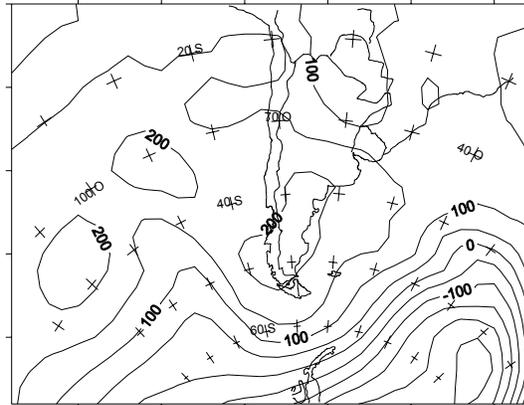
Figura 4: Situaciones sinópticas en 1000 hPa, asociadas a los seis modelos rotados Varimax a) y b) al A, c) y d) al B, e) y f) al C, g) y h) al D, i) y j) al E y k) y l) al F. ($\Delta h=50$ mgp).

Los correspondientes a los modos 1 y 4 presentan menor frecuencia de días de lluvia en la Patagonia y en una gran parte del resto del país. La excepción corresponde a la región comprendida entre 45° y 50°S en el primer modelo, debido al pasaje de bajas migratorias (Figs. 7 a) y d)). En ambos campos se observa un aumento de la

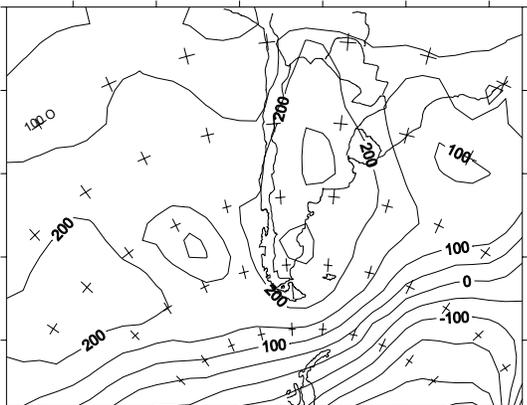
frecuencia en el noreste del país como consecuencia de las vaguadas en 1000 hPa, situadas al norte del mismo (Fig. 7 a) y d)) y a la parte delantera de las vaguadas en 500 hPa en esta última región (Fig. 6 a) y d)).



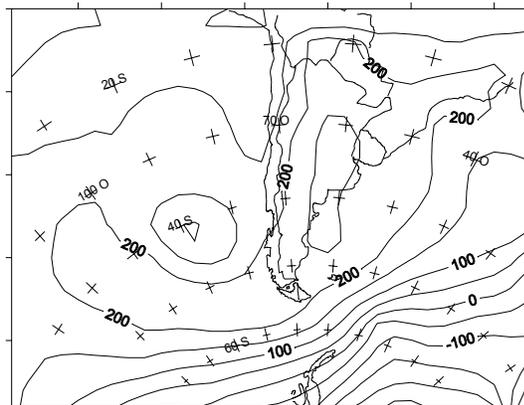
09/06/98



10/06/98



11/06/98



12/06/98

Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...

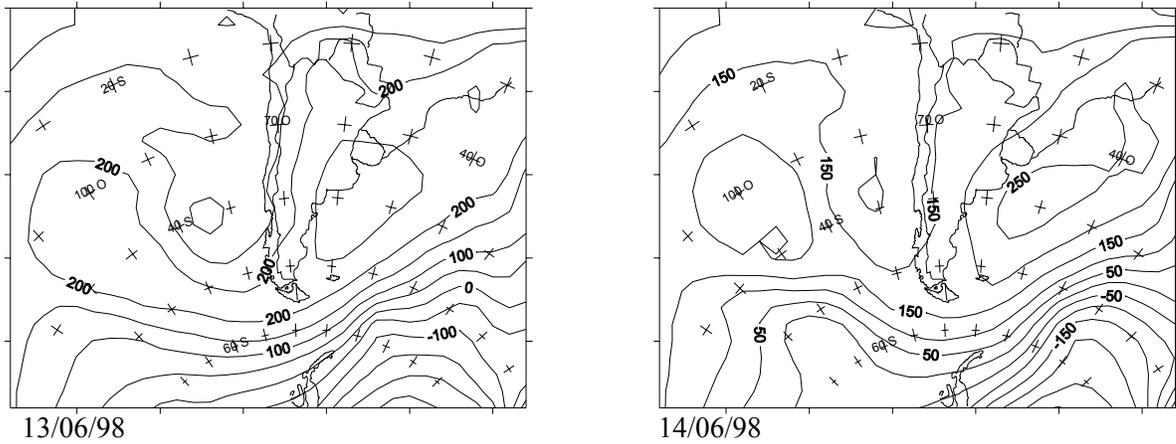


Figura 5 : Campos medios de alturas geopotenciales en 1000 hPa de la situación de bloqueo producida entre el 9 y el 14 de junio de 1998. ($\Delta h=50$ mgp)

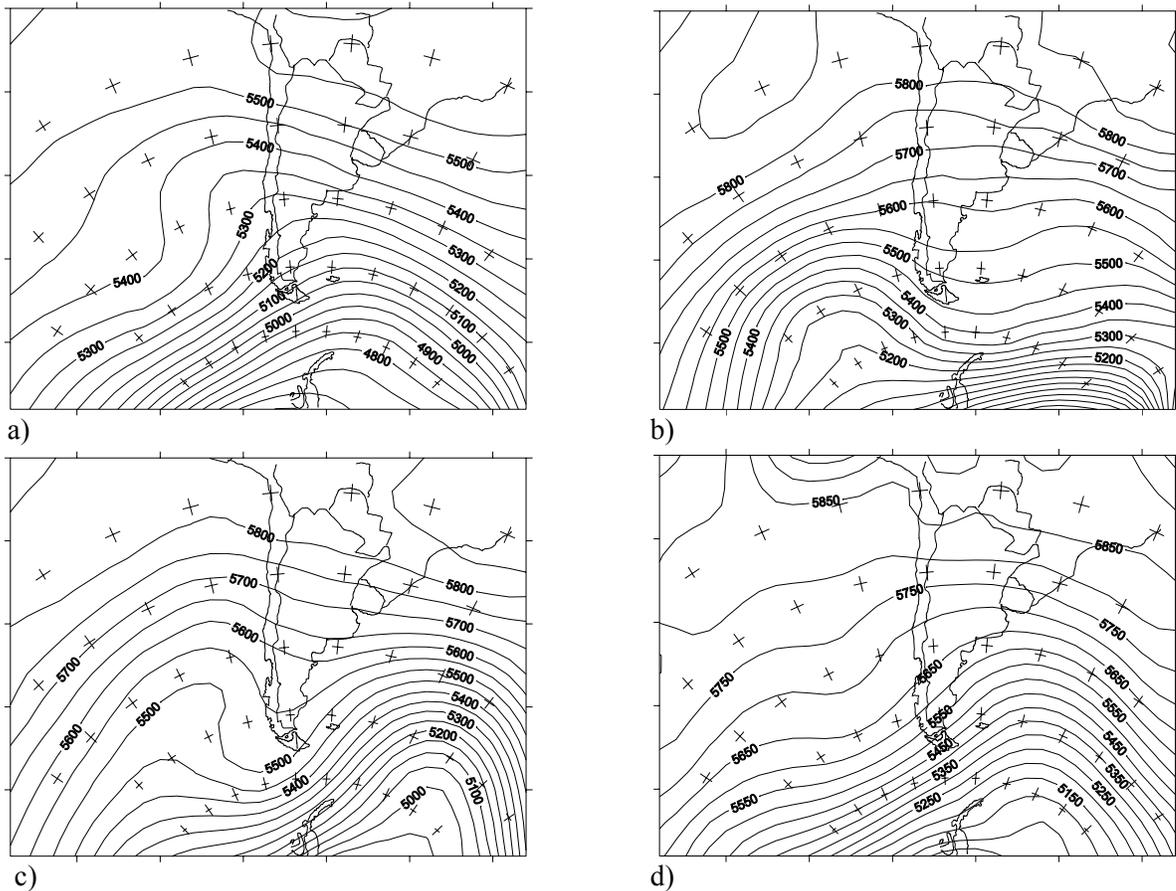


Figura 6: Campos medios de alturas geopotenciales en 500 hPa ($\Delta h=50$ mgp) compuestos por los días de mayor correlación ($|L| \geq 0.6$) pertenecientes al primer modelo (a), segundo (b), tercero (c) y cuarto (d).

En la Figura 9 b) se pone de manifiesto a través de valores de precipitación menores a uno al norte de los 45°S, la influencia en 1000 hPa, pero no en 500 hPa, de la circulación anticiclónica ubicada en

45°S-50°O. El flujo del noroeste al sudoeste de esta última en 1000 hPa y la aproximación de una vaguada al sur de Chile en 500 hPa, determinan valores mayores a uno en el sur de la Patagonia.

En el NE se presentan valores positivos debido a la circulación ciclónica al sur de la provincia de Misiones y una pequeña vaguada en 500 hPa. Los valores correspondientes al tercer modelo (Fig. 9 c)) se presentan deficitarios en el noreste y centro del país y sur de la Patagonia, bajo la influencia de una cuña intensa que atraviesa al país en dirección SO-NE y una muy débil en 500 hPa. Se observa además una zona de valores mayores a uno entre los 30 y 45°S y en dirección NO-SE. Estos últimos son producto del aporte de viento noreste y de la humedad provista por la circulación anticiclónica del Atlántico, así también como de la proximidad de una vaguada en 500 hPa desde el Pacífico, si bien este sistema no justifica la precipitación al sur de la Patagonia.

4. BLOQUEOS ORIGINADOS AL OESTE Y SOBRE O AL ESTE DE LOS 70° O.

4.1. Campos medios de anomalías de alturas geopotenciales en 1000 y 500 hPa

Durante el período considerado se contabilizaron 86 bloqueos que se producen en 70°O, compuestos por 637 los días, de los cuales 359 días corresponden a un índice meridional R mayor que cero y 278 días a un índice R menor que cero.

Teniendo en cuenta a estos últimos valores, en la Figura 10 se representan las anomalías de alturas geopotenciales en 500 hPa y 1000 hPa de días de bloqueos en que $R > 0$ (Fig. 10 a) y c)) y $R < 0$ (Fig. 10 b) y d)). Las anomalías se calcularon respecto al período 89/98.

Los campos medios de alturas geopotenciales en ambos niveles calculados de igual manera no se muestran, por cuanto éstos se hallan representados por los campos compuestos por los días de mayor correlación pertenecientes al primer y segundo modelo (Fig. 6 a) y b) y Fig. 7 a) y b)).

De la Figura 7 a) se desprende que la posición media de la alta del Pacífico se halla desplazada al sur de su posición media normal (según el campo medio del NCEP) en aproximadamente 12° y la del Atlántico en 5° cuando se promedian los casos

donde $R < 0$ (Fig. 7 b)). Las figuras 6 a) y b) muestran las cuñas asociadas a estos sistemas al sur de los 40° S.

En las Figuras 10 c) y 10 d) se observa que la ubicación media de las anomalías positivas en 1000 hPa corresponden a **62.5°S - 90°O** y **65°S-60°O** para $R > 0$ y $R < 0$ respectivamente. Esta posición, como se puede apreciar, es casi la misma que en 500 hPa (Figs. 10 a) y 10 b)), condición característica de las situaciones elegidas para estudiar aquí.

4.2. Influencia sobre la temperatura y la precipitación cuando los bloqueos se originan al este o al oeste de 70° O.

a) Temperatura

En la Figura 11 se han representado las anomalías medias de temperatura para los casos en que $R > 0$ (a) y $R < 0$ (b) respectivamente.

Cuando R es positivo la Patagonia se halla sometida a la parte delantera de cuña con la correspondiente advección de aire frío como se puede observar en las Figuras 7 a) y 6 a). En cambio cuando R es menor que cero esta zona se halla influenciada por la parte trasera de la cuña (Fig. 7 b) y 6 b)). Por lo tanto las anomalías de temperatura son más negativas en el primer caso.

Las anomalías de temperaturas son positivas en Tierra del Fuego en ambos casos. Cuando $R > 0$ por la proximidad del eje de la cuña y cuando $R < 0$ pasa el eje de la cuña con viento NW que produce subsidencia forzada por la orografía.

En el centro y noreste del país, el flujo del noreste más extendido hacia el sur en $R > 0$ aporta mayores valores de temperatura. Así también como el centro de alta presión de 150 hPa en $R < 0$, que se haya formado por el promedio de altas migratorias, aporta advección de aire frío. Por lo tanto en esta región la zona de anomalías positivas es más amplia cuando $R > 0$.

Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...

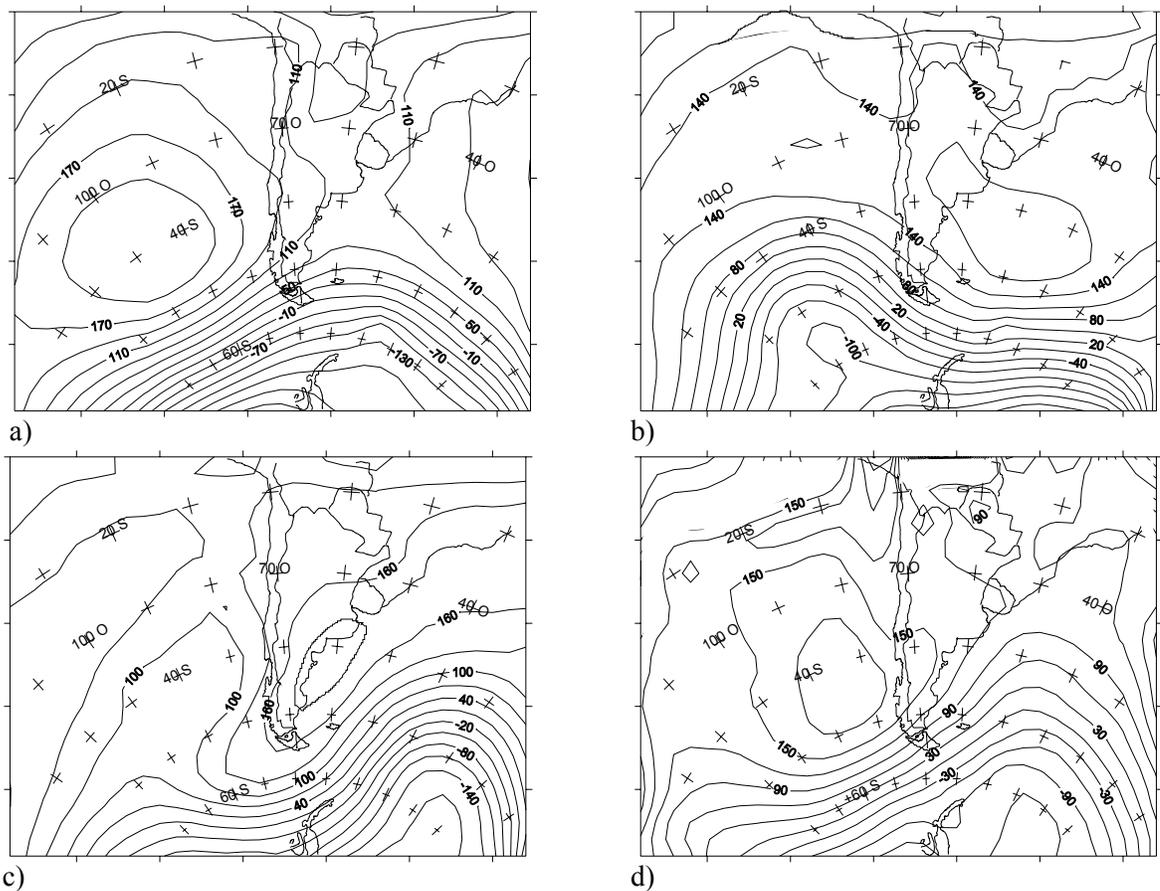


Figura 7: Campos medios de alturas geopotenciales en 1000 hPa ($\Delta h=30$ mgp) compuestos por los días de mayor correlación ($|L| \geq 0.6$) pertenecientes al primer modelo (a), segundo (b), tercero (c) y cuarto (d).

Estas anomalías no son significativas al 64% de una distribución normal. Pero de la aplicación del test de Student para dos muestras se comprobó que a excepción de Bahía Blanca (38.44°S,62.1°O), Mar del Plata (38.03°S, 57.33°O), San Luis (33.16°S,66.21°O), Malargue (35.30°S,69.35°O), Ushuaia (54.48°S,68.19°O) y Río Grande (53.48°S,67.45°O) las dos muestras resultaron diferentes para el nivel de significancia del 95%.

b) Precipitación

En primer lugar se calculó para los dos grupos, la frecuencia de días de precipitación para los días de bloqueo. Dado que no se encontraron diferencias,

se calculó la relación entre las cantidades acumuladas de precipitación para cada grupo ($\text{pac}_{R<0} / \text{pac}_{R>0}$); estos valores se volcaron en la Figura 12. Los valores mayores que 1 significan que la precipitación es mayor cuando R es menor que cero. Esta característica se presenta en casi toda la Patagonia, dado que en 1000 y 500 hPa (Fig. 7 b) y Fig. 6 b)) esta zona se halla sometida a la parte delantera de vaguada. Este resultado se invierte en Ushuaia debido a la influencia de su relieve y en el Centro y Noreste por el mayor aporte del viento norte en el caso en que $R>0$.

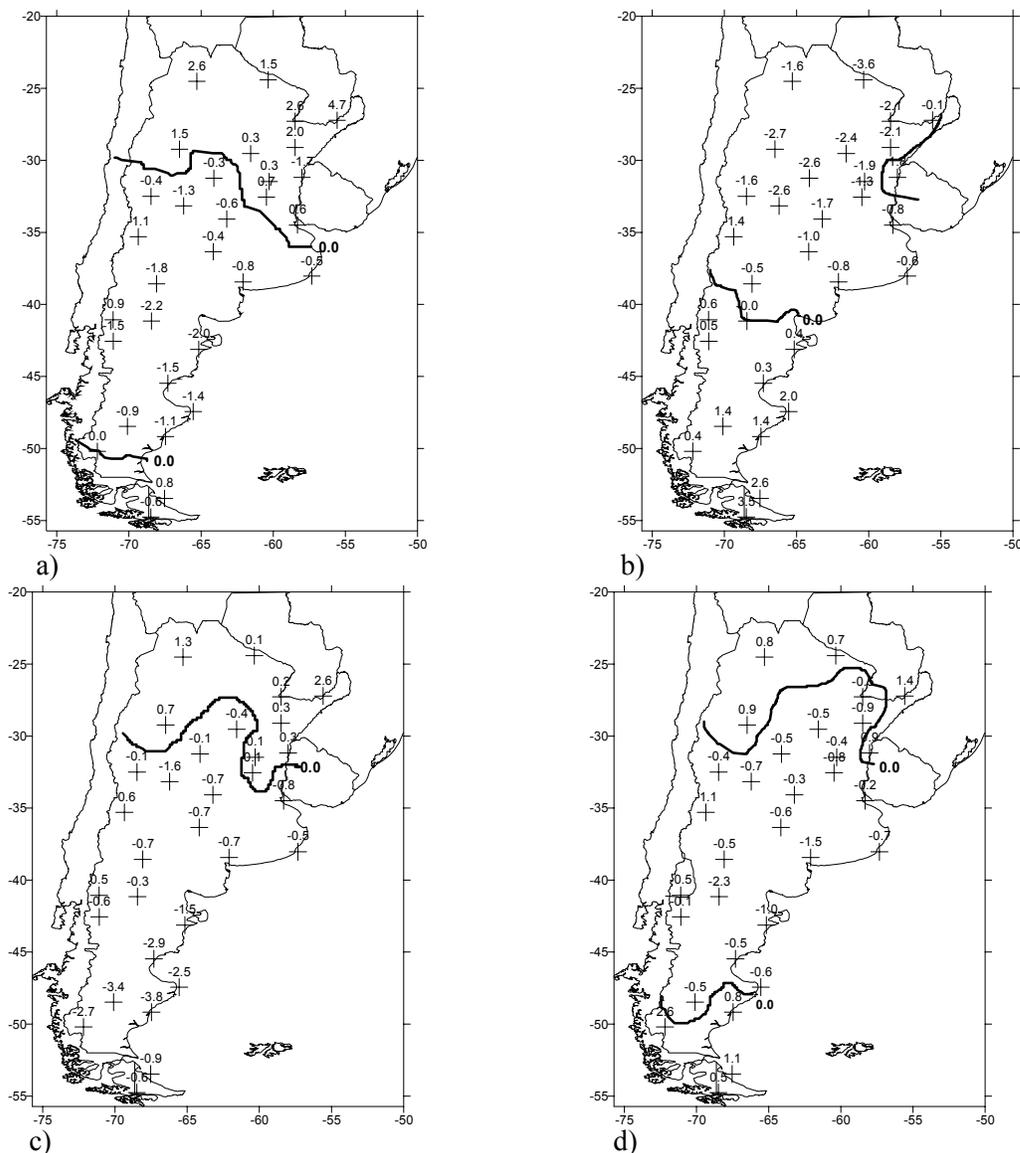


Figura 8: Campos medios de anomalías de temperatura, compuestos por los días de mayor correlación ($|L| \geq 0.6$) pertenecientes al primer modelo (a), al segundo (b), al tercero (c) y al cuarto (d).

4.3. Trayectorias

Se analiza el desplazamiento de los máximos valores diarios de alturas geopotenciales en 1000 hPa correspondientes a cada uno de los sistemas que componen a cada bloqueo. En la Figura 13 se han representado 18 casos que se inician al oeste de 70°O (Fig. 13 a) y 18 que se inician sobre y al este (Fig. 13 b) de dicha longitud. Se ha tomado un número menor de casos para poder individualizar gráficamente las trayectorias de los mismos. A través de ellas se advierte el desplazamiento de los sistemas bloqueantes hacia el este, como fue determinado anteriormente por

Alessandro (2003a) en los alrededores de los 70°O .

Para el primer grupo las tendencias de que los sistemas se desplacen hacia el SE o hacia el NE son muy similares, con un ligero predominio en esta última dirección que corresponde al 59.4 % de todos los casos pertenecientes al mismo. Este porcentaje aumenta (83.3%) cuando se toman a aquellos casos que comienzan en los 70°O ó al este de dicha longitud. Es decir que el desplazamiento es prácticamente zonal al oeste de los 70°O y con una ligera dirección NE al este de dicha longitud

Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...

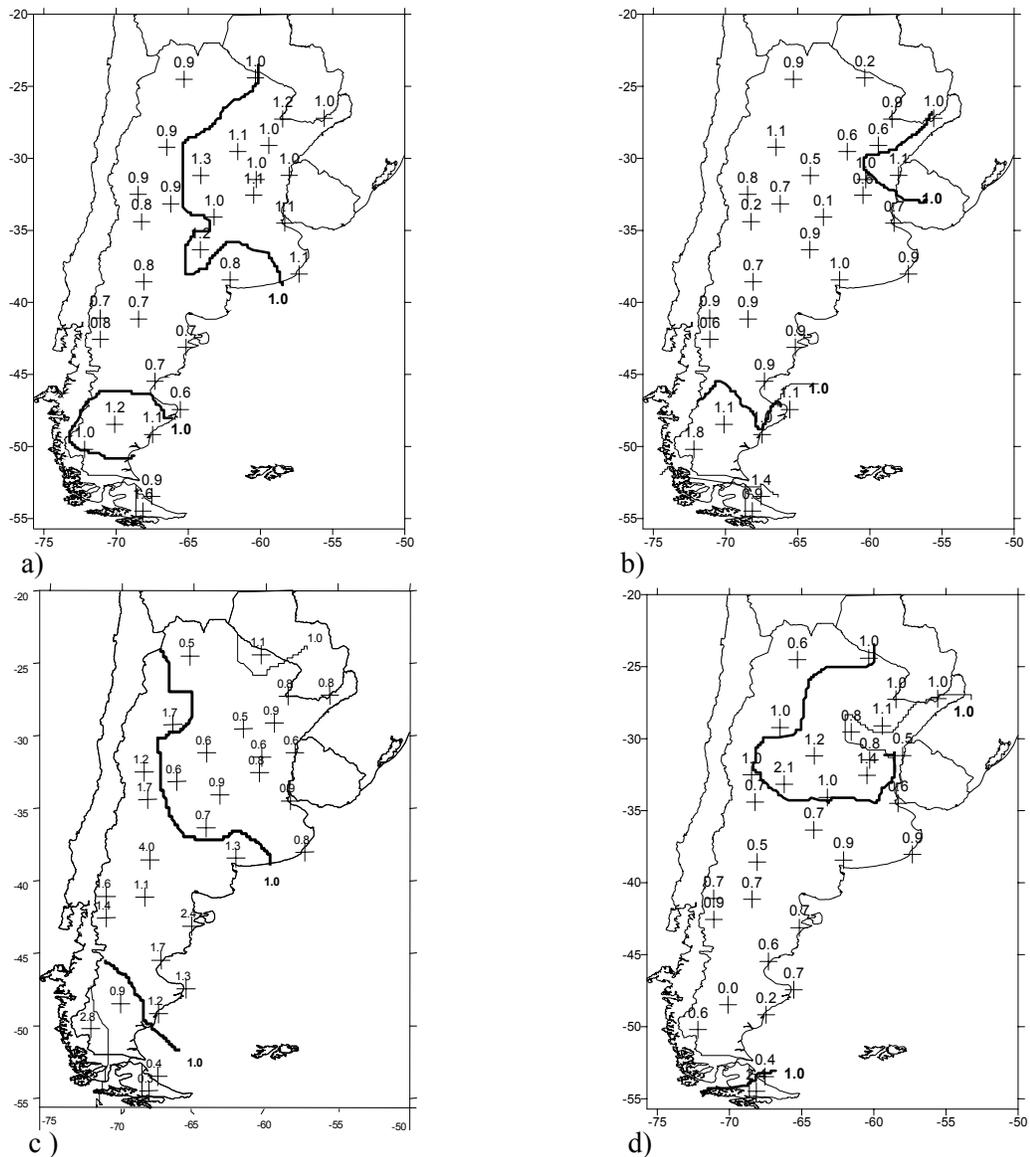


Figura 9: Relación entre la frecuencia de días de precipitación de mayor correlación pertenecientes al primer modelo (a), al segundo (b), tercero (c) y cuarto (d) y las frecuencias correspondientes a aquellos días en que no se da esa condición todos los casos, no representados en la figura 8, es: $\varphi = -34.0 + 0.18\lambda$, donde λ es la latitud y φ la longitud.

influenciada por el relieve superficial. La tendencia media lineal obtenida en este último caso para todos los casos, no representados en la figura 8, es: $\varphi = -34.0 + 0.18\lambda$, donde λ es la latitud y φ la longitud.

La velocidad media de desplazamiento de los sistemas bloqueantes es de 20 Km/h y de 20.5 Km/h para oeste y al este de 70°O respectivamente. Estos valores corresponden a más de la mitad de la velocidad media de los sistemas migratorios, que es de 35 Km/h.

En 1000 hPa, el valor medio de las altas de bloqueo es de 227.7 mgp y el valor máximo de 345 mgp se produjo el 9 de septiembre de 1997.

5. SITUACIÓN DE FEBRERO DE 2004

5.1. Campos medios e índices de circulación

Se ejemplifica a los bloqueos que se producen en las proximidades de los 70°O a través de la situación de febrero de 2004. Por esta razón la

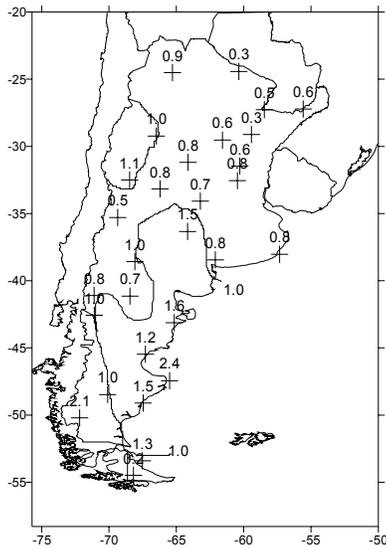
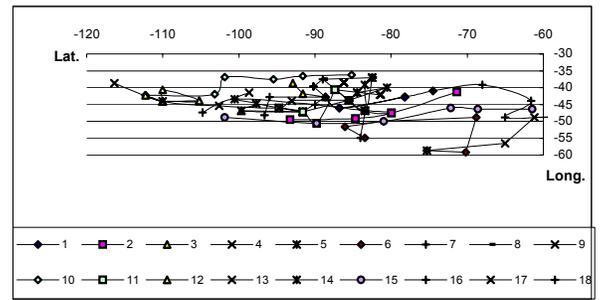


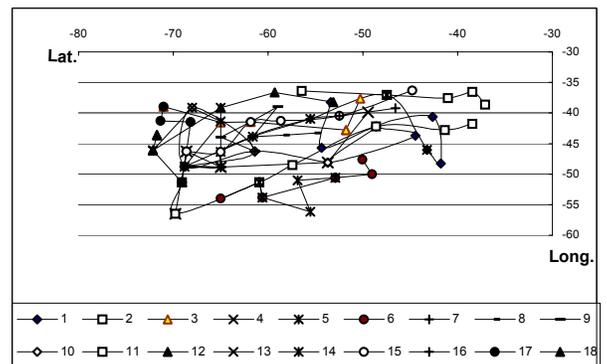
Figura 12: Relación entre la cantidad de precipitación acumulada en los días en que $R < 0$ y $R > 0$. ($pac_{R < 0} / pac_{R > 0}$).

situación se analiza solamente a través de índices de circulación y de sus campos medios. Se eligió este mes especialmente, por la situación anómala que presentó. En efecto, en Tierra del Fuego se produjo una anomalía mensual en 500hPa de 180 mgp. Es importante destacar la presencia de una anomalía negativa de -130 mgp al sudeste de Nueva Zelanda, atípica en esta ubicación (Figura 14). La circulación hemisférica del mes de febrero de 2004 muestra en el campo medio de 500 hPa (no se muestra) una onda tres cuasiestacionaria en altas latitudes, típica de los bloqueos en el Hemisferio Sur (Trenberth and Mo, 1985) y más frecuente en el invierno que en las otras épocas del año (Mo, 1983). La Figura 15 representa el mapa medio de 1000 hPa en la que se observa un desplazamiento hacia el sur de los anticiclones semipermanentes de ambos Océanos de aproximadamente 5°(NCEP). Para el mismo nivel en la Figura 16 se representan las anomalías de alturas geopotenciales, donde se pone de manifiesto la anomalía positiva que domina el sur del Pacífico y Atlántico centrada en los 75 y 55°O, con una extensión de la misma sobre el territorio argentino en dirección SE-NO

Para interpretar a esta última figura, en la Tabla II, se ha esquematizado el pasaje de depresiones y cuñas y altas bloqueantes al sur de los 40°S y no más allá de los 65°S, y entre los 90 y 50° de longitud.



a)



b)

Figura 13: Trayectorias de 18 sistemas bloqueantes a (iniciados al oeste de 70°O), b (en 70°O y al este de dicha longitud).

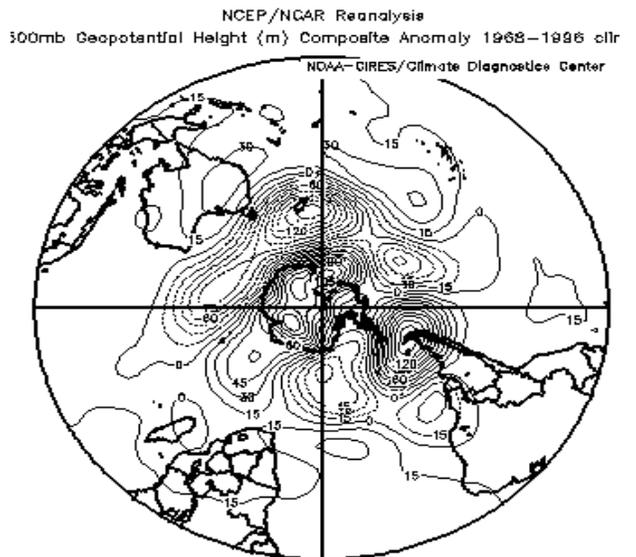


Figura 14: Campo medio de anomalías de alturas geopotenciales en 500 hPa. ($\Delta h: 15 \text{ daM} - \text{NCEP}$)

Han pasado durante el mes de febrero cuatro sistemas de alta presión, tres cuñas y seis bajas en

o en las proximidades de los 70°O. En la Tabla III se han calculado los índices diarios de bloqueo **I** en 500 hPa. Como se puede observar estos valores son negativos durante solo cinco días, debido al pasaje de las bajas mencionadas en la Tabla II. El valor medio mensual de **I** es de 18.8 mgp, valor que comparado al de todo el período 89/98 de -6.6 mgp (Alessandro, 2003a) para el mes de febrero es muy alto.

En la Figura 17 se han representado los campos de alturas geopotenciales en 1000 hPa de algunos días de febrero, pertenecientes a dos períodos consecutivos con $I > 0$ según la Tabla III. Ellos corresponden al 1, 2, 3, 14, 15 y 16 de febrero, los cuales muestran una buena correlación con los modelos 1 (Fig. 17 a, b) y c)), 4 (Fig.17 d)), y 3 (Fig. 17 e, f)) respectivamente, calculados en el inciso 3.

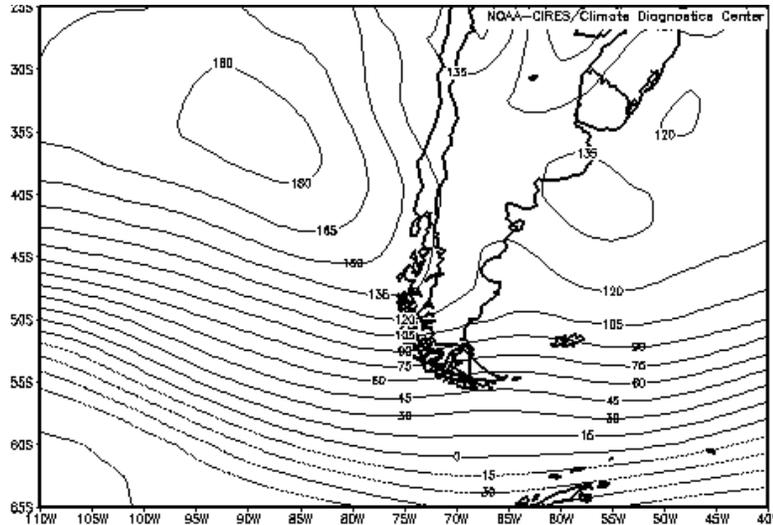


Figura 15: Campo medio mensual de alturas geopotenciales en 1000 hPa de febrero de 2004. ($\Delta h: 15$ mgp- NCEP).

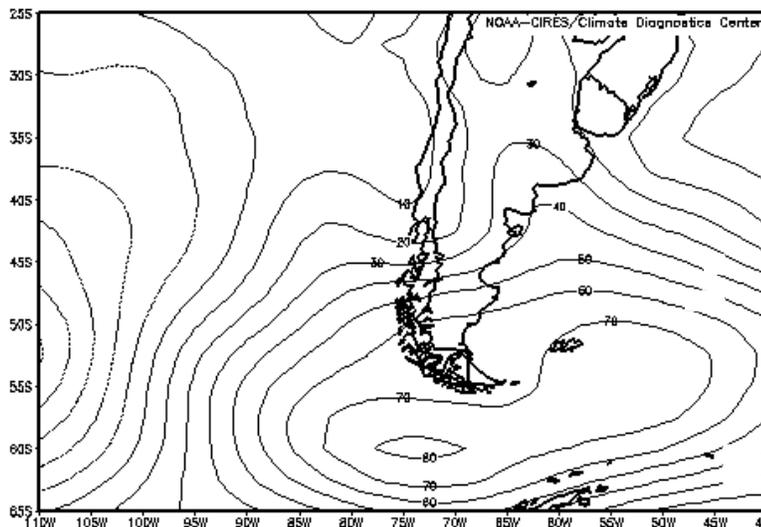


Figura 16: Anomalías medias de alturas geopotenciales en 1000 hPa de febrero de 2004. ($\Delta h: 10$ mgp-NCEP).

El índice zonal tomado entre 35°S- 55°S y en 70°O en 1000 hPa y 500 hPa dio un valor medio decádico de 78.22 mgp y de 297 mgp

respectivamente, con un índice zonal del espesor 1000/500 de 21.9. Estos valores difieren considerablemente de 137 mgp, 419 mgp y 28.8

Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...

que corresponden a los obtenidos en el periodo 89/98 (Alessandro, 1998). Un índice zonal bajo indica la presencia de un aumento de la circulación del este alrededor de los 70°O. El índice zonal del espesor menor indica mayor espesor en el sur es decir un aumento de la temperatura en la Patagonia.

El índice meridional medio en 1000 hPa, tomado entre 40°S- 90°O y 40°S- 40°O dio 50 mgp que comparado con 38.7 que es el valor normal de febrero de R (Alessandro, 1998) indica que el Anticiclón del Pacífico se halla intensificado.

