

Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

ISSN 0325-187X

Volumen 31 Números 1 y 2 Año 2006

CONTENIDO:

Susana A. Bischoff and Walter M. Vargas

**CLIMATIC PROPERTIES OF THE DAILY 500 HPA CIRCULATION ECWMF
REANALYSIS DATA OVER SOUTHERN SOUTHAMERICA DURING 1980-1988** 3

Juan José Ruiz, A. Celeste Saulo, Yanina García Skabar y Paola V. Salio:

**EVALUACIÓN DE LA REPRESENTACIÓN DE UN SISTEMA CONVECTIVO
DE MESOESCALA UTILIZANDO EL MODELO RAMS** 13

Alejandra S. Coronel, Susana A. Bischoff y Miguel Ángel Lara:

**ESTRUCTURA VERTICAL, TEMPORAL Y ESPACIAL DE LAS MASAS
DE AIRE EXTREMAS EN LA REPÚBLICA ARGENTINA EN INVIERNO** 37

Alberto L. Flores, Jorge L. Lassig, Claudia Palese y Marisa G. Cogliati:

PROYECTO MECIN: ALTO VALLE DE RÍO NEGRO, ARGENTINA 49

Paola Salio, Claudia Campetella, Juan Ruiz, Yanina García Skabar y Matilde Nicolini:

**NEVADAS EN EL SUDESTE BONAERENSE:
CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA Y UN CASO DE ESTUDIO** 67

Notas y Correspondencia

S. Gabriela Lakkis, Adrián E. Yuchechechen y Pablo O. Canziani

**ESTUDIO DE LAS OBSERVACIONES DE TROPOPAUSA SOBRE
EL CONO SUR DE SUDAMÉRICA MEDIANTE GPS A BORDO
DE LOS SATÉLITES SAC-C Y CHAMP** 85

Gerald Spreitzhofer y Federico A. Norte

**DESARROLLO DE METGIS, UN SISTEMA COMBINADO DE INFORMACIÓN
GEOGRÁFICA, METEOROLÓGICA Y DE COBERTURA DE NIEVE DE ALTA
RESOLUCIÓN, PARA LA REGIÓN ANDINA** 99

Meteorología

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA

SILVINA A. SOLMAN

EDITORES EJECUTIVOS

MARÍA I. GASSMANN

NORA E. RUIZ

INÉS A. CAMILLONI

CLAUDIA CAMPETELLA

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: Meteorología 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 referís independientes. Todas las decisiones tomadas por la Dirección serán finales.

© 2006 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2º Piso
C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.
Registro de la Propiedad Intelectual N° 623965
ISSN 0325-187X

Impreso en Buenos Aires, Argentina.

Editorial

Tenemos el agrado de presentar el nuevo volumen de la Revista METEOROLOGICA en la que encontrarán artículos de investigación y notas técnicas relevantes que abordan una amplia gama de temáticas de interés para la comunidad de ciencias de la atmósfera de Sudamérica.

El Comité Editorial agradece la colaboración de científicos argentinos y extranjeros que aportan su esfuerzo en tareas de revisión de los artículos, garantizando la calidad científica de los mismos.

Nos es grato informar a nuestros lectores que el Directorio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) ha resuelto incorporar a METEOROLOGICA al Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas. Este acontecimiento nos enorgullece ya que representa un reconocimiento de la excelencia de la Revista. Asimismo, nos invita a continuar trabajando para seguir creciendo. Cabe mencionar que METEOROLOGICA es la única publicación periódica en español en Latinoamérica.

Invitamos a nuestros lectores a enviar los resultados de sus trabajos a METEOROLOGICA para la sección Artículos de Investigación o Notas y Correspondencia. Las normas de publicación se encuentran al final de este volumen.

La publicación del presente volumen ha sido posible gracias a la contribución de los autores y al Centro Argentino de Meteorólogos por el apoyo permanente al Comité Editorial y por solventar los gastos necesarios para la publicación.

La Dirección

CLIMATIC PROPERTIES OF THE DAILY 500 HPA CIRCULATION ECWMF REANALYSIS DATA OVER SOUTHERN SOUTHAMERICA DURING 1980-1988

Susana A. Bischoff (*), Walter M. Vargas (*) (**)

(*) Universidad de Buenos Aires (Arg.)

(**) CONICET

(Manuscript received December 12, 2005, in final form November 4, 2007)

RESUMEN

Se analizan diferentes propiedades de la circulación atmosférica sobre Sud América utilizando mapas de anomalías de circulación diaria en 500 hPa en el período 1980-1988 obtenidos de los reanálisis del ECWMF. Las propiedades que se estudian describen condiciones de circulación sobre la región que permitan obtener un diagnóstico estadístico para el pronóstico objetivo. Los diferentes “tipos” de circulación más frecuentes fueron obtenidos en un trabajo previo mediante la aplicación de la técnica que usa la matriz de correlación entre campos. En este trabajo fue utilizada esa matriz para obtener propiedades de los “tipos” como la persistencia, los “opuestos”, los no comunes y los que proveen información independiente de la muestra (“cuasi ortogonales”). Los “tipos” de circulación no comunes, con probabilidad de ocurrencia entre 6 y 10%, son importantes en los meses de Mayo, Julio, Agosto, Setiembre, Octubre y Diciembre “Tipos” de circulación que están correlacionados entre sí con valores negativos definen los “opuestos” que puestos en forma de serie temporal permitirían analizar la característica estructural de su comportamiento.

ABSTRACT

Several properties of atmospheric circulation over South America using ECMWF reanalyzed daily circulation anomaly maps at 500 hPa over the period 1980-1988 are analyzed. Reanalysis are particularly useful in this region due to the scarce radiosonde measurements. The properties analyzed here are selected in a way that they describe the different circulation conditions over the region to obtain a statistical diagnosis for objective forecast.

The most frequent circulation types were obtained in a previous paper by applying correlation matrices between fields. In this paper that matrix was used to obtain other properties of the circulation types such as persistence, “opposites types”, uncommon types and those providing information independent of the sample (“quasi orthogonal types”). Uncommon circulation types whose occurrence probability ranges from 6 to 10% are relevant in May, July, August, September, October and December. Types which correlate with each other with negative coefficients compose the group of “opposites types”. This would allow constructing a partial time series of circulation types. The physical standpoint means that the two types represented respond to opposite dynamic and thermodynamic conditions.

KEY WORDS: Circulation types, persistence, extreme circulation patterns

1. INTRODUCTION

The determination of categories of atmospheric circulation types is the first stage in order to develop a synoptic climatology approach to be used in daily weather forecasting. A particular radiosonde network, the Andean mountain range at the west of a narrow continent and a vast ocean extension to the east, exhibit particular difficulties to synoptic climatic analysis and weather forecasting in South America.

In order to develop a synoptic climatology to be used in daily weather forecasting, it is necessary, among other things, to have types that will enable an objective identification of specific daily weather maps to obtain statistical forecasting models. It is important to obtain these map types and their properties such as persistence, as well as the "opposite" ones, uncommon map types and those that provide more independent information to the sample, "quasi Orthogonal" map types. These properties should be obtained through a long series of objective analyses of daily weather maps.

Hence, this paper has been carried out with the information gathered from the reanalyses developed by the European Centre for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) for this region and using the results shown in Bischoff and Vargas (2003). In that paper objective reanalyses of geopotential height (Z) at 500 hPa and 1000 hPa were obtained from the ECMWF for the period 1980-1988 (regular grid 2.5x2.5 lat-long) and used for the analysis. An extended grid from 22.5°S to 55°S and from 52.5°W to 85°W was used to reduce the influence of the oceans with respect to the continental area as much possible. This area was selected because fields over the continent respond to the physics of the model and to real data, unlike the ocean where the influence of real data is smaller. Therefore, a more extended ocean area would affect the weather typing method applied over South America.