Del análisis realizado se advierte que este mes fue un mes de acciones bloqueantes alrededor de los 70°O.

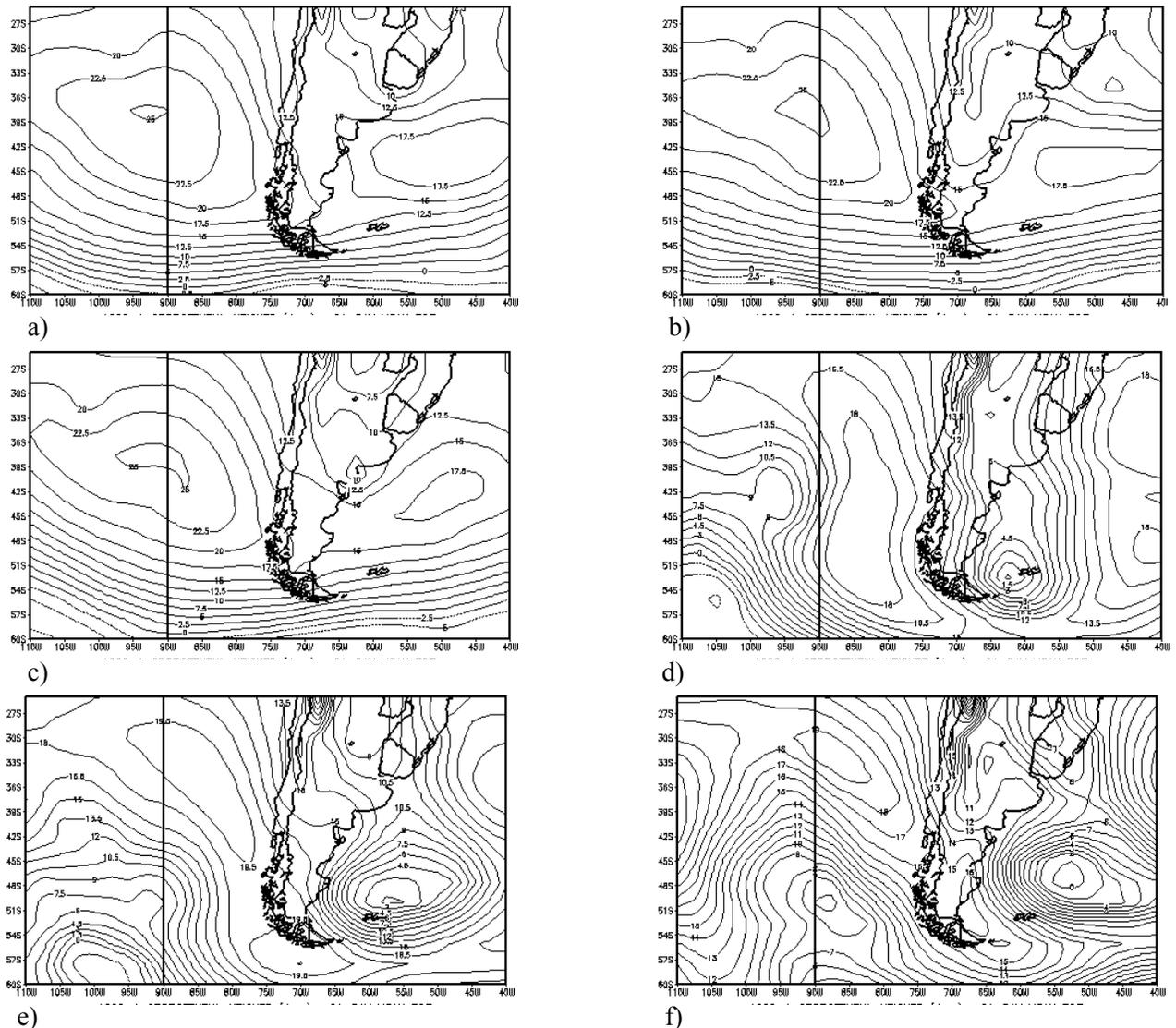


Figura 17: Alturas geopotenciales en 1000 hPa (dam) de los días (a) 1, (b) 2, (c) 3, (d) 14, (e) 15 y (f) 16 de febrero de 2004. (NCEP).

5.2. Valores mensuales de temperatura y precipitación

En la Figura 18 a) se trazan las anomalías de temperatura, respecto a las medias del período 1971/1991. Estas anomalías se presentan positivas

en toda la Patagonia y norte del país, mientras que en el centro del país, Buenos Aires y Entre Ríos el signo es negativo. Cabe destacar que algunas anomalías de temperatura como la registrada en Bariloche (41.09°S, 71.1°O) y Esquel (42.56°S,

71.09°O) han igualado o superado a los máximos desvíos del período 1961-1990.

Si se comparan los valores de las anomalías de temperatura con los valores estadísticos calculados en el inciso 4, se observa que los signos de las mismas son opuestos, salvo el extremo sur de la

Argentina. Si se tiene en cuenta las anomalías de temperatura para los bloqueos que se producen en los alrededores de 40° O calculados por Alessandro (2003 b) el signo en el NE coincide con esta situación aunque un poco más desplazado hacia esta dirección.

1	2	3	4	5	6	7	8
C1(≅70°O)	C1 (≅70°O)	C1 (≅72°O)	C1 (≅75°O) B1(≅75°O)	C1 (≅75°O) B1(≅75°O)	C1 (≅70°O) B1(≅75°O)	C1(≅60°O) B1(≅72°O)	C1→
9	10	11	12	13	14	15	16
C2(≅75°O)	C2(≅70°O) B2(≅87°O)	C2(≅60°O) B2(≅72°O)	C2→ A1 (≅75°O) B2(≅58°O)	A1 (≅75°O) B2(≅57°O)	A1(≅74°O) B2(≅56°O)	A1(≅70°O) B2(≅53°O)	A1(≅65°O) B2→ B3(≅90°O) A2(≅90°O)
17	18	19	20	21	22	23	24
A1(≅62°O) B3(≅60°O)) A2(≅90°O)	A1→ B3→ A2(≅75°O) B4(≅58°O)	A2(≅60°O) B4→	A2(≅65°O)	A2(≅58°O)	A2(≅58°O)	A2 → A3(≅70°O)	A3(≅65°O) B5(≅79°O)
25	26	27	28	29			
A3(≅60°O) B5(≅65°O)	A3(≅55°O) A4(≅70°O) B5→	A3(≅55°O) A4(≅65°O) C3 (≅70°O)	A3→ A4(≅60°O) C3(≅70°O) B6(≅85°O)	A4→ C3→ B6(≅70°O)			

Tabla II : Ubicación de sistemas de presión (C: Cuñas, A: Altas, B: bajas, →desplazamiento al este de los 55° O) entre 40° y 65°S y 90° y 50°O.

Día	I	Día	I	Día	I
1	20.8	11	-15	21	22.5
2	30	12	-17.5	22	12.5
3	40	13	1	23	12.5
4	53.7	14	13.5	24	7.5
5	42.5	15	25.7	25	-14.5
6	36.5	16	36.6	26	10
7	32	17	39.0	27	37.7
8	35.5	18	-12	28	30
9	13	19	13	29	19
10	-17	20	36.7		

Tabla III: Índices diarios en 500 hPa del mes de febrero de 2004.

En la Patagonia a excepción de Neuquén (38.67°S, 68.08°O), los signos son iguales. Estas anomalías se hallan acorde a las anomalías de metros geopotenciales mostradas en la figura 14, donde el aire frío llega a baja latitudes por el este y el aire

caliente llega a la Patagonia favorecido por una anomalía de circulación ciclónica media ubicada en el centro norte de la Patagonia al oeste de la provincia de Buenos Aires. Esta anomalía ciclónica, que aporta valores positivos de precipitación, representa a la depresión mencionada como B1 que se halla el día 4 y 5 en 34°S, 75°O, se desplaza hacia el sur el día 5 para ubicarse el día 7 en 42°S. En cambio en el norte y centro del país, el reemplazo de la baja del noroeste argentino por un centro de alta presión provoca déficit (Lichtenstein, 1981) de precipitación. El sudeste de la Patagonia se ve favorecido por el aporte de aire marítimo desde el Atlántico.

En este mes han predominado los déficits de precipitación, con excepción de una zona que se extiende desde 30°S, en el oeste y llega a 45°O en el este, el extremo sur patagónico y una pequeña parte del NO argentino. Según el Boletín Climatológico del SMN de febrero de 2004, la zona con mayores anomalías negativas

Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...

correspondió al litoral fluvial, donde los desvíos superaron los -100 mm (-114.7 en Monte Caseros (30.16°S, 57.39°O), -110.1 mm en Posadas (27.22°S, 55.58°O) y -104.6 mm en Resistencia (27.27°S, 59.03°O), resultando inferiores a los mínimos del periodo 1961-1990.

En la Figura 18 b) se gráfica la relación entre la precipitación caída en el mes estudiado y las normales del período 61-90. En ella se advierte un máximo de precipitación en Neuquén. Al norte de

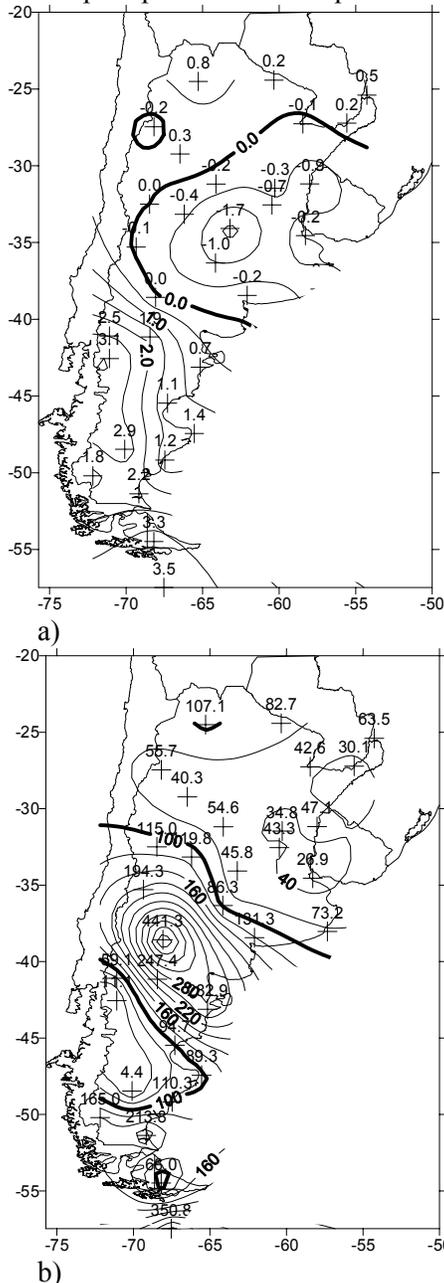


Figura 18: a) Anomalías de temperatura, b) Porcentaje de precipitación caída respecto a la normal 1961-1990.

los 37°S los valores son menores al 100 %, así también como en el oeste de la Patagonia entre 42 y 48°S. De la comparación entre los valores mensuales de precipitación para febrero de 2004 y los valores de precipitación para todo el período 89-90 calculados por Alessandro (2003 b), surge una similitud con los producidos por los bloqueos ubicados alrededor de los 40° en la costa este de la Patagonia y el centro noreste del País, pero el centro positivo en Neuquén coincide con la precipitación ocasionada por los casos que se producen alrededor de los 70°O (Alessandro, 2003 b).

Por la ubicación de la anomalía media positiva al sur de la Argentina (Fig. 16) , con su eje en dirección SO-NE y corrida hacia el este de la longitud 70°O, esta situación presenta características de los sistemas de bloqueo establecidos en ambas longitudes, 40°O y 70°O.

6. CONCLUSIONES

◆ Con la metodología objetiva del análisis por Componentes Principales se determinaron cuatro modelos patrones de circulación diferentes entre sí , de los cuales tres de ellos muestran el anticiclón de bloqueo principalmente sobre el Pacífico Este y el restante sobre el Atlántico.

◆ Los modelos representan el 87.76 % de la varianza total explicada, ellos muestran en 1000 hPa, las seis distintas posiciones que presentan las altas ó cuñas al sur de los 30° en los casos estudiados de bloqueo. El primero representa al campo medio de las situaciones bloqueantes en 70°O, el segundo presenta un centro positivo asociado a una alta bloqueante en aproximadamente 50°S en el Atlántico sur con extensión hacia el NW. El tercero ubica a este sistema en el Pacífico sur en los 60°S con dirección NE, el cuarto presenta a este último desplazado en 40°S. Si bien el quinto y el sexto modelo explican una varianza muy baja, el primero de ellos presenta el sistema bloqueante en los 52°S y extendida hacia el SE y el sexto muestra una alta bloqueante en 60°S al oeste de la península antártica.

◆ Los días de $|FP| \geq 0.60$ de cada uno de los cuatro primeros modelos arrojan mayormente valores de anomalías negativas sobre la Argentina. Los que pertenecen a los modelos 1 y 4 determinan

la mayor cantidad de anomalías de temperatura que corresponden al modelo 2 aportan anomalías negativas al norte de los 40°S y los que responden al modelo 3 entre 50° y 30°S.

◆ Los días de $|FP| \geq 0.60$ de cada uno de los cuatro primeros modelos arrojan mayormente valores menores de frecuencia de días de precipitación sobre la Argentina. Los que pertenecen a los modelos 1 y 4 contribuyen con menores frecuencias en casi toda la Patagonia, a excepción de Ushuaia y de la zona comprendida entre los 45° y 55°S los días del primer modelo

◆ Los modelos 2 y 3 aportan un mayor déficit en el resto del país.

◆ Los campos medios de alturas geopotenciales en 1000 hPa, de días de bloqueos producidos entre 90° y 70°O ($R > 0$) muestran la posición de la alta semipermanente del Pacífico desplazada al sur de su posición inicial en 5° y los que se hallan entre 70 y 50 °O ($R < 0$) un desplazamiento de la alta semipermanente del Atlántico de 12° hacia el sur. La ubicación media de las anomalías positivas de metros geopotenciales corresponde a 62.5°S, 90°O y 65°S, 60°O respectivamente.

◆ Cuando los sistemas de bloqueo se hallan al oeste de los 70°O ($R > 0$) las anomalías de temperatura en la Patagonia se hacen más negativas que cuando éstos se ubican sobre o al este de dicha longitud ($R \leq 0$). En el litoral son más positivas y en Ushuaia y Río Grande aunque las anomalías permanecen positivas éstas disminuyen. El test de Student para un nivel de confianza del 95%, determinó que las anomalías de ambos grupos difieren entre sí, a excepción del centro oeste, extremo sur de la Patagonia y la costa bonaerense.

Las composiciones sinópticas halladas a través de las componentes principales arrojan resultados consistentes a la mayor negatividad de anomalías de temperatura en la Patagonia cuando $R > 0$.

◆ Las precipitaciones acumuladas se presentan en general mayores valores en la Patagonia cuando $R < 0$. La excepción lo constituye el centro y NE de la Argentina que recibe el aporte del viento norte cuando $R > 0$ y Ushuaia por su relieve.

A través de los $|FP| \geq 0.60$ de los modelos 1 y 4, se observa una menor cantidad de días de precipitación en la Patagonia y mayores en el NE cuando $R > 0$.

negativas al sur de aproximadamente los 30°S. Lo

◆ En 1000 hPa, el desplazamiento de los sistemas de bloqueo es prácticamente zonal al oeste de los 70°O y con una ligera dirección NE al este de 70° O. La velocidad media de desplazamiento de los sistemas bloqueantes es de 20 Km/h y de 20.5 Km/h cuando se generan al oeste y al este de 70°O respectivamente. El valor medio en metros geopotenciales de los sistemas es de 227.7 mgp y el valor máximo de 345 mgp se registró el 9 de febrero de 1997.

◆ Febrero de 2004 representa una situación anómala, en función de los altos valores de presión al sur de los 40°S. La presencia de estos sistemas y la falta de viento N o NE inciden en la extremadamente escasa precipitación recibida en el Noreste de la Argentina, en las altas temperaturas en la Patagonia y bajas temperaturas en el NE y centro del país. De acuerdo a la ubicación del centro anómalo al sur del país desplazado hacia el Atlántico, las anomalías de temperatura y precipitación poseen características de los bloqueos que se producen en 70° y en 40°O.

◆ De acuerdo a la fluctuación de los valores obtenidos de temperatura y precipitación producida por la posición de los sistemas de bloqueo, se estima conveniente realizar una mayor discriminación de la ubicación de los mismos, como por ejemplo a través de la latitud.

Agradecimientos: Al Dr. Erich Lichtenstein por sus importantes e invaluables sugerencias aportadas en este trabajo, a la Lic. Graciela del Franco por su aporte computacional aplicado en el seguimiento de los anticiclones y a la Universidad de Buenos Aires que lo financió a través del subsidio TW06.

REFERENCIAS

Alessandro, A. P., 1998: Contribuciones al estudio de la climatología sinóptica en la Argentina. Tesis Doctoral. UBA. 33-53.

Alessandro, A. P., 2001: Long waves around Southamerica and precipitation in Argentina. *Meteorological Applications* **8**, N°1. 85-95. Inglaterra.

Alessandro A. P., 2003a: Blocking action situations in the South America during the 1990s.

Acciones Bloqueantes alrededor de 70°O...

Meteorologica **28**. N° 1 y 2. 23 - 37.

Alessandro A. P., 2003b: Influence of blocking on temperature and precipitation in Argentina during the 90's decade. *Meteorologica* **28**. N° 1 y 2. 39 - 52.

Boletín Climatológico: Vol. XVI, N°2.

Catell R., 1978: The scientific use of factor analysis; in *Behavioural and Life Sciences*. Plenum Press. New York and London. 205-238.

Compagnucci R. H. , M. A. Salles, 1997: Surface pressure patterns during the year over southern South America. *International Journal of Climatology*, **17**, 633-653.

Escobar G. C. J., 2001: La circulación en la tropósfera asociada con irrupciones de aire frío en el Centro de la Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. 83.

Green P. E., 1978: *Analysing multivariate data*. The Dryden Press. Illinois, U.S.A. 519.

Harman H., 1976: *Modern Factor Analysis*. The University of Chicago. Press Chicago, IL.

Kaiser, H. F., 1958: The Varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika* **23**, 187-200.

Kiladis G. N, K. Mo , 1998: Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. **27**_N° 49. Ch.8. 323-325.

Lichtenstein, E. R. 1981: La Depresión del Noroeste Argentino. Tesis Doctoral. UBA.

Marquez R. F. C. , V. B. Rao, 1999: A diagnosis of a Long- Lasting Blocking Event over the

Southeast Pacific Ocean. *Monthly Weather Review*. **127**, N° 8, 1761-1775.

Mo K. C., R. W. Higgins, 1997: Planetary waves in the Southern Hemisphere and linkage to the tropics. NCAR. Technical Note. TN-433+PROC. 287.

Richman M. ,1986: Rotation of Principal Component's. *Journal of Climatology*, **6**. 293-335.

Richman M., J. R. Angel, X. Gong, 1992: Determination of dimensionality in Eigenanalysis. Firth International Meeting on Statistical Climatology. 22-26. Jun. 1996. Toronto. Canada.

Rutllant J., H. Fuenzalida , 1991: Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climatology* **11**, 63-76.

Sinclair M. R., 1996: A Climatology of Anticyclones and Blocking for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review* **124**. 245-263.

Trenberth K. E., G. S. Swanson, 1983: Blocking and persistent anomalies in the Southern Hemisphere. First International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 73-76.

Trenberth K. E., K. Mo, 1985: Blocking in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review* **113**, 2-21.

Trenberth K. E. , 1986: The signature of a blocking Episode on the General Circulation in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **43**_ N° 19. 2061-2069.

CHARACTERIZATION OF METEOROLOGICAL PARAMETERS, SOLAR RADIATION AND EFFECT OF CLOUDS AT TWO ANTARCTIC SITES, AND COMPARISON WITH SATELLITE ESTIMATES

Eduardo A. Luccini^{1*}, Hugo Grossi Gallegos², Rubén D. Piacentini^{1,3}, and Pablo O. Canziani⁴

¹ Grupo de Energía Solar, Instituto de Física de Rosario (CONICET-Universidad Nacional de Rosario), Argentina.

² Red Solarimétrica, Servicio Meteorológico Nacional, San Miguel, Buenos Aires, Argentina.

³ Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario, Argentina.

⁴ Programa de Estudios de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global (PEPACG), UCA/CONICET, Capital Federal, Argentina.

(Manuscrito recibido el 17 de marzo de 2005, en su versión final el 28 de marzo de 2006)

ABSTRACT

The analysis of measurements of daily mean temperature, daily mean relative humidity and daily total solar irradiation for the period 1979-1985, at the Antarctic stations Almirante Brown (64.9°S, 62.9°W, 10m a.s.l., West of Antarctic Peninsula), and BelgranoII (77.9°S, 34.6°W, 250m a.s.l., East of Antarctic Peninsula) is presented. A short-term characterization of monthly averages was established. Typical temperatures for summer and winter were 2°C and -7°C respectively at Brown, and -2°C and -20°C at BelgranoII. Relative humidity was always above 60% at both stations. Both measured parameters enter also as input variables in model calculations of the equivalent clear-sky daily total irradiation for each day, to determine the effective cloud transmittance of solar radiation. The effect of cloudiness was stronger at Brown, where an average cloud transmittance of 49% was determined, while it was of 71% at BelgranoII. Average daily irradiation of 27.4MJ/m² in December at BelgranoII is within the highest reported worldwide. Also, some days show increases in the daily irradiation over 20% than that expected for clear-sky conditions. Antarctic solar irradiation levels are considerably higher than in the Arctic. Ground-based data are compared with the satellite database from NASA Surface Meteorology and Solar Energy Data Set.

Key words: climatology; Antarctic Peninsula; solar radiation; meteorology; clouds

CARACTERIZACIÓN DE PARÁMETROS METEOROLÓGICOS, RADIACIÓN SOLAR Y EFECTO DE LAS NUBES EN DOS SITIOS ANTÁRTICOS, Y COMPARACIÓN CON ESTIMACIONES SATELITALES

RESUMEN

Se presenta el análisis de mediciones de temperatura media diaria, humedad relativa media diaria e irradiación solar total diaria, realizadas en el periodo 1979-1985 en las

* Corresponding author address: luccini@ifrr.ifrr.edu.ar

Bases Antárticas Almirante Brown (64.9°S, 62.9°O, 10m s.n.m., Oeste de Península Antártica) y BelgranoII (77.9°S, 34.6°O, 250m s.n.m., Este de Península Antártica). Se estableció una caracterización de corto plazo sobre medias mensuales. Las temperaturas típicas en verano e invierno fueron 2°C y -7°C respectivamente en Brown, y -2°C y -20°C en BelgranoII. La humedad relativa fue siempre sobre 60% en ambas estaciones. Estos dos parámetros entran como variables en cálculos de la irradiación solar diaria equivalente a cielo despejado, para determinar la transmitancia efectiva de radiación solar por nubes. El efecto de nubes fue mayor en Brown, con transmitancia efectiva media de 49%, respecto del 71% en BelgranoII. La irradiación media de 27.4MJ/m² en diciembre en BelgranoII es de las más altas registradas en el mundo. Asimismo, algunos días muestran incrementos de irradiación por sobre un 20% de la esperada para cielo despejado. La irradiación solar media en Antártida es considerablemente mayor que la registrada en el Ártico. Se comparan las mediciones con datos satelitales del Surface Meteorology and Solar Energy Data Set/NASA.

Palabras clave: climatología; Península Antártica; radiación solar; meteorología; nubes.

1. INTRODUCTION

The clean environment of the Antarctic is considered a reference for the study of atmospheric changes. Surface temperature and air composition have been analyzed from long-term data series (Wendler 2000; Braun et al. 2001; Marshall et al. 2002), and the evolution of the ice fields monitored (Nicholls 1997; Conrad and Hager 1997; Liu et al. 2002) as they depend on temperature changes resulting from the greenhouse gases increase. Solar radiation drives many geophysical and biological processes in Antarctica, such as photosynthetic processes of phytoplankton in the marine environment (e.g. Whitmarsh and Govindjee 1999; De Mora et al. 2000), the radiative budget and polar ice melting (e.g. Bintanja and van den Broeke 1996; Bintanja 2000). Also, the stratospheric ozone depletion registered in the last two decades has its more critical contribution in the springtime Antarctic "ozone hole" (e.g. WMO 2003), and its analysis led to many studies on characterization of solar ultraviolet radiation in Antarctica (e.g. Frederick and Alberts 1991; Nunez et al. 1997; Frederick et al. 1998).

The access difficulties and the adverse weather conditions in Antarctica reduce the possibilities of collecting extensive databases. At the same time, knowledge of Antarctic meteorology is important not only for its scientific value, but also to plan logistic tasks. Every reliable set of measurements thus becomes very significant. In the beginning of the 1980s two Antarctic stations, Almirante Brown (Paradise Bay, West of Antarctic Peninsula) and

BelgranoII (South coast of Weddell Sea, East of Antarctic Peninsula), were integrated into the Argentine Solarimetric Network with daily measurements of daily total solar irradiation on a horizontal surface (daily sum of total irradiance, 300-3000nm) and meteorological parameters. Data were collected from 1979 to 1985. Brown and BelgranoII stations are located in different climates on both sides of the Antarctic Peninsula (e.g. Birnbaum 2003), allowing for the investigation of climatic differences in terms of simultaneously measured parameters.

Satellite measurements have the advantage of a daily broad spatial coverage of the Earth, but they need to be calibrated and validated against local ground measurements. This is even far more relevant at high latitudes, where conditions make difficult satellite measurements and less ground-truth data are available. In particular, the NASA Surface Meteorology and Solar Energy Data Set (SSE) is a new satellite 10-year global database of monthly-averaged solar irradiation and meteorology data on a 1° by 1° grid system, whose present version (release 5.1) was launched on January 2005. Data are considered to represent the average of each parameter over the entire area of the pixel, so as to provide an estimate of the renewable energy resource potential at any place (Whitlock et al. 2000). SSE total irradiation at surface is calculated with an upgraded Staylor algorithm (Darnell et al. 1992), using as major inputs the cloud, radiation, and precipitable water data from the Version D1 International Satellite and Cloud Climatology Program (ISCCP-D1), and

other meteorological inputs from the Version 1 Goddard Earth Observation System (GEOS-1) data, on a 3-hourly basis, for 280km equal-area pixels within the period July 1983 through June 1993. Final calculated values are then bi-linearly interpolated to the conventional $1^\circ \times 1^\circ$ grid system over the globe. The SSE data have been tested against ground-based measurements from a selected high-quality set of about 1000 sites from the Global Energy Budget Archive (GEBA, World Radiation Data Center), which does not include stations from polar regions (Whitlock et al. 2000). Thus, comparison with the measurements at stations Almirante Brown and BelgranoII gives a first insight on the uncertainties involved over the poles.

In the present work, the revised measurements of daily total solar irradiation, temperature and relative humidity from Brown and BelgranoII databases are analyzed. Temperature and relative humidity measurements are also important as they are used in the radiative transfer A-model (Iqbal 1983) to calculate the day-to-day equivalent clear-sky daily irradiation at surface, from which the effect of cloudiness on the solar total radiation is studied. Even though the time span of available data does not reach the required 30 years to determine a climatology (IPCC 2001), a short-term characterization of monthly averages is determined on the several years of measurements, which is compared with the SSE satellite database of the same parameters and with other reports on polar regions.

2. INSTRUMENTS AND DATA

The analyzed database consists of daily mean temperature, daily mean relative humidity and daily total solar irradiation measured at two Argentine Antarctic stations: Almirante Brown (64.9°S, 62.9°W, 10m a.s.l.) and BelgranoII (77.9°S, 34.6°W, 250m a.s.l.). The geographic location of both stations is shown in figure 1. Brown is surrounded by mountains with a mean elevation approximately 10° above the horizon, whereas the area surrounding BelgranoII is flatter. Terrain on both places was always almost completely snow-covered. Brown data include the period February 1979-March 1984. BelgranoII data

cover the periods March 1980-June 1981 and March 1983-June 1985.

Daily averaged temperature and relative humidity were obtained from manual registers following meteorological standards of procedure and calibration (WMO 1983). Figure 2 shows the measured daily mean temperature and relative humidity for the complete period at Brown and BelgranoII, respectively. Their importance also lies, as mentioned above, in that they are input parameters in the day-to-day calculation of the equivalent clear-sky daily irradiation.

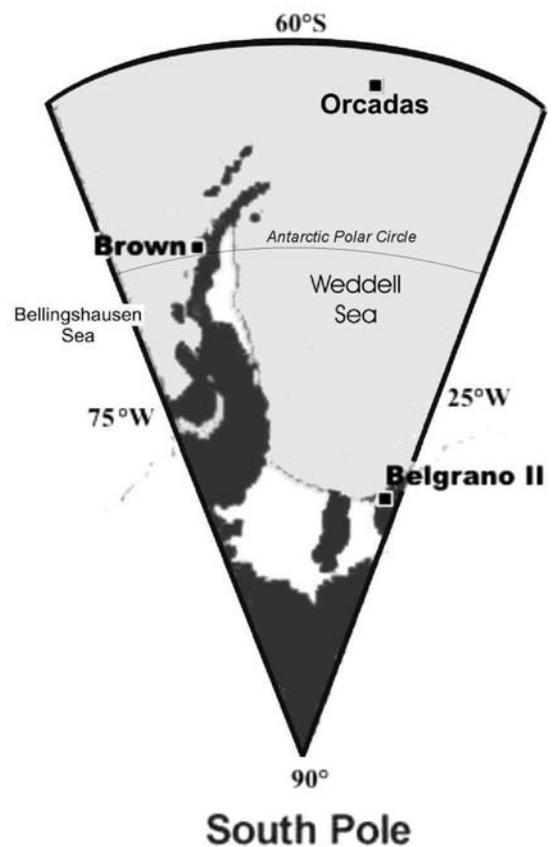


Figure 1. Geographic location of Almirante Brown and BelgranoII Antarctic stations.

Solar total irradiance was measured with silicon photovoltaic instruments of verified linearity and stability over a wide range of temperatures (Grossi Gallegos et al. 1982). The spectral response of such instruments ranges typically from 400nm to 1500nm, i.e., reduced with respect to the conventional 300-3000nm range of the thermoelectric pyranometers. Thus, they were calibrated in-field against a reference

thermoelectric instrument of the Argentine Solarimetric Network to measure the total irradiance in the range 300-3000nm. Photovoltaic instruments, which have a very quick time response to changes in the solar irradiance, were connected to a temperature-stabilized pulse integrator to obtain the sum along the day, i.e. the daily total irradiation. Each system instrument-integrator, to be allocated to a station, was calibrated together in order to minimize the total uncertainty in daily values, which is lower than 6% (all uncertainties in the work are referred to one standard deviation). It can be observed that a part of the wavelength range of measurement, approximately 300-330nm, is affected by the ozone content in the atmosphere. In-field, the instruments were calibrated under typical southern mid-latitude ozone layer conditions. However, calculations show that even a change of 100 DU in the atmospheric ozone column causes a variation of less than 0.2% in the total irradiance for solar zenith angle (SZA) of 45°. Thus, the uncertainty by changes in the ozone column is largely included in the range of uncertainty of the instruments. Level control and cleaning of the dome of the instruments were carried out frequently during the field measurements at both stations.

Clear-sky daily total irradiation at surface was estimated through time-integrated irradiance calculations at 5-minutes intervals with the one-layer parametric A-model (Iqbal 1983). This model determines first the direct component of the irradiance as a function of the transmittances due to absorption by ozone, water vapor and other gases, Rayleigh scattering and attenuation by aerosols. To calculate the diffuse component, it assumes that one-half of the Rayleigh-scattered radiation reaches the ground, and the single scattering albedo and asymmetry factor are included in the formula for aerosols contribution. An additional factor due to the multiple reflections between the ground and the atmosphere completes the calculation. It has shown its reliability in other similar work at Brown station (Luccini et al. 2003). Solar constant of 1367W/m² was taken from the homogenized satellite data series of the World Radiation Center (available at http://www.pmodwrc.ch/solar_const/solar_const.html). Input parameters for the calculations are the daily mean temperature, relative humidity and ozone column, aerosol parameters and surface albedo. Ozone measured by NASA

TOMS/Nimbus-7 satellite instrument (available at <http://toms.gsfc.nasa.gov/n7toms/nim7toms.html>) for both locations was used. Data near winter, when the TOMS instrument cannot measure, were taken from the closest available pixel at each station, a few degrees at north. For Brown, this period is from May 10 through July 31, and maximum departure is in June 21 when ozone is taken from latitude 60.5°S. For BelgranoII, periods are from April 5 through April 22 and from August 21 through September 7, and maximum departure is in April 22 and August 21 when ozone is taken from latitude 71.5°S. The Angström's aerosol optical depth formula $AOD(\lambda)=\beta\lambda^{-\alpha}$ with fixed $\alpha=0.34$ and $\beta=0.02$, single scattering albedo $\omega_0=1$ and asymmetry factor $g=0.784$ were taken from typical Antarctic background aerosols (Shaw 1982; Hess et al. 1998). An effective surface albedo of 0.7 determined by Luccini et al. (2003), fitting the irradiance measurements in summer clear-sky days at Brown with calculations made with the same model, was used as a good approximation throughout the year at both sites, to calculate the clear-sky daily irradiation at surface. A change from 0.5 to 0.9 in the effective surface albedo causes variations below 2% with respect to the values for albedo 0.7 in the calculated daily surface irradiation during the year. Even though the albedo in both regions increases towards the winter due to the accumulation of fresh snow and formation of extended sea-ice areas, this period is excluded in the analysis of effects of cloudiness (see section 3.3) as large relative differences between measured and clear-sky modeled values correspond to very small irradiation levels. The use of an effective albedo determined for summer remains a good approximation for autumn and spring. Figure 3 shows the measured and clear-sky modeled daily total irradiation at surface for the whole available data at Brown and BelgranoII, respectively. It can be noted that at both sites the calculations fit very well as an envelope curve to the measurements all along the year, corresponding to clear-sky conditions, fact that is crucial for the study of cloud effective transmittance to be detailed in section 3.3. As an independent test, monthly means of calculated clear-sky daily total irradiation closely agree with those of SSE database, within relative differences of only (2±3)% at Brown and (1±1)% at BelgranoII.

Results of the present analysis for each parameter are compared with the SSE release 5.1 database at both locations (available at <http://eosweb.larc.nasa.gov/cgi-bin/sse/sse.cgi>),

which has been obtained from 10-years (1983-1993) satellite data which partially overlap the period of measurements at the stations.

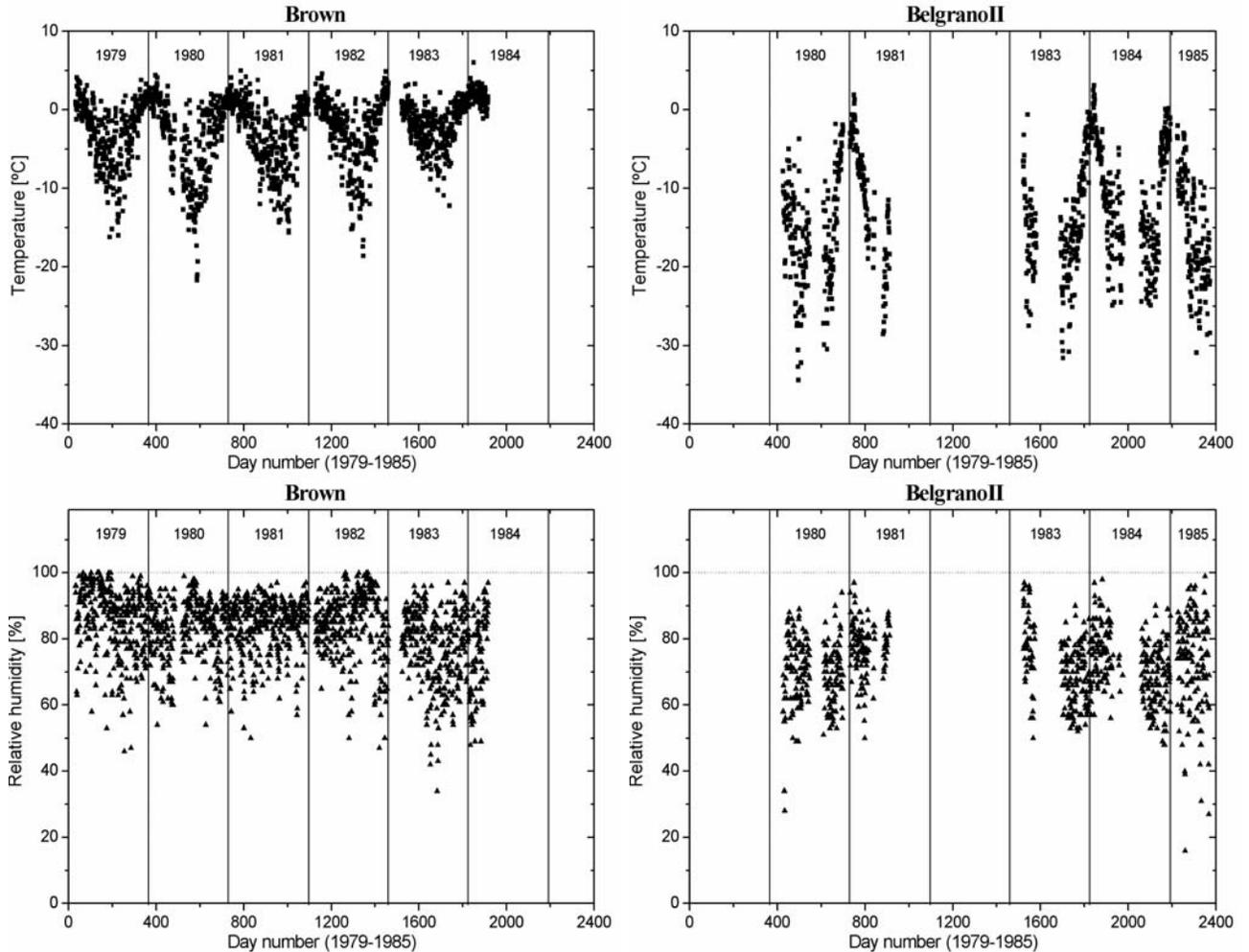


Figure 2. Daily mean temperature (top) and relative humidity (bottom) measured at Almirante Brown (left) and BelgranoII (right) stations within the period 1979-1985.