The classification method (Lund, 1965) was applied to Daily Z Anomalies map (DZA) at 500 hPa over the whole record (1980-1988). This allows the analysis of the evolution and presence of a particular type over different months and years. For modeling weather forecasts it is important to use given data properties (data in this case are maps) (Makridakis, 1978; Uriel, 1985). These properties represent the most frequent maps as well as the

extreme and/or less probable characteristics to be used for model adjustments. The aim of this paper is to study special aspects of the atmospheric circulation at 500 hPa for the Southern South American region.

- "Quasi orthogonal" circulation types.
- "Opposite" and uncommon circulation types
- Daily persistence of most frequent circulation types and their distribution law. Sequence of daily anomaly Z circulation types for to estimate conditional probabilities which are useful to objective forecasting,

This paper has been divided as follows: 1. Objectives and background information, 2. Employed methodology and region under study, 3. Analysis of properties of circulation typing considered to be necessary in order to have a wider scope in variability such as "quasi orthogonal", opposite, uncommon, daily persistence and associated probabilities and analysis and characteristics of the most persistent types, 4. Conclusions.

2. DATA AND METHODS

To apply the Lund's method, DZA were used as the input data. Each of these DZA maps at 500 hPa was correlated with all the others in the sample. The map with the largest number of $R \geq 0.70$ correlation coefficients was named Type 1. After removing all the Type 1 cases (maps well correlated with Type 1), the first of the remaining maps not included in Type 1 was selected as Type 2 and correlated with each of the other maps in the series. This process was subsequently repeated and finished when the residual sample contained less than 5% of the whole sample. Table I shows the characteristics of the outstanding structures of the most frequent eight circulation types obtained by Bischoff and Vargas (2003).

These types represent almost 63% of the sample. The other types are less frequent, for example Type 9 accounts for only 3.5%, and for the following Types the frequencies are even smaller. Some of the types mentioned above represent important situations as regards to their association with weather phenomena. It is worth mentioning, for example, that some types such as number 2 and 5 represent situations accompanied by important precipitation and temperature singularities.

CIRCULATION TYPE NUMBER	CHARACTERISTIC OF FLOW
1	Approximately zonal flow with a strong gradient associated with a trough in western Argentina.
2	Low-pressure system over eastern Argentina centred at approximately 37° S.
3	SW-NE flow over Argentina with a meridional gradient lower than that found in type 1
4	NW-SE flow over Argentina with a meridional gradient lower than that found in type 1
5	Deep trough with a NW-SE axis over the continent.
6	Intense south-west flow over the southern part of the continent.
7	Very deep trough west of the continent located over the Pacific Ocean at 80° W, 34° S
8	Ridge over the continent with an intense zonal flow in its southern part

Table I: Characteristics of the most outstanding structures of the most frequent eight circulation types.

In this paper the correlation matrix of the previous paper was used to obtain:

* “quasi orthogonal” circulation types.

“Quasi orthogonal” circulation types are those which are non significantly correlated with a large number of daily circulation maps (30% or more of the sample). In mathematical terms, they have no correlation, or have correlation with R not different from zero. In this analysis, the “quasi orthogonal” circulation types have one hundred or more daily weather maps with this condition. For the sample considered, the values of non significant correlation coefficients are $|R| \leq .18$ or $|R| \leq .13$ for the 5 and 1% significance levels respectively (Panofsky (1965)). These types contain by themselves a large amount of statistic independent information. For these reasons it is very important that any sample that is used for statistical analysis of mathematical forecasting modelling should contain the “quasi orthogonal” circulation types .

* “Opposite” circulation types are those negatively correlated ($R \leq - .70$) with daily weather maps.

* Uncommon circulation types are those maps whose probability of occurrence is less than 1%.

3. RESULTS

3.1 “Quasi orthogonal” circulation types

Some maps were identified as having the characteristic of being “quasi orthogonal” types (defined in 2).

Table II shows the number of “quasi orthogonal” maps that meet this condition during the period of analysis for each month.

Every month presents between 5% and 1% of “quasi orthogonal” types. However, January and February present extreme singularities.

In January, there is a maximum number of types (fourteen in this case) that provide independent information. In February instead, there is only one day that meets the requirements of “quasi orthogonal” type. On the other hand, the results shown in Table II suggest that the adjustment of statistical forecast models should be made on a monthly basis. Figure 1 shows the “quasi orthogonal” circulation type with other 235 circulation weather maps of the sample as it can be seen in Table II. This circulation type shows a trough with a NW – SE axis over the continent reaching 35° S and a strong zonal gradient. In lower latitudes another low pressure system appears in a more zonal position.

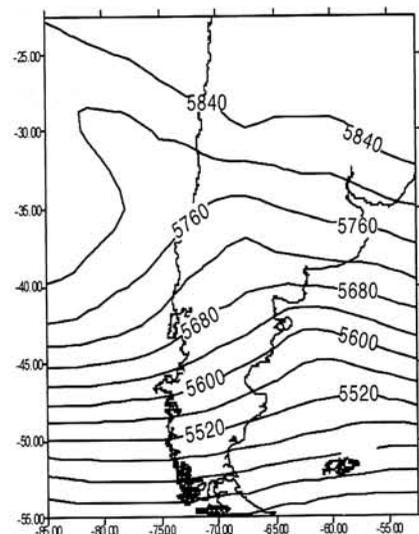


Figure 1. 05/01/87 “Quasi orthogonal” circulation type.

JAN	01/81	01/82	01/84	01/85	01/85	15/85	16/85	01/86	01/86	01/87	15/87	19/87	20/87	26/88
	105	110	100	102	115	131	112	122	111	235	108	110	133	157
FEB	15/86													
	116													
MAR	01/81	17/81	25/81	29/86	01/87	29/87	30/87							
	109	110	106	102	104	103	104							
APR	20/80	01/82	01/84	18/88										
	105	109	117	113										
MAY	31/80	27/81	01/82	26/85	25/86	29/86	01/87	25/87	21/88					
	113	156	121	105	107	114	106	104	116					
JUN	13/83	01/87	30/88											
	187	129	103											
JUL	01/80	17/80	24/81	01/82	17/82	01/83	01/83	01/84	01/85	01/85	25/87	27/87	17/88	
	113	105	104	105	118	129	128	118	106	123	122	113	129	
AUG	01/81	17/83	15/84	17/86	20/86	21/86	23/86	28/86	01/87	21/88				
	114	106	105	106	107	104	103	108	106	105				
SEP	01/80	01/83	01/83	01/85	13/85	27/85	01/86	25/87						
	140	103	138	127	118	111	100	122						
OCT	29/81	30/82	30/83	01/85	16/88									
	121	129	118	117	102									
NOV	16/80	01/81	23/82	01/83	26/83	27/83	20/84	25/84	20/87					
	111	113	106	102	136	122	106	103	124					
DEC	01/80	01/81	26/81	30/83	01/84	01/85	20/85	01/86	01/87					
	102	107	101	135	103	109	125	109	106					

Table II: Date of occurrence of monthly "quasi orthogonal" circulation types with the number of daily weather maps.

3.2 "Opposite" circulation types

It is important to know if in the sample there are circulation maps with patterns representing, in mathematical terms, opposite dynamic and thermodynamic conditions; such cases shall be defined as "opposite" types.

The types obtained meet this condition in some cases. Table III shows some examples of "opposite" types with correlation coefficient $R \leq -0.70$ and the number of circulation weather maps that represent each one.