3. DATA ANALYSIS

3.1 Characterization of measured parameters at the stations

From the measurements shown in figures 2 and 3 the short-term characterization of temperature, relative humidity and daily total irradiation were calculated on monthly means of daily averages during the year for Brown and BelgranoII. They are shown in figure 4, with the uncertainty bars representing the parameter's variability, together with the SSE data. Months with a total of less than

15 measurements available were excluded from the analysis.

Maximum monthly mean temperature around 2°C on December-January and minimum mean close to -7°C on August were registered at Brown. At BelgranoII, the maximum monthly mean temperature was approximately -2°C on December and the minimum mean close to -20°C during June-August (following the behavior of SSE data, as there are no measurements during July). As a comparison, the measured winter mean temperatures during the subsequent period 1991-1998 at Halley (75.52°S, 26.75°W) and Neumayer

(70.62°S, 8.37°W) stations, on the southern coast of Weddell Sea near BelgranoII, were -28.4°C and -23.4°C , respectively (Birnbaum 2003). Surface temperature inversions are frequent in polar regions due to its cold surface temperatures, particularly in winter (Connolley 1996; Liu et al. 1998; Hudson and Brandt 2005), giving higher variability to the temperatures as can be observed in the larger dispersion of winter temperatures from figure 4 at both sites. Annually averaged temperatures from figure 2 data at Brown correlate qualitatively with the long-term database at Orcadas station (60.7°S, 44.7°W, see figure 1) for the same years (Wendler 2000). At BelgranoII, however, there are not enough observations to make an analysis of annual averages. Mean relative humidity was rather high and homogeneous at both sites, around approximately 80% at Brown and 70% at BelgranoII throughout the year. Brown station is located very close to the Antarctic Polar Circle and, as can be observed in figure 4, the daily irradiation is practically zero in June when the noon SZA reaches almost 90° . At BelgranoII, noon SZA larger than 90° produce zero daily irradiation levels in May, June and July. Absolute maximum daily irradiation of $35.4\text{MJ}/\text{m}^2$ at both sites was registered, on December 6 1979 at Brown and on December 28 1983 at BelgranoII.

Figure 4 shows a maximum monthly mean daily irradiation almost constant at $\sim 17\text{MJ}/\text{m}^2$ during November, December and January at Brown. At BelgranoII, the maximum monthly mean daily irradiation is $27.4\pm 5.4\text{MJ}/\text{m}^2$ in December. A simple model calculation shows that the maximum of monthly mean clear-sky daily total irradiation at horizontal plane on the Earth's surface would be of the order of $35\text{MJ}/\text{m}^2$ near summer solstice, with rather homogeneous values from the Tropic to the Pole in the summer hemisphere. In consequence it is interesting to note that, including the relatively large cloudiness percentage of the region (see the analysis of section 3.3), the measured mean daily irradiation in December at BelgranoII ($27.4\text{MJ}/\text{m}^2$) is within the highest world-wide reported values, as can be seen in the comparative table I. For practical applications of the summer solar radiation in the Weddell Sea zone, simple calculations based on an anisotropic sky diffuse radiation and Lambertian ground reflection model (Iqbal 1983) show that, for vertical plane collector, the daily irradiation following the sun with a suntracker device may be above twice the horizontal daily irradiation. So, irradiances above $50\text{MJ}/\text{m}^2$ may be expected to collect in this case.

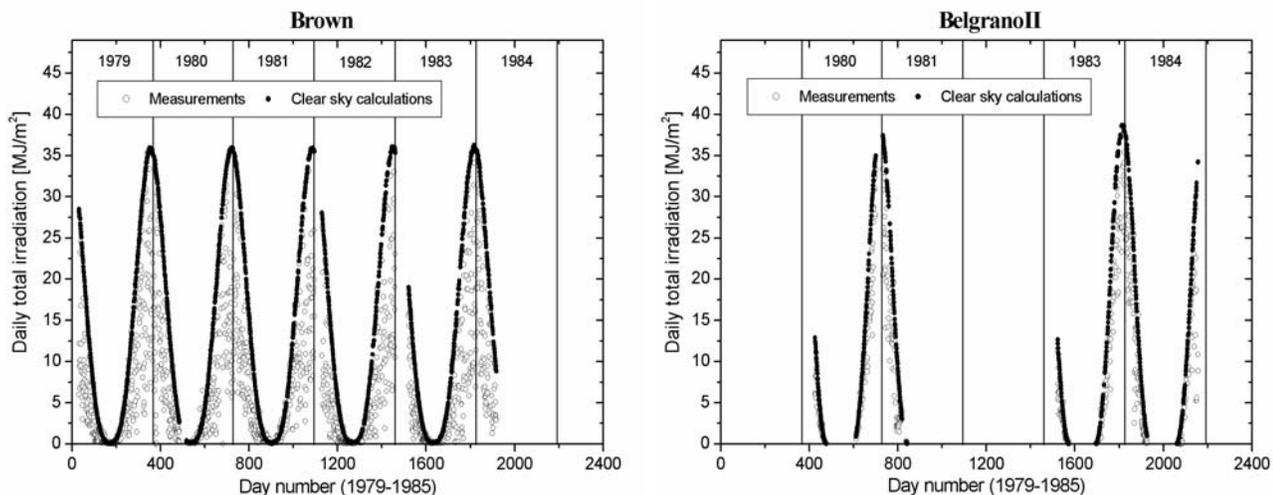


Figure 3. Measured and clear-sky modeled daily total irradiation at Almirante Brown (left) and BelgranoII (right) stations within the period 1979-1985.

In order to compare with other high-latitude sites, it is interesting to analyze as well the radiative environment of both stations in terms of the

monthly mean total irradiance, calculated as the monthly mean daily irradiation over the monthly mean daylight time. Table II shows the monthly

mean total irradiance on a horizontal plane during the year determined at Brown and BelgranoII from the present work, and at the South Pole for the period 1976-1987 (Dutton et al. 1991), for comparison. The monthly mean total irradiance for summer at the South Pole is even over 35% higher than at BelgranoII station. The main causes for this difference are the much higher altitude of South Pole station (2800m a.s.l.), the higher surface albedo at the South Pole which is completely surrounded by snow-covered surface, while Brown and BelgranoII are coastal stations, and the significantly less cloud cover percentage at the South Pole.

For example, SSE 10-year data indicate that at the South Pole there are, on average, 14 clear-sky days in December (cloud cover percentage <10%), against 0 days at Brown and BelgranoII. In comparison with Northern Hemisphere high latitudes, maximum average irradiance at all sites in Alaska from 54°N to 71°N is 285.55W/m² at Kotzebue station in June (Dissing and Wendler 1998). In turn, throughout the Arctic, only the high altitude Plateau in Greenland over 2800m a.s.l. presents extreme average irradiance of 340W/m² in June (Serreze et al. 1998). Then, comparison with values of table II indicate that summer irradiation levels over Antarctica are between 15 and 25% higher than the Arctic levels. Of course, part of this systematic difference is inherent to the approximately 7% higher extraterrestrial solar irradiance during the Southern Hemisphere summer solstice with respect to the Northern Hemisphere summer solstice, due to the eccentricity of the Earth's orbit (e.g. Liou 2002). In terms of the atmospheric conditions, an important asymmetry is found in the aerosols content, given the frequent incursions of polluted air reaching the Arctic from the industrial regions of the Northern Hemisphere, against the very low concentration of aerosols and pollutants in Antarctica (see Stanhill and Cohen 1997, and references therein). Calculations with the A-model show that, during

the high pollution months with average AOD(500nm)~0.2 in the Arctic (Shahgedanova and Lamakin 2005), aerosols attenuate the total irradiance by about 5% with respect to the clean Antarctic values. This imply that a difference between 5 and 15%, depending on the place, higher irradiation levels in Antarctica with respect to the Arctic must be attributed to the sum of other factors like cloud cover and surface albedo.

3.2 Comparison with SSE database

Following the guidelines of Whitlock et al. (2000), the comparison between SSE database and ground measurements is referred to the differences in the monthly mean values. For this purpose, SSE grid points closest to the geographic position of the stations were used. Furthermore, the comparison takes into account three important aspects: a) SSE and ground data are not simultaneous and have a different extension, b) the SSE pixel resolution of 1° by 1° represents a spatial average against the locality of ground measurements (as an example, surface elevation at Brown station is 10m while average elevation of the corresponding SSE pixel is 500 m. On the other hand, elevation at BelgranoII station is 250m while average elevation of the SSE pixel is 124 m), and c) when the uncertainty in SSE data is also considered, their values in general overlap the measurements at Brown and BelgranoII.

From figure 4, it can be seen that SSE temperature generally underestimates the measured values at both places, in coincidence with general results (Whitlock et al. 2000). Mean bias in temperature are (-4.1±1.9)°C at Brown and (-4.8±3.6)°C at BelgranoII. Note that smaller differences were observed in spring, with excellent agreement at BelgranoII. Surface temperature inversions, and the high surface albedo, make difficult the estimate of shortwave and longwave radiation on the surface

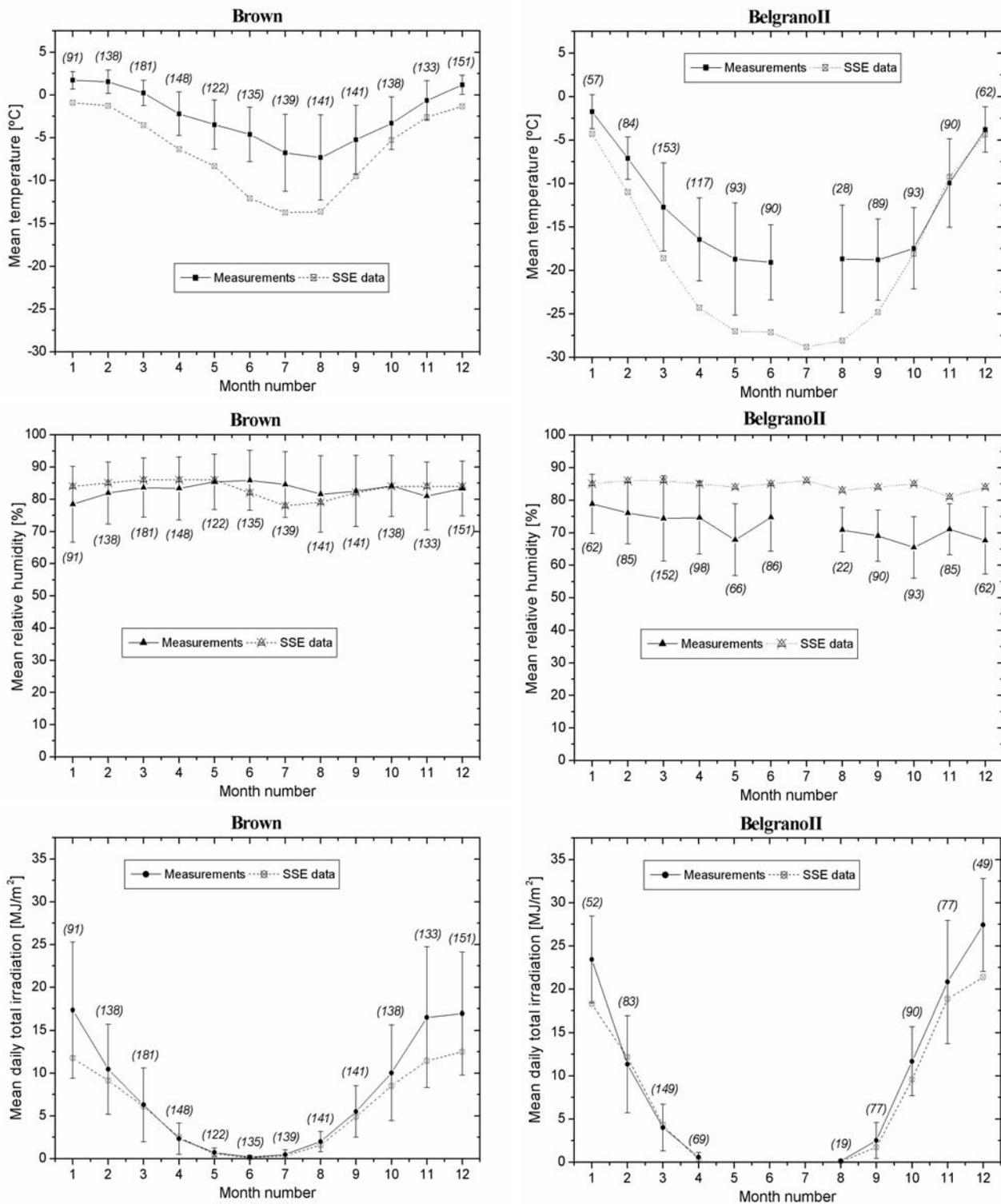


Figure 4. Monthly means of daily temperature (top), relative humidity (middle), and daily total irradiation (bottom) from local measurements and SSE database at Almirante Brown (left) and BelgranoII (right) stations. Bars indicate the variability of ground-measured parameters at one standard deviation level. In parenthesis, the number of available data used for the average on each month is detailed.

Table I. Comparison of average daily irradiation in December at BelgranoII with the maximum monthly average irradiation reported world-wide.

Location	Maximum monthly average daily irradiation [MJ/m ²]	Reference
South Pole	~37.5	Dutton et al. 1991
Jordan network	~31	Durisch et al. 1995
Egypt network	27.6	Omran 2000
BelgranoII	27.4	This work
Argentine Andean Plateau	~27	Grossi Gallegos 1998
Oman network	26.8	Al-Hinai and Al-Alawi 1995
Carpentras (France, 44°N)	26.7	Iqbal 1983
Turkey network	26.6	Sen and Sahin 2001
Resolute (Canada, 75°N)	25.1	Iqbal 1983
Brasil network	~25	Tiba et al. 2000
Montreal (Canada, 45°N)	21.2	Iqbal 1983
Trappes (France, 49°N)	20	Iqbal 1983
Bergen (Norway, 60°N)	17	Iqbal 1983

Table II. Monthly mean total irradiance at Almirante Brown and BelgranoII stations during the year, for the period 1979-1985. Mean values at South Pole (2800m a.s.l.) for the period 1976-1987 are also presented for comparison.

Month	Mean total irradiance [W/m ²]		
	Brown	BelgranoII	South Pole ^(a)
1	257	271	373
2	188	144	203
3	146	88	40
4	76	28	0
5	39	0	0
6	19	0	0
7	34	0	0
8	75	9	0
9	143	72	19
10	197	177	132
11	261	241	335
12	234	317	434

^(a) From Dutton et al. (1991)

from satellite measurements (see e.g. Liu et al. 1998), increasing the uncertainty in the estimated surface temperature. Then, it must be taken into account that SSE temperature uncertainty ranges from about 1.1% above -10°C to 3.2% near -30°C (Whitlock et al. 2000). SSE relative humidity values, whose global relative uncertainty is about 15% (Whitlock et al. 2000), agree quite well with the measurements at Brown, showing an absolute

bias of only (0.4±3.4)%, although at BelgranoII SSE overestimates the measurements by an absolute bias of (12.5±3.8)%, i.e., somewhat larger than general results given by Whitlock et al. (2000). A rough correction of SSE temperature and relative humidity due to the altitude effect mentioned in point (b) can be made if, for example, the Antarctic summer vertical profiles for 75°S measured by Tomasi et al. (2004) are considered valid for both stations. Then, SSE summer temperatures at Brown must be increased by about 3°C giving a better agreement with ground measurements. In turn, SSE summer temperatures at BelgranoII must be diminished by about 1°C and differences with ground measurements increases slightly. Correction of relative humidity with the altitude is less evident, due to its larger variability. Monthly mean of daily total irradiation was rather well represented by SSE from February to April for both sites, within relative differences of ~10%, but for the rest of the year it underestimates the measured values by about 20%, on average. This may be due to an overestimation of the cloud cover percentage at polar regions as determined by the satellite instrument (like in the ultraviolet range, see e.g. Herman et al. 1999), to an overestimation of the clouds optical depth, or even to an underestimation of the multiple reflection of the irradiance between the high-albedo surface and the clouds base. This result seems also to be restricted to polar regions. Indeed, validation against

measurements primarily made at low and mid-latitudes sites yield, on the contrary, a typical overestimation of SSE daily total irradiation with respect to the ground truth (Whitlock et al. 2000). It is important to note that the relative uncertainty in the SSE-estimated irradiation from non-polar sites is of about 14%, with an additional factor of uncertainty for coastal sites (as is the case of Brown and BelgranoII stations) where the cloud detection is more difficult from space (Whitlock et al. 2000).

3.3 Effect of clouds on total radiation

From the daily data shown in figure 3, the ratio of measured over clear-sky modeled daily irradiation,

i.e. the effective cloud transmittance t at both stations for the whole period was determined. It is shown in figure 5. Monthly means of t together with the SSE cloud cover percentage data (expressed as a fraction) at both stations are also shown in figure 5. Days with noon $SZA < 75^\circ$ were selected to make the results comparable, avoiding data which may be completely affected by the shadows of surrounding mountains, and the less efficient cosine response of the instruments at large SZA . Values different from $t=1$ can be attributed essentially to the effects of clouds and, eventually, fog which is also frequent in Antarctica. Mean values of t are 0.49 ± 0.25 at Brown and 0.71 ± 0.20 at BelgranoII.

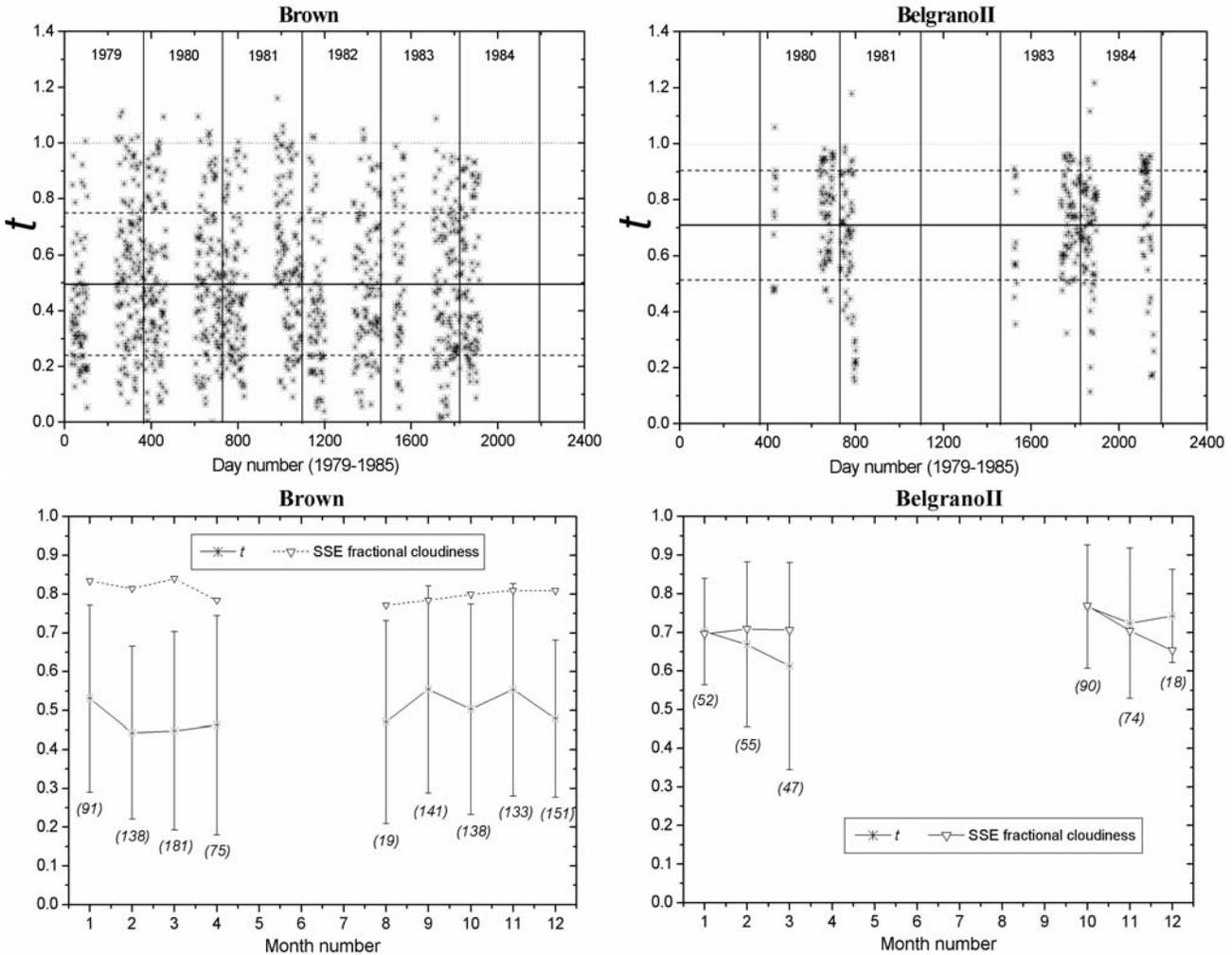


Figure 5. Effective cloud transmittance (t) at Almirante Brown (left) and BelgranoII (right) stations, for days with noon $SZA < 75^\circ$ within the period 1979-1985 (top), and monthly means of t together with the SSE data of cloud cover percentage, expressed as fraction (bottom). Bars indicate the variability at one standard deviation level. In parenthesis, the number of available data used for the average on each month is detailed.

While the database is more extensive at Brown (1067 points) than at BelgranoII (336 points), monthly means of t nevertheless show no substantial dependence on the season at both stations, showing that cloudiness attenuates around 22% more the solar radiation at Brown than at BelgranoII, during the year. As pointed out by Birnbaum (2003), the Antarctic Peninsula acts as a pronounced topographic barrier for the cyclones moving north-eastwards from the Bellingshausen Sea, favoring the formation of cloudiness with high precipitation rate on the West of Antarctic Peninsula where Brown station is located. On the other hand, the reduced cyclonic activity in the southern Weddell Sea and the smooth topographic transition from the ocean to the land result in less cloud formation and precipitation in the region where BelgranoII is placed (Birnbaum 2003). Furthermore, the higher precipitation rate over the West of Antarctic Peninsula indicates that cloudiness is optically thicker at Brown. Parameters from SSE database agree with the analysis above: the larger cloud cover percentage at Brown than at BelgranoII (figure 5, bottom) and the annual average total column of precipitable water which is 0.63 cm at Brown and 0.33 cm at BelgranoII. The larger cloud cover percentage and its higher optical thickness result in the stronger attenuation of solar radiation at Brown with respect to BelgranoII. Stanhill and Cohen (1997) found a linear trend of $-0.28\text{W/m}^2/\text{yr}$ in the total radiation in Antarctica from a complete study at 12 stations in the period 1956-1994, which is not possible to analyze in this case due to the much shorter databases of our sites. Some days presented a marked increase in the daily irradiation, over 20% than that expected for clear-sky conditions. Such days correspond generally to conditions of broken cloud fields, amplifying the irradiance at ground by direct reflections from the clouds and multiple reflections between clouds and ground, a phenomenon which becomes particularly intense in conditions of large SZA and high surface albedo, typical of polar regions (Liu et al. 1998). This confirms the fact that the enhancing of irradiance under those conditions can span large time intervals, even up to hours (e.g. Cede et al. 2002).

4. CONCLUSIONS

The analysis of measured temperature, relative humidity and daily total solar irradiation within the period 1979-1985 at the Antarctic stations Almirante Brown and BelgranoII has been presented.

Conclusions from the short-term monthly characterization of parameters at both stations are:

- The first comparison of SSE/NASA satellite database with Antarctic measurements was made. SSE generally underestimates temperature at both places, with differences increasing from summer to winter and a mean bias of about -4°C . SSE relative humidity agreed with measured values at Brown, while it overestimates the measurements at BelgranoII by a mean absolute bias of 12.5%. SSE data of daily total irradiation underestimates in general the measured values by about 20%, with smaller differences in autumn when the agreement is reasonable. Differences indicate that validation against other reliable measurements at polar regions is essential to improve the precision of the SSE satellite-derived parameters.

- The monthly mean daily irradiation of 27.4MJ/m^2 in December at BelgranoII is within the highest reported world-wide. The use of flat vertical collectors on suntracker devices may increase the received irradiation in the Weddell Sea region to above 50MJ/m^2 .

- Summer average daily irradiation at the South Pole (from Dutton et al. 1991) is even over 35% higher than at BelgranoII, so that potential for practical applications is still much important. Main causes are the elevated altitude, high surface albedo and less cloud percentage at the South Pole.

- Summer average daily irradiation at Brown, BelgranoII and at the South Pole is between 15 and 25% higher than at equivalent regions in the Arctic. 7% of this difference is due to the Earth-Sun distance, and about 5% to the polluted aerosol incursions over the Arctic. Clouds and surface albedo are the main factors to explain the remaining difference.

A parametric radiative transfer model, where temperature and relative humidity enter as input variables, was used to estimate the equivalent clear-sky daily irradiation for each day in the

sample. The effect of clouds was studied through the ratio of measured over clear-sky modeled daily irradiation, i.e. the effective cloud percentage transmittance t . We conclude that:

- In accordance with the very different climate conditions on both sides of Antarctic Peninsula, the attenuation by clouds was stronger at Brown, where $t=0.49$, while $t=0.71$ was registered at BelgranoII. No substantial dependence on the season was noted, at both sites.

- Summer monthly mean daily irradiation of only 17MJ/m^2 registered at Brown, in contrast with the 27.4MJ/m^2 at BelgranoII, is a consequence of the mentioned smaller cloud transmittance.

- Enhancing of daily irradiation over 20% of the expected clear-sky value was observed at both stations, associated to the effect of broken cloud fields. This is an important result, as there are very few reports of this effect lasting long time intervals.

Results of the present study extend the knowledge of the Antarctic radiative and meteorological environments. They give new insights to calibrate and validate satellite databases at polar regions and they also encourage evaluation of the possible practical applications of solar energy in view of the high daily irradiation values reached in some Antarctic regions in summer.

Acknowledgments. This work was supported by the Argentine Solarimetric Network, Ministerio de Educación - Proyecto FOMEC 142, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) and Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Special thanks to the Argentine Dirección Nacional del Antártico, to the meteorologists of Almirante Brown and BelgranoII stations, to Dr. Alexander Cede, Lic. Miguel Parodi and to the anonymous reviewers, whose comments were very important to improve the work, to Téc. Pablo García and Téc. Walter Giménez for the computational assistance. SSE cloudiness and total irradiance data were provided by the NASA Langley Research Center, Atmospheric Sciences Data Center.

REFERENCES

- Al-Hinai, H.A. and Al-Alawi, S.M., 1995. Typical solar radiation data for Oman. *Appl. Energy*, **52**, 153-163.
- Bintanja, R. and van den Broeke, M.R., 1996. The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in Antarctica and Greenland in summer. *Int. J. Climatol.* **16**, 1281-1296.
- Bintanja, R., 2000. The surface heat budget of Antarctic snow and blue ice: interpretation of temporal and spatial variability. *J. Geophys. Res.*, **105**, 24387-24407.
- Birnbaum, G., 2003. Simulation of the atmospheric circulation in the Weddell Sea region using the limited-area model REMO. *Theor. Appl. Climatol.*, **74**(3-4), 255-271.
- Braun, M., Saurer, H., Vogt, S., Cardia Simões, J. and Goßmann H., 2001. The influence of large-scale atmospheric circulation on the surface energy balance of the King George Island ice cap. *Int. J. Climatol.*, **21**, 21-36.
- Cede, A., Luccini, E., Nuñez, L., Piacentini, R.D. and Blumthaler, M., 2002. Effects of clouds on erythemal and total irradiance as derived from data of the Argentine Network. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(24), 76-1,76-4. DOI 10.1029/2002GL015708.
- Connolley, W.M., 1996. The Antarctic temperature inversion. *Int. J. Climatol.* **16**, 1333-1342.
- Conrad, C.P. and Hager, B.H., 1997. Spatial variations in the rate of sea level rise caused by the present-day melting of glaciers and ice sheets. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1503-1506.
- Darnell, W.L., Staylor, W.F., Gupta, S.K., Ritchey, N.A. and Wilber, A.C., 1992. Seasonal variation of surface radiation budget derived from ISCCP-C1 data. *J. Geophys. Res.*, **97**, 15741-15760.
- De Mora, S.J., Demers, S. and Vernet, M. (Editors), 2000. *The Effects of UV Radiation in the Marine Environment*. Cambridge UK, Cambridge University Press.

Characterization of meteorological parameters, ...

Dissing, D. and Wendler, G., 1998. Solar Radiation Climatology of Alaska. *Theor. Appl. Climatol.*, **61**, 161-175.

Durisch, W., Keller, J., Bulgheroni, W., Keller, L. and Fricker, H., 1995. Solar irradiation measurements in Jordan and comparisons with California and Alpine data. *Appl. Energy*, **52**, 111-124.

Dutton, E.G., Stone, R.S., Nelson, D.W. and Mendonca, B.G., 1991. Recent interannual variations in solar radiation, cloudiness, and surface temperature at the South Pole. *J. Climate*, **4**, 848-858.

Frederick, J.E. and Alberts, A.D., 1991. Prolonged enhancement in surface ultraviolet radiation during the Antarctic spring of 1990. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1869-1871.

Frederick, J.E., Qu, Z. and Booth, C.R., 1998. Ultraviolet radiation at sites on the Antarctic Coast. *Photochem. Photobiol.* **68**, 183-190.

Grossi Gallegos, H., Lopardo, R. and Atienza, G., 1982. Solar radiation network in Argentina. *Proceedings of the Solar World Forum of the International Solar Energy Society*. Brighton, England, **3**, 2456-2460.

Grossi Gallegos, H., 1998. Distribución de la radiación solar global en la República Argentina. II. *Cartas de Radiación. Energías Renovables y Medio Ambiente*, **5**, 33-42.

Herman, J.R., Krotkov, N., Celarier, E., Larko, D. and Labow, G., 1999. The distribution of UV radiation at the Earth's surface from TOMS measured UV-backscattered radiances. *J. Geophys. Res.*, **104**, 12059-12076.

Hess, M., Koepke, P. and Schult, I., 1998. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. *Bull. American Meteorol. Soc.*, **79**, 831-844.

Hudson, S.R. and Brandt, R.E., 2005. A Look at the Surface-Based Temperature Inversion on the Antarctic Plateau. *Journal of Climate*, **18**(11), 1673-1696. doi: 10.1175/JCLI3360.1

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton et al., Cambridge University Press, New York.

Iqbal, M., 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Toronto Canada, Academic Press.

Liou, K.N., 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Second Edition. Academic Press, San Diego.

Liu, Q., König-Langlo, G. and Simmer, C., 1998. Surface radiation measurements from Polar stations. *Phys. Chem. Earth.*, **23**, 593-598.

Liu, J., Martinson, D.G., Yuan, X. and Rind, D., 2002. Evaluating Antarctic sea ice variability and its teleconnections in global climate models. *Int. J. Climatol.*, **22**, 885-900.

Luccini, E., Cede, A. and Piacentini, R.D., 2003. Effect of clouds on UV and total irradiance at Paradise Bay, Antarctic Peninsula, from a summer 2000 campaign. *Theor. Appl. Climatol.*, **75**, 105-116. DOI 10.1007/s00704-003-0729-5.

Marshall, G.J., Lagun, V. and Lachlan-Cope, T.A., 2002. Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: a synthesis of observations and reanalysis data. *Int. J. Climatol.*, **22**, 291-310.

Nicholls, K.W., 1997. Predicted reduction in basal melt rates of an Antarctic ice shelf in a warmer climate. *Nature*, **388**, 460-462. DOI 10.1038/41302.

Nunez, M., Michael, K., Turner, D., Wall, M. and Nilsson, C., 1997. A satellite-based climatology of UV-B irradiance for Antarctic coastal regions. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1029-1054.

Omran, M.A., 2000. Analysis of solar radiation over Egypt. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 225-240.

- Sen, Z. and Sahin, A.D., 2001. Spatial interpolation and estimation of solar irradiation by cumulative semivariograms. *Sol. Energy*, **71**, 11-21.
- Serreze, M.C., Key, J., Box, J., Maslanik, J. and Steffen, K., 1998. A new monthly climatology of global radiation for the Arctic and comparisons with NCEP-NCAR reanalysis and ISCCP-C2 fields. *J. Climate*. **11**(2), 121-136.
- Shahgedanova, M. and Lamakin, M., 2005. Trends in aerosol optical depth in the Russian Arctic and their links with synoptic climatology. *Sci. Total Environ.*, **341**, 133-148.
- Shaw, G.E., 1982. Atmospheric turbidity in the Polar Regions. *J. Appl. Meteorol.*, **21**, 1080-1088.
- Stanhill, G. and Cohen, S., 1997. Recent changes in solar irradiance in Antarctica. *J. Climate.*, **10**, 2078-2086.
- Tiba, Ch. et al., 2000. Atlas Solarimétrico do Brasil. Grupo de Pesquisas em Fontes Alternativas de Energia (FAE) - Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Brasil.
- Tomasi, C., Cacciari, A., Vitale, V., Lupi, A., Lanconelli, C., Pellegrini, A. and Grigioni, P., 2004. Mean vertical profiles of temperature and absolute humidity from a 12-year radiosounding data set at Terra Nova Bay (Antarctica). *Atmos. Res.*, **71**, 139-169.
- Wendler, G., 2000. Temperature Trends in Antarctica. In *Proceedings of the Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. American Meteorological Society, 266-267.
- Whitlock, C.H., Brown, D.E., Chandler, W.S., DiPasquale, R.C., Meloche, N., Leng, G.J., Gupta, S.K., Wilber, A.C., Ritchey, N.A., Carlson, A.B., Kratz, D.P. and Stackhouse, P.W., 2000. Release 3 NASA Surface Meteorology and Solar Energy Data Set for Renewable Energy Use. The 26th Annual Conference of the Solar Energy Society of Canada Inc. and Solar Nova Scotia. Halifax, Nova Scotia, Canada.
- Whitmarsh, J. and Govindjee, J.A., 1999. The photosynthetic process. In *Concepts in Photobiology: Photosynthesis and Photomorphogenesis*. New Delhi, Narosa Publishers, 11-51.
- WMO (World Meteorological Organization), 1983. *Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices*. 5th edition.
- WMO (World Meteorological Organization), 2003. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 47*, Geneva, Switzerland.

IDENTIFICACIÓN DE ÁREAS DE HOMOGENEIDAD ESTADÍSTICA PARA LOS CAUDALES DE RÍOS ANDINOS ARGENTINOS Y SU RELACIÓN CON LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

Rosa H. Compagnucci¹ y Diego C. Araneo

Departamento de Ciencias de Atmósfera y los Océanos
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (FCEyN-UBA)
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

(Manuscrito recibido el 9 de septiembre de 2005, en su versión final el 3 de julio de 2006)

RESUMEN

El presente trabajo se centra en localizar las distintas regiones a lo largo de la Cordillera de los Andes sobre las cuales el comportamiento de los caudales de los ríos involucrados muestran homogeneidades estadísticas, estudiando además su vinculación con las condiciones de Temperatura de la Superficie del Mar y Circulación Atmosférica.

Se define un índice lineal de correlación corregido, utilizado como medida de distancia en un Análisis de Componentes Principales. Las primeras dos Componentes permiten identificar dos regiones independientes que explican la mayor variabilidad.

Estas regiones abarcan: I) desde el río Neuquén hasta el río Senguer y II) desde el río Jachal hasta el río Colorado.

La región I presenta un régimen de doble máximo de caudal en invierno-primavera, mientras que la región II se caracteriza por un máximo en verano. Esta última estaría íntimamente ligada a los patrones del ciclo El Niño / Oscilación Sur. Las diferencias más relevantes de la circulación asociada a los extremos de caudal en la región I con respecto a la II serían: 1) el corrimiento de los sistemas de circulación hacia mayores latitudes, 2) la mayor relevancia de los sistemas de latitudes medias, 3) la menor importancia de los ubicados sobre el Pasaje de Drake y 4) la presencia en altura de un tren de ondas estacionarias de menor longitud que atraviesa el continente por latitudes subtropicales provenientes del Pacífico central en dirección NO-SE.