20 (1/1/83)	27	16 (10/29/84)	39
6 (1/10/85)	173	4 (2/21/81)	306
13 (1/19/81)	51	9 (3/25/86)	115
		10 (5/11/83)	111
4 (2/21/81)	306	(#) 3 (3/11/83)	335 (#)
(*) (3/17/81)	5	18 (11/10/87)	29
2 (4/18/83)	357	(*) (4/10/83)	18
		8 (7/12/85)	153
		1 (8/20/80)	372
(*) (6/25/80)	21	(*) (8/10/82)	5
19 (6/17/88)	29	17 (7/21/80)	33
5 (7/22/81)	214	8 (7/12/85)	153
		1 (8/20/80)	372
17(7/21/80)	33	18 (11/10/87)	29

Table III: "Opposite" circulation types and number of daily maps correlated with $R \leq -0.70$. Dates marked (*) represent "orthogonal" types and (#) shows types with correlation of -0.94 .

Climatic properties of the daily...

Of the 22 annual circulation types identified in the previous paper, some have a high negative correlation showing their "quasi opposite" structures (in view of the definition in the last paragraph).

It is worth noting the relationship of this characteristic in the types defined as 4 and 3, in which each one of them represents a considerable number of days. It can be mentioned that while the first one shows a SW – NE circulation over the whole region, the second one shows a NW – SE circulation over the same region. They are very highly and significantly correlated, $R \leq - .94$, thus being the highest relationship found in the sample under study. Other cases of opposite types have similar properties of "quasi orthogonal" circulation types. As mentioned above, the probability of occurrence of "opposite" circulation types reaches maximum value at given types, such as those identified as 3 and 4. This probability indicates the necessity of including opposite types in the temporal series model. The usefulness of this is in the association of "opposite" circulation types with extreme phenomena.

Figure 2 shows selected cases of opposite circulation types. Those types are identified by Type 20 (1/1/83) (figure 2a) representing 27 daily circulation maps and their opposite one identified by Type 16 (10/29/84) (figure 2b) representing 39 daily circulation maps with correlation coefficient $R = - .77$. On the other hand Type 19 (6/17/88) (figure 2c) representing 29 daily circulation maps and their opposite one identified by Type 17 (7/21/80) (figure 2d) representing 33 daily circulation maps with correlation coefficient $R = - .87$.

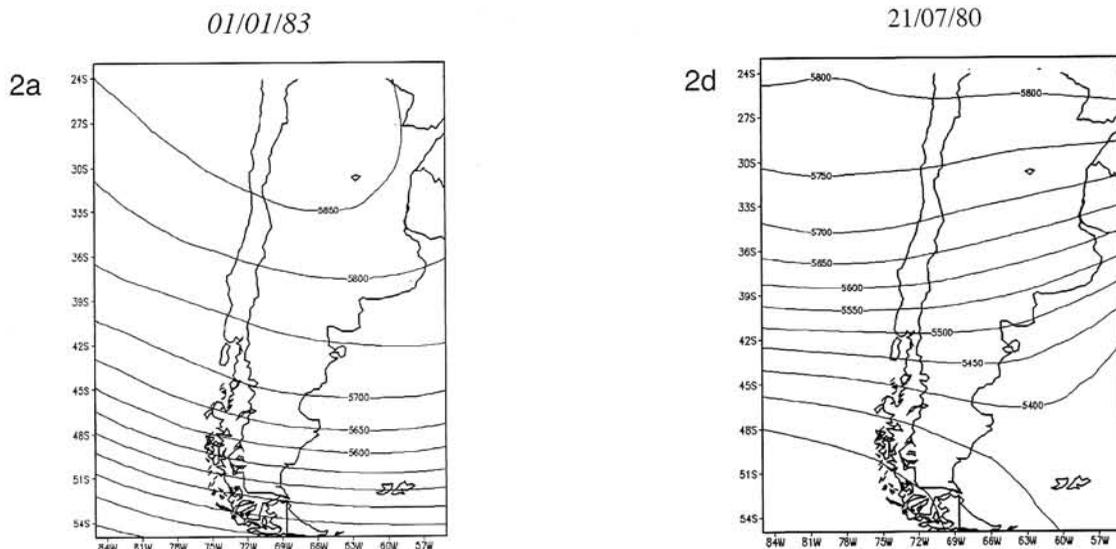


Figure 2. a, b, c and d. Opposite types

	1980	1981	1982
1			
2	1		
3		1	
4		1	
5			1
6		1	
7			
8			-1
9			
10		-1	
11			
12	-1		
13	-1	1	
14	-1		-1
15	-1		
16			
17			
18			
19		1	
20			1
21			1
22	1		
23	1		
24	1		
25	1		-1
26			
27			-1
28			-1
29			-1
30			
31			
(days)			

Table IV: Sequences of occurrence for opposite circulation Types 3 (+1) and 4 (-1) for January 1980, 1981 and 1982.

One of the uses of this subset could be as follows: if opposite circulation types are to be represented as the terms of temporal series, it could be imagined that a given type (represented by 1) and his opposite one (represented by -1) form a series. This series will have unequal intervals formed by blank, 1 and -1, in order to perform sequential studies and estimation problems of return periods. This is very important when the opposite types are associated with severe weather phenomena or those having great impacts on the surface variables. Table IV shows as an example, the series obtained that refer to the occurrence of Types 3 and 4 (above mentioned) during January of different years. This Table shows the sequences of occurrence for "opposite" type 3 (+1) and type 4 (-1) for January 1980, 1981 and 1982.

These examples show how the opposite circulation types can take place in temporal sequences. Simultaneously, the probability of change from one sequence to another can be estimated.

3.3 Uncommon circulation types

From the statistical viewpoint it is interesting to mention another particularly important case: uncommon types and their variability. These have been identified as having the lowest frequency and the greatest difficulties to mathematical forecasting modelling. Generally, it can be said that uncommon maps tend to represent patterns with trough and/or wedge axis in an unusual position or erratic combinations of them over the region under study. In these cases, the circulation can not be precisely defined neither zonally nor meridionally on a spatial scale.

Figure 3 only provides examples of some uncommon circulation types. The circulation type of April 30, 1982 (figure 3a) shows a diffluent flow over both ocean areas, an anticyclone in the north-eastern part of the continent and a trough in southern Brazil. This could suggest a blocking at rather low latitudes. The circulation type of June 30, 1983 (figure 3b) presents a diffluent wedge with a NE-SW axis on the Atlantic Ocean that evolves into a trough and a low-pressure system over the Pacific, in the north-east of the region. This anomaly map would respond to the so-called "cut-off low" or "cold drop" in atmospheric circulation patterns. The circulation type of October 17, 1988 (figure 3c) shows an intense wedge in the southern area of the continent with more intense western flows at subtropical latitudes and two low-pressure systems at higher latitudes in both oceans.

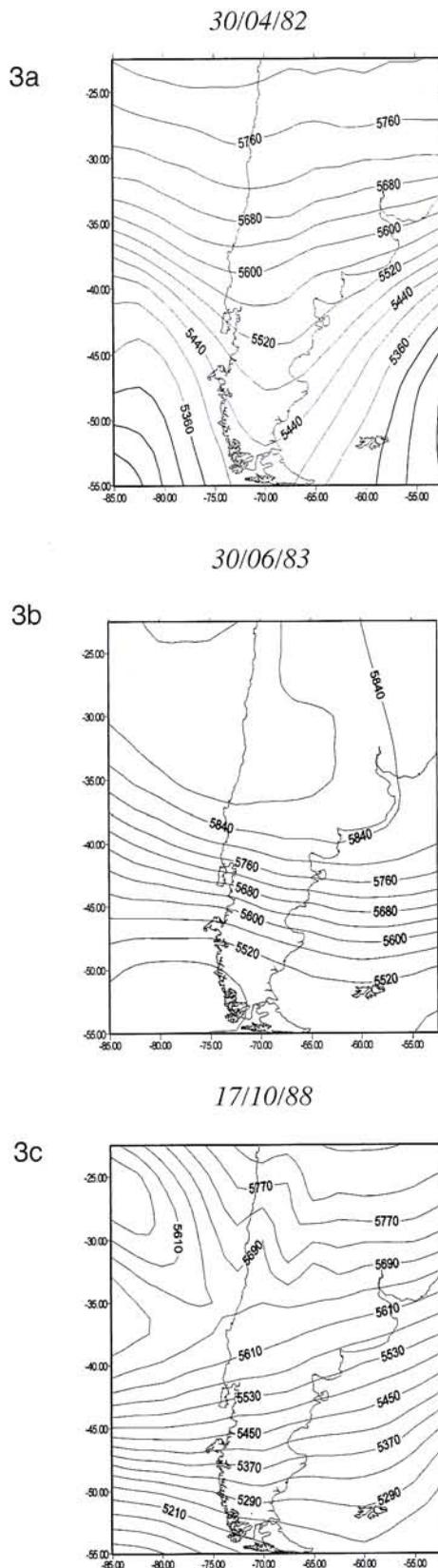


Figure 3. a, b, and c. Uncommon circulation types.

3.4. Circulation type persistence

The atmosphere shows some persistence effects in different temporal scales. With regard to the circulation types found in this study, an analysis of these properties for the first six types (most frequent ones) was carried out throughout the period.

Table V shows the frequency of occurrence in relation to daily persistence for each one of these types. It can be seen that in all cases the highest frequency is related to the persistence of one day (no persistence). The highest frequency of persistence equal or greater than 2 days varies during the year and according to the types under study. In particular, Type 2 shows the occurrence of the highest persistence analysed (seven days) during April, May and June, and two cases of persistence for six days during February and April. Next is Type 3, which shows seven days persistence during August and one for six days during July. In general, remaining types show lower persistence. It is interesting to note that February does not have the presence of types 5 and 6 in the analysed sample.

Summarizing, Figure 4 shows, for each one of the types, the behaviour of the relationship between absolute frequency and daily persistence. It can be seen that in all cases the frequency could be well represented by Markov's chain model (Kaczmarek (1977)).

Table VI shows the probability of change (P_c) for each type and the probability of no change (P_{nc}) when the same type occurs for at least two consecutive days during the total period under study. This probability distribution was studied during the January – March, April – June, July – September, October – December quarters and during the annual period.

The analysis for the first six types shows that types 2 and 5 have nearly 20% less P_c than P_{nc} during the total period. For the remaining types, this difference does not exceed 10%. Type 2, associated to blocking situations, and Type 5, representing a low index circulation with a strong meridional component, are the most persistent. In relation to the distribution of these probabilities, the quarters analysed in Table VI show that Type 2

TYPE	MONTH	PERSISTENCE (DAYS)							TYPE	MONTH	PERSISTENCE (DAYS)						
		1	2	3	4	5	6	7			1	2	3	4	5	6	7
1	JAN	26	4						4	JAN	11	3	2	1			
	FEB	13	2	1						FEB	13	3	3				
	MAR	20	9	1						MAR	11	2	1				
	APR	7	2			1				APR	7	1					
	MAY	13	3	1		1				MAY	16	8	2		1		
	JUN	13	3	3		1				JUN	4	1	1				
	JUL									JUL	7	1	3		1		
	AUG	7	4	3						AUG	3	2	1				
	SEP	17	9	3						SEP	17	7	2			1	
	OCT	10	1	1						OCT	6	2					
	NOV	13	5		1	1				NOV	20	4					
	DEC	22	6	1						DEC	14	4	3			1	
2	JAN	14	6	3	1				5	JAN	8	3					
	FEB	11	5		1		1			FEB							
	MAR	11	5	3						MAR	14	3	1				
	APR	7					1	1		APR	8		2		1		
	MAY	8		2	2	2		1		MAY	3	3	1				
	JUN	5	5	3				1		JUN	11	2	2				
	JUL	7	5	3						JUL	8	4	1				
	AUG									AUG	10	4	3		1		
	SEP									SEP	10	6	1		1	1	
	OCT	5	7		1					OCT							
	NOV	25	5	2		1				NOV	8	5	3				
	DEC	7	2	1	1					DEC	4	2		1			
3	JAN	15	4	2	1				6	JAN	11		1				
	FEB	32	7		2					FEB							
	MAR	12	4	1	1					MAR	5	3					
	APR	23	5	3	1					APR							
	MAY	15	2	3						MAY	9		1		1		
	JUN	6	2	1	1		1			JUN	11	2	2				
	JUL	26	9	1	2		1			JUL	6	1	1				
	AUG	17	1					1		AUG	14	2					1
	SEP	12		2						SEP							
	OCT	7	2							OCT	5	4	4				
	NOV	10	2	1	1					NOV	10	2			1		
	DEC	10	3							DEC	9	4	1				

Table V: Frequency of persistence occurrence (in number of days) for listed types throughout the year.

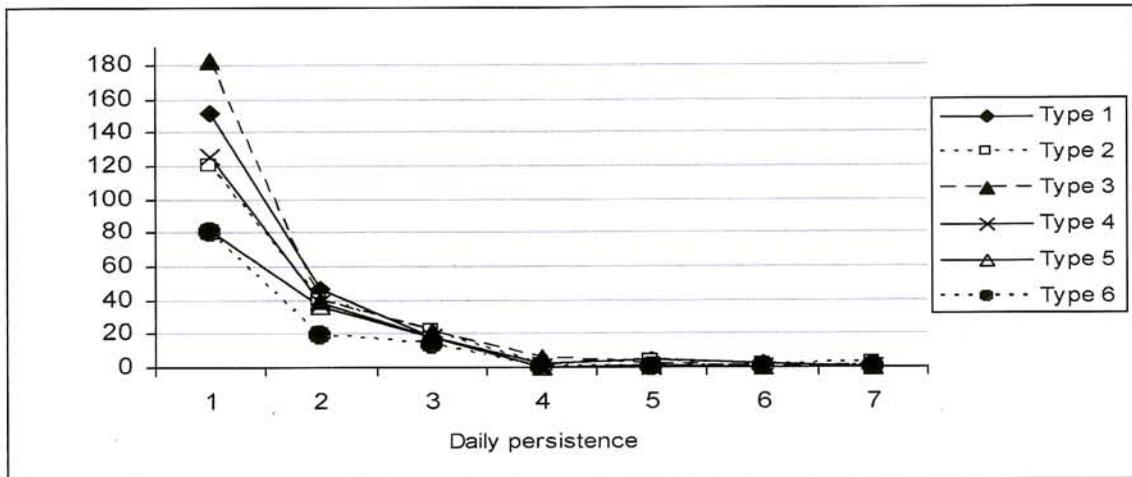


Figure 4: Relationship between absolute frequency and persistence for types listed in Table IV.