Palabras clave: Cuyo, Patagonia, Hidrología, Variabilidad Climática, ENOS, Circulación atmosférica.

IDENTIFICATION OF STATISTICAL HOMOGENEOUS AREAS FOR ARGENTINEAN ANDEAN RIVER FLOWS AND THEIR RELATIONSHIP WITH THE ATMOSPHERIC CIRCULATION AND SEA SURFACE TEMPERATURES

ABSTRACT

The purpose of this paper is to locate the different regions in Los Andes mountain range on which the behavior of the flows of the involved rivers shows statistical homogeneities, studying also their entailment with sea surface temperature and atmospheric circulation.

¹ Dirección electrónica: rhc@at.fcen.uba.ar

A corrected correlation linear index is defined and used as a distance measurement in a Principal Component Analysis. The first two Components identify two independent regions that explain the greater variability.

These regions include: I) the area from the Neuquén River to the Senguer River and II) the area from the Jachal River to the Colorado River.

Region I shows a double maximum regime of flow in winter-spring, whereas Region II is characterized by a maximum in summer. The last one would be closely related to the El Niño / Southern Oscillation patterns. The most relevant differences in the associated circulation to volume extremes of the Regions I and II with respect to the Region II would be: 1) the displacement of the circulation systems towards higher latitudes, 2) the greater relevance of the middle latitude systems, 3) the smaller importance of the systems located on the Drake Passage and 4) the presence at 500 hPa of a smaller longitude stationary waves train that crosses the continent at subtropical latitudes coming from the central Pacific in NW–SE direction.

Key words: Cuyo, Patagonia, hydrology, climate variability, ENOS, atmospheric circulation.

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos argentinos, cuyas nacientes se encuentran sobre la cordillera de los Andes, fluyen en forma casi paralela de noroeste a sudeste. Consecuentemente, el régimen de los caudales de estos ríos depende de diversos factores relacionados principalmente con las latitudes sobre las que descansa su cuenca. En el noroeste, donde se ubica el río Bermejo, los regímenes de caudal son de control pluvial y presentan una variabilidad estacional bien definida con grandes valores en la época lluviosa (hasta 85% del escurrimiento en el período estival). Por tal motivo, la variabilidad interanual de estos ríos depende de variaciones de la circulación atmosférica y de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en verano.

En el sector central de la cordillera, los caudales de los ríos de Cuyo se encuentran altamente correlacionados entre sí (Menegazzo y Radicella, 1982) y, aunque casi la totalidad de su derrame anual se produce durante el período cálido; su volumen depende básicamente de la precipitación nival de invierno sobre las altas cumbres y del posterior derretimiento de la nieve y el hielo en primavera-verano. Consecuentemente, la variación interanual de estos caudales dependerá primordialmente de las condiciones de la atmósfera durante el período frío. En la región patagónica, donde la altura de la cordillera es menor, pueden distinguirse dos subregiones en relación con las características generales de las marchas anuales medias de caudal de los ríos correspondientes. En

el sector norte su régimen de caudal mensual muestra dos máximos, uno en invierno —debido a las lluvias— y otro en primavera y comienzos de verano —como producto del derretimiento de nieve— (Quintela y Scarpati, 1993). En el sector sur de la Patagonia los dos procesos dan como resultado un único máximo que se extiende desde junio a noviembre.

De manera que tanto en Patagonia como en Cuyo la variabilidad interanual depende en rasgos generales de las condiciones de invierno. Hoffman (1969) mostró que la precipitación en la región central de Chile, la cual se produce casi totalmente en el semestre frío, se encuentra relacionada con la acumulación de nieve en las altas cumbres sobre las laderas orientales de los Andes, donde se localizan las nacientes de los ríos cuyanos. Su variabilidad interanual fue inicialmente relacionada con el Niño por Pittock (1980) y Quinn y Neal (1982) quienes notaron una tendencia a la ocurrencia de precipitaciones excepcionalmente abundantes en la región de Chile central durante los años El Niño. A su vez, para los meses de invierno, Aceituno (1988) encontró una tendencia a precipitaciones anormalmente abundantes en Chile central durante la fase negativa de la Oscilación-Sur (OS), relacionada con el debilitamiento y corrimiento hacia el norte del anticiclón subtropical del Pacífico Sur. Adicionalmente, Ruttlant (1987) y Ruttlant y Fuenzalida (1991) atribuyeron el incremento invernal de la precipitación en Chile central durante El Niño a la mayor frecuencia y persistencia de anticiclones de bloqueo que se

Identificación de áreas de homogeneidad...

interponen en el flujo de los oestes al sudoeste de América del Sur. Adicionalmente, las abundantes precipitaciones y los caudales sobre lo normal en los ríos andinos de Chile central fueron relacionados con anomalías positivas de la TSM del Pacífico ecuatorial (Aceituno y Vidal, 1990; Waylen y Caviedes, 1990). Por su parte, Escobar y Aceituno (1998) demostraron la influencia del ciclo de variabilidad de los extremos de la TSM —El Niño-Oscilación Sur (ENOS)— sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile, encontrando señales opuestas para los eventos El Niño y La Niña. Por ello, las fases cálida y fría del ENOS se relacionan con caudales sobre y bajo lo normal respectivamente en los ríos andinos chilenos afectando así su régimen fluviométrico (Aceituno y Garreaud, 1995).

Simultáneamente, Compagnucci y Vargas (1998) hallaron que la variabilidad de precipitación invernal en la región cordillerana comprendida entre 30° y 40° S, resulta homogénea y significativamente relacionada con los totales de invierno (Abril a Septiembre) en Santiago de Chile. Además, para el caso particular del río Mendoza, concluyeron que los caudales de verano que tienden a ubicarse por encima (por debajo) de lo normal durante la fase madura (i.e. período Noviembre-Marzo) de eventos El Niño —TSM cálidas— (La Niña —TSM frías—) dado que durante los inviernos previos a estos eventos tienden a producirse nevadas por sobre (bajo) lo normal en la Cordillera Central. También mostraron que la circulación atmosférica de invierno asociada a esos años presenta una mayor componente meridional (zonal) en latitudes medias. La relación entre la TSM y la variabilidad de los derrames de los ríos andinos es confirmada por Waylen et al. (2000), Compagnucci et al. (2000), Carril et al. (1997) y Berri y Flamenco (1999), entre otros.

Recientemente, Montecinos y Aceituno (2003) estudiaron las características de la circulación atmosférica asociadas a la variabilidad de la precipitación en Chile central, confirmando que el aumento de bloqueos sobre los mares de Amundsen-Bellingshausen durante eventos El Niño es clave en la determinación de condiciones húmedas durante el invierno. Estos episodios de bloqueo parecen formar parte de una estructura de onda estacionaria, particularmente intensa durante la primavera, caracterizada por una secuencia de

centros de anomalías positivas y negativas de altura geopotencial con estructura cuasi-barotrópica que se extiende desde el Ecuador hacia el sudeste del Pacífico y vuelve hacia el sudoeste del Atlántico. Por otra parte, condiciones anómalas secas durante el invierno y la primavera ocurren durante la Niña bajo la intensificación del anticiclón semipermanente del Pacífico junto con una migración hacia el sur de los “storm-track”.

La relación existente entre la variabilidad de las precipitaciones en Chile central y la acumulación de nieve en la porción occidental de la Cordillera, de la cual depende en gran parte el caudal estival de los ríos de Cuyo, permite inferir que las principales características de las variables climáticas y de la circulación atmosférica que determinan extremos de precipitación en el centro de Chile estén también relacionadas a la variabilidad interanual de los ríos de Cuyo. Sin embargo, no ha sido determinada hasta el momento en forma directa la relación existente entre la variabilidad de los caudales de los ríos cuyanos y las características de las principales variables climáticas involucradas. Además, para los ríos Patagónicos se desconoce aun la relación entre la variabilidad de los caudales y las características de los forzantes climáticos que los determinan.

Por lo tanto, para un análisis comparativo de la variabilidad de los caudales andinos que tienen como fuente las condiciones de invierno se requieren resultados comparables del análisis para los diferentes comportamientos del régimen de caudal con los principales forzantes involucrados en la variabilidad interanual de los mismos.

El objetivo del presente trabajo es determinar las regiones cuyos ríos muestran regímenes de caudal con comportamiento temporal homogéneo y establecer un río de referencia en cada una de ellas, determinando a su vez las características principales de sus regímenes y la relación existente entre éstos y las condiciones de TSM y circulación asociadas a su variabilidad. Dado que los caudales de los ríos con nacientes en el Noroeste de Argentina dependen de las precipitaciones estivales, los mismos no son tenidos en cuenta.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos de caudal corresponden a los promedios mensuales (en m³/s) provistos por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación.

Las estaciones de aforo pertenecientes a las provincias de Catamarca, La Rioja, San Juan, Mendoza, Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz, conforman una base de 146 puntos de observación distribuidos sobre la región que va desde el río Ampajango (pcia. de Catamarca) hasta el río Penitentes (pcia. de Santa Cruz) y cuyos registros engloban distintos períodos desde 1903 (para la estación más antigua) a 2000. Las provincias de Salta y Jujuy no poseen actualmente estaciones en regiones de interés para este trabajo. De las 146 estaciones consideradas, 89 se encuentran actualmente activas y 57 han sido suspendidas dejando de funcionar definitivamente. Debido a que los períodos de medición son distintos para cada estación y que la mayoría de los registros presenta datos faltantes, se procedió a la eliminación de estaciones cuyos registros no poseen períodos comunes de medición. De esta forma el conjunto total de puntos de observación debió reducirse a 74 estaciones entre las que se cuentan activas y suspendidas.

Las estaciones consideradas se correlacionan entre sí tomando los períodos comunes de medición en cada caso y, dado que la cantidad de pares correlacionados es distinta para cada par de estaciones lo cual hace estadísticamente incomparables estas correlaciones, se define un índice lineal de correlación corregido (\tilde{r}), basándose en el coeficiente de correlación muestral calculado (r) y el coeficiente de correlación crítico al 5% de significancia correspondiente en cada caso (r_c), dado por la expresión:

$$\tilde{r} = \begin{cases} \delta(r) \frac{|r| - r_c}{1 - r_c} & \text{si } |r| > r_c \\ 0 & \text{si } |r| \leq r_c \end{cases}$$

donde la función $\delta(r)$ representa el signo de r . Si bien en teoría es siempre $|\tilde{r}| \leq |r|$, en la mayoría de los casos la diferencia entre ambos coeficientes no resulta de gran magnitud dado que, aún cuando la cantidad de datos faltantes es grande, el número de pares correlacionados resulta lo suficientemente grande como para obtener bajos coeficientes críticos. En consecuencia, los casos de mayores diferencias se deben a coeficientes de correlación (y por lo tanto coeficientes lineales) de pequeña magnitud.

Este índice se utiliza como medida de distancia en un Análisis de Componentes Principales (ACP) en modo-S no rotadas. Dado que las estaciones no se encuentran distribuidas en forma uniforme a lo largo de la región en estudio, las varianzas explicadas por las Componentes Principales (CPs) resultan sólo útiles como una referencia relativa (Araneo y Compagnucci, 2004). Por otra parte, ya que no se cuenta con períodos completos de medición, resulta imposible calcular las componentes de puntaje (i.e. patrones temporales obtenidos del ACP). Sin embargo, las componentes de carga posibilitan la determinación de las áreas de variabilidad temporal coherente, objetivo principal del presente estudio. De allí la ventaja del ACP frente a otros métodos de agrupamiento (clustering) de estadística multivariada que requieren necesariamente la entrada de un conjunto completo de datos. Mayor información sobre el ACP puede obtenerse en Cooley y Lohnes (1971) y su utilización a partir de un conjunto incompleto de datos puede leerse en Green (1978) que se emplea como referencia.

Dado que no pueden utilizarse las componentes de puntaje como series patrón para el análisis de la circulación y la TSM asociadas las fluctuaciones de caudal, se eligen las series de los ríos pertenecientes a los centros de mayores valores de componente de carga de las subregiones homogéneas como caudales de referencia y que presentan la base más completa de datos.

En el análisis de la circulación atmosférica se utilizan valores medios mensuales de altura geopotencial (HGP, en m_gp) y vector viento (V, en m/s) del período 1948-2003. Ésta información proviene del Reanálisis 1 de NCEP provistos por el Centro de Diagnóstico Climático de NOAA-CIRES (Kalnay et al., 1996); con una cobertura global en un enrejado regular de 2.5° X 2.5° de latitud/longitud. Los datos medios mensuales de TSM corresponden a los Reconstruidos Extendidos de NOAA (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, ERSST) con una global sobre un enrejado de 2.0° X 2.0° de latitud-longitud. Estos datos fueron construidos usando el más reciente conjunto de datos de TSM del COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) y mejorados mediante técnicas estadísticas que permiten una reconstrucción estable utilizando valores escasos. Este análisis mensual comienza en enero de 1854, pero debido a la escasez de datos la

Identificación de áreas de homogeneidad...

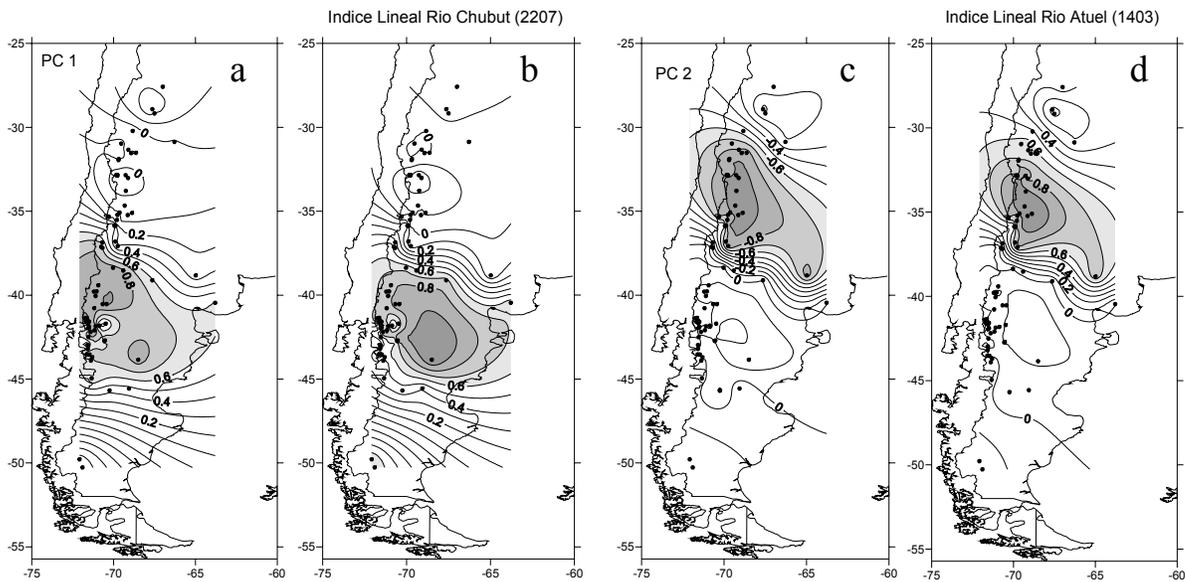


Figura 1: Análisis de Componentes Principales de las series de caudal en los aforos señalados por puntos en el mapa: Componentes de carga para la PC1 (a) y la PC2 (c). Índices de correlación lineal entre el río Chubut (b) y Atuel (d) con las restantes series de caudal en los aforos señalados.

señal analizada es amortiguada en exceso antes de 1880. Luego, la fuerza de la señal es más consistente en el tiempo (Smith and Reynolds, 2004)

Para cada uno de los ríos de referencia se calculan los campos de correlaciones entre las variables meteorológicas, desfasadas de cero a 12 meses, y el caudal medio estacional para el período de máxima acumulación. Las correlaciones con el vector viento se calculan por componentes analizando la distribución de los vectores correlación $r=(r_u;r_v)$, donde r_u y r_v son las correlaciones entre el caudal y las componentes zonal y meridional del viento respectivamente.

3. RESULTADOS

3. 1. Regionalización de los caudales andinos

Las primeras dos CPs explican el 61.3% de la varianza (PC1: 34.2% y PC2: 27.1%) y las CPs restantes explican menos del 5% cada una, decreciendo la varianza a medida que aumenta el orden de la PC. Si bien estas varianzas pueden interpretarse sólo como aproximaciones a los valores verdaderos, dada la no uniformidad espacial de la distribución de los puntos de observación, a partir de la tercera (CP3) las varianzas se reducen en un orden de magnitud. Por

lo tanto, se considera que con las primeras dos CPs es suficiente para identificar las subregiones con mayor variabilidad en el área estudiada.

La primer componente (PC1, Figura 1 a) muestra un área de valores de carga superiores a 0.6 (sombreado) —en adelante denominada región I—, cuyo límite norte se ubica entre los cauces del río Colorado y el Negro. Los valores de carga disminuyen rápidamente hacia menores latitudes. El límite sur corresponde aproximadamente al río Senguer en la provincia de Chubut. En la segunda componente (PC2, Figura 1 c) la zona con valores de carga mayores que 0.6 (sombreado) —denominada en adelante región II—, se encuentra exactamente al norte de la región anterior, extendiéndose desde el río Colorado (pcia. de Mendoza) al río Jachal (pcia. de San Juan).

La abrupta caída de los valores de carga a través del límite entre estas dos regiones evidencia la independencia estadística en las características de la variabilidad temporal de los caudales observados sobre los ríos de estas áreas. Para la PC1 puede observarse que los valores de carga que se encuentran sobre la región II son no significativos y viceversa.

Las regiones que se encuentran al norte de 30°S y al sur de 45°S no han sido clasificadas ya que, debido a la pobre varianza explicada por las componentes representantes de las series

temporales de caudal allí observado y la reducida información disponible en estas regiones, sólo puede afirmarse su independencia de las regiones I y II anteriormente descriptas.

Dado que no se cuenta con períodos completos de medición, resulta imposible calcular las componentes de puntaje del ACP, correspondientes a los patrones de las series temporales analizadas. Por consiguiente, se procedió a elegir una estación representativa en cada región definida, teniendo en cuenta la extensión de su serie de datos y su correlación con las restantes estaciones. Se eligió el río Chubut en la estación Los Altares (43° 51' 00" S; 68° 30' 00" O; 275 msnm; código 2207) —período 1943 a 2003— como representativa de la región I y el río Atuel en La Angostura, (35° 05' 57" S; 68° 52'

sólo ~10% de la variabilidad interanual de uno de ellos es explicada por el otro.

El hidrograma correspondiente al río Chubut (Figura 2 centro) indica que el régimen de caudales para la región I está caracterizado por un doble máximo que abarca de invierno a verano donde se combinan la precipitación líquida y el derretimiento estival de la precipitación nívea y de los hielos de los glaciares. En la Figura 3-a pueden verse los hidrogramas estandarizados de caudales correspondientes a algunos de los ríos más importantes de esta región (i.e. ríos Neuquen, Negro, Limay y Senguer). En el caso de ríos que poseen más de una estación de aforo, se eligió aquella que presenta un record de datos mayor y que se encuentra más próxima a la naciente del mismo. Estas estaciones se detallan en la Tabla 1,

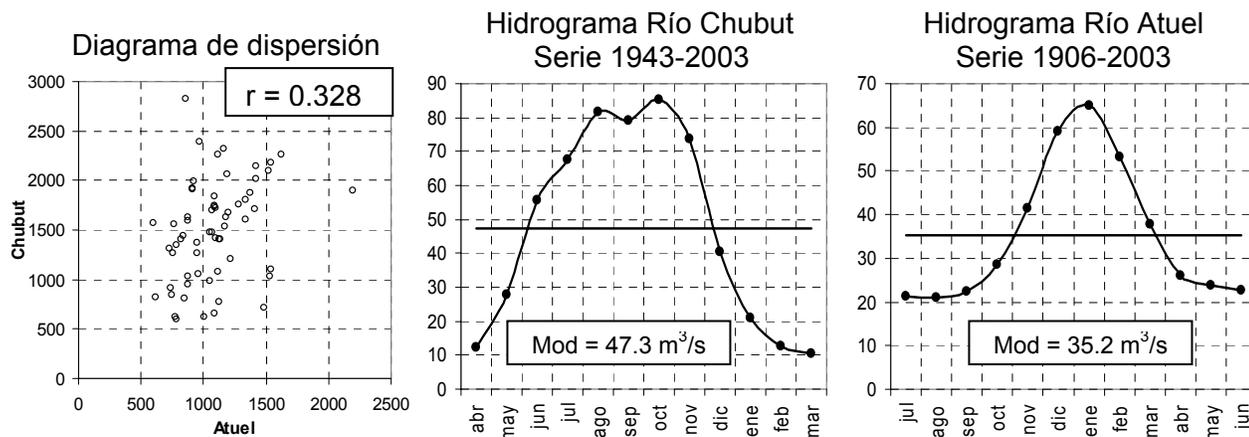


Figura 2: Diagrama de dispersión correspondiente a los derrames anuales (calculados sobre cada año hídrico correspondiente) entre el río Chubut y Atuel (izquierda) e hidrogramas respectivos (Chubut –centro– y Atuel –derecha–).

26" O; 1200 msnm; código 1403) —período 1906 a 2003— para la región II. Los coeficientes de correlación corregidos entre los caudales mensuales de los ríos del área en estudio y los correspondientes al Chubut (Figura 1 b) y el Atuel (Figura 1 d), muestran distribución espacial similar a la de las componentes de carga para la correspondiente PC. Este resultado confirma la representatividad que tiene cada uno de estos ríos respecto a la variabilidad temporal de los caudales para las regiones I y II respectivamente. El diagrama de dispersión y el coeficiente de correlación entre los derrames anuales de los ríos Chubut y Atuel (Figura 2 izquierda) indican el alto grado de independencia lineal que tienen, ya que

junto con los valores medios y desviaciones típicas anuales usados para estandarizar los hidrogramas de la Figura 3 a-b. Para los ríos de región I que se encuentran ubicados al norte del Chubut, por ejemplo el río Neuquén, la combinación de factores determinantes del caudal se agudiza y el hidrograma presenta dos máximos distinguibles, uno invernal y otro para el período estival, siendo mayor este último en el cual contribuyen al caudal tanto la lluvia de primavera-verano como el derretimiento de la nieve y el hielo (Figura 3 a). La región I pertenece a la zona de latitudes medias dominadas por el flujo de los oestes. La altura de la cordillera patagónica, menor a 2000 m, permite el paso de masas de aire húmedo del Pacífico que

Identificación de áreas de homogeneidad...

precipitan en las cumbres y también en el pie de monte a sotavento, aportando lluvia y nieve.

nívea. Los derrames son primordialmente debidos al derretimiento estival de la nieve acumulada

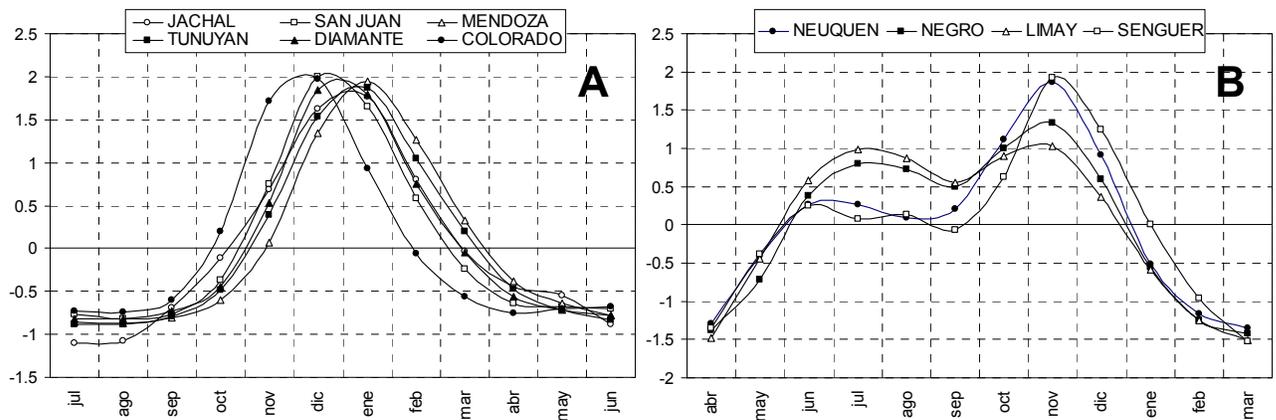


Figura 3: Hidrogramas estandarizados correspondientes a los ríos Neuquén, Negro, Limay y Senguer pertenecientes a la región I (a) y correspondientes a los ríos Jachal, San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante y Colorado pertenecientes a la región II (b). Las estaciones de aforo consideradas, así como los períodos promediados, valores medios y desviaciones típicas se detallan en la Tabla 1.

En la región II, caracterizada por el río Atuel, los caudales se ubican sobre el promedio para el período Noviembre-Marzo con máximo en Enero (Figura 2 derecha). En esta región, la circulación atmosférica está dominada por la presencia de los anticiclones semipermanentes de los océanos Pacífico y Atlántico. Aquí, la cordillera central al norte de 40°S es considerablemente más alta e inhibe el acceso de humedad desde la fuente Pacífica. Las masas de aire al ascender precipitan sólo a barlovento y en las altas cumbres. Sobre el lado Argentino en invierno la precipitación es

durante el invierno y del aporte de los glaciares, siendo casi despreciable el aporte de precipitación líquida. Consecuentemente, los caudales medios máximos para los ríos ubicados sobre esta región —como los ríos Jachal, San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante y Colorado— se obtienen en los meses de diciembre-enero (Figura 3 b). El año hídrico de los ríos pertenecientes a esta región comprende los meses entre abril y marzo; mientras que el correspondiente a los ríos de la región I comprende los meses entre julio y junio.

Las series de derrames anuales

RIO	LUGAR	PERÍODO	MEDIA ANUAL	DESVIO ANUAL
Jachal	Pachimoco	1921-1990	10.17	3.38
San Juan	Km 47.3	1909-2000	64.91	32.10
Mendoza	Guido	1956-2000	44.54	27.99
Tunuyan	Valle De Uco	1954-2000	28.16	18.57
Diamante	La Jaula	1971-2000	33.68	19.57
Colorado	Buta Ranquil	1940-2000	146.27	88.61
Neuquén	Paso De Indios	1903-2000	307.21	159.64
Negro	Paso Córdoba	1922-2000	969.29	408.25
Limay	Paso Limay	1903-1990	734.06	303.87
Senguer	Nacimiento	1949-2000	33.75	12.50

Tabla 1: Ubicación de la estación de aforo considerada en el cálculo de los hidrogramas de los ríos mostrados en la figura 3 en conjunto con el período considerado, y el valor medio y desviación típicas consideradas en la estandarización.

estandarizados (Figura 4) para los ríos Atuel (barras grises) y Chubut (barras negras), muestran la existencia de años en que los valores de ambos ríos tienen signos opuestos. Por ejemplo, en 1986 el Atuel presenta anomalías positivas de derrame que exceden un desvío estándar (σ) mientras que para el Chubut el derrame anual es menor que $-\sigma$. El año 1987 es otro ejemplo en este sentido, aunque las anomalías de Chubut no excedan de $-\sigma$.

3.2. Relación de los caudales con la temperatura superficial del mar (TSM) y la circulación atmosférica

Las correlaciones entre el caudal medio correspondiente al período de máximos caudales del río Chubut (junio-noviembre) y las variables climáticas estudiadas, se maximizan con un desfase de alrededor de 1 mes (i.e. promedios del

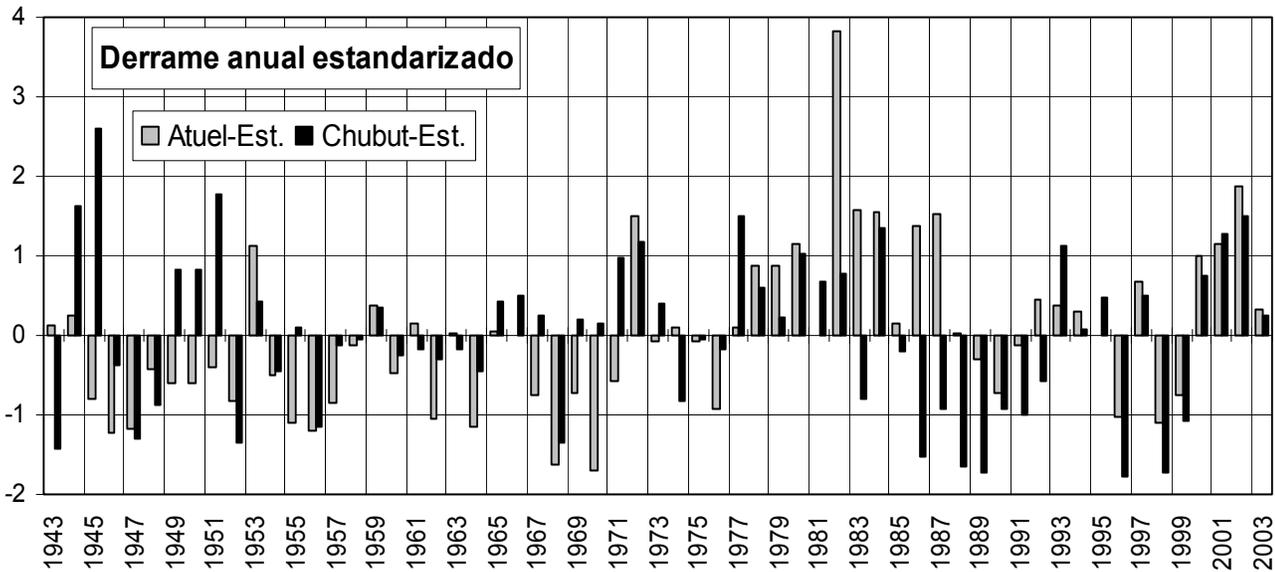


Figura 4: Derrames anuales estandarizados correspondientes a las series de caudal de los ríos Atuel (barras grises) y Chubut (barras negras). Los totales anuales se calculan para cada año hídrico (i.e. Julio-Junio para Atuel y Abril-Marzo para Chubut). Los años indicados corresponden a los del invierno de cada año hídrico.

Inversamente, los años 1945, '49, '50, '51 y '71 presentan anomalías positivas para Chubut y negativas para Atuel. Tales resultados confirman la independencia en el comportamiento de los caudales observados en las regiones definidas y la baja varianza interanual explicada por los ríos de una región para los de la otra. También es de notar la existencia de largos períodos en los cuales el derrame anual se mantiene en general por debajo de la media, por ejemplo en los períodos 1945-52 y 1954-71 para Atuel y 1985-92 para Chubut; o por encima, como en 1978-87 para Atuel y 1977-82 para Chubut. En general también estos períodos de déficit y superávit son distintos para los ríos elegidos.

período junio-noviembre para el caudal del Chubut con promedios del período mayo-octubre para las variables meteorológicas). Análogamente, el período de máximos caudales del río Atuel (noviembre-marzo) dichas correlaciones se maximizan con un desfase de alrededor de 6 meses (i.e. promedios del período noviembre-marzo para el caudal del Atuel con promedios del período mayo-septiembre anterior para las variables meteorológicas). Este resultado evidencia el predominio de las condiciones invernales del sistema atmósfera / océano. En consecuencia, las fluctuaciones en escala interanual a decádica de los caudales de ambas regiones serían reflejo de las variaciones de TSM y de la circulación atmosférica durante el período de invierno y principios de primavera, período en el que se centra nuestro presente estudio. Los valores de correlación

Identificación de áreas de homogeneidad...

superiores a 0.25 en módulo resultan significativos al 10% de confianza.

Las correlaciones entre la TSM y los caudales del Chubut y del Atuel (Figura 5) muestran, en ambos casos, valores positivos significativos en el área del Pacífico ecuatorial y negativos entre 30° y 60°S, sumado a valores positivos en el Atlántico sur.

la Patagonia. La alternancia de centros de correlación significativos negativos y positivos forma una transecta que va desde el noroeste ecuatorial, ubicado en las Filipinas al sudeste de Patagonia. Esta estructura indica que anomalías negativas (positivas) de TSM en el área de la corriente de Humbolt y en el área ecuatorial al norte de Australia en latitudes medias inducen

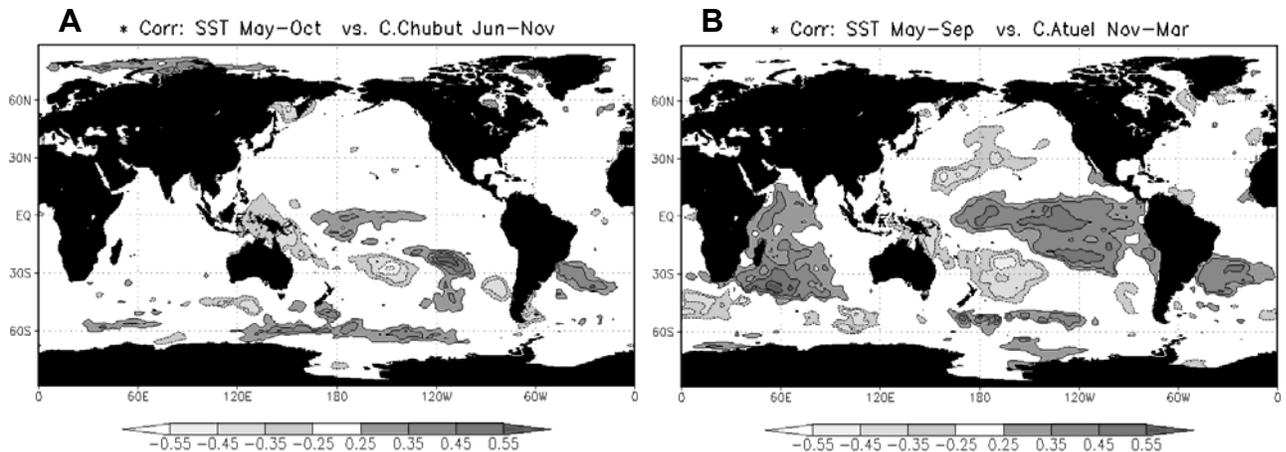


Figura 5: Campos de correlación correspondientes a la TSM media y los caudales medios calculados sobre: A) TSM media de Mayo-Octubre y caudal medio de Junio-Noviembre para Chubut y B) TSM media de Mayo-Septiembre y caudal medio de Noviembre-Marzo para Atuel.

Es de notar que los valores de correlación para el área ecuatorial / tropical, son menores para el río Chubut ($r > 0.35$) que para el Atuel ($r > 0.45$). En el caso de este último, el área de correlación significativa es mucho mayor y se encuentra claramente ubicada sobre la región de máximas anomalías de TSM durante los extremos del ciclo ENOS. Estas correlaciones son positivas sobre el Pacífico y el Índico y negativas al norte de Australia, acorde con el típico patrón El Niño / La Niña de anomalías de TSM. En el Chubut esta estructura está ausente sugiriendo escasa o baja relación con el ENOS. En cambio, presenta los mayores valores de correlación con la TSM en el área del Pacífico central en latitudes subtropicales y medias, correlaciones positivas (con máximo $r > 0.55$) entre 90° y 130°O y negativas (con mínimo $r < -0.55$) entre 170° y 130°O extendiéndose al norte de Australia sobre Filipinas, y otra región sobre el sector oriental adyacente a la costa de Chile con menores valores absolutos ($r < -0.35$) junto a correlaciones del mismo signo sobre el sector occidental del Atlántico sur adyacente a la costa de

precipitación sobre (bajo) lo normal que conlleva a mayores (menores) derrames en la región I.