	JAN – MAR		APR – JUN		JUL – SET		OCT – DEC		ANNUAL	
	Pc	Pnc	Pc	Pnc	Pc	Pnc	Pc	Pnc	Pc	Pnc
TYPE 1	.621	.379	.434	.566	.352	.648	.535	.465	.482	.518
TYPE 2	.360	.640	.222	.778	.269	.731	.425	.575	.371	.629
TYPE 3	.517	.483	.453	.547	.523	.477	.562	.438	.527	.473
TYPE 4	.479	.521	.442	.558	.355	.645	.540	.460	.452	.548
TYPE 5	.594	.416	.423	.577	.321	.679	.307	.693	.390	.610
TYPE 6	.640	.360	.526	.474	.571	.429	.375	.625	.493	.507

Table VI: Probability of change (Pc) and no change (Pnc) of the same type occurrence during the year.

is most persistent during autumn and Type 5 during winter and spring. Type 3, having a more intense zonal circulation than the previous two models, has minimum persistence.

The behaviour between Pc and Pnc during these quarters shows that type 1, for example, has the highest probability of no persistence in the first and last quarters. During the remaining quarters, this probability is reversed.

4. CONCLUSIONS

There exists an important intermonthly variability in the frequency of the main circulation types. Using these results the forecasting methods would be developed at a monthly basis.

Uncommon maps, with probabilities between 6 and 10%, are important in May, July, August, September, October and December. They represent systems having trough and/or wedge axes in nearly zonal position or erratic combinations of them. In such a way that the circulation maps can not be defined neither as zonal nor meridional at the spatial scale.

Circulation maps that would include independent statistical information in a sample are the uncommon and “quasi orthogonal” circulation types. As regards the development of a forecasting statistical model, it would be useful that these maps be included in the working sample.

About the development of forecasting statistical models, it can be found that there are a large number of types with a structure highly correlated with others in a negative way. They are able to form a partial time series of circulation types represented by a dichotomic variable. Its significance lies in the

fact that, in physical terms, those types would be representing the inverse dynamic and thermodynamic conditions. This is true for types 3 and 4.

Taking into account the importance of persistence in the series of meteorological variables, this study shows that the main types have persistence of up to seven days. Examples are the types 2 and 3. Type 2 shows the importance of blocking in the South Atlantic region. This has a strong bearing on the occurrence of humidity advections to the continent and periods of persistent rainfall.

The persistence (Pc) for circulation type 2 during the quarter APR –JUN is the lowest of the sample. On some occasions, the Pc of a circulation type is higher than its Pnc. This is mainly the case of circulation types 1, 3, 5 and 6 during summer (JAN – MAR), showing higher circulation variability owing to the passage of shorter waves and thus, higher variability on associated phenomena. The condition of persistence is especially important during autumn and winter. From Table VI, it can be also concluded that an annual estimation of the property of no change (Pnc) or persistence in respect of the property of change (Pc) casts a shadow over the differences between these properties throughout the year. This strengthens the idea of the development of seasonal or monthly models for statistical forecasting.

The possibility to fit models of temporal series to the opposite types increases the goodness of long-term statistical forecasts in a daily scale. In the case of uncommon types this could show the low occurrence probability of these fields in order to include them in the objective forecast. Weather type persistence is another important element to be included in the models.

ACKNOWLEDGMENT: This research work has been supported by PIP 5139 /5 CONICET, X-234, X-095 UBA and PICT 26094/05.

REFERENCES

Bischoff S. and Vargas W. The 500 and 1000 hpa weather type circulations and their relationship with some extreme climatic conditions over Southern South America, *International Journal of Climatology* 23, 541-556. 2003.

Kaczmarek Z. *Statistical Methods in Hydrology and Meteorology*. U.S Geological Survey. Washington, D.C.1977.

Lund I. A Map – pattern classification by statistical methods, *Journal of Applied Meteorology* 2, 56-65. 1963.

Makridakis W. *Forecasting Methods and Applications*. Boston, Massachusetts. 1978.

Panofsky H. and Brier G. *Some Applications of Statistic to Meteorology* The Pennsylvania State University. 1965.

Uriel E. *Análisis de Series Temporales. Modelos ARIMA*. PARANINFO. Madrid. 1985 .

EVALUACIÓN DE LA REPRESENTACIÓN DE UN SISTEMA CONVECTIVO DE MESOESCALA UTILIZANDO EL MODELO RAMS.

Juan José Ruiz^{1,2}, A. Celeste Saulo^{1,2}, Yanina García Skabar^{2,3}, Paola V. Salio^{1,2}.

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEyN-UBA)

²Centro de Investigaciones del Mar y de la Atmósfera (CONICET-UBA)

³Facultad de Agronomía (UBA)

Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 12 de diciembre de 2005, en su versión final el 25 de junio de 2007)

RESUMEN

En este trabajo se evalúa la capacidad del modelo RAMS en representar un sistema convectivo en mesoescala asociado con la ocurrencia de una intensa corriente en chorro en capas bajas. Para realizar la verificación y debido a las limitaciones de la red observacional operativa, se propone aquí la utilización de productos derivados de sensores remotos de microondas pasivas y activas. También se efectúa un análisis del entorno en escala sinóptica de este evento, con énfasis en el análisis de la evolución de la inestabilidad convectiva y la convergencia en capas bajas. El modelo representa correctamente la circulación de mayor escala, y también simula adecuadamente la precipitación total acumulada. No obstante en las resoluciones utilizadas el modelo presenta dificultad en representar la estructura interna del sistema convectivo. Se considera que la estrategia adoptada para analizar el desempeño del modelo, es útil para identificar los mayores problemas en la reproducción de la distribución de precipitación asociada al sistema convectivo y su ubicación y consecuentemente, para establecer pautas para una mejora de la predicción de los mismos.

Palabras clave: modelado numérico - sistemas convectivos en mesoescala.

THE REPRESENTATION OF A MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM USING RAMS MODEL

ABSTRACT

This work concentrates in the evaluation of RAMS model's representation of a mesoscale convective system associated with a strong low level jet event. Diverse products derived from satellite data are used to measure precipitation amounts and to characterize the system internal structure. The synoptic environment associated to system genesis and growing stages is also analyzed through the description of mechanisms favoring both, convective instability and low level convergence.

RAMS model correctly represents the environmental conditions where the system develops, the accumulated precipitation fields and precipitation rates at particular moments when precipitation radar data were available. However the model fails to capture the stratiform precipitation area behind the convective one. It is considered that the approach adopted to verify model performance, seems suitable to identify which could be the main culprits for model deficiencies in the representation of rain and its distribution and consequently aid in developing a strategy to improve their prediction.

1. INTRODUCCIÓN

Los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) constituyen un importante aporte a la precipitación total sobre el Sudeste de Sudamérica, principalmente durante los meses de la estación cálida (Velasco y Fritsch, 1987; Torres, 2003; Vila, 2004; Salio y otros, 2007). Asociados a los mismos se producen, frecuentemente, precipitaciones extremas y fenómenos severos (Torres y Nicolini, 1999) por lo que el pronóstico preciso de estos sistemas sería de utilidad, entre muchos otros, para la prevención de las catástrofes vinculadas con la ocurrencia de los mismos.

Sin embargo, el pronóstico de los SCM a partir de modelos numéricos, representa un gran desafío, debido a que la evolución de estos sistemas no responde únicamente a forzantes sinópticos y/o locales, sino que obedece además a una compleja dinámica interna en escalas menores (Houze, 1993; Brooks y otros, 1992) que muchas veces no pueden ser resueltas con las retículas utilizadas por los pronósticos operativos. En los últimos años se realizaron varios esfuerzos por mejorar la simulación de estos sistemas en nuestra región utilizando modelos de mesoescala (Ulke y otros, 2001; Paegle y otros, 2004; Ruiz y otros, 2005), en particular Nicolini y otros (2002) realizan un estudio sobre el pronóstico de precipitación asociado a dos SCM sobre el norte de Argentina utilizando el Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). En esos casos, caracterizados por la ocurrencia de una corriente en chorro en capas bajas (CCCB) tipo Chaco (Nicolini y Saulo, 2000), se observó que el forzante de gran escala asociado al inicio de la convección fue correctamente representado por el modelo, sin embargo se identificaron serias deficiencias en la representación de la precipitación asociada a los SCM. Por otra parte los autores muestran que la asimilación de datos (en particular de los datos de superficie) permitió mejorar el desempeño del modelo en este sentido, sin alcanzarse, de todas maneras, una representación satisfactoria de los valores de precipitación.

Una de las principales limitaciones a la hora de evaluar el desempeño de los modelos para representar las distribuciones de precipitación asociadas a los SCM, se explica a partir de la deficitaria red operativa de medición de la precipitación (Saulo y Ferreira, 2003). Por otra parte, tampoco existe informa-

ción de radares de superficie que permita obtener estimaciones de la tasa instantánea de precipitación y de la estructura interna de los sistemas convectivos en nuestra región. En este sentido, algunas de las técnicas que se han desarrollado a partir de observaciones satelitales para el estudio de la convección en general y de los sistemas convectivos en particular, podrían ser aplicadas a la evaluación de la calidad de los pronósticos de mesoescala.

En particular, el sistema FORTRACC (Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters, Machado y otros, 1998) permite determinar el desplazamiento de los sistemas convectivos utilizando técnicas de seguimiento en base a la temperatura de brillo en el infrarrojo. Este programa puede ser utilizado para evaluar en forma cualitativa si la precipitación pronosticada por el modelo evoluciona en el tiempo de manera similar al patrón nuboso asociado. Otras herramientas disponibles son los sensores en microondas pasivas y/o activas montados a bordo de diversos satélites como el TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), el DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) y algunos satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). La utilización de sensores multibanda en el rango de las microondas ha dado lugar al desarrollo de algoritmos que permiten estimar tasas instantáneas de precipitación en superficie y contenidos de agua y hielo dentro de las nubes. Los sensores de microondas activas como el TRMM proveen además una descripción de la estructura tridimensional de los sistemas convectivos y estimaciones de la precipitación en superficie en base a la reflectividad medida por el radar. Los productos derivados del TRMM han sido extensamente utilizados para el estudio de la convección en regiones tropicales y subtropicales (Petersen y Rutledge, 2000; Petersen y otros, 2002; Nesbitt y Zipser, 2003). Estos sensores suministran productos que permiten evaluar en qué medida los modelos de mesoescala pueden reproducir la estructura interna de los sistemas convectivos trabajando con resoluciones aplicables al pronóstico operativo.

En el presente trabajo, se selecciona un evento de CCCB tipo Chaco ocurrido entre los días 18 y 19 de diciembre de 2002, durante el cual se produjo un intenso sistema convectivo en la región de salida, con una extensión mayor a 500.000 km². Este SCM se encuentra dentro de los más extensos ocurridos du-

rante la estación cálida 2002-2003 (Nicolini y otros, 2004) que coincide con el período en el cual se llevó a cabo el South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) (Vera y otros, 2006).

El objetivo de este trabajo es determinar, mediante el uso de información derivada de sensores remotos, la calidad de la simulación de este SCM utilizando un modelo de mesoescala cuya configuración se ha fijado acorde a los requerimientos de un pronóstico operativo. Para ello se evalúan no sólo aspectos de su estructura interna -sólo posible mediante la utilización de información derivada- sino también el forzante de escala sinóptica presente, de tal manera de poder establecer, en este caso particular, a qué factores fundamentales se deben los aciertos/desaciertos de la simulación numérica y poder así generar recomendaciones acerca de cómo puede mejorarse el pronóstico de estos sistemas empleando las herramientas disponibles. Se considera que la estrategia que aquí se propone explota al máximo la información proveniente de sensores remotos, constituyendo un paso inicial en la adopción rutinaria de este tipo de datos para la verificación de los pronósticos de área nubosa (chata y profunda) y de precipitación sobre la región, lo cual resulta central en tanto no se cuenta con una red de radares en superficie.

Este trabajo se organiza de la siguiente manera: los datos y la metodología utilizados se describen en la sección 2; en la sección 3, se analiza la estructura interna y la evolución temporal del sistema convectivo, en base a información satelital. El desempeño del modelo en la representación de la convección, comparando con datos pluviométricos y productos del satélite TRMM se evalúa en la sección 4. La sección 5 presenta algunos procesos de gran escala que pueden haber influido en la extensión e intensidad de este sistema y cómo el modelo representa los mismos. En la sección 6 se presentan las conclusiones de este trabajo.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Para la simulación del presente caso, se utilizó el modelo RAMS versión 4.3 desarrollado en la Universidad de Colorado (Estados Unidos). Este modelo es no-hidrostático e incluye parametrizaciones diseñadas para representar fenómenos atmosféricos en diferentes escalas. Este modelo fue seleccionado

para este estudio por su eficiente representación de diversos fenómenos convectivos, particularmente en estudios realizados acerca de circulaciones inducidas por la inhomogeneidad del terreno (Pielke, 1992; Cotton y otros, 2003). En la región de Sudamérica, el modelo RAMS ha sido utilizado en diversos estudios como por ejemplo Hallak y Silva Dias (1996), Nicolini y otros (2002), Salio y otros (2005), Nicolini y otros (2005a y b) y Saulo y otros (2007).

La coordenada vertical utilizada por el RAMS es σ_z (Tripoli y Cotton, 1982). Para representar los procesos convectivos de menor escala, se utilizó la parametrización de Grell (Grell, 1993), complementada con una representación de la convección chata descrita por Souza y Silva (2002), incluida en esta versión del modelo por científicos de la Universidad de San Pablo (P. Silva Dias, comunicación personal). Se trabajó con una proyección estereográfica polar, ubicando al polo cerca del centro del dominio. El tratamiento de la microfísica se realizó utilizando un modelo "bulk" de 7 categorías. Para los procesos radiativos, se utilizó la parametrización descrita en Chen y Cotton (1988).

Los datos de topografía utilizados provienen de la United State Geological Survey (USGS) y tienen una resolución espacial de 10'. Se utilizaron datos de vegetación con 30 clases diferentes provistos por el International Geosphere-Biosphere Programme. Los datos del tipo de suelo provienen del Food and Agricultural Organization of the United Nations. La temperatura del mar fue interpolada a partir de los datos de la National Oceanic and Atmospheric Administration Optimum Interpolation Weekly Sea Surface Temperature Versión 2.

En la simulación se utilizaron dos retículas (Figura 1). La más extensa abarca la mayor parte de América del Sur, y cuenta con una resolución horizontal de 80 km., mientras que sobre la región del centro de Sudamérica se ubica una retícula más pequeña con una resolución horizontal de 20 km siendo la interacción entre las mismas en dos direcciones. Ambas retículas cuentan con 30 niveles en la vertical y 9 niveles de suelo.