La relación entre la circulación y los caudales se analiza mediante las correlaciones entre los períodos de máxima acumulación de caudal para cada río, con la altura geopotencial y el viento en 850, 500 y 200 hPa, para los períodos Mayo-Octubre en el caso de Chubut y Mayo-Septiembre en el caso de Atuel (Figura 6). En ambos casos en niveles bajos se observan correlaciones positivas sobre el Pasaje de Drake, aunque los valores son mayores y con su centro ubicado más al norte en el caso de Atuel. La correlación con los vectores viento exhiben una circulación asociada a un núcleo de alta presión en el centro antes mencionado. Este conjunto indicaría una alta correlación con vientos anómalos del Este o con una fuerte reducción del flujo de los Oestes en casos de exceso de caudal y viceversa en casos de déficit. Cabe destacar que esta reducción o inversión de los Oestes se encuentra al sur de 42°S en el caso de Atuel (dominando casi la totalidad de la Patagonia), mientras que sólo se restringe a la

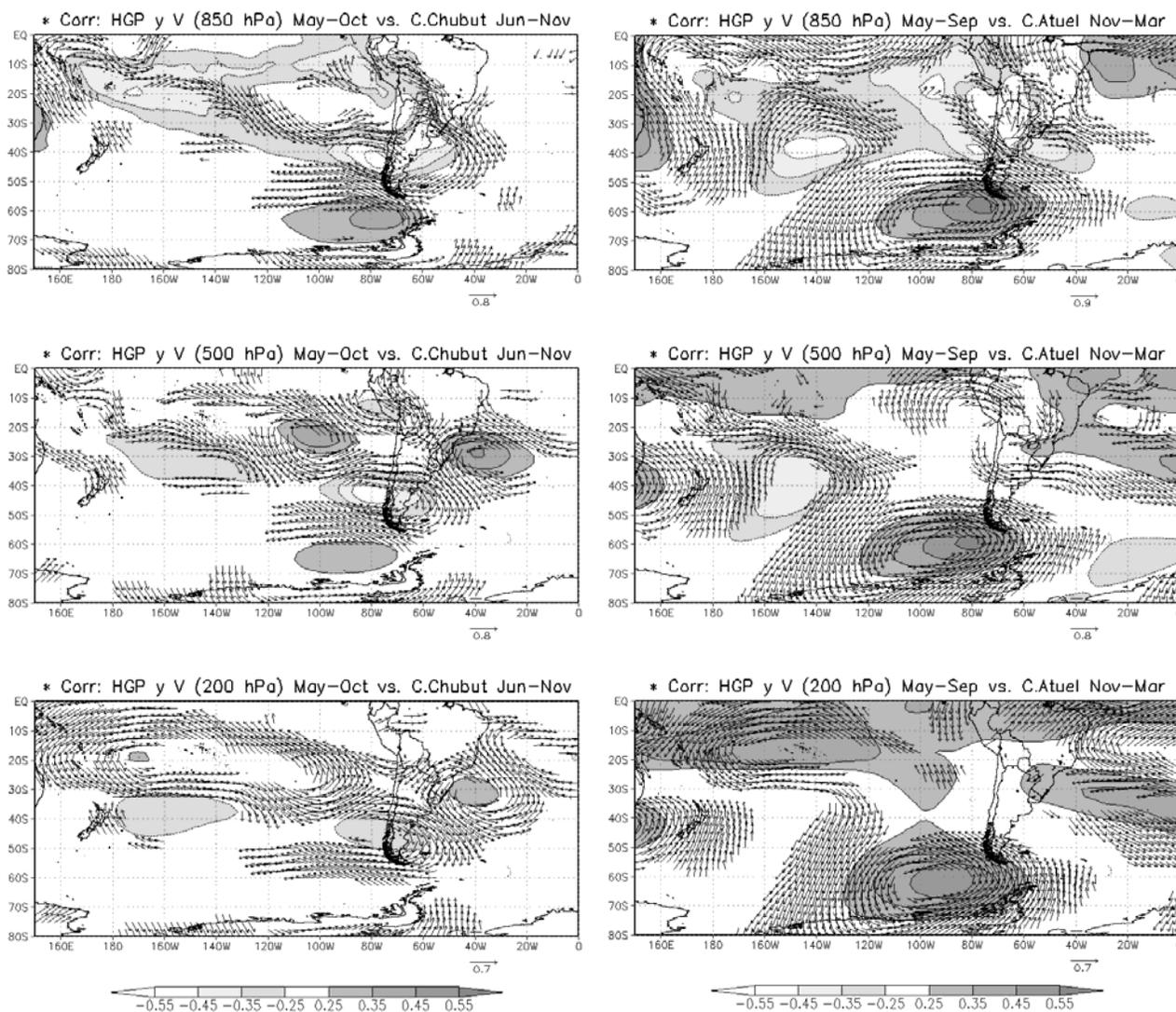


Figura 6: Correlación entre altura geopotencial y viento en 850 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y 200 hPa (abajo) con los caudales calculados sobre la circulación del periodo mayo-octubre y los caudales del río Chubut para el periodo junio-noviembre (izquierda) y la circulación del periodo mayo-septiembre y los caudales del río Atuel para el periodo noviembre-marzo (derecha). Sólo se grafican valores de correlación significativos al 10%.

porción sur de la Patagonia (sur de 48°S) en el caso de Chubut. Al este del Pasaje de Drake se observa una fuerte correlación con flujo del Sur en el caso de Atuel, indicando advección de aire polar sobre la Patagonia en casos de exceso de caudal (viceversa en casos de déficit), que no existe para el Chubut. En altura, estas correlaciones sobre los mares de Amundsen-Bellingshausen se mantienen significativamente altas en el caso de Atuel (tomando valores mayores a 0.45 en 200 hPa) mientras que desaparecen en el caso de Chubut.

Cabe destacar que en el caso de Atuel, este centro positivo muestra cierto corrimiento hacia el oeste con la altura, aunque el desplazamiento es de sólo unos 5° de longitud entre los niveles de 500 y 1000 hPa. Por otra parte, para ambos ríos en niveles bajos, las correlaciones significativas negativas se ubican en latitudes medias atravesando el continente, las cuales indicarían una notoria relación entre excesos de caudal con el frecuente pasaje de sistemas de baja presión que cruzan la Cordillera provenientes del Pacífico y entre déficit

Identificación de áreas de homogeneidad...

de caudal con una profundización de los anticiclones semipermanentes del Pacífico y el Atlántico. Además las correlaciones negativas se extienden también en bastas regiones del Pacífico subtropical en ambos casos. Sin embargo, cerca del continente los valores de correlación muestran una mayor magnitud en el caso de Chubut con máximo ubicado en 45°S sobre la costa Chilena, mientras que para el caso de Atuel el máximo se encuentra más al norte (39°S) y de menor magnitud. En este último caso los núcleos se dividen en dos centros negativos ubicados a este y oeste del continente. En medio de estos máximos, sobre la región central de Argentina, se observa una circulación anticiclónica asociada a una alta presión relativa. Las correlaciones con el viento también exhiben una circulación ciclónica que se extiende desde el núcleo negativo ubicado sobre el Atlántico hacia Paraguay. En casos de déficit de caudal, estas circulaciones serían opuestas (circulación ciclónica asociada a una baja presión relativa sobre la región central de Argentina, con una circulación anticiclónica que se extiende desde el núcleo positivo ubicado sobre el Atlántico proveniente desde Paraguay hacia el sudoeste argentino) y podrían asociarse a la profundización de los anticiclones oceánicos y la baja del noroeste argentino. Sobre las nacientes del Atuel (alrededor de 70°O, 35°S) las correlaciones con la circulación indican un flujo del NO, proveniente del Pacífico subtropical, asociado a excesos de caudal (viceversa en casos de déficit). En el caso de Chubut el centro negativo se extiende desde la costa Chilena al sur de 40°S curvándose hacia el NE en dirección Uruguay. Esta configuración indicaría la asociación de máximos caudales en la región I con el pasaje de bajas presiones que atraviesan la cordillera de los Andes sin discontinuidad por latitudes donde ésta es más baja. Al llegar a la región del Río de la Plata, un centro negativo secundario con una circulación ciclónica asociada extendiéndose hacia el norte indicaría la vinculación entre máximos de caudal en Chubut con sistemas frontales sobre esta región similar a lo observado en el caso anterior. El flujo de aire sobre las nacientes del Chubut es del NO, al igual que el observado para Atuel, aunque proveniente de latitudes mayores. En los casos de déficit de caudal estas configuraciones de circulación serían inversas con altas presiones atravesando el continente por latitudes medias inhibiendo el pasaje de sistemas

frontales por las cuencas de los ríos estudiados y con Oestes exacerbados en la región patagónica. Sobre el Pacífico central se observan también patrones diferentes para ambos ríos. En el caso del Atuel, se observa una región de correlaciones negativas en 140°O–40°S, que no se observa en el caso del Chubut y que se extiende también en altura. Particularmente para Atuel en el nivel de 500 hPa este centro negativo, junto al mencionado centro positivo ubicado sobre el mar de Amundsen-Bellingshausen, un centro positivo ubicado sobre el sur de Australia y otro negativo sobre el Atlántico sur, forman un tren de ondas estacionario que atraviesa el Pacífico en sentido NO–SE. En América del Sur, si bien no se observan correlaciones significativas con el geopotencial, las correlaciones con el vector viento describen una vaguada (circulación ciclónica) cuya delantera se ubicaría en las nacientes del río favoreciendo el ascenso en los casos de superávit de caudal. Para el caso del Chubut en niveles bajos las correlaciones negativas alcanzan la región de la cuenca desde el sector tropical del Pacífico occidental pero no se observa el tren de ondas descrito en el caso anterior en 500 hPa. En su lugar se observa un tren de ondas de menor longitud y ubicado sobre latitudes menores, formado por la alternancia de centros de correlaciones negativas (uno en 160°O–30°S y otro sobre la Patagonia) y positivas (uno en 100°O–25°S y otro en 40°O–30°S). Ambos trenes de ondas pueden observarse aún hasta el nivel de 200 hPa (aunque más atenuados).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de la definición de un índice lineal de correlación modificado definido a partir del coeficiente de correlación usual y el coeficiente de correlación crítico al 5% de significancia, utilizado como medida de distancia en un ACP no rotadas en modo-S, se han logrado identificar objetivamente las distintas regiones a lo largo de la Cordillera de los Andes, en las cuales el comportamiento de los caudales de los ríos cuyas nacientes se encuentran sobre las altas cumbres, muestran homogeneidades estadísticas, definiendo 2 zonas cuyas condiciones climáticas dan regímenes hídricos diferenciables.

Las regiones identificadas resultan: I) el área que se extiende desde el río Neuquén (pcia. de Neuquén) hasta el río Senguer (pcia. de Chubut) y II) el área que se extiende desde el río Jachal (pcia.

de San Juan) hasta el río Colorado (pcia. de Mendoza). El límite entre estas áreas se ubicaría entre los ríos Negro-Neuquén y Colorado. Cabe destacar la baja correlación existente entre los caudales de los ríos pertenecientes a una región con los pertenecientes a la otra, lo cual expresa la independencia estadística entre las mismas.

Las marchas de caudales medios mensuales de los ríos Chubut en Los Altares y Atuel en La Angostura, se encuentran bien correlacionadas con las correspondientes a los restantes ríos de las regiones I y II respectivamente. El análisis de los hidrogramas de estos dos ríos permite identificar las marchas anuales promedio de caudales para los ríos de ambas regiones, los cuales se caracterizarían por un máximo estival para la región II debido principalmente al derretimiento de nieve invernal y un doble máximo invernal-estival para la región I debido a la combinación de la precipitación líquida durante el invierno y el derretimiento de la precipitación nívea en primavera-verano. Si bien en principio podría pensarse que la independencia estadística entre las regiones I y II se debe al desfase temporal (de 3 meses) existente entre los períodos de máximo caudal de los ríos involucrados, la baja varianza interanual explicada entre los ríos Atuel y Chubut al correlacionar los derrames totales anuales tomando años hídricos correspondientes (ver Figura 2 panel izquierdo) objeta esta idea.

La relación entre los caudales observados en las regiones definidas en este trabajo y las TSM es significativa en amplias regiones del Pacífico central del Hemisferio Sur (HS). Sin embargo, mientras la región II parece estar íntimamente ligada a los patrones observados del ciclo ENOS (con fuertes señales en el Pacífico ecuatorial y tropical, y el Océano Índico), la región I presenta características distintas (con señales restringidas sólo al área del Pacífico central subtropical del HS).

Las diferencias más relevantes de la circulación asociada a los extremos de caudal en la región I con respecto a la II serían: 1) el corrimiento de los sistemas de circulación hacia mayores latitudes, 2) la mayor relevancia de los sistemas de latitudes medias, 3) la presencia en altura de un tren de ondas estacionarias de menor longitud que atraviesa el continente por latitudes subtropicales provenientes del Pacífico central en dirección NO-SE y 4) la menor importancia de los

ubicados sobre el Pasaje de Drake. Este último sistema, ubicado sobre el Pacífico sudoriental, fue asociado por Garreaud y Battisti (1999) con las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial y la variabilidad decadal del tipo ENOS e implica anomalías de alta (baja) presión para situaciones El Niño (La Niña). La menor vinculación entre las TSM y los caudales registrados en la región I explicarían la menor dependencia de las precipitaciones en esta porción de la cordillera con las condiciones de circulación observadas en las cercanías del Estrecho de Drake. Sin embargo, de lo expuesto se deriva la importancia que las condiciones de circulación en latitudes altas del Pacífico Sur y las TSM en el Pacífico ecuatorial y subtropical tienen sobre la precipitación invernal en la porción cuyana de los Andes. En tal sentido las configuraciones de circulación encontradas para los caudales del Atuel pueden relacionarse con los patrones de anomalías regionales de circulación descritos entre otros por Rutllant y Fuenzalida (1991) para inviernos que coinciden con eventos El Niño y por Montecinos y Aceituno (2003) para inviernos anormalmente lluviosos.

Agradecimientos: A la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación, al Centro de Diagnóstico Climático de NOAA-CIRES y a los fondos provenientes de los proyectos PIP 05/5006 de CONICET, UBACYT01X095 de UBA y PICTR 2002-00186 de SECYT.

REFERENCIAS

Aceituno, P. y Garreaud, R., 1995. Impactos de los fenómenos El Niño y La Niña sobre regímenes pluviométricos andinos. *Rev. Soc. Chilena Ing. Hidráulica*, 10(2), 33-43.

Aceituno, P. y Vidal, F. 1990. Variabilidad interanual en el caudal de ríos andinos en Chile Central en relación con la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Central. *Revista de la Sociedad Ingeniería Hidráulica* 5:1, n.p

Aceituno, P., 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector, I: Surface Climate. *Mon. Weather Rev.* 116, 505-524.

Identificación de áreas de homogeneidad...

- Araneo, D. y Compagnucci, R., 2004a. Removal of Systematic Biases in S-Mode Principal Components arising from Unequal Grid Spacing. *Journal of Climate*, 17, 394-400.
- Berri, G. y Flamenco, E., 1999. Seasonal Volume Forecast Of The Diamante River, Argentina, Based On El Niño Observations And Predictions. *Water Resources Research*, 35, N° 12, 3803-3810.
- Carril, A., Doyle, M., Barros, V. y Núñez, M., 1997. Impacts of climate change on the oases of the Argentinean cordillera. *Climate Reserch*, 9, 121-129.
- Compagnucci, R., Blanco, S., Figliola, M. y Jacovkis, P., 2000. Variability in subtropical Andean Argentinean Atuel river: a wavelet approach. *ENVIRONMETRIC*, 11, 251-269.
- Cooley, W. W. y Lohnes, P. R., 1971. *Multivariate data analysis*. Hohn Wiley & Sons, Inc. EEUU. 363 pp.
- Escobar, F. y Aceituno, P., 1998. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études andines*, 27(3), 753-759.
- Garreaud, R. D. y Battisti, D. S., 1999. Interannual (ENSO) and Iterdecadal (ENSO-like) Variability en the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation. *Journal of Climate*, 12, 2113-2123.
- Green, P. E., 1978. *Analyzing Multivariate Data*. The Dryden Press: Hinsdale, Illinois. 519 pp.
- Hoffman, J. A., 1969. Pronóstico del tiempo a largo plazo (2da. parte). *Primeras Jornadas de Nivo-Glaciología, Fac. Cs. Pol. y Soc. UNC, Mendoza, Argentina*.
- Kalnay, E. y coautores, 1996. The NCEP / NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-441.
- Menegazzo de García, M. I. y Radicella, S., 1982. Variación climática-hidrológica en la región cordillerana andina. *Meteorológica*, 13, 49-62.
- Montecinos, A. y Aceituno, P., 2003. Seasonality of the ENSO related rainfall variability in central Chile and associated atmospheric circulation. *J. Climate*, 16, 281-296.
- Pittock, A. B., 1980. Patterns of climatic variation in Argentina and Chile. Part I: Precipitation, 1931–1960. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1347–1361.
- Quinn, W., y V. Neal, 1983: Long-term variations in the Southern Oscillation, El Niño and the Chilean subtropical rainfall. *Fish. Bull.*, 81, 363–374.
- Quintela, R. M. y Scarpati, O. E., 1993. Incidencia del Cambio Global sobre los Recursos Hídricos del Sur de la Patagonia (Argentina). *Geofísica*, 39, 61-84.
- Rutllant J. y Fuenzalida, H., 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology*, 11, 63-76.
- Rutllant, J., 1987. Synoptic Aspects of the Increase in Rainfall in Central Chile Associated with Warm Events in the Central Equatorial Pacific. *Proc. Conference on Geophysical Fluid Dynamics with special emphasis on El Niño*. Sao Jose dos Campos, July 13-17, 1987: 329-342.
- Smith, T.M., y Reynolds, R. W., 2004. Improved Extended Reconstruction of TSM (1854-1997). *Journal of Climate*, 17, 2466-2477.
- Waylen, P. y Caviedes, C., 1990. Annual and seasonal fluctuations of precipitation and stream flow in the Aconcagua river basin, Chile. *Journal of Hydrology*, 120, 79-102.
- Waylen, P., Compagnucci, R. y Caffera, R., 2000. Interannual and Interdecadal Variability in Streamflow from the Argentine Andes. *Physical Geography*, 21, N° 5, 452-465.

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 descriptas 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 Bellinghausen. 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 Bellinghausen 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-Bellinghausen 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 (Cavalieri, y otros, 1999).

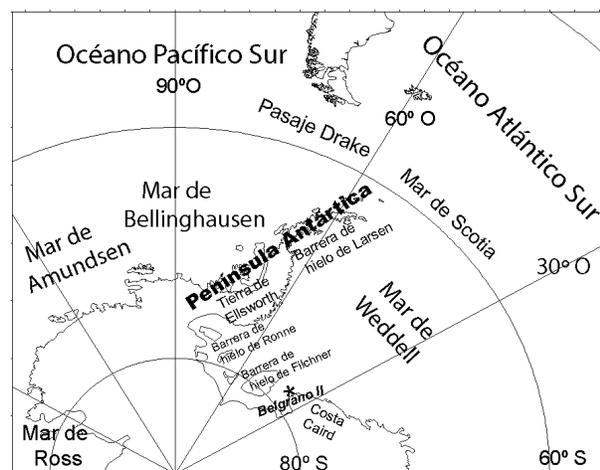


Figura 1. Área de estudio

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.

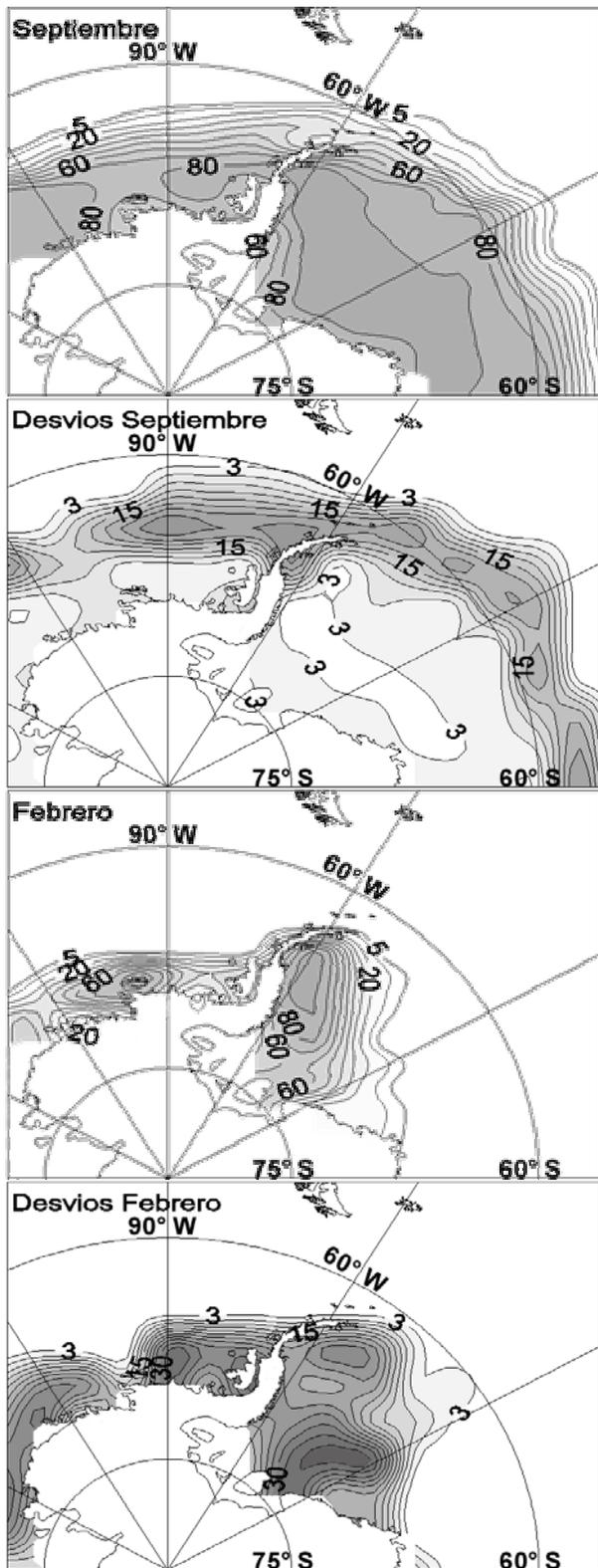


Figura 2. Campos medios y desvíos estándar de los campos de concentración de hielo marino para los meses de septiembre y febrero.

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.

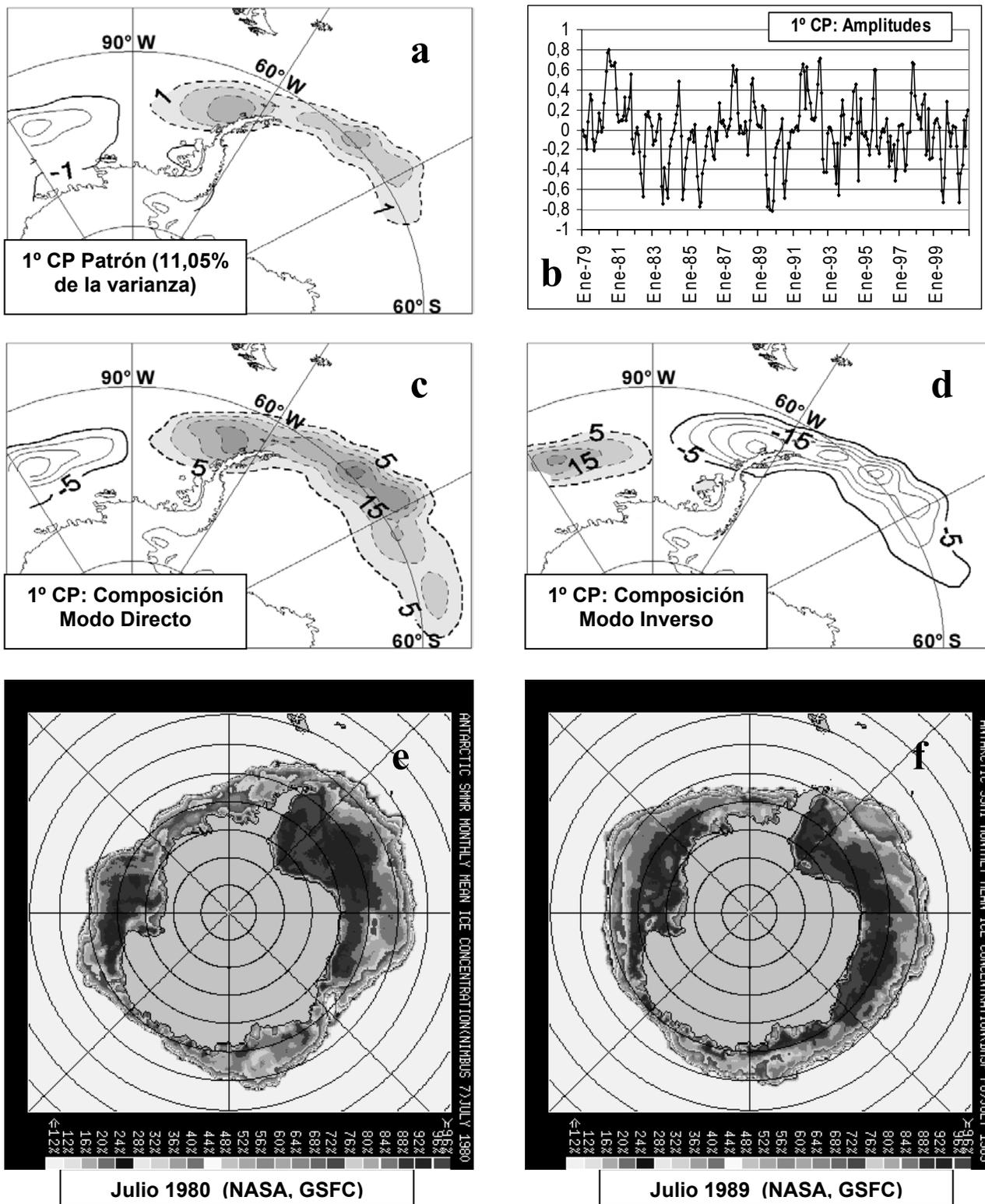


Figura 3. 1°CP: a) Patrón de anomalías de concentración de hielo marino (ACHM), b) serie de amplitudes, c) composición de ACHM para el modo directo (amplitudes ≥ 0.4), d) composición de ACHM para el modo inverso (amplitudes ≤ -0.4), ejemplos de concentración mensual de hielo marino para modo directo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

Climatología de la variabilidad espacial ...

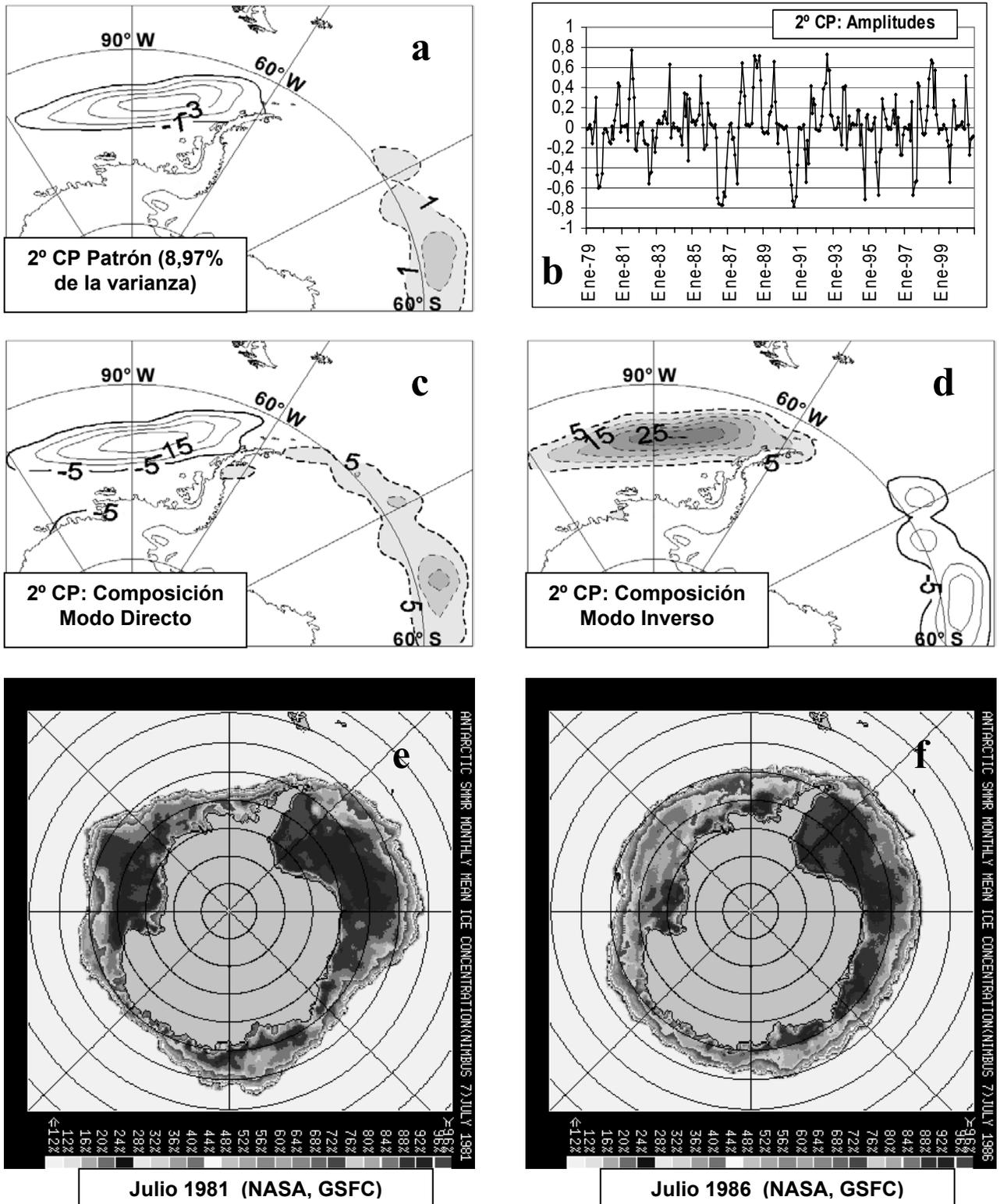


Figura 4. Idem Figura 3 para la 2° CP

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.

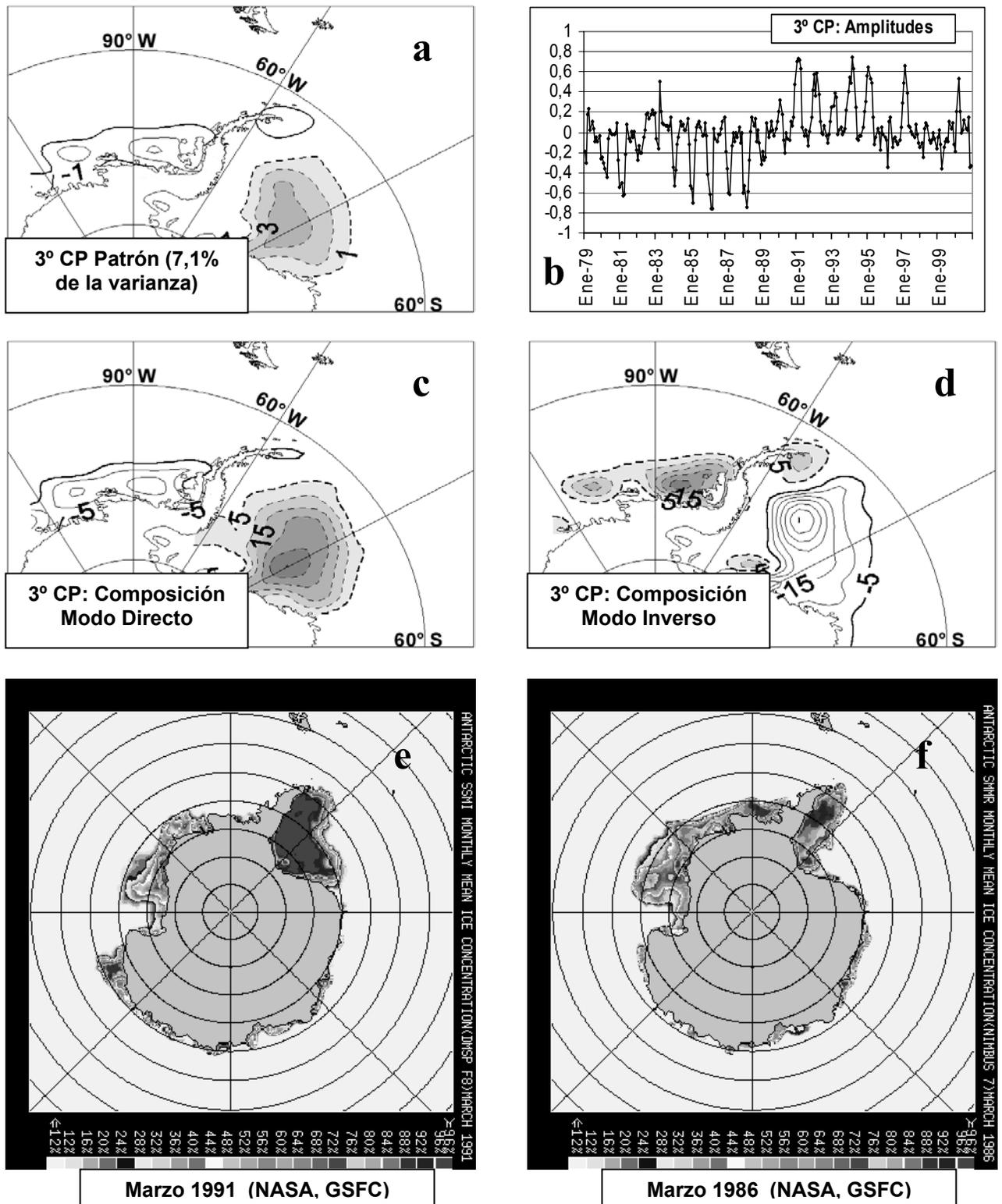
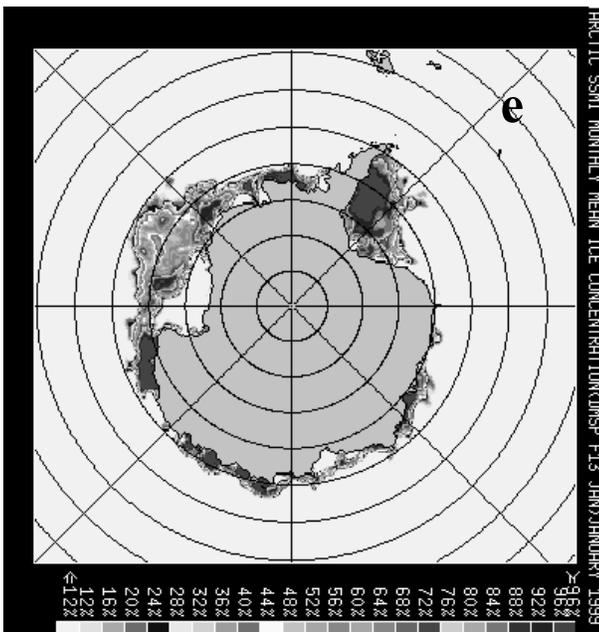
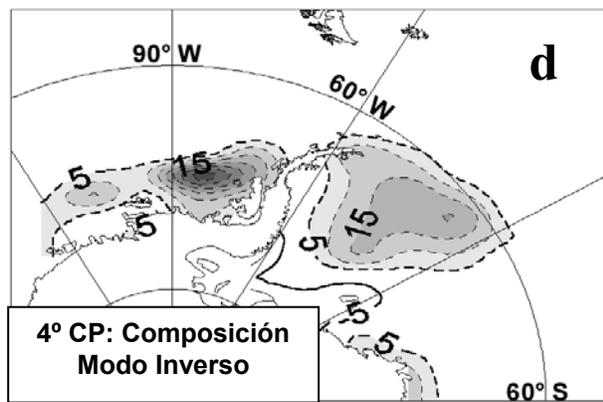
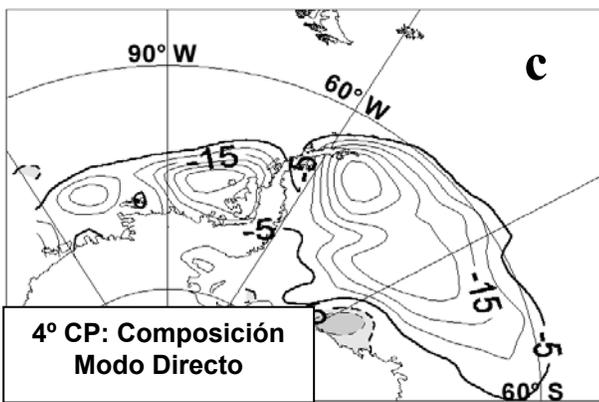
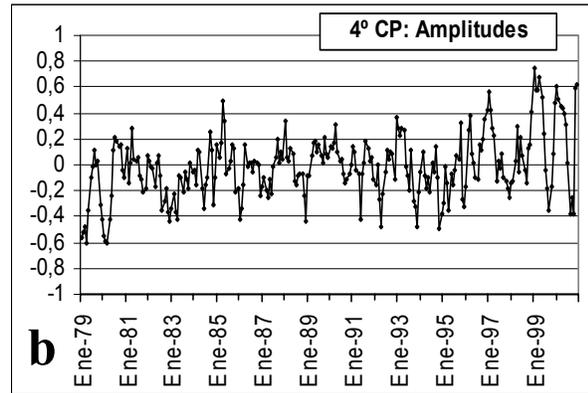
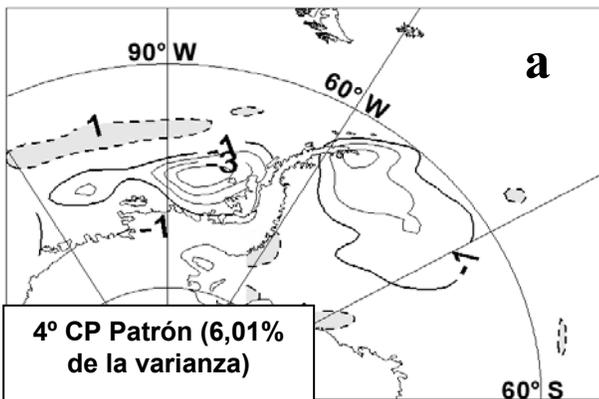
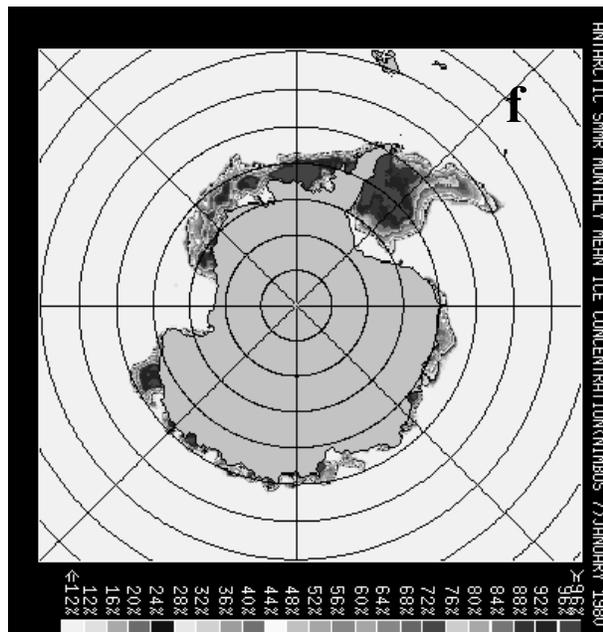


Figura 5. Idem Figura 3 para la 3° CP



Enero 1999 (NASA, GSFC)



Enero 1980 (NASA, GSFC)

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 descripta 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.