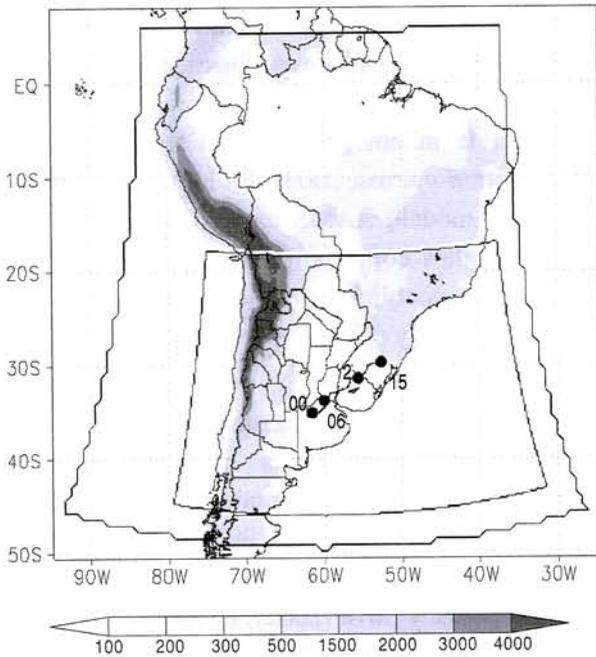


Figura 1: Límites de los dominios utilizados (el dominio interno corresponde a la región de alta resolución) y topografía en m. (sombreado). Los puntos indican la ubicación del sistema convectivo a las 0000, 0600, 1200 y 1500 UTC del día 19 de diciembre de 2002 determinadas a partir del centroide del área encerrada por la isoterma de 218 K.

Las condiciones iniciales para la simulación, así como también las condiciones de borde, fueron obtenidas a partir de los análisis GDAS (Global Data Assimilation System del NCEP -National Centers for Environmental Prediction-). Estos análisis están disponibles cada 6 horas con una resolución horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$ y 26 niveles en la vertical. Los mismos fueron utilizados también para verificar el desempeño del modelo, complementándolos, donde fue posible, con datos de otras fuentes.

Los datos de precipitación utilizados para la evaluación de las simulaciones, son los provenientes de la base de datos pluviométricos del experimento SALLJEX. Esta base de datos está integrada por datos provenientes de diversas redes como así también de pluviómetros instalados especialmente durante el experimento de campo. Los mismos fueron sometidos a un control de calidad como se describe en Penalba y otros (2004).

La caracterización del sistema convectivo, se realizó a partir de datos provenientes de distintos satélites. El seguimiento de la posición y extensión del sistema convectivo se realiza en base a las temperaturas de brillo en el canal 4 correspondiente al satélite GOES-8 disponibles cada media hora (<http://lake.nascom.nasa.gov>) (Janowiak y otros, 2001) utilizando el programa FORTRACC (Machado y otros, 1998). Para definir el sistema convectivo se utiliza el umbral de 218 K (-55°C). Para describir la estructura interna del sistema convectivo, y obtener estimaciones de la distribución vertical de los contenidos de agua y hielo y de las tasas instantáneas de precipitación que pudieran servir para evaluar el desempeño del modelo, se utilizaron datos provenientes del satélite TRMM. Este satélite cuenta con diversos instrumentos diseñados para el estudio de la convección. Los datos provenientes de los sensores del TRMM están disponibles en el mismo servidor de donde se obtuvieron las imágenes en infrarrojo.

En el presente estudio se utilizaron datos provenientes de los siguientes sensores:

- VIRS (Visible and Infrared Scanner): Es un sensor de 5 canales (1 visible y 4 infrarrojos). Aquí se utilizan las temperaturas de brillo calculadas según el algoritmo 1B01 para el canal 4 (en particular el canal 4 cuenta con una resolución horizontal de 2.4 km x 2.4 km).
- PR (Precipitation RADAR). Este instrumento es descrito por Kummerow y otros (2000), y más brevemente en Nesbitt y Zipser (2003). Se trata de un radar tridimensional, con una resolución horizontal de 4.3 km x 4.3 km en el punto subsatélite y una resolución vertical de 250 metros, trabajando a 13.8 Ghz (longitud de onda aproximadamente de 2.17 cm). El ancho de la pasada es de 215 km. En este estudio se utilizan los algoritmos 2A25 y 2A23, en particular se utilizan las estimaciones de precipitación (Iguchi y otros, 2000) y los valores de reflectividad cerca de superficie en donde se corrige por atenuación la señal que obtiene el sensor.
- TMI (TRMM Microwave Image). El sensor TMI es un sensor en microondas pasivas (Kummerow y otros, 2000). Cuenta con 5 frecuencias (4 de ellas con doble polarización) y una resolución máxima de 5 km x 7 km para el canal de 85 Ghz. Posee una estrategia de barrido elíptico con un ángulo de inci-

dencia constante de 53° lo cual garantiza que la resolución espacial no cambie a lo largo del barrido. El ancho de la pasada es de 760 km. En este caso se utilizan los resultados del algoritmo 1C21 que proveen una estimación de los contenidos de agua líquida y hielo, como así también una estimación de la tasa de precipitación en superficie.

3. ESTRUCTURA INTERNA Y EVOLUCIÓN DEL SISTEMA CONVECTIVO.

El sistema convectivo ocurrido durante la madrugada del día 19 de diciembre de 2002, se encuentra entre los más extensos registrados durante la estación cálida 2002-2003 y estuvo asociado a importantes cantidades de precipitación acumulada sobre el centro-este de Argentina.

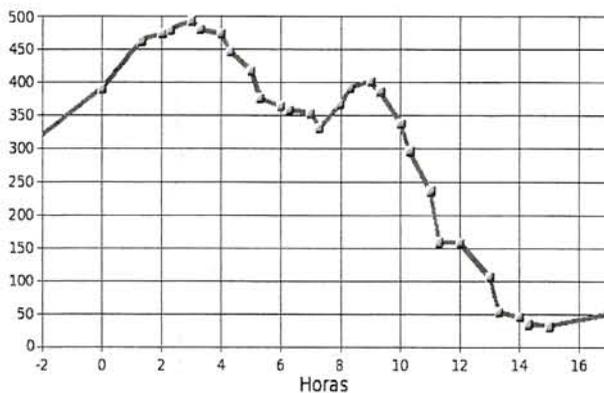


Figura 2: Evolución temporal del área abarcada por la isoterma de 218 K (en miles de km²) asociada al sistema convectivo ocurrido entre el 18 y el 19 de diciembre de 2002. La escala temporal está en horas con respecto a las 0000 UTC del día 19 de diciembre de 2002.

Dadas las limitaciones que impone la resolución temporal de los productos orbitales del satélite TRMM se utiliza el programa FORTRACC para la descripción de la evolución temporal del SCM. Esta metodología fue utilizada sobre nuestra región para el seguimiento de sistemas convectivos por Vila (2004) y Salio y otros (2007) y consiste en la detección de actividad convectiva a partir de un umbral de temperatura de brillo en la banda de 10.8 micrones. A partir de este criterio se obtienen distintos

parámetros relacionados con la morfología de los sistemas. El software también realiza un seguimiento de los sistemas convectivos basado en la estimación de su velocidad y en la superposición de imágenes sucesivas.