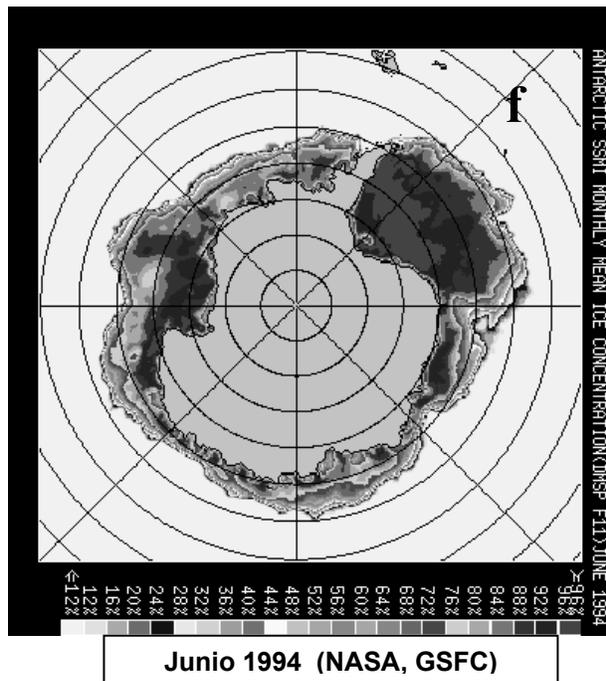
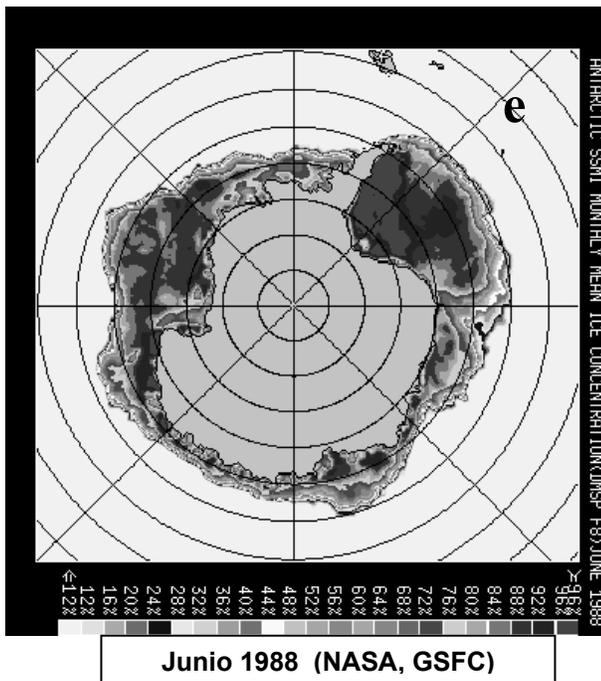
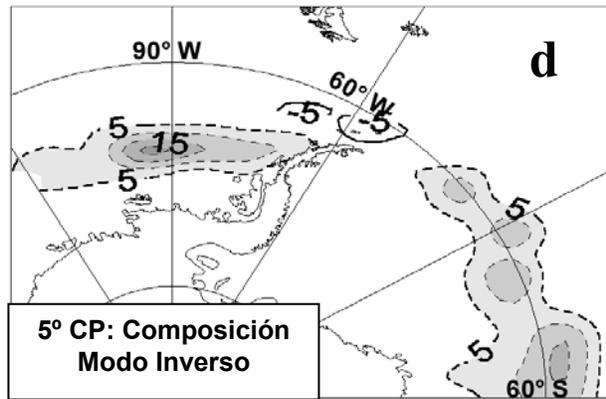
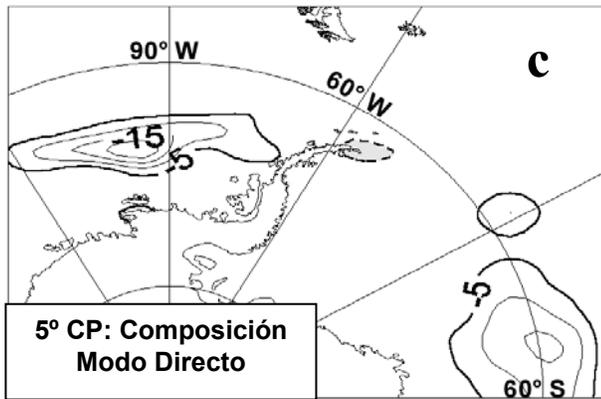
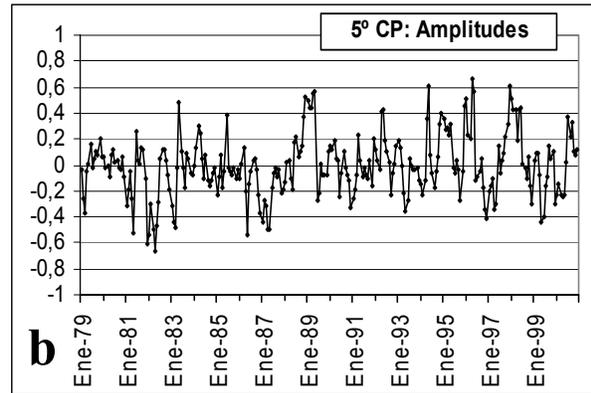
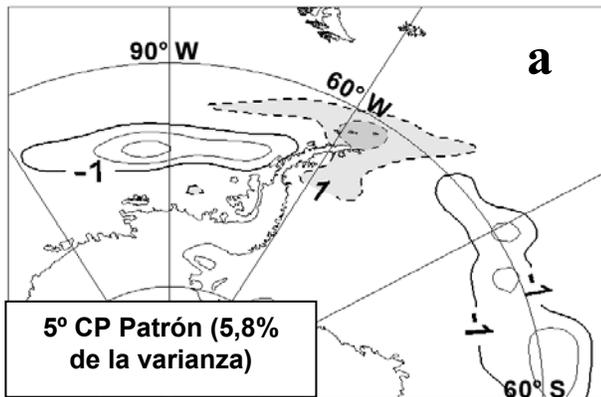


Figura 7. Idem Figura 3 para la 5° CP

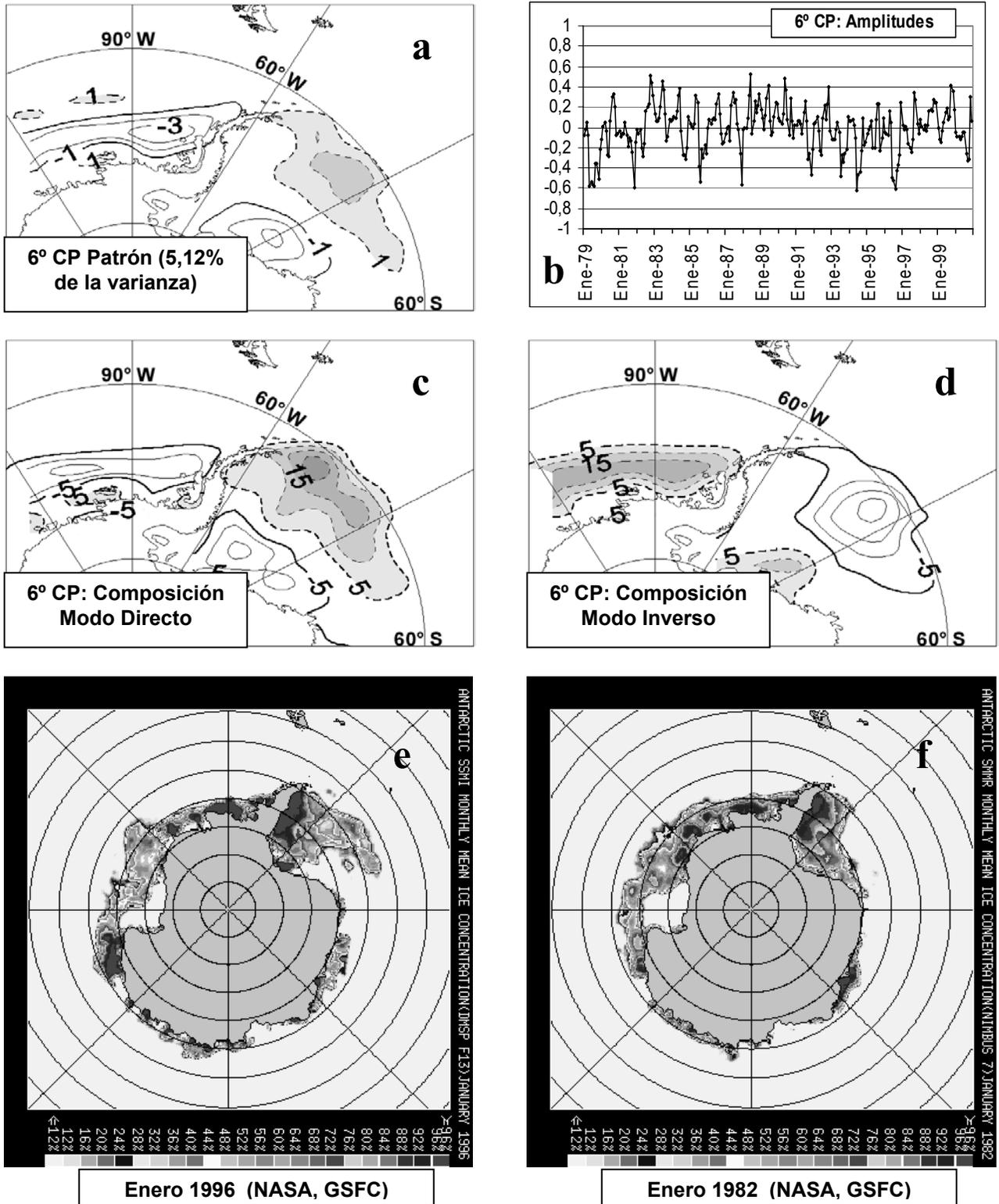


Figura 8. Idem Figura 3 para la 6° CP

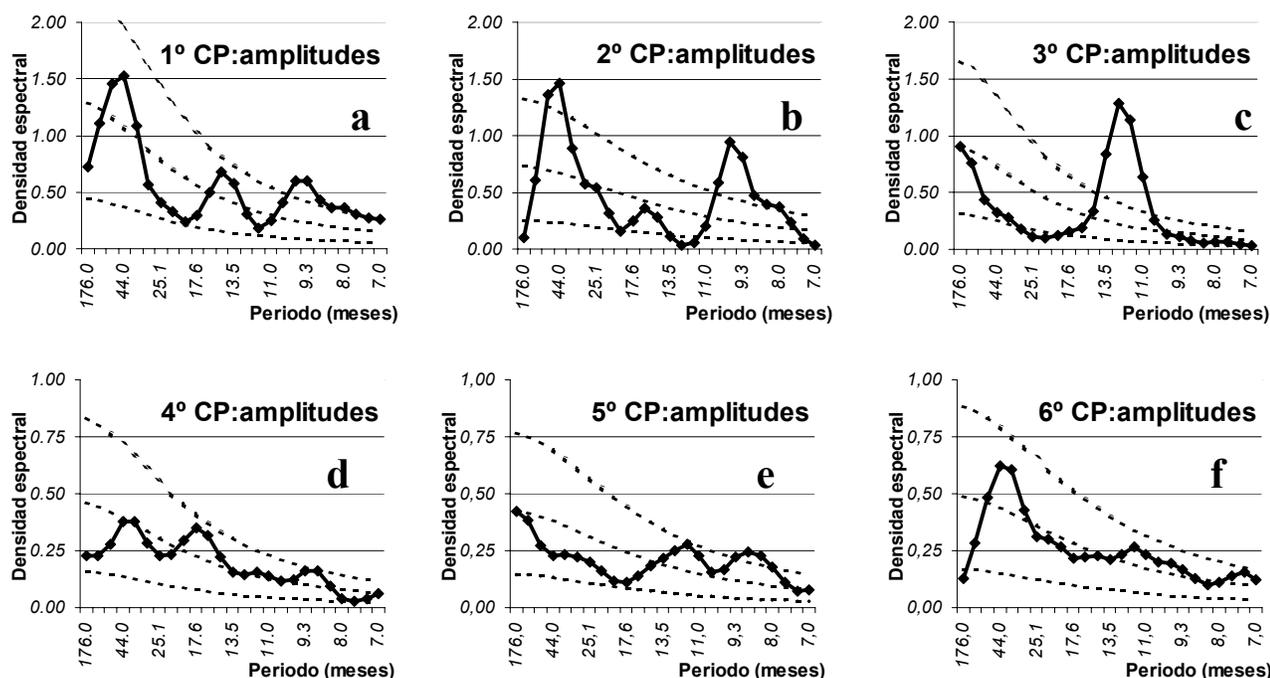


Figura 9. Densidad espectral de las series de las amplitudes de las componentes principales.

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 período 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 $TSM \geq 1^{\circ}C$ en el área niño3.4 y en gris oscuro los de $TSM \leq -1^{\circ}C$.

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°CP 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°CP y 6°CP 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°CP 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° 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°CP, 4°CP y 6°CP 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°CP y 6°CP 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.

- 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 Análisis. 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, 425páginas.
- 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.

PRECIPITACIONES CONVECTIVAS Y ESTRATIFORMES EN LA PAMPA HÚMEDA: UNA APROXIMACIÓN A SU SEPARACIÓN Y ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS DE AMBAS

Rubén H. Sarochar, Héctor H. Ciappesoni ⁽¹⁾ y Nora E. Ruiz*

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
⁽¹⁾Servicio Meteorológico Nacional

(Manuscrito recibido el 12 de diciembre de 2005, en su versión final el 4 de septiembre de 2006)

RESUMEN

Se estudiaron los registros de precipitación de diez estaciones ubicadas en la región de la Pampa Húmeda Argentina durante el período enero de 1995 a diciembre de 2001. Se llevó adelante la tarea de diferenciar en cada registro diario de precipitación las contribuciones con origen en nubosidad cumuliforme por un lado y estratiforme, por otro. La metodología empleada consistió en utilizar los informes horarios de tiempo presente relacionados con la convección para separar los días lluviosos convectivos de los estratiformes. La precipitación anual de la Pampa Húmeda, en promedio, proveniente de fenómenos de tipo convectivo tiene frecuencias menores que la correspondiente a fenómenos estratiformes (45% y 55%, respectivamente); lo inverso ocurre con la cantidad de precipitación donde aproximadamente el 75% es de origen convectivo y el restante 25%, estratiforme. Se observa que tanto la precipitación convectiva como su frecuencia de ocurrencia son superiores a las respectivas de origen estratiforme en los meses cálidos (noviembre a abril) con un máximo principal entre enero y abril, y otro secundario en octubre o noviembre dependiendo de la estación. La marcha anual de precipitación muestra una fuerte disminución en los meses invernales. La escasa precipitación en esta época es fundamentalmente de origen estratiforme. La onda anual quedaría en gran medida definida por la evolución de la marcha anual de la precipitación convectiva. En cuanto a la variabilidad, los desvíos mensuales aumentan en otoño y primavera y son mayores para la convección. Para la precipitación estratiforme la variabilidad es mucho menor en general.

Palabras clave: precipitación convectiva, precipitación estratiforme, pampa húmeda.

CONVECTIVE AND STRATIFORM PRECIPITATION IN THE HUMID PAMPAS: A SEPARATION APPROACH AND CLIMATOLOGICAL ASPECTS

ABSTRACT

Precipitation data at ten stations located in the Argentine Humid Pampas region since January 1995 to December 2001 have been studied. For each daily rainfall observation, contributions to precipitation coming from convective cloudiness and non-showery or stratus clouds have been separated. Hourly present weather reports from SYNOP information related to convection were used to discriminate convective rainy days from stratiform ones. For annual precipitation in the humid pampas, on average, convective precipitation frequency is less than stratiform frequency (45% and 55%, respectively); the opposite happens with the precipitation amount: 75% has convective origin and the remaining 25%, non-showery one. Monthly convective precipitation and its corresponding occurrence frequency are higher than the respective stratiform ones during the warm season (November to April) with the main maximum between January and April, and the secondary one at October or November depending on the station. The precipitation annual march shows a strong decrease in the cold months. This little rainfall is mainly from stratiform source. The annual wave is in a great extent defined by the annual convective wave. According to precipitation variability, monthly standard deviations increase in autumn and spring, and they are higher for convection. Stratus-type rainfall variability is less.

Keywords: convective precipitation, stratiform precipitation, humid pampas.

* E-mail address: nora@at.fcen.uba.ar

1. INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se ha analizado las precipitaciones mensuales diferenciando en ellas las correspondientes a procesos convectivos de los estratiformes, para un grupo de estaciones que pertenecen al Servicio Meteorológico Nacional de la República Argentina (SMN) y que se hallan ubicadas en la Región Pampeana. Esta región es considerada una zona altamente productiva en términos agrícola-ganaderos y abarca la provincia de Buenos Aires, este de La Pampa, sur de Córdoba y de Santa Fe, dentro del territorio argentino en el cono sur de América del Sur.

El objetivo principal de este análisis es el de desacoplar en lo posible el carácter *convectivo* que la precipitación presenta respecto del complemento puramente *estratiforme* de la misma en la región de estudio, haciendo la salvedad de que cuando se hable de lluvia convectiva o cumuliforme, el término no es estricto ya que se estará haciendo referencia a fenómenos relacionados fundamentalmente con la convección originados en tormentas de masas de aire o en mesociclones, pero que también pueden darse en sistemas frontales donde también habrá de existir además nubosidad de tipo estratiforme que aporte precipitación. Una total diferenciación escapa a los alcances de este trabajo debido, por un lado, al criterio de separación que se aplicó y, por otro, a que se utilizaron datos provenientes de la red de estaciones del SMN que se encuadra dentro de la escala sinóptica, hecho que imposibilita la detección y diferenciación de fenómenos de escala menor. En cambio cuando se hable de precipitación estratiforme podremos estar seguros de que de ella se trata, debido a que se obtiene por exclusión de todos los fenómenos asociados con la convección, si bien, en general la precipitación estratiforme puede provenir también de restos de células convectivas. El interés de esta separación radica en que los eventos de tipo convectivo, si bien pueden ser menos frecuentes, traen asociada una mayor cantidad de precipitación, por lo que es muy razonable afirmar que estos fenómenos son responsables de una mayor proporción de los excesos de precipitación que se registran. La convección está relacionada con actividad eléctrica, precipitación intensa y fuerte turbulencia, que a menudo ocasionan grandes daños a personas y propiedades. Como se demostrará más adelante, la precipitación de tipo convectivo prevalece sobre

la de tipo estratiforme casi todo el año, salvo en los meses invernales que es cuando la circulación de los oestes predomina en la Pampa Húmeda haciéndose más frecuente la actividad frontal. En este período la nubosidad y precipitación de tipo estratiforme cobran mayor importancia relativa.

Respecto de la forma de diferenciar el tipo de precipitación, Barry y Chorley (1985) proponen que la misma puede clasificarse en tres grupos principales: convectiva; ciclónica o estratiforme y orográfica. La precipitación convectiva está asociada a nubosidad cumuliforme (cúmulus congestus y cumulonimbus). En relación con su grado de organización espacial, los sistemas pueden desarrollarse de las siguientes formas:

a) Celdas convectivas dispersas, originadas por fuerte calentamiento del terreno en verano (facilitadas por la liberación de inestabilidad convectiva). Aquí la precipitación puede incluir algún tipo de tormenta con granizo y las áreas afectadas suelen ser pequeñas.

b) Precipitación de lluvia, nieve o granizo en forma de chaparrones que se forman en aire frío e inestable, donde las celdas convectivas (y la precipitación que éstas originan) se alinean en forma más o menos paralela a la dirección del viento, afectando una amplia área pero durante un lapso de tiempo relativamente corto.

c) Precipitación proveniente de sistemas mesoconvectivos que presentan una organización temporal y espacial mucho más extendida.

d) Celdas de cumulonimbus en ciclones tropicales totalmente organizados y afectando áreas de miles de kilómetros cuadrados. Estas últimas no corresponden a lo que sucede en nuestras latitudes.

La precipitación de tipo estratiforme esencialmente proviene del mecanismo de ascenso de aire mediante convergencia horizontal en una zona de baja presión y sus características varían de acuerdo al estado de desarrollo de los sistemas sinópticos. En los sistemas extratropicales este mecanismo está reforzado por el ascenso de aire cálido y húmedo a lo largo de la superficie frontal. Estos sistemas dan precipitación ligera o moderada, generalmente continua y sobre áreas muy extensas.

Por último está la precipitación orográfica, que no es el caso de las estaciones de la Pampa Húmeda, excepción en casos muy específicos en la región de las sierras bonaerenses, cuestión que no se tendrá en cuenta en este trabajo.

Otro criterio para clasificar tipos de precipitación es propuesto por Bluestein (1993) según el cual los sistemas precipitantes se pueden ordenar de acuerdo a su fenomenología o de acuerdo a su física. Precisamente según Bluestein, si se considera la fenomenología, la precipitación puede dividirse en convectiva y estratiforme. De acuerdo a esto los fenómenos convectivos se caracterizan por flujos verticales turbulentos de cantidad de movimiento y calor. Las leyes dinámicas que gobiernan este tipo de movimientos puede o no ajustarse a la aproximación hidrostática, por ejemplo chaparrones y tormentas no son en absoluto hidrostáticos. Sin embargo, algunas bandas de precipitación en ciclones extratropicales y zonas frontales son hidrostáticas. Las regiones de precipitación convectiva son relativamente angostas y la precipitación misma suele ser intermitente e intensa.

Los sistemas estratiformes se caracterizan por relativamente suaves flujos verticales de calor y cantidad de movimiento, la precipitación de esta clase suele encontrarse del lado polar de los frentes cálidos y en amplias zonas de advección cálida. La dinámica de estos sistemas es siempre hidrostática, las áreas afectadas son siempre amplias y la precipitación tiende a ser más suave y estable que en los sistemas convectivos. Algunos sistemas como las líneas de inestabilidad son híbridos de las dos formas mencionadas, pues durante su tiempo de vida conviven en distintas zonas precipitaciones convectivas y estratiformes. En ocasiones, los sistemas de precipitación convectiva pueden transformarse en estratiformes durante su etapa de decaimiento. En otros casos sistemas de precipitación convectiva se desarrollan dentro de áreas donde la nubosidad y la precipitación son claramente estratiformes.

Según Bluestein, la diferenciación de los sistemas precipitantes a través de la física de los mismos implica seguir la evolución ambiental de parámetros como la distribución espacial del vapor de agua, la velocidad vertical, los perfiles de temperatura, la microfísica, la cortante vertical y la cortante horizontal del viento. En el trabajo que aquí se presenta, se encara el estudio desde el punto de vista de la fenomenología.

Como antecedente en Argentina existe el trabajo de Hoffmann *et al.* (1987) quienes analizaron las frecuencias de distintos fenómenos y distintos tipos de precipitación en el territorio argentino. En lo

relacionado con la convección analizan y establecen frecuencias medias anuales de días con granizadas (período 1951-1980) y de días con tormentas eléctricas (período 1971-1980). En lo que atañe a la región de estudio y respecto de los días con granizadas, las mayores frecuencias las encuentran en la parte sur de la costa atlántica bonaerense, desde la ciudad de Mar del Plata hasta Bahía Blanca (continuando al sur por la costa patagónica). También resultan importantes las frecuencias de granizadas en el oeste de la provincia de Buenos Aires y sur de la provincia de Córdoba. Con respecto a las frecuencias de tormentas eléctricas, éstas tienen sus máximos anuales medios en el noroeste de la provincia de Buenos Aires, sur de Córdoba y sur de Santa Fe, siempre considerando sólo la región pampeana dentro de los totales del país.

En relación con las tormentas eléctricas Hordij *et al.* (1996) realizaron un estudio en el cual se determina la ocurrencia de tormentas convectivas estudiando los registros de actividad eléctrica atmosférica obtenidos de la red de estaciones del SMN. Este análisis se hizo para todo el territorio argentino, abarcando las décadas de 1971-1980 y 1981-1990. Los estudios correspondientes a las distintas estaciones del año se efectuaron asociando los meses de enero con verano, abril con otoño, julio con invierno y octubre con primavera. En lo referente a la región pampeana los autores encuentran un máximo anual de ocurrencia de tormentas convectivas en la zona de las sierras pampeanas.

Las situaciones que se presentan en el presente trabajo como convectivas fueron identificadas por los fenómenos asociados que aparecen en los informes de *tiempo presente* de la clave SYNOP y que se detallan más adelante. Otros autores han utilizado también criterios similares para separar los distintos tipos de precipitación. Dai (2000) utilizó informes de tiempo presente para estudiar la frecuencia de ocurrencia de las distintas categorías de precipitación a nivel global (entre ellas la convectiva y la estratiforme) así como también la frecuencia de ocurrencia de determinado tipo de evento precipitante. Obtuvo para las latitudes medias y altas del hemisferio norte que en los meses de invierno la precipitación de tipo estratiforme tiene una frecuencia de ocurrencia de entre un 50% y 90% de los casos según la región, mientras que las precipitaciones de tipo convectivo

son muy poco frecuentes. Para los meses de verano la proporción de lluvias en forma de chaparrones y tormentas aumenta en forma notable (con gran variabilidad de acuerdo a la región del globo) alcanzando entre un 30% y 40% de los casos para las latitudes medias.

Es importante aclarar una vez más que los datos de superficie utilizados en el presente trabajo provienen de la red sinóptica de estaciones del SMN lo cual dificulta precisar para el caso de la convección el tipo de proceso que le dio origen, así probablemente sean mejor detectados los fenómenos convectivos asociados a la actividad frontal, mientras que los procesos de masas de aire queden de algún modo oscurecidos.

Es posible pensar que los excesos y déficit de la precipitación estén asociados además al tipo de fenómenos que se presentan. Particularmente es razonable esperar que un exceso de la precipitación total mensual respecto de una media determinada tenga una mayor conexión con procesos de convección, especialmente en los meses cálidos del año. Podría ocurrir entonces que la estructura de la atmósfera condicione de algún modo el tipo de fenómenos que producen lluvias (convectivos o estratiformes). En tal sentido Ruiz y Vargas (1998) y Ruiz (2004) han estudiado la relación entre vorticidad y ocurrencia o no de precipitación diaria, estableciendo una significativa correlación entre las anomalías de vorticidad relativa en el nivel de 500 hPa y la precipitación diaria en un lugar determinado, observándose posiciones preferenciales y variables de dichas anomalías en relación con la ubicación geográfica de la estación cuya precipitación se estudia. En particular se encontró que vaguadas en la tropósfera media con un centro ciclónico anómalo sobre la cordillera de los Andes entre los 35° y 40° de latitud sur inciden en la ocurrencia de precipitación en Buenos Aires (Ruiz y Vargas, 1998). En términos mensuales, también se hallarían zonas con correlación levemente significativa entre las alturas geopotenciales de 500 hPa y la precipitación mensual (Antico, 1999). Cabe aclarar que la relación posible entre excesos y déficit mensuales de precipitación y el tipo de lluvia no se establece en forma objetiva en el presente trabajo, quedando simplemente en el plano de una hipótesis. El estudio aquí planteado puede resultar un tanto limitado por el número de estaciones tomadas y por el número de años analizados; no obstante, la

intención es analizar la componente convectiva y/o estratiforme de la precipitación cuantificándola en alguna medida a través de una estadística básica para, posteriormente, estudiar si pueden relacionarse estas componentes con estructuras de la circulación atmosférica de gran escala y de escala sinóptica (promedios mensuales).

2. DATOS UTILIZADOS Y METODOLOGÍA

Para este trabajo fueron seleccionadas diez estaciones ubicadas en la región de estudio que realizan observaciones durante las veinticuatro horas del día. Su ubicación se muestra en la Fig. 1 y las mismas son:

- Paraná (31° 47'S, 60° 29'W)
- Río Cuarto (33° 07'S, 64° 36'W)
- Laboulaye (34° 08'S, 63° 40'W)
- Junín (34° 57'S, 61° 14'W)
- Obs. Central Buenos Aires (34° 35'S, 58° 29'W)
- Bolívar (36° 15'S, 61° 06'W)
- Santa Rosa (36° 34'S, 64° 16' W)
- Tandil (37° 35'S, 59° 15'W)
- Mar del Plata (37° 56'S, 57° 35'W)
- Bahía Blanca (38° 44'S, 62° 10'W)

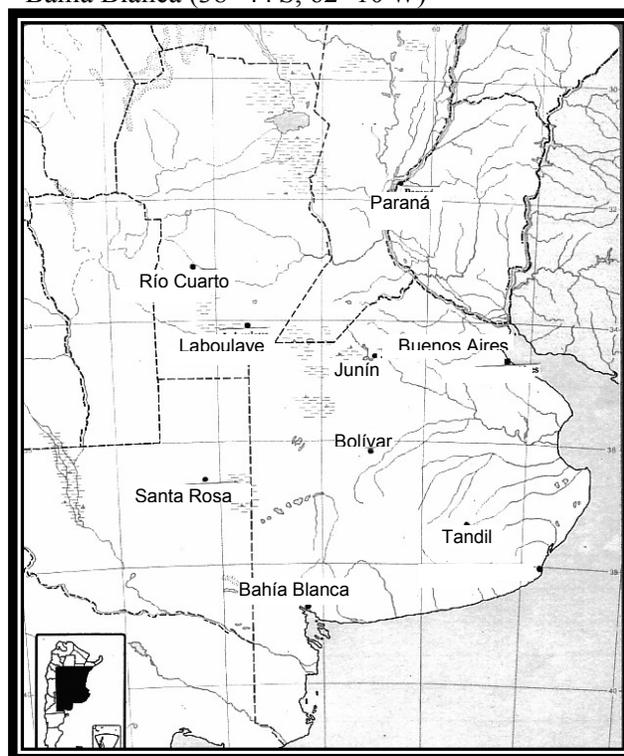


Figura 1. Región de estudio.

La información utilizada abarcó un período de siete años, desde enero de 1995 a diciembre de 2001

Precipitaciones convectivas y estratiformes en la Pampa Húmeda ...

inclusive. En este período se cuenta con la información horaria digitalizada que otorga la Base de Datos que se organizó en el SMN (Centro de Procesamiento de Datos). Para establecer la categoría de día con precipitación *convectiva* se extrajo de la base de datos el listado de días para los cuales, en el informe de tiempo presente en forma horaria, se consignaban fenómenos normalmente asociados a la convección según la clave SYNOP para estaciones de superficie. Los grupos considerados fueron:

ww = 18: Turbonadas en la estación, o a la vista, durante la hora precedente o en el momento de la observación.

ww = 25: Chaparrón(es) de lluvia.

ww = 26: Chaparrón(es) de nieve o de lluvia y nieve.

ww = 27: Chaparrón(es) de granizo o de pedrisco, granizo blando o de lluvia y granizo.

ww = 29: Tormenta (con precipitaciones o sin ellas).

ww = 80: Chaparrón(es) de lluvia débil(es).

ww = 81: Chaparrón(es) de lluvia moderado(s) o fuerte(s).

ww = 82: Chaparrón(es) de lluvia violento(s).

ww = 83: Chaparrón(es) de lluvia con nieve, débil.

ww = 84: Chaparrón(es) de lluvia con nieve moderado(s) o fuerte(s).

ww = 85: Chaparrón(es) de nieve débil(es).

ww = 86: Chaparrón(es) de nieve moderado(s) o fuerte(s).

ww = 87: Chaparrón(es) de granizo o de granizo blando, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve débil(es).

ww = 88: Chaparrón(es) de granizo o de granizo blando, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve moderado(s) o fuerte(s).

ww = 89: Chaparrón(es) de pedrisco, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve débil(es) sin truenos.

ww = 90: Chaparrón(es) de pedrisco, con lluvia o sin ella, o lluvia con nieve moderado(s) o fuerte(s) sin truenos.

ww = 91: Lluvia débil en el momento de la observación.*

ww = 92: Lluvia moderada o fuerte en el momento de la observación.*

ww = 93: Caída débil de nieve o de agua con nieve o granizo, granizo blando o pedrisco en el momento de la observación.*

ww = 94: Caída moderada o fuerte de nieve o de agua con nieve o granizo, granizo blando o pedrisco en el momento de la observación.*

ww = 95: Tormenta débil o moderada sin granizo, granizo blando o pedrisco, pero con lluvia y/o nieve en el momento de la observación.**

ww = 96: Tormenta débil o moderada con granizo, granizo blando o pedrisco, en el momento de la observación**

ww = 97: Tormenta fuerte sin granizo, granizo blando o pedrisco, pero con lluvia y/o nieve en el momento de la observación.**

ww = 98: Tormenta con tempestad de polvo o de arena en el momento de la observación.**

ww = 99: Tormenta fuerte, con granizo, granizo blando o pedrisco en el momento de la observación.**

A partir de estas consideraciones se analizaron los registros diarios de precipitación y se los comparó simultáneamente con los informes horarios de tiempo presente asociados a fenómenos convectivos según las claves antes detalladas (tomando todos estos datos dentro del horario que abarca un día pluviométrico, es decir de 12:00 UTC de un día a 12:00 UTC del día siguiente), de tal manera que cuando en un día determinado se tenían informes de tiempo presente de este tipo en al menos una hora y, además, existía un registro de precipitación, entonces ese día era definido como *día con precipitación convectiva* y a la cantidad de lluvia registrada se la tomaba como *precipitación convectiva*. Consecuentemente, se definió como *día con precipitación estratiforme* al resto de los días con precipitación que no consignaban fenómenos convectivos. Esta tarea se realizó para cada mes y para cada año que abarcó este estudio, y de esta manera se obtuvieron las series mensuales de precipitación *total, convectiva y estratiforme*. Con la información así discriminada se analizaron las series de precipitación total, convectiva y estratiforme.

Se debe tener en cuenta que para separar los grupos de precipitación convectiva y estratiforme haciendo uso de estas claves de tiempo presente se está utilizando información que proviene de

* Tormenta durante la hora precedente, pero no en el momento de la observación

** Tormenta durante el momento de la observación

observaciones humanas directas y no de mediciones instrumentales. Esto puede afectar de algún modo la objetividad del dato, ya que ciertas cuestiones tales como si los observadores utilizan las mismas instrucciones para sus reportes, si tienen o no el mismo entrenamiento u otros factores subjetivos, sin duda afectan los resultados; no obstante, este aspecto es imposible de ponderar. También es importante recalcar que al discriminar de esta manera a la precipitación de origen cumuliforme se está aceptando cierto margen de error no mensurable debido al hecho de existe precipitación estratiforme en zonas aledañas a aquéllas donde se produce convección mientras ésta es aún vigorosa (Houze, 1997). Esto ocurre fundamentalmente en las denominadas tormentas de masa de aire o en el desarrollo de mesociclones. También el decaimiento de sistemas convectivos produce precipitación de tipo estratiforme que puede prolongarse por horas aportando una buena cuota del registro del día, una discriminación clara no hora a hora no es posible con esta metodología que utiliza la precipitación acumulada de 24 horas.