La Figura 2, muestra la evolución de la extensión del área encerrada por la isoterma de 218 K en función del tiempo, mientras que en la Figura 1, se puede observar la trayectoria seguida por el centroide del mismo y su posición a distintas horas. El programa FORTRACC detectó la presencia del sistema convectivo a partir de las 2100 UTC del día 18 de diciembre. Sin embargo, las imágenes satelitales tomadas por el GOES 12 indican que había actividad convectiva previa que se podría vincular con la génesis de este sistema convectivo sobre el centro de la Provincia de Buenos Aires (alrededor de las 1800 UTC del día 18 de diciembre). Esta actividad convectiva inicial no fue detectada por el programa FORTRACC debido a que hay errores en las imágenes utilizadas que no permiten calcular el área del sistema correctamente. Como se observa en la Figura 2, el SCM experimenta un fuerte crecimiento a partir de las 2100 UTC del día 18, alcanzando su máxima extensión hacia las 0300 UTC del día 19 de diciembre. El área máxima alcanzada por el mismo, está cercana a los 500.000 Km², valor que lo coloca dentro del 15 % más extenso observado durante la estación cálida 2002-2003, según lo documentado por Nicolini y otros (2004). Hacia las 1400 UTC del día 19 de diciembre, el área abarcada por la isoterma de 218 K cae por debajo del umbral de 50.000 Km² utilizada para definir la disipación del sistema convectivo. Según el criterio adoptado por Jirak y otros (2003) el presente sistema convectivo se clasifica como un PECS (Persistent Elongated Convective System) debido a que su excentricidad medida en la hora de máxima extensión es menor a 0.7. Como se puede apreciar en la Figura 1, el desplazamiento del sistema convectivo es hacia el noreste a lo largo de todo el ciclo de vida, la etapa de génesis tiene lugar sobre el noroeste de la Provincia de Buenos Aires. Cerca del momento de máxima extensión, el centro del sistema se desplaza más rápidamente sobre el norte de la Provincia de Buenos Aires, Entre Ríos y finalmente Uruguay. La disipación tiene lugar sobre el sur de Brasil.

La duración total del sistema convectivo de acuerdo con el programa FORTRACC fue de 18 horas (entre las 2100 UTC del día 18 y las 1400 UTC del día 19). Esto lo sitúa entre los sistemas de mayor duración observados durante la estación cálida 2002-2003 sobre la región del sudeste de Sudamérica. Los resultados obtenidos para el presente sistema, indican que el ciclo de vida se ajusta al comportamiento típico de los sistemas durante dicha estación.

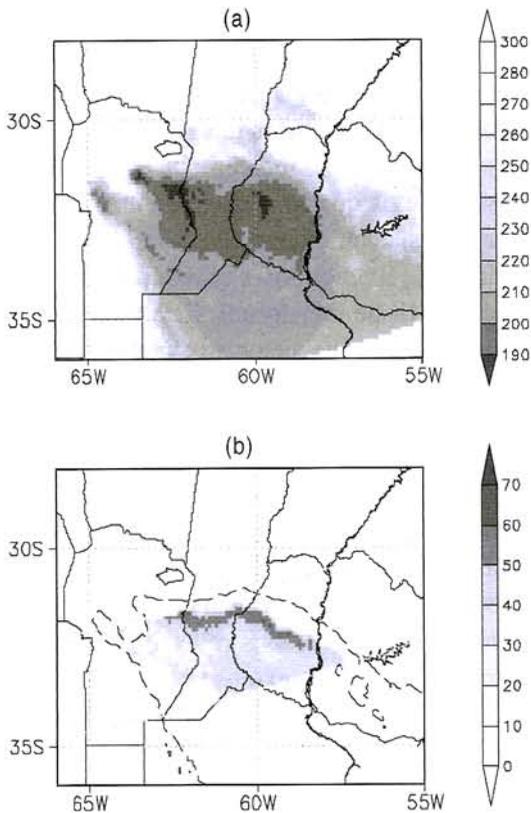


Figura 3: (a) Temperatura de brillo en el canal 4 del sensor VIRS-TRMM. (K). (b) Reflectividad cerca de la superficie, estimada a partir de los datos de radar del satélite TRMM (dBz). La línea de trazos indica la isoterma de 218 K de temperatura de brillo en el canal 4. Ambas para las 0614 UTC del día 19 de diciembre de 2002.

La Figura 3a, muestra una imagen satelital infrarroja tomada por el satélite TRMM 3 horas más tarde del momento de máxima extensión (0614 UTC del día 19 de diciembre). Dentro de una amplia zona con topes fríos, se distinguen 2 áreas donde la temperatura es inferior a los 190 K. La Figura 3b,

muestra la reflectividad cerca de superficie estimada a partir del radar TRMM correspondiente a la misma hora. De acuerdo con lo discutido previamente, la región abarcada por los datos obtenidos por el radar, es más angosta que la cubierta por los datos del sensor VIRS. Este área se corresponde aproximadamente con la porción central del SCM que se observa en la imagen VIRS.

La estructura interna del sistema convectivo, vista a partir de la reflectividad, denota una región con valores de reflectividad muy altos hacia el norte, mientras que hacia el sur y separado del cordón de reflectividades mayores por un mínimo relativo de reflectividad, se encuentra una región amplia con reflectividades menos intensas. Esta distribución espacial concuerda con el modelo de línea de inestabilidad con precipitación estratiforme por detrás (Houze, 1993). Hacia el oeste, se observa un menor desarrollo de la región estratiforme por detrás de la línea convectiva, mientras que hacia el este la región estratiforme se encuentra más extendida y muestra valores de reflectividad más intensos, a la par que la línea convectiva se muestra más débil.

En la Figura 3b, se incluye también la isoterma de 218 K (referida a las temperaturas de brillo en el canal 4), que corresponde con el valor utilizado en este trabajo para definir el sistema convectivo. En este caso se puede observar cómo las mayores reflectividades, se ubican sobre el borde norte del SCM. Si bien las temperaturas de brillo en el infrarrojo insinúan la distribución que se observa en reflectividad, no son suficientes para describir la estructura interna del SCM. Es por eso que dada la actual escasez de radares en superficie sobre Argentina, el satélite TRMM provee una herramienta única para el estudio de la estructura interna de estos sistemas en nuestra región, a pesar de presentar algunas limitaciones en cuanto a la descripción de aspectos tan importantes como la evolución temporal de los mismos debido a que la frecuencia de observación que se puede conseguir con este sensor es muy baja.

Un corte vertical de reflectividad en 60°O obtenido a partir de los datos del PR (Figura 4), provee mayores evidencias de que la estructura interna de este sistema convectivo se ajusta al modelo clásico de línea de inestabilidad con precipitación estratiforme. La escala vertical está expresada en función de los volúmenes barridos por el radar (es decir que una

unidad equivale a 250 metros). Los valores de reflectividad intensos en forma de arco que se observan en la parte inferior de la imagen, corresponden a los ecos generados por la superficie terrestre. Alrededor de 32° S, se observa un máximo de reflectividad que corresponde a la región convectiva de la línea de inestabilidad. En este punto, los ecos tienen una extensión vertical de 15 km desde la superficie hasta el tope de la nube (teniendo en cuenta un valor umbral de 20 dBz), esta región presenta un ancho de unos 40 km aproximadamente que concuerda con las dimensiones típicas de estos SCM (Houze, 1993). Hacia el sur, comenzando alrededor de los 32.8° S se observa una región de ecos más débiles, con menor extensión vertical (8.7 km aproximadamente) y que exhibe un máximo de reflectividad alrededor de 2.5 km por encima de la superficie. El mismo podría asociarse con la presencia de una banda brillante y estaría indicando la ocurrencia de precipitación estratiforme. Los productos del TRMM destinados a la detección de precipitación estratiforme y banda brillante confirman esta afirmación (no se muestra la figura). En la Figura 4b, se incluyen las tasas de precipitación estimadas que acompañan este perfil de reflectividades. En la región convectiva las tasas de precipitación estimadas alcanzan los 100 mm hr⁻¹, mientras que son mucho menores (inferiores a 20 mm hr⁻¹) en la región de precipitación estratiforme. Al analizar la magnitud de las tasas de precipitación es necesario tener en cuenta que se trata de valores instantáneos y que los algoritmos con los que fueron obtenidos pueden no estar óptimamente calibrados para la región. De todas maneras estas altas tasas de precipitación, corroboran la idea de la severidad que caracteriza a estos SCM.

En base a la descripción de la estructura interna y la evolución temporal del sistema convectivo, a