3. CARACTERÍSTICAS DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

La región pampeana, ampliamente estudiada por Penalba y Vargas (1993, 1996), presenta una marcha anual de precipitaciones con máximos en primavera y otoño y mínimos en invierno. Se hace patente aquí la influencia del anticiclón del Atlántico Sur que provoca el ingreso de masas de aire cálido y húmedo, efecto que se hace más notable en los meses estivales y disminuye marcadamente en los meses invernales (Wölcken, 1954). Durante la temporada cálida resulta más frecuente la presencia de frentes cálidos y las denominadas tormentas de masa de aire que se caracterizan por fuertes precipitaciones de origen convectivo. También ocurren tormentas severas asociadas a líneas de inestabilidad (Lichtenstein y Schwarzkopf, 1970; Lichtenstein y Altinger 1970) y complejos convectivos de mesoescala (Velazco y Fritsch, 1987). En el período invernal el anticiclón se retira al norte de los 30° de latitud sur restringiéndose el ingreso de masas de aire húmedo por el noreste del país; se producen frecuentes irrupciones de masas de aire subpolar y polar a través de la Patagonia Argentina bajo la forma de frentes fríos (Schwerdtfeger, 1976) los que pueden provocar precipitaciones en extensas áreas de la

Pampa Húmeda incluso por varios días, como ocurre en el caso de las sudestadas, pero que sin embargo a pesar de los fuertes vientos que caracterizan a estas situaciones, suelen resultar poco relevantes en cuanto a cantidad de precipitación registrada. Detrás de estas masas de aire frío se desplazan sistemas migratorios de alta presión, con dirección noreste que luego terminan uniéndose al anticiclón del Atlántico.

En cuanto al tipo de precipitaciones que ocurren en Argentina, Wölcken (1954) hace una clasificación basada en dos grupos fundamentales: lluvias frontales y lluvias no frontales. Entre las primeras quedan incluidas todas las precipitaciones que se originan en frentes fríos, fríos en altura, cálidos, líneas de inestabilidad y combinaciones de frentes fríos con ascenso orográfico. Se trataría de lluvias en áreas extensas producidas fundamentalmente por nubosidad estratiforme, aunque también puede registrarse convección. Estas producirían, según Wölcken, un 79% de la precipitación total. En el caso de las lluvias no frontales, estas serían provocadas básicamente por procesos de convección y darían el 21% restante de la precipitación total en Argentina. Según este autor "el milimetraje del verano, en cuanto a lluvias no frontales, es mayor que el del invierno en todos los lugares", esto indica que las lluvias debidas a procesos convectivos se dan principalmente en la época cálida del año. Sin embargo, cuando investiga el número de días en que se registra precipitación concluye que en el promedio anual nacional los procesos frontales prevalecen en un 70% de los casos y los no frontales en el 30% restante. No se hace en el mencionado trabajo una diferenciación más específica entre precipitación de origen cumuliforme y estratiforme.

4. ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL

Las estaciones estudiadas corresponden a lo que en su trabajo Prohaska (1952) ha definido como Zona "D" en la que queda incluida la Pampa Húmeda con las características antes mencionadas. Según la diferenciación que aquél hiciera, la región se subdivide en una zona más al oeste, donde existe una influencia de tipo continental en las precipitaciones que alcanzan máximos valores en la primera mitad del semestre cálido (noviembre a enero), y otra zona de influencia marítima donde los máximos de precipitación se darían en la

segunda mitad de la temporada cálida, es decir en los meses de febrero a abril. De las estaciones utilizadas en este estudio: Paraná, Río Cuarto, Laboulaye y Santa Rosa quedarían según Prohaska, en la zona de influencia continental mientras que las estaciones de Buenos Aires, Bolívar, Junín, Bahía Blanca, Tandil y Mar del Plata quedarían dentro de la zona con influencia marítima.

Con las series mensuales de precipitación obtenidas para cada estación luego de la discriminación descripta en la sección anterior se confeccionaron las marchas anuales de la precipitación total, convectiva y estratiforme (expresadas en milímetros). Para construir los gráficos de precipitación mensual se efectuó una reducción a 30 días de los valores, es decir, se consideraron todos los meses de igual longitud temporal, para hacer posible las comparaciones en forma directa entre los valores absolutos de precipitaciones para cada estación, según recomendara Prohaska (1952).

4. 1. Precipitación en la Región Pampeana

La Fig. 2 muestra la marcha anual de los promedios mensuales para el período 1995-2001 de precipitación total, convectiva y estratiforme en la región promediados para todas las estaciones involucradas.

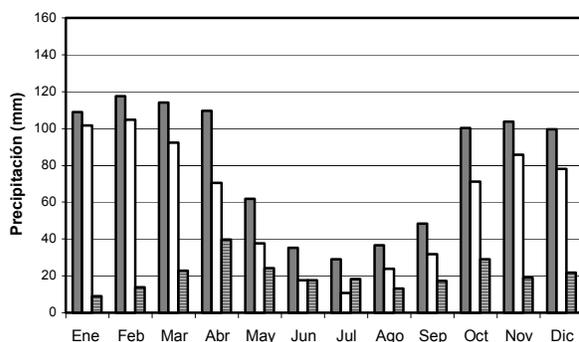


Figura 2. Región Pampeana: marcha anual de precipitaciones (1995-2001). Barras grises: precipitación total; blancas: convectiva; rayadas: estratiforme.

En cuanto a la precipitación mensual promediada temporal y arealmente se encuentra, como es de esperar en toda la región, una mayor cantidad de precipitación durante la temporada cálida respecto de la fría y la presencia de dos máximos anuales, uno principal en el mes de febrero y el segundo en noviembre. Durante los meses invernales es marcado el descenso en el nivel de las

precipitaciones y del mismo modo sucede con las frecuencias de los eventos, como se verá más adelante. Sin embargo, cuando se efectúa la comparación entre los fenómenos convectivos y estratiformes (Fig. 2), se ve que los primeros son notablemente más importantes que los segundos en cuanto a precipitación acumulada, especialmente durante los meses cálidos, es decir de noviembre a marzo. Promediando toda la región y los siete años estudiados, se observa que la convección produce aproximadamente un 75% de la precipitación, obedeciendo el restante 25% a nubosidad estratiforme (ver Tabla I).

Se observa además en el promedio regional de los siete años que el mes más lluvioso es febrero en cuanto a precipitación total y convectiva. Con respecto a la ubicación temporal del máximo principal de precipitación total para el período aquí analizado aparece una diferencia respecto de lo hallado por Penalba y Vargas (1996), dado que para ellos dicho máximo principal se da en el mes de marzo. Esto ocurre tanto con la cantidad de precipitación como con la frecuencia porcentual mensual de ocurrencia de días con fenómenos convectivos y estratiformes respecto del total anual de días lluviosos (Fig. 3). La precipitación total y la convectiva van disminuyendo levemente entre marzo y abril, y luego en forma más importante hasta el invierno. Se evidencia el mayor peso de la precipitación convectiva en los meses de verano especialmente. Durante el mes de julio predomina la precipitación de origen estratiforme, pero su contribución al total anual es poco relevante. Se extrae de este gráfico la existencia de una marcada onda anual para la precipitación convectiva, con máximos en verano (febrero) y mínimos en invierno (julio). Respecto de la precipitación estratiforme, dicha onda no es tan visible, y su máximo se daría en abril, con un máximo secundario en octubre (aparente onda semi-anual). Resulta interesante observar que la marcha anual de precipitación mensual presenta sus máximos y mínimos en los mismos meses que la precipitación convectiva, lo que sugiere que esta última determina la evolución de la primera en casi todo el año. La precipitación de origen estratiforme sólo evidencia mayor peso en los meses de abril y en menor medida en octubre, que es cuando se dan sus máximos principal y secundario respectivamente.

4. 2. Frecuencia de eventos

Para analizar la distribución anual de la cantidad de días con precipitación en el mes respecto del total de días lluviosos en el año se confeccionaron gráficos de frecuencias porcentuales mensuales de días con precipitación. En la Fig. 3 se halla representado el porcentaje de días con cualquier tipo de precipitación además de la separación entre frecuencias de días convectivos y estratiformes para el período 1995-2001. Se efectuó también aquí una reducción a treinta días de todos los meses.

De este gráfico se desprende que los fenómenos convectivos son más frecuentes que los estratiformes en los meses cálidos, aproximadamente de noviembre a marzo (llegando a duplicar en enero la cantidad de días convectivos con respecto a los estratiformes). Se invierte esta situación en la época invernal con una frecuencia de ocurrencia de precipitación estratiforme mayor de abril a octubre. Es posible suponer que los sistemas frontales más frecuentes en esta época del año estarían asociados a este tipo de fenómenos.

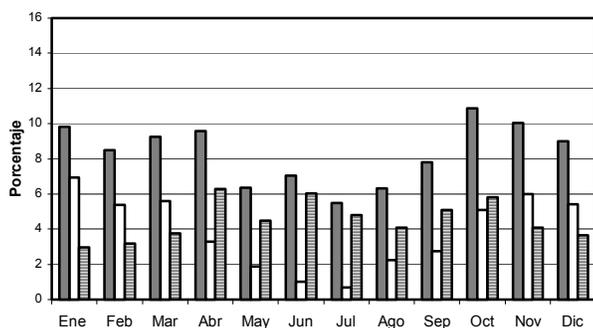


Figura 3. Región Pampeana: marcha anual del porcentaje mensual de días con precipitación respecto del total anual de días lluviosos (1995- 2001). Barras grises: precipitación total; blancas: convectiva; rayadas: estratiforme.

Con respecto a la distribución anual de estas frecuencias porcentuales es posible observar que no existen contrastes tan notables entre los distintos meses del año como ocurre con la cantidad de precipitación. En promedio, octubre es el mes con mayor cantidad de días con precipitación (casi tanto convectiva como estratiforme). Se puede notar también en la Fig. 3 la presencia de una onda anual para la frecuencia de fenómenos convectivos con máximo en enero y mínimo en julio. No resulta tan evidente la existencia de dicha onda para la frecuencia de días con precipitación

estratiforme, que presenta sus valores más altos de abril a octubre; el mínimo ocurre en enero. En junio y julio la precipitación es prácticamente estratiforme siendo mínimo el aporte de la convección. Del análisis año a año de cada estación (el cual no se muestra aquí) surge que muchas estaciones no presentan fenómenos de tipo convectivo en estos meses y en varios de los años estudiados. En un promedio regional y temporal resulta que los fenómenos cumuliformes ocurren en un 45% de los días en que se registra precipitación, mientras que el 55% responde a eventos puramente estratiformes, siempre de acuerdo al criterio de separación que aquí se aplicó (ver tabla II)

4. 3. Precipitación en las distintas sub-regiones

Debido a la gran extensión de territorio que ocupa la llanura pampeana se optó por agrupar las diez estaciones estudiadas en tres clusters o regiones según lo propusiera Scian (1999), dada la similitud en las respuestas que muestran las estaciones de cada grupo y que conforman las diferentes características climatológicas de cada región. Las agrupaciones son las siguientes:

- *región norte*: estaciones Paraná, Río Cuarto y Laboulaye.
- *región este*: estaciones Buenos Aires, Bolívar; Junín, Tandil y Mar del Plata.
- *región sudoeste*: estaciones Santa Rosa y Bahía Blanca.

La región norte (Fig. 4a) se destaca por los abundantes totales mensuales de precipitación de octubre a abril que obedecen a la convección. Los máximos de precipitación convectiva muestran un corrimiento a marzo (el principal) y a diciembre (el secundario) y es mucho mayor la diferencia entre fenómenos convectivos y estratiformes a favor de los primeros durante los meses que van de octubre hasta abril. Esta diferencia se amortigua mucho en la temporada fría (estación seca) y se revierte en junio y julio. En esta zona el porcentaje mensual de días precipitantes (Fig. 4b) en el mes ya sea convectivos o estratiformes no difiere demasiado de las frecuencias en las otras regiones (Figs. 4b y 5b); sin embargo, en la época cálida los totales convectivos son más abundantes lo que indica que el fenómeno convectivo, en general, es más intenso. Las regiones este (Fig. 5a) y sudoeste (Fig. 6a) muestran cierta semejanza entre las marchas anuales de precipitación total, siendo más abundantes en la primera sobre todo por la mayor

Precipitaciones convectivas y estratiformes en la Pampa Húmeda ...

convección en los meses de verano. Ambas muestran un máximo principal en febrero y uno secundario en octubre. Pero cuando se analizan las componentes convectiva y estratiforme se puede ver que los fenómenos convectivos muestran para la zona este un máximo principal en enero/febrero y uno secundario en octubre/noviembre. La convección es fundamental a partir de octubre en esta región. La zona sudoeste presenta sus máximos principal y secundario para la convección en febrero/marzo y octubre/noviembre, respectivamente (muy de acuerdo con la marcha de precipitación total). En la región este la precipitación estratiforme tiene picos en las estaciones de transición, casi iguala a la convectiva en junio y sólo la supera en el mes de julio. En la región sudoeste las precipitaciones estratiformes se distribuyen uniformemente a lo largo del año y superan a las convectivas de junio a agosto. Las marchas de porcentajes mensuales de días con precipitación para la zona este (Fig. 5b) y sudoeste (Fig. 6b) también muestran ciertas semejanzas con lluvias convectivas más frecuentes durante la temporada cálida, es decir entre noviembre y marzo en ambas regiones, y una inversión en esta relación a favor de los procesos estratiformes entre abril y octubre. No obstante, son levemente más frecuentes los fenómenos convectivos en la zona este, rasgo que es más evidente de mayo a septiembre. Resumiendo en la Tabla I se muestran los promedios regionales y anuales (como porcentajes) para las precipitaciones convectivas y estratiformes y en la Tabla II sus respectivas frecuencias porcentuales de días con precipitación.

	Precipitación Convectiva	Precipitación Estratiforme
Región Pampeana	75 %	25 %
Región este	72 %	28 %
Región norte	85 %	15 %
Región sudoeste	67 %	33 %

Tabla I. Promedios temporales y regionales de precipitación convectiva y estratiforme, expresados como porcentajes.

	Precipitación Convectiva	Precipitación Estratiforme
Región Pampeana	45 %	55 %
Región este	45 %	55 %
Región norte	50 %	
	38 %	62 %

Tabla II. Promedios temporales y regionales de número de días con precipitación convectiva y estratiforme, expresados como porcentajes.

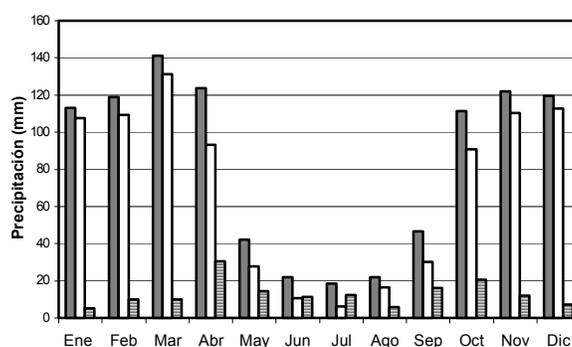


Figura 4a. Región norte: idem Fig. 2.

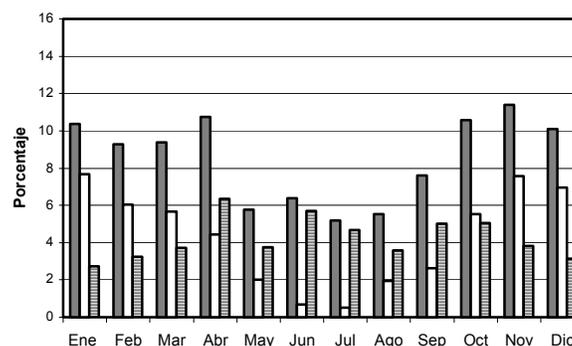


Figura 4b. Región norte: idem Fig. 3.

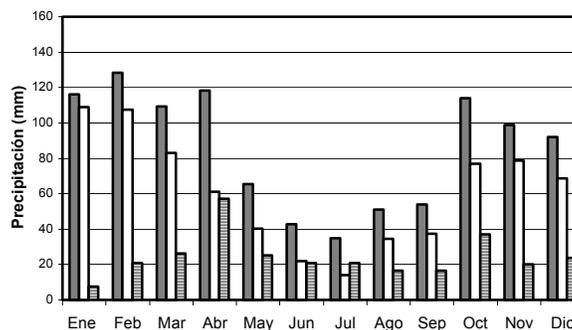


Figura 5a. Región este: idem Fig. 2.

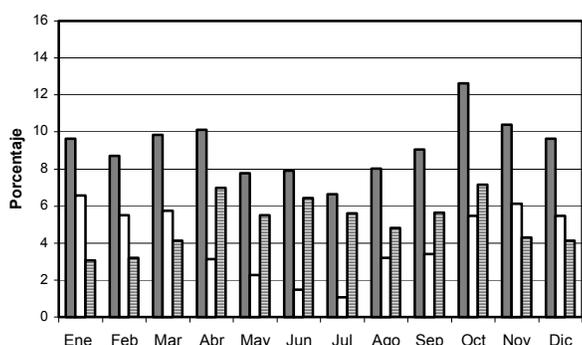


Figura 5b. Región este: idem Fig. 3.

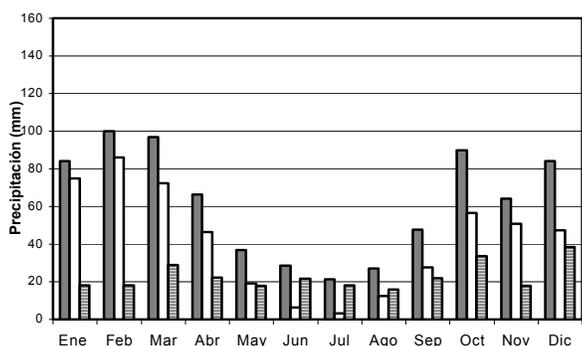


Figura 6a. Región sudoeste: idem Fig. 2.

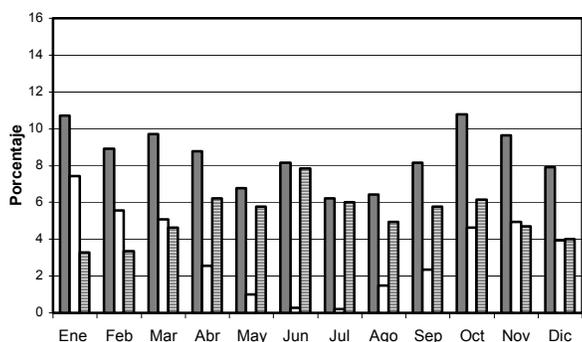


Figura 6b. Región sudoeste: idem Fig. 3.

5. VARIABILIDAD INTERANUAL

Se analiza la variabilidad interanual de las precipitaciones convectivas y estratiformes a través de los desvíos estándar mensuales. Aquí se ha trabajado sin agrupar en sub-regiones, observando individualmente cada una de las estaciones.

Para ambos tipos de precipitación se observa que la marcha anual de desvíos standard tiene (en todas las estaciones) un máximo principal ubicado a fin del verano o principios del otoño, y un máximo secundario al comienzo de la primavera.

En lo referente a la precipitación convectiva (Tabla III) se ve que para las tres estaciones de la región norte la máxima variabilidad se da entre marzo y abril, mientras que para el resto de las estaciones esto ocurre principalmente en febrero (en enero para Buenos Aires). El otro pico de variabilidad se observa entre octubre y noviembre sin que parezca influir aquí la región. Para la precipitación estratiforme (Tabla IV), la distribución anual de los máximos es más irregular. El mayor desvío se evidencia en abril en el 70% de las estaciones (Santa Rosa en diciembre) el máximo secundario ocurre mayormente en octubre, con los casos particulares de Paraná en julio y de Bahía Blanca, en junio.

6. CONCLUSIONES

De la comparación entre totales mensuales de precipitación convectiva y estratiforme Pampeana Húmeda Argentina es posible concluir que los primeros son notablemente más importantes, especialmente durante los meses cálidos.

Estación	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Octub.	Nov.	Dic.
Paraná	51,7	68,6	70,4	140,1	46,4	36,7	28,9	36,1	27,6	69,0	55,4	71,2
Río Cuarto	59,0	66,9	86,1	56,0	24,9	3,9	0,7	4,1	29,0	28,5	64,5	51,8
Laboulaye	31,7	78,5	115,3	75,9	36,4	1,1	0,7	19,4	33,7	61,2	68,4	84,4
Junín	70,3	91,5	67,3	60,7	81,6	14,4	6,1	38,9	29,6	71,3	52,1	64,6
Bs. Aires	96,5	55,9	46,5	50,4	72,2	37,7	37,8	42,5	46,7	40,0	54,4	46,8
Bolívar	39,0	74,3	49,6	65,6	30,3	21,8	6,9	11,6	35,8	90,8	46,1	15,3
Tandil	56,3	65,8	58,6	38,6	20,0	53,0	27,2	50,8	36,1	54,0	59,3	48,3
M. del Plata	16,7	100,3	41,4	31,8	16,3	32,1	28,5	29,7	19,7	24,1	58,2	34,2
Sta. Rosa	24,6	66,3	45,0	65,1	31,7	28,9	10,2	5,2	18,9	61,2	28,4	40,3
B. Blanca	32,4	27,9	31,7	39,3	15,7	2,6	5,4	20,3	27,9	40,8	27,2	33,3

Tabla III. Desvíos estándar de la precipitación convectiva (mm) para el periodo 1995- 2001

Precipitaciones convectivas y estratiformes en la Pampa Húmeda ...

Estación	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Octub.	Nov.	Dic.
Paraná	3,2	6,9	11,9	29,7	12,9	7,4	17,6	6,2	7,7	5,3	2,9	9,0
Río Cuarto	3,3	9,6	13,7	51,2	16,5	7,7	12,1	14,0	11,9	31,9	12,0	10,1
Laboulaye	13,2	21,8	10,7	31,2	14,1	7,5	5,9	2,2	27,1	14,1	20,3	4,0
Junín	8,9	18,4	13,1	103,2	25,8	10,7	6,9	7,5	5,9	20,2	14,9	14,6
Bs. Aires	7,3	17,1	71,7	39,6	52,7	24,8	25,3	16,7	12,6	67,7	32,1	45,9
Bolívar	9,0	46,6	32,3	54,8	13,6	24,1	13,8	19,2	27,6	44,4	19,7	41,9
Tandil	10,3	15,1	16,4	49,3	22,7	12,7	14,9	16,2	21,2	34,0	11,9	30,1
M. del Plata	4,8	38,0	47,8	103,6	10,1	24,0	29,0	24,8	16,1	42,5	14,5	35,6
Sta. Rosa	22,2	24,9	48,8	34,0	14,2	5,7	16,8	11,9	34,6	27,3	22,8	84,2
B. Blanca	46,7	33,1	22,3	15,8	20,8	55,9	33,4	13,7	14,2	21,9	19,7	35,3

Durante los meses invernales los niveles de precipitación descienden marcadamente predominando la de tipo estratiforme durante julio e igualándose ambas en junio. Promediando toda la región y los siete años estudiados, se ve que la convección produce aproximadamente un 75% de la precipitación, y el restante 25% se debe a nubosidad estratiforme.

Se evidencia una marcada onda anual en la precipitación convectiva, con máximos en verano (febrero) y mínimos en invierno (julio). Dicha onda no es tan visible en la precipitación estratiforme, y su máximo se daría en abril, con un máximo secundario en octubre (aparente onda semi-anual). La marcha anual de precipitación mensual presenta sus máximos y mínimos en los mismos meses que la precipitación convectiva, lo que sugiere que esta última determina la evolución de la primera en casi todo el año.

La cantidad de días con precipitación en cada mes se distribuye en forma cuasi-pareja a lo largo de todo el año, entre 6% y 10% por mes con un pico de 11% en octubre, tomados estos valores respecto del total anual de días lluviosos. Sin embargo, el porcentaje de días convectivos tiene un mínimo en julio (menor de 1%) y un máximo en enero (7%), mientras que el porcentaje de días estratiformes, complementario del anterior, se mantiene durante todo el año, aunque con valores algo más altos de abril a octubre. Se concluye que los fenómenos convectivos son marcadamente más frecuentes en los meses cálidos, mientras que la frecuencia de ocurrencia de días con precipitación estratiforme es mayor de abril a octubre. En un promedio regional y temporal resulta que los fenómenos cumuliformes ocurren en un 45% de los días en

que se registra precipitación, mientras que el 55% responde a eventos puramente estratiformes, siempre de acuerdo al criterio de separación que aquí se aplicó, como se ve, ocurre lo inverso ocurre que con la cantidad de precipitación.

De las marchas anuales de la precipitación convectiva, estratiforme y total en cada una de las sub-regiones y de las frecuencias porcentuales mensuales de ocurrencia de cada fenómeno respectivo se concluye que en general, en la región norte la precipitación es en un 85% de origen convectivo y 15% estratiforme, mientras que las frecuencias del tipo de precipitación son muy similares, cercanas al 50% en promedios generales, aunque existe una marcha anual en ambos tipos de precipitación, de fase invertida (Fig. 4b). Es notable ver que en los meses donde se producen los máximos de cantidad de lluvia convectiva el registro complementario de lluvia estratiforme es sensiblemente inferior al primero. Ocurre lo mismo con respecto al máximo convectivo secundario de primavera (Fig. 4a).

En la región este aproximadamente el 72% de la precipitación es convectiva y el 28% estratiforme, y las frecuencias de cada tipo son del 45% y 55%, respectivamente. Las estaciones de esta región muestran en su marcha anual de precipitaciones (Fig. 5a) un comportamiento bastante similar a la zona anterior, pero se observa un corrimiento del máximo principal hacia febrero. Para el máximo secundario esto ocurre en octubre. Los niveles de precipitación también son similares, pero son más marcadas las diferencias entre precipitación convectiva y estratiforme en la temporada cálida.

En la región sudoeste resulta un 67% de la precipitación de origen cumuliforme y el 33%

estratiforme; para las frecuencias la relación es 38% y 62%, respectivamente. También se observa en las marchas de frecuencias porcentuales de días con precipitación (Fig. 6b) que a partir de abril y hasta octubre la ocurrencia de lluvia estratiforme es mayor que la cumuliforme, especialmente en los meses de junio y julio. Es más, estas estaciones evidencian la falta total de convección en estos meses en varios de los años que ha abarcado este estudio.

Con respecto a la variabilidad de cada tipo de precipitación resulta mayor para el caso convectivo mostrando todas las estaciones dos máximos de variabilidad en los meses de transición verano-otoño y en plena primavera (octubre principalmente).

Las conclusiones aquí expuestas pueden estar condicionadas por el número de años estudiados. No obstante se ha establecido una aproximación climatológica básica de las precipitaciones de origen convectivo y estratiforme para la región de la Pampa Húmeda Argentina. Un tratamiento más amplio a escala regional implica buscar posibles relaciones con la circulación, lo que permitirá sin duda mejorar los resultados en cuanto a diagnóstico y predicción de precipitaciones intensas o bien de períodos de sequías.

Agradecimientos. Al Servicio Meteorológico Nacional por el aporte de los datos de precipitación y a la Universidad de Buenos Aires mediante el proyecto X070.

REFERENCIAS

- Barry, R.G. y Chorley, R.T., 1985. Atmosphere, weather and climate. Routledge, 392 pp.
- Bluestein, H.B., 1993. Synoptic–dynamic meteorology in midlatitudes. Vol II, Observations and theory of weather systems. Oxford University Press, 594 pp.
- Dai, A., 2000. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part I: Seasonal and interannual variations. *Journal of Climate*, **14**, 1092-1111.
- Hoffmann, J.A., Gómez, A.T., y Núñez, S.E., 1987. Los campos medios anuales de algunos fenómenos meteorológicos, II Congreso Interamericano de Meteorología y V Congreso Argentino de Meteorología, Buenos Aires, diciembre de 1987.
- Hordij, J.H., Bordón, S. y Sassone, R., 1996. Análisis de la marcha anual de las cartas isoceráunicas mensuales en la República Argentina. VII Congreso Argentino de Meteorología y VII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Buenos Aires, septiembre de 1996.
- Houze, J. y Robert, A., 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: a meteorological paradox? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2179- 2195.
- Lichtenstein, E.R. y Schwarzkopf, M.L., 1970. Aspectos estadísticos de las líneas de inestabilidad en la Argentina. *Meteorologica*, **1**, N° 1, 3-12.
- Lichtenstein, E.R. y Altinger, M. L., 1970. Condiciones meteorológicas asociadas a ocurrencia de líneas de inestabilidad. *Meteorologica*, **1**, N° 2, 79-89.
- NOAA, 2003. Climate Diagnostics Bulletin.
- Penalba, O.C. y Vargas, W.M., 1993. Study of homogeneity of precipitation in a region in the Province of Buenos Aires, Argentina. *Theoretical and Applied Climatology*, **47**, 223-229.
- Penalba, O.C. y Vargas W.M., 1996. Climatology of monthly and annual rainfall in Buenos Aires, Argentina. *Meteorology Applied*, **3**, 275-282.
- Prohaska, F. J. , 1952. Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos. *Meteoros*, Año II, N° 1-2, 66-100.
- Ruiz, N.E. y Vargas, W.M., 1998. 500 hPa Vorticity Analyses over Argentina: Their Climatology and Capacity to distinguish Synoptic-Scale Precipitation, *Theoretical and Applied Climatology*, **60**, 77-92.
- Ruiz, N.E., 2004. Vorticity patterns for rainy and dry episodes in Argentina. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **86**, 45-62.

Precipitaciones convectivas y estratiformes en la Pampa Húmeda ...

Scian, B.V., 1999. Variabilidad interanual de la precipitación en la pradera Pampeana y su relación con algunos índices de circulación atmosférica. Tesis Doctoral, FCEyN, Universidad de Buenos Aires.

Schwerdtfeger, W., 1976. Climates of Central and South America. World Survey of Climatology. Volume 12. Elsevier, The Netherlands.

Velasco, I. y Fritsch, J.M., 1987. Mesoscale convective complex in the Americas. J. Geophys. Res., **92**, 9591-9613.

Wölcken, K., 1954. Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina. Meteoros, Año IV, N° 4, 327-366.

NOTAS Y CORRESPONDENCIA

A MAXIMUM TEMPERATURE FORECASTING METHOD FOR THE CITY OF PELOTAS, RIO GRANDE DO SUL

Natalia Fedorova², M. H. de Carvalho¹, V. Levit², B. C. Marcelino¹, A. M. Gonçalves¹, E. P. Alves¹, E. Signorini¹, G. C. Pinheiro¹, J. Marques¹, V. M. de Oliveira¹, A. J. de Almeida¹, C. B. Botelho¹

¹ Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas, Faculdade de Meteorologia,
Universidade Federal de Pelotas (UFPel), Brazil

² Centro de Ciências Exatas e Naturais,
Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Brazil

(Manuscript received October 21, 2004, in final form October 28, 2005)

RESUMEN

La predicción de la temperatura máxima es muy importante para la población. Con el objeto de ofrecer un método de prever esta temperatura, fue adaptado y testado un método que es basado en la altura de la capa con gradiente vertical adiabático seco. La base de datos consistió de tres años: 1998, 1999 y 2000. Los coeficientes de determinación y de correlación fueron determinados y las dos series, temperatura máxima observada y temperatura máxima prevista, fueron comparadas. Los resultados muestran que el método testado es bueno, al menos, para la región de Pelotas.

Palabras clave: temperatura máxima, pronóstico del tiempo, capa límite

UN MÉTODO DE PRONÓSTICO DE TEMPERATURA MÁXIMA PARA LA CIUDAD DE PELOTAS, RIO GRANDE DO SUL

ABSTRACT

Forecasting maximum temperature is very important for the population. In order to offer a way of forecasting this temperature, a method was adapted and tested based on the height of the layer with a dry adiabatic lapse rate. The database was formed over a period of three years: 1998, 1999 and 2000. Determination and correlation coefficients were calculated in order to verify the method validity. Also, several statistical characteristics were determined and the observed and forecasted maximum temperature series were compared. The results show that the method tested is a good one, at least for the region of Pelotas.

Key words: maximum temperature, weather forecasting, boundary layer

1. INTRODUCTION

Extreme temperatures (maximum and minimum) that occur in a certain region are of interest not only to meteorologists, but also to the community in general. Numerical prediction model products that are received at the Meteorological Research Center (MRC) of the Federal University of Pelotas do not include maximum temperature; however, the inclusion of this meteorological element for daily weather forecasting is obligatory, which verifies the necessity of having a method to forecast this parameter in Pelotas.

The first description of the formation of the dry adiabatic lapse rate layer, which happens during the day when maximum temperature is observed (generally, at 1:00pm or 2:00pm local time), was made by Petterssen (1940). He presented the process through which a nocturnal temperature inversion is created in the boundary layer and he also explained how a layer with a dry adiabatic lapse rate is formed near the surface. Based on Petterssen, and on special studies for the European region, a maximum-temperature forecasting model was developed for the regions of the middle latitudes in Russia (Manual, 1986). This method has been used operationally in Central Russia for many years.

Studies on temperature in Brazil have been made; for example that of Becker *et al.* (1992) in which this variable was grouped for the state of Rio Grande do Sul by applying cluster analysis. Monthly data was acquired over a thirty-year period from forty-one meteorological stations. Five homogeneous groups were found that clearly define isothermal bands and regional topography.

In their discussion of specialist systems applied to weather forecasting, Duarte and Rebello (1988) considered maximum temperature observed on the previous day, as well as other parameters that have influence in the determination of air temperature.

Menzies and Ferreti (1984) carried out frequency analyses of maximum and minimum temperatures series, adjusting them to the first asymptotic distribution of extremes and calculated the values corresponding to a thirty-year return period. They made maps for a representative month of each season presenting the real series of the highest maximum temperatures and the lowest minimum temperatures, and also maps of their corresponding theoretical values.

Klein and Lewis (1970) described an automatic system for forecasting maximum and minimum surface temperatures. The system used multiple regression equations derived for one hundred and thirty-one cities in the United States and twelve in southern Canada. They presented verification statistics for 18 months of operational forecasts that were obtained through the use of barotropic and Reed numerical models as input to the multiple regression equations. They concluded that, during that period, the automatic temperature predictions were superior to those using persistence and almost as good as the subjective ones.

Klein and Hammons (1975) developed an automatic system of maximum and minimum surface temperature forecasting based on MOS (Model Output Statistics) that combines numerical and statistical methods. With this system, they increased the accuracy of automatic forecasts.

Another paper in which statistical forecasting of maximum and minimum temperatures was used is that of Winkler and Murphy (1979). They used probabilistic temperature forecasting and considered alternative summary measures of a forecaster's probability distribution of temperature. They also suggested "credible intervals" as a suitable choice for operational forecasts of this continuous variable. In the paper, the term "credible interval" is defined as an interval of temperature values accompanied by a probability that expresses the forecaster's degree of belief that the temperature will actually fall inside the interval. The experimental results indicate that experienced forecasters can formulate reliable and skillful credible interval temperature forecasts.

Recently, Massie and Rose (1997) studied the relationship between forecasted geopotential thickness and observed maximum temperature, in order to examine the viability of using this parameter to aid in forecasting maximum temperature by means of regression equations.

The objective of this research is the development of a maximum temperature forecast method for Pelotas, using the height of the dry adiabatic lapse rate layer. In light of this, an existing method was tested for the specific region of Pelotas, RS. Moreover, a climatology of the height of the dry adiabatic lapse rate layer, h_d , was obtained for each month and in differing situations of cloud cover.

2. DATA

A maximum temperature forecasting...

Files of the data described below were compiled.

1. The temperature fields (12-hour forecasted temperature, from 00 UTC) for pressure levels 1000, 925, 850, 700, 500 and 400 hPa, which were obtained from NCEP (National Centers for Environmental Predictions - United States of America) model.
2. Meteorological data from the Meteorological Station (7m above sea level) at the MRC of the Federal University of Pelotas: maximum temperature (TMAX), dry bulb maximum temperature (TMBS), which were obtained using the maximum and dry bulb thermometers, respectively, and pressure. The observed data (which will be discussed in section 4.1) show that the difference between TMAX and TMBS is large, approximately 1°C. That difference was registered consistently, and therefore, both of them must be taken into account. It should be noted that since those temperatures are different, the results of their use will also be different. Lack of information about which method is preferable (TMAX or TMBS) did not permit us to choose between them. Therefore, both temperatures were used. Cloud type and quantity were also specially recorded for this study at the MRC Meteorological Station.

The data in these files were collected over a period of three years, that is, from the 1st of August, 1997 to the 31st of July, 2000. Data for two years, from August 1, 1997 to July 31, 1999, were used to elaborate the forecasting method. In order to verify the validity of the elaborated method, data from the years – from August 1, 1998 to July 31, 1999, and from August 1, 1999 to July 31, 2000 – were used (but not for obtaining climatology).

3. METHODOLOGY

3.1 Maximum Temperature Calculation Method

A method for calculating the maximum air temperature near the surface (TMAX) was elaborated for Pelotas. This method is based on the relationship between this temperature and that at

the top of the boundary layer. During the day, when maximum temperature is observed, an air layer with dry adiabatic lapse rate is formed (Petterssen, 1940). If there is information about the temperature at the top of this layer (T_h), then TMAX can be calculated using the equation:

$$TMAX = T_h + \gamma_d h_d,$$

in which γ_d is the dry adiabatic lapse rate and h_d is the height of the dry adiabatic lapse rate layer.

Tmax may also be calculated using an adiabatic diagram, that is, starting from the point (T_h, h_d), one must follow the dry adiabatic, which passes through that point, down to the surface pressure value. The temperature at that point is TMAX. The method of calculating height h_d and the values of h_d obtained for Pelotas will be discussed later in sections 3.2, 3.3 and 4.1.

3.2 Vertical Temperature Distribution Graphs

The vertical temperature distribution graphs were made at 3:00pm (local time) on “SKEW-T, log P” thermodynamic diagrams for the geographical point with coordinates: 31° 43’ S; 52° 19’ W (Pelotas). These graphs were designed using temperature data from the fields of this variable supplied by the NCEP numerical model. The following pressure levels were used: 1000, 925, 850, 700, 500 and 400 hPa (fields from NCEP) and surface data from Pelotas. These data were used because there is no radiosonde station in Pelotas and also because meteorologists at MRC use NCEP model data for daily weather forecasting.

3.3 Calculation of the top of the dry adiabatic lapse rate layer

The height of the top of the dry adiabatic lapse rate layer (h_d) was calculated daily and then monthly averages were determined. These values of the monthly average h_d were used afterwards to calculate the daily forecasted maximum temperature (TmaxF). This was done because of the lack of data for many years. The values of h_d were obtained using vertical distribution graphs of 12-hour forecasted temperatures for Pelotas in the thermodynamic diagram “SKEW-T, Log P” (as it was described in Section 3.2). To find the value of

hd one must follow the dry adiabatic curve in an upward direction, starting at the point of the maximum temperature value at the surface pressure level, and then continue in an upward direction to the level where that adiabatic curve crosses the vertical temperature distribution curve. This crossing level is the top of the dry adiabatic lapse rate layer, that is, the height *hd*.

There are two types of maximum surface temperature data at the MRC station, that is, TMAX and TMBS. Because of this, two values of *hd* were calculated; they are HMAX, using TMAX data and HMBS, using TMBS data. The depth *hd* depends on the type and quantity of clouds and also, on the season. Thus, the relationship between the depth of this layer and cloudiness was studied for each season.

In order to use *hd* in forecasting daily maximum temperature, a new table was designed, with the rounded averages of HMAX and HMBS.

3.4 Analysis Methodology of maximum temperature forecasting errors

In order to verify the validity of the method presented, the following quantities were calculated: the residual mean square, regression sum of squares and residual sum of squares for the maximum temperature. The linear equation for the graphs of TMAX and forecasted maximum temperature (TmaxF) was determined. The correlation coefficients of TmaxF and TMAX, or TMBS for years 1999 (101 days) and 2000 (110 days), were also calculated.

With the objective of evaluating the method utilized, the determination coefficient, r^2 , was also calculated. It is given by the following

$$\text{equation: } r^2 = 1 - \frac{V_{ne}}{V_t},$$

in which $V_{ne} = \frac{1}{N-1} \sum (y_i - f_i)^2$ is non-

explained variance and $V_t = \frac{1}{N-1} \sum (y_i - \bar{y})^2$ is

total variance, that is, the variance of points around \bar{y} (Stevenson, 1981). Y_i denotes the observational data; f_i represents the forecasted values and \bar{y} is the average of the observational data. This coefficient indicates how much of the total variance is represented by the one explained by regression.

Curves for the time series of forecasted and observed maximum temperature (TMAX and TMBS) at MRC, for two years (1999 and 2000,) were developed. In the abscissa, the word “Days” refers to days when there were both TMAX data and a vertical temperature profile, which permitted the calculation of the forecasted maximum temperature. The calculations were not made for every day of the period studied due to discontinuities in the TMAX data on weekends when observations were not made, and also due to discontinuities in the model data.

4. RESULTS

4.1 Depth of the dry adiabatic lapse rate layer

First, the values of TMAX and TMBS, used for the calculation of *hd*, were analyzed. The average values of TMAX and TMBS are presented in Table I in all seasons during the period of study. These data show that the average values of TMAX (TMBS) had varied during the year, from 18.8° C (18.0° C) to 26.0° C (25.0° C), respectively. TMAX is higher than TMBS in all seasons. The difference between TMAX and TMBS is minimum in autumn (0.7° C) and maximum in spring, when it reaches 1.0° C. This difference is significant, but there is not any reason for leaving one of them out; therefore, both temperatures were used in the investigation.

Season	TMAX	TMBS
Winter	18,8	18,0
Spring	24,0	23,1
Summer	26,0	25,0
Autumn	20,2	19,5

Table I: Average values of TMAX and TMBS (°C) in all seasons

The average values of HMAX were 910hPa for winter and higher for summer (870hPa) (Table II). For HMBS, those values were 923hPa and 887hPa, respectively.

Similar to the observed difference between TMAX and TMBS, there is a difference between HMAX and HMBS (Table II). In all seasons, the depth of the layer with dry adiabatic lapse rate is greater when the height of this layer is calculated using TMAX data. The difference between HMAX

A maximum temperature forecasting...

and HMBS varies from 13 to 22 hPa. This layer is deeper in summer and shallower in winter.

Season	HMAX	HMBS
Winter	910	923
Spring	906	928
Summer	870	887
Autumn	910	937

Table II: Average values of HMAX and HMBS (hPa) in all seasons

The analysis of the depth of the layer with dry adiabatic lapse rate was made by relating it to cloud types and quantities. Using the data file of TMAX and TMBS the values of HMAX and HMBS were calculated. These values are presented in Table III. In all seasons, the height of the dry adiabatic lapse rate layer was the largest on days with no clouds or with high clouds (HMBS and HMAX were 885 and 879hPa, respectively). Days with low cloud cover $>6/10$ were associated with

the lowest height of this layer (921 e 918hPa). The height of the dry adiabatic lapse rate layer has the lowest values in winter and the highest in the summer for all types of clouds. The variances of these heights during the year were less for low-cloud days than for the days without clouds or days with high clouds.

The difference between HMAX and HMBS for all cloud types remains between 0 and 70 hPa. The largest differences were observed in the months of December (55 hPa for days with low cloud cover $>6/10$), April (45 hPa, also with low cloud cover $>6/10$) and February (70 hPa, for middle or low cloud cover $\leq 6/10$). This means that depth values of the dry adiabatic lapse rate layer are less reliable during these months. On the average, for middle or low cloud cover $\leq 6/10$ and for low cloud cover $> 6/10$, this difference was a little bit smaller than 20 hPa. For high cloud cover, the difference is smaller, 8 hPa.

Month	Cloudiness								
	Without clouds or high clouds			Middle clouds or Low clouds ($\leq 6/10$ of cover)			Low clouds ($>6/10$ of cover)		
	HMBS	HMAX	D	HMBS	HMAX	D	HMBS	HMAX	D
January	863	855	08	855	845	10	895	913	18
February	860	845	15	898	828	70	893	883	10
March	---	---	---	862	824	38	887	902	05
April	887	876	11	894	898	04	950	905	45
May	911	912	01	921	912	09	953	939	14
June	948	928	20	951	932	19	973	956	17
July	904	892	12	910	894	16	957	934	21
August	922	920	02	912	916	04	942	935	07
September	889	884	05	878	869	09	941	943	02
October	873	872	01	937	937	00	921	920	01
November	829	824	05	915	913	02	921	915	06
December	850	860	10	912	950	38	822	877	55
Mean	885	879	8	904	895	18	921	918	17

Table III: Height (hPa) of the dry adiabatic lapse rate layer (HMAX and HMBS) for each month, with respect to cloud cover and the level of clouds. The symbol indicates that this kind of cloudiness does not appear in the database. D is the difference between HMBS and HMAX

Table IV was designed with the rounded averages of HMAX and HMBS, which were used

as hd to predict the maximum temperature. In June the height hd was smaller than in other months for

any kind of cloudiness. The height hd reached its maximum value (830 hPa) in November, on days without cloudiness or with high clouds. On days with middle or low clouds and sky cover $\leq 6/10$, the deepest layer (850 hPa) was observed in

January and March. In December, on days with low clouds or sky cover greater than $6/10$, the height hd presented the greatest value (850 hPa).

Month	Cloudiness					
	Without clouds or high clouds		Middle clouds or low clouds ($\leq 6/10$ of cover)		Low clouds ($>6/10$ of cover)	
	h_d	(%)	h_d	(%)	h_d	(%)
January	860	25	850	35	900	40
February	850	11	860	26	890	63
March	-	3	840	38	900	59
April	880	28	900	36	930	36
May	910	16	920	39	950	45
June	940	41	940	23	960	36
July	900	26	900	34	950	40
August	920	25	910	23	940	52
September	890	18	870	36	940	46
October	870	18	940	27	920	55
November	830	17	910	40	920	43
December	860	14	930	32	850	54
Mean	880	21	900	32	920	47

Table IV: Height (h_d , hPa) of the dry adiabatic lapse rate layer for each month with respect to cloud cover and the level of the clouds; percentage of days (%) for each situation. The symbol – indicates that this kind of cloudiness does not appear in the database

4.2 Calculation of maximum temperature forecast in Pelotas

First, it is necessary to make a vertical temperature profile for Pelotas using forecasted temperature fields at all available levels.

Using values of hd obtained for Pelotas (Table IV) maximum temperature forecast calculations were made. To obtain that temperature, one must start from the point where the vertical temperature profile reaches the top of the dry adiabatic lapse rate layer and then to go down along the dry adiabatic to the surface pressure level. The value found is the forecasted maximum level. The results of the error analysis of this forecast will be discussed in section 4.3. An example of a vertical profile for the 8th of December, 2000 and the determination of the forecasted temperature may be seen in Figure 1.

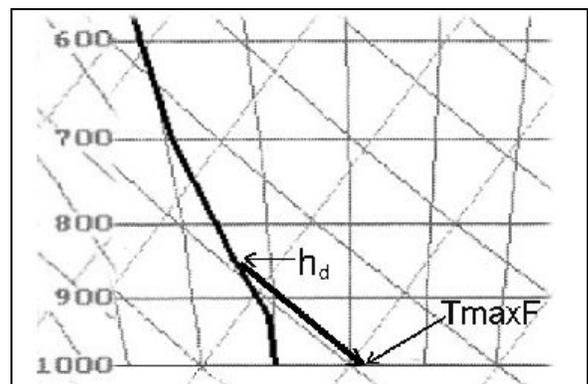


Figure 1: Example for December 8, 2000

The values of hd for various types of clouds, which will be used for forecasting maximum temperature, are presented in Table IV. During the day, in our example, Ci and Cc clouds were observed. The choice of the value of hd depends on the month and also, on the quantity and type of cloudiness forecasted. In our example, for the month of

A maximum temperature forecasting...

December and for high-level cloudiness, the value of hd is equal to 860 hPa (Table IV).

After the value of h_d has been located on the vertical temperature profile, one must begin at that point (in our example, the temperature at that point is equal to 18° C at the level 860 hPa) and then follow in a downward direction along the dry adiabatic to the surface pressure value (in our example, this value is 995 hPa). The temperature value, at this point, is the forecasted maximum temperature; in this case, the temperature is equal to 31.5° C. The observed maximum temperature for this day was 31.8° C.

4.3 Error Analysis of the maximum temperature forecast in Pelotas

The statistical characteristics (Downing and Clark, 1999) of the database of TMAX and TMBS and of TmaxF for the years 1999 and 2000 are presented on Table V.

The correlation coefficients between the forecasted maximum temperature and TMAX or TMBS for 1999 are 0.82 and 0.81, respectively. The same coefficients for the year 2000 are 0.89 and 0.88, respectively. There were more than 100 cases of observed data in each correlation analysis,

with only one parameter (hd); therefore, all correlation coefficients obtained are statistically significant at a significance level of 5%.

Table VI presents the determination coefficients, the regression sum of squares, the residual sum of squares and the root mean square error of the forecasted maximum temperature in relation to TMAX for two years. All these characteristics show good agreement between TMAX and TmaxF for both years. The concordance was a little better for year 2000.

It should be emphasized that on some days in winter, there were stratiform clouds or fog. In these cases, the existence of a low-level temperature inversion did not allow the calculation of the forecasted maximum temperature for these days. Therefore, this method should not be used in situations where a low-level temperature inversion is observed.

Figure 2 presents the forecasted and observed maximum temperature time series, for two years. It presents all available data. On some days, for example on weekends, there were no observations made. Therefore, on the abscissa, "Days" does not mean every day of the year, but only the days on which observations were carried out.

Statistical characteristics	1999			2000		
	TMAX	TMBS	TmaxF	TMAX	TMBS	TmaxF
Mean	22,3	21,4	21,7	20,4	21,0	20,6
Median	22,6	21,2	22,0	20,8	21,3	20,5
Variance	20,6	18,0	17,6	31,8	33,7	32,8
Standard-deviation	4,5	4,2	4,2	5,6	5,8	5,7
Minimum	13,0	13,2	13,2	10,4	10,0	6,5
Maximum	32,2	30,0	30,0	35,2	35,0	32,0
Amplitude	19,2	16,8	16,8	24,8	25,0	25,5
Asymmetry	0,047	0,064	0,050	0,221	0,202	-0,107
Kurtosis	-0,794	-0,637	-0,572	-0,548	-0,520	-0,557

Table V: Statistical characteristics of the database of TMAX, TMBS and TmaxF for years 1999 and 2000

Statistical characteristics	1999	2000
Determination Coefficient, r^2	0.675	0.797
Average TMAX	22.3	21.4
Average TmaxF	21.7	20.6

Regression sum of squares	1192.4	2849.4
Residual sum of squares	573.4	725.7
Residual mean square, sigma-hat-sq'd	5.79	6.72

Table VI: Statistical characteristics of the correlation between T_{maxF} and T_{MAX} for years 1999 and 2000.

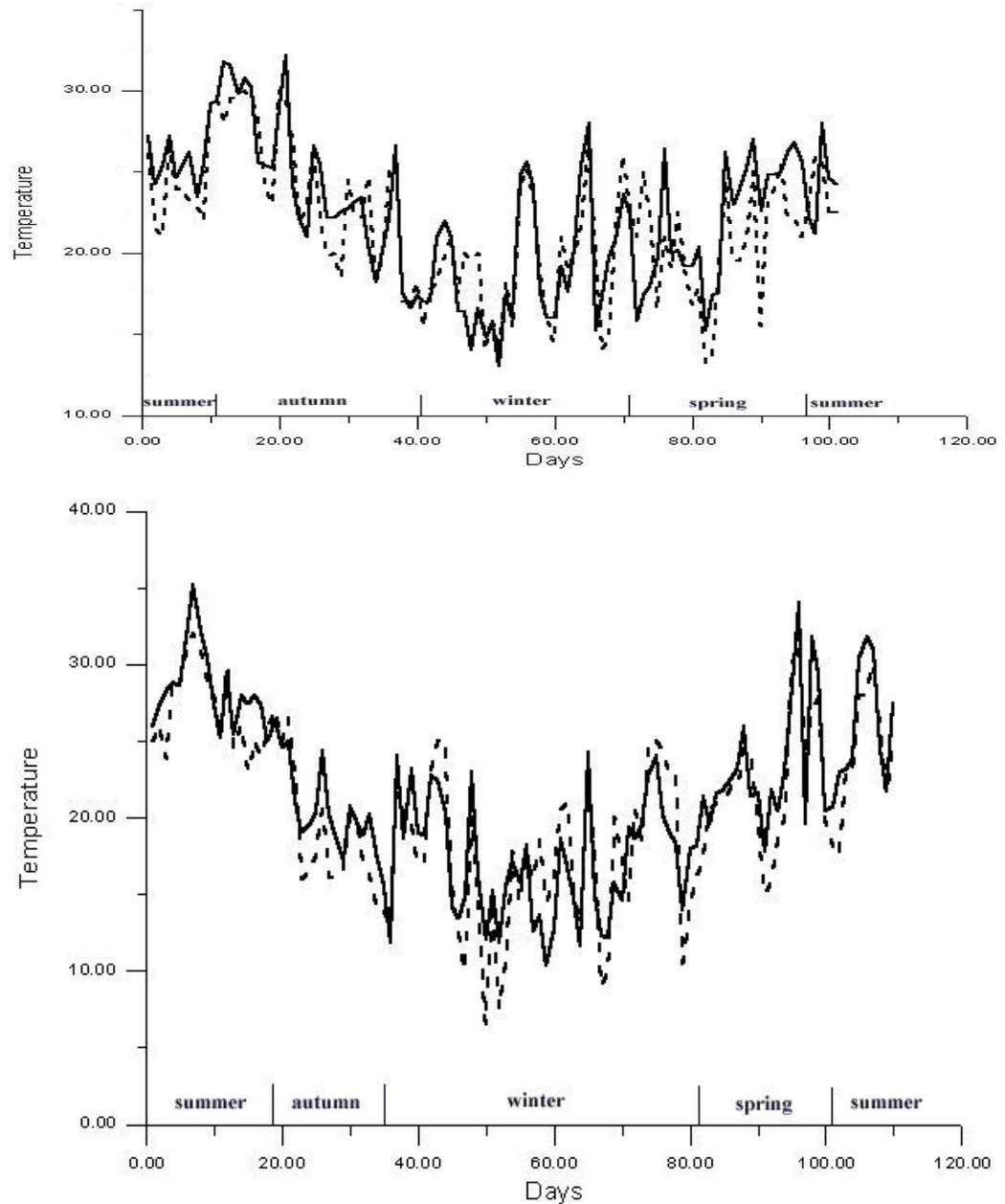


Figure 2: Time series of daily forecasted (----) and observed (___) T_{MAX} for 1999 (a) and 2000 (b).

In all seasons of the two-year study, one verifies that the values of observed maximum temperature are, on some days, larger and, on other days, smaller than the forecasted maximum

temperature, that is, systematic errors (T_{maxF} always greater or smaller than T_{MAX}) were not observed. Figure 2 also indicates that there are, on the average, only 2 days in each season that show a

difference between the forecasted and the observed maximum temperatures greater or equal to 5 °C. In general, they appear similar, and therefore, it can be noted that for different seasons there is good agreement between the two series shown.

5. CONCLUSIONS

A method was elaborated for forecasting maximum temperatures in Pelotas using the height of the dry adiabatic lapse rate layer during the day. The authors thank the “Fundação de Amparo à Pesquisa do Rio Grande do Sul (FAPERGS)” for supporting the development of this research.

6. REFERENCES

Becker, C.T., Braga, C.C., Ceballos, J.C., 1992. Regionalização da precipitação e temperatura no estado do Rio Grande do Sul a partir da análise de agrupamento. Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, Vol. 1, 225-9.

Downing, D., Clark, J., 1999. Estatística Aplicada, Editora Saraiva, São Paulo, 455pp.

Duarte, V. H. and Rebello, E. R., 1988. Sistemas especialistas aplicados à previsão de tempo. Anais do V Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Vol. 2, IX.1-5.

Klein, W. H. and Lewis, F., 1970. Computer Forecasts of Maximum and Minimum Temperatures. J. Appl. Meteorol., **9**, 350-359.

Klein, W. H. and Hammons, G., 1975. A. Maximum/Minimum Temperature Forecasts Based on Model Output Statistics. Mon. Wea. Rev., **103**, 796-806.

Massie, D. R. and Rose, M. A., 1997. Predicting daily maximum temperatures using linear regression and Eta geopotential thickness forecasts. Wea. Forecasting, **12**, 799-807.

Menzies, C. Y. Q. and Ferretti, M. B. M., 1984. Temperaturas extremas en la República Argentina. Anais do III Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte, Vol. 1, 182-191.

As a result, a table with the values of the top of this layer was obtained with the intent to be utilized operationally for maximum temperature forecasting. The correlation coefficients of the forecasted maximum temperature and TMAX or TMBS are between 0.81 and 0.89 for the years 1999 and 2000. Therefore, that method may be used for maximum temperature forecasting.

Acknowledgments:

Manual for short-term Weather Forecast, 1986. Hydrometeoisdats, Leningrad, Vol. I, 702 pp. (in Russian).

Petterssen, S., 1940. Weather analysis and forecasting. A textbook on synoptic meteorology. McGraw-Hill, New York and London, 505 pp.

Pettersen Stevenson, W. I., 1981. Estatística aplicada à administração. Marbra, São Paulo, 495 pp.

Winkler, R. L. and Murphy, A.H., 1979. The use of probabilities in forecasts of maximum and minimum temperatures. The Met. Magazine, **108**, 317-329.

NORMAS PARA LA PRESENTACIÓN DE ARTÍCULOS

Los trabajos a ser presentados en METEOROLOGICA no deberán haber sido publicados anteriormente ni enviados a otras revistas. Serán remitidos al DIRECTOR en original y dos copias, acompañados de una carta de presentación incluyendo el nombre y dirección del/los autor/es y la sección de la Revista (Artículos, Notas y Correspondencia) a la cual el autor considera más apropiado enviarlas.

Los artículos deberán estar escritos en idioma español o inglés. En ambos casos, deberá incluirse un resumen en español y otro en inglés.

El costo de la publicación, de hasta 10 páginas tamaño carta (21,5 x 28 cm), como el de las páginas excedentes, será fijado por la Comisión Directiva del Centro en cada oportunidad (se recomienda visitar la página web de METEOROLOGICA).

El texto deberá ser transcripto con un procesador de texto, preferentemente WORD 6.0 o superior. La primera presentación del trabajo no necesariamente deberá ajustarse a las normas requeridas para el formato final, y las figuras pueden incluirse en hojas separadas. Se deberá entregar un manuscrito y una copia electrónica del trabajo. La impresión de la versión final, en el formato especificado en estas normas, deberá ser de buena calidad dado que el trabajo será impreso tal como se reciba, y estar contenido dentro de un **cuadro de 17 por 23 centímetros**, dejando los márgenes indicados en la Figura 1 (manuscrito y versión electrónica).

La primera página incluirá el **encabezamiento, los resúmenes y a continuación el resto del trabajo en dos columnas de 8.0 centímetros de ancho.**

La **versión final** de un trabajo aceptado deberá incluir en las páginas impares, excepto en la primera, a 2 cm del borde superior justificado a izquierda, las primeras palabras del título que permitan su fácil identificación, seguidas de puntos suspensivos.

Ejemplo:

Estudio de la tormenta ocurrida...

identifica a:

Estudio de la tormenta ocurrida sobre territorio argentino entre el 18 y 19 de noviembre de 1982.

En las páginas pares justificado a derecha, incluir los nombres de los autores.

Ejemplo:

Juan C. Torres y S. Solman.

ENCABEZAMIENTO

El encabezamiento incluirá: **a) el título del trabajo (en letras mayúsculas sin subrayar), b) nombres y apellidos de los autores (el primer nombre completo y la inicial de los siguientes), c) el organismo, institución o entidad a las que pertenecen los autores y lugar (ciudad y país).** Una vez que el trabajo ha sido aceptado para su publicación, el autor deberá incluir, entre paréntesis, las fechas de recepción del trabajo original y de su versión final:

(Manuscrito recibido el ..., en su versión final el ...)

No se deberá incluir título universitario, grado militar o función administrativa. **Cada uno de los componentes mencionados irá separado por doble espacio y centrado.** Toda otra información referente al título o los autores podrá incluirse al pie de página de la misma hoja, así como la dirección electrónica a la cual dirigirse.

RESÚMENES

Se incluirá un resumen en español y otro en inglés, este último precedido por el título del trabajo en inglés. **La separación entre el encabezamiento y el resumen en español, entre el resumen en español y el título en inglés y entre éste y el abstract deberá ser doble espacio.** Estos resúmenes deberán ser concisos y presentarán los aspectos principales y las conclusiones del trabajo. **La extensión máxima será de 200 palabras, estando estos textos centrados y ocupando un ancho de 14 cm.** Junto al resumen y al abstract, agregar **algunas Palabras clave (Keywords)**, en español y en inglés, respectivamente.

TEXTO

El texto del artículo deberá estar escrito en el tipo de letra **Times New Roman, tener un tamaño de 11 caracteres por pulgada**, a simple espacio y

dividido en dos columnas de **8 X 23 cm, separadas entre sí 1 cm.**

Se dividirá en secciones, cada una con un título de encabezamiento (al margen, en letras mayúsculas en negritas y sin subrayar) precedido por un número arábigo ordinal.

La primera letra del subtítulo irá con mayúscula siguiendo a dos números arábigos (el primero corresponderá al del título y el segundo al del nuevo ítem a desarrollar), también en negrita. Se dejarán tres lugares en blanco entre los títulos o subtítulos y los números que lo preceden.

Se recomienda una redacción concisa, directa y simple. Normalmente no debe alargarse el texto explicando lo que resulta claro en las figuras, tablas y gráficos. Estos deben estar intercalados dentro del texto.

NOTAS AL PIE

Deberán evitarse en lo posible. De incluirse se incorporarán al pie de la columna donde se citan, separadas del texto por una línea horizontal de 10 caracteres de longitud. El texto más la nota al pie no deben exceder los 23 cm de largo.

FIGURAS, MAPAS, ILUSTRACIONES Y TABLAS

Se mencionarán en el texto asignándole un número arábigo, excepto las tablas que se numerarán con números romanos. Tendrán un tamaño adecuado (incluidas sus leyendas) y deberán contener un texto explicativo. Cuando sean reproducciones de otros publicados anteriormente deberá especificarse la referencia correspondiente. Los **títulos de las figuras y tablas** estarán con letra Times New Roman 11 pts en *itálica* (sin negrita).

Las fotografías deberán ser en blanco y negro, tener contraste claro, ser nítidas y en papel brillante. Los mapas contendrán la proyección y la escala correspondientes.

FÓRMULAS Y SÍMBOLOS

Se escribirán con claridad dejando dos renglones alrededor de las mismas. Las fracciones simples ocuparán un solo renglón, especialmente cuando están integradas en el texto, sea utilizando una barra oblicua o afectando el denominador con un exponente negativo. Las expresiones exponenciales

de base "e" de los logaritmos neperianos, llevarán la abreviatura "exp".

Ej.: a/b ; dy/dx ; $\bar{O}(a+b)$; $\exp[(x+y)/r]$

en lugar de

$$\frac{a}{b}; \frac{dy}{dx}; (a+b)^{1/2} e^{(x+y)/r}$$

Cuando el número de expresiones matemáticas lo sugiera, se numerarán correlativamente, con números arábigos entre paréntesis sobre el costado derecho.

Se utilizará preferentemente el Sistema Internacional de Medidas. Se debe emplear coma para indicar las fracciones decimales y punto para las unidades de mil. Ej.: 3,24; 3.900.

Se recomienda la utilización de notación científica a fin de reducir el número de dígitos en las cantidades.

AGRADECIMIENTOS

Se incluirán a continuación de la última sección del texto al margen sin numerar, precedidos por el título "Agradecimientos" al margen. El texto respectivo deberá iniciarse sobre el mismo renglón.

ANEXOS

Si hubiese anexos o tablas de símbolos y constantes, se colocarán antes de las referencias, sin numerar y precedidos del título "ANEXOS".

REFERENCIAS

Las citas en el texto señalarán entre paréntesis el apellido del autor o autores, y el año correspondiente al trabajo, incluida la letra alfabética, si corresponde. Si el apellido del autor forma parte de una frase, sólo se colocará entre paréntesis el año de publicación. La forma de cita en el texto dependerá del número de autores de acuerdo con los siguientes ejemplos: ...Matsuno (1970)..., o (Matsuno 1970); dos autores: ...(Hoskins y Karoly 1981); más de dos autores: ...(Paegle y otros 1983a); varias citas simultáneas: ...(Matsuno 1970; Paegle y otros 1983a).

Estas referencias se presentarán al final del texto del artículo bajo el título "REFERENCIAS", sin numerar, ordenadas alfabéticamente por el apellido del primer autor y separadas entre sí por un espacio. Cuando los trabajos incluyan más de un autor, siendo el primer autor el mismo, se ordenarán

alfabéticamente de acuerdo con el apellido de los demás autores.

Las referencias de un mismo autor se ordenarán cronológicamente y, si hay varias para un mismo año, se agregará a continuación del año letras minúsculas en orden alfabético (... 1991a,... 1991b,...).

Se recomienda utilizar las abreviaturas aceptadas internacionalmente.

a) Libros: Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de la publicación, título del libro, volumen, editor, edición, editorial y número de páginas. Para el caso de libros que reúnen trabajos de distintos autores, se indicará el título del artículo o capítulo antes de citar el título del libro. Por ejemplo:

Pasquill, A.S y Smith, F.B., 1983. Atmospheric diffusion. Third Ed., Ellis Horwood Ltd. 437 págs.

Thom, A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. Vegetation and the atmosphere. Vol.I, J.L. Monteith Ed., Academic Press, págs. 57-109

b) Revistas y publicaciones: Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de publicación, título completo del trabajo, nombre de la revista, volumen y páginas.

Por ejemplo:

Bohren, C.F. y Battan, L.J., 1982. Radar backscattering of microwaves by spongy ice spheres. J. Atmos. Sci., **39**, 2623-2628

ABREVIATURAS

El empleo de abreviaturas debe restringirse normalmente a las de uso y conocimiento general, para que los artículos sean accesibles a profesionales de otras especialidades.

Las siglas pueden usarse para no repetir nombres extensos de instituciones, proyectos, etc., pero la primera mención será con el nombre completo y a continuación, entre paréntesis, la sigla correspondiente en mayúsculas y sin puntos entre letras.

SECCIÓN NOTAS Y CORRESPONDENCIA

Se acepta publicar en METEOROLOGICA artículos cortos. Notas incluye, por ejemplo, artículos donde se presenten resultados preliminares de investigaciones en desarrollo, comentarios sobre

la aplicación de una teoría, síntesis estadística de información meteorológica o bien desarrollos técnicos. Su extensión será menor que la asignada a los artículos.

Correspondencia contiene comentarios y discusión de artículos publicados en volúmenes anteriores, y estará acompañada por la respuesta del o los autores. La Dirección se reserva la decisión final de su publicación.

En todos los casos deberán respetarse las mismas normas que en el caso de los artículos de mayor extensión.

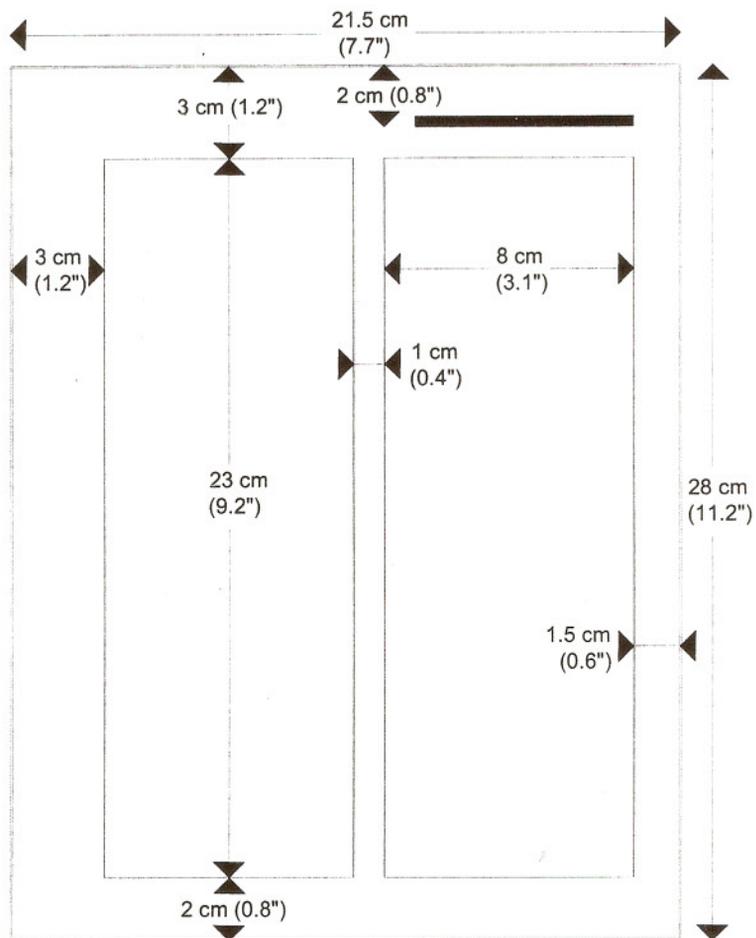
SEPARATAS

Los autores de los trabajos aceptados para su publicación tendrán derecho a 10 separatas gratuitas. Podrán solicitarse separatas adicionales, en cuyo caso serán enviadas con cargo.

RECOMENDACIÓN

Ante cualquier duda por la escritura de palabras o reglas de acentuación el autor deberá tener en cuenta las últimas disposiciones de la Real Academia Española de Letras.

Norma de Publicación:



Impreso en diciembre de 2006
por Roberto Grancharoff e hijos
Tapalqué 5868, Buenos Aires, Argentina
impresores@grancharoff.com

Meteoro logica

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE: Juan Manuel Hörler

VICEPRESIDENTE: Héctor Ciappesoni

SECRETARIO: Celeste Saulo

PROSECRETARIO: María Laura Bettolli

TESORERO: Paola Salio

PROTESORERO: Leonardo Serio

VOCALES TITULARES: Susana Bischoff

Alberto Flores

María Gassmann

VOCALES SUPLENTE Perla Alessandro

Bibiana Cerne

María Elena Segura

TRIBUNAL DE HONOR:

TITULARES: María Luisa Altinger

María Luz Duarte

José Luis Aiello

Armando Brizuela

SUPLENTE: Juan Minetti

Inés Velasco

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

Miguel Núñez

Norma Possia

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

CIUDAD UNIVERSITARIA

PABELLÓN II - PISO 2

C1428EHA BUENOS AIRES. ARGENTINA

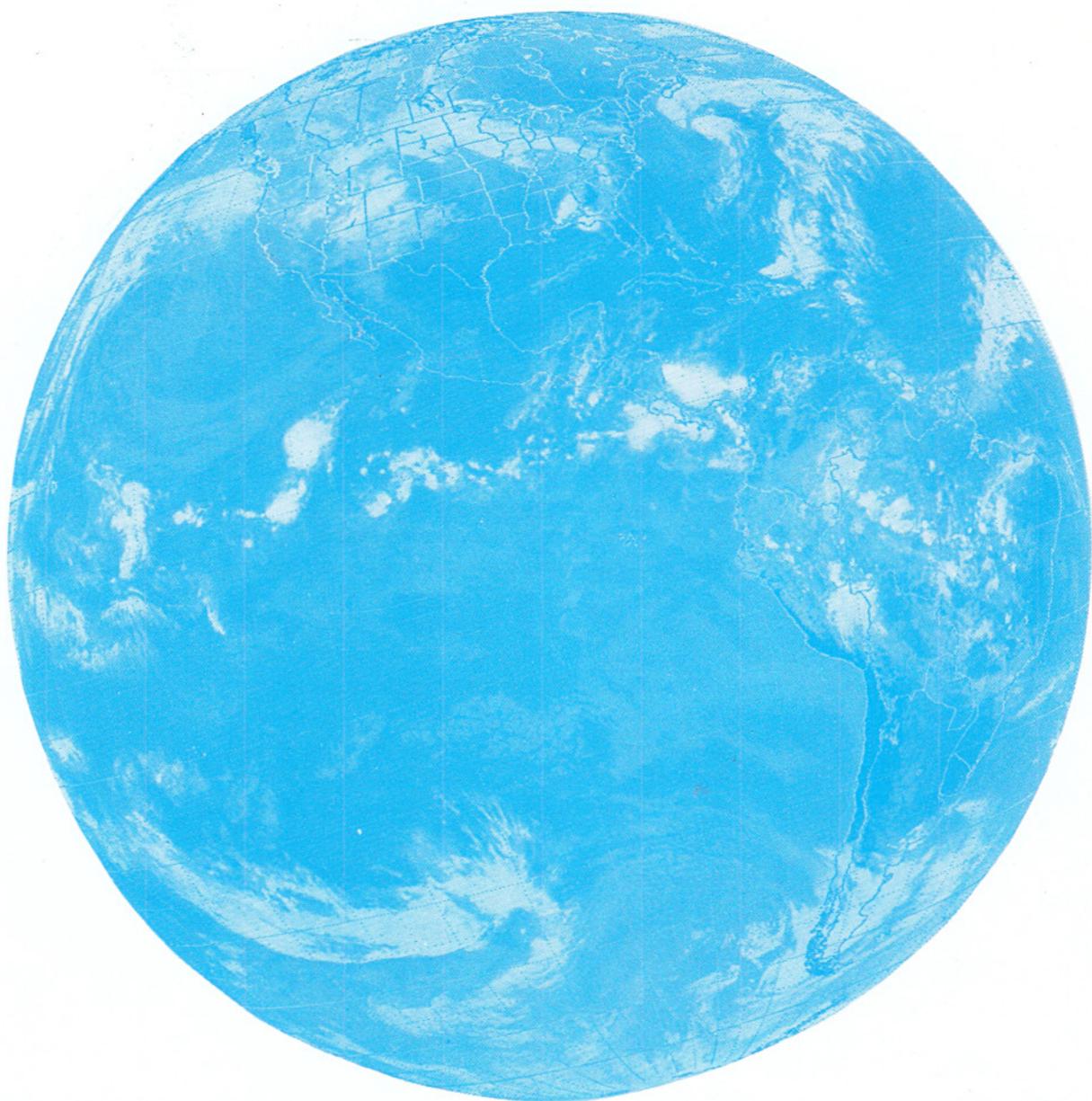
Tel/Fax: (54)-(11)4783-4224

e-mail: revista@at.fcen.uba.ar

web: www.cenamet.org.ar/revista.html

Meteorología

ISSN 0325-187X



ESTE NÚMERO HA SIDO TOTALMENTE FINANCIADO POR EL
CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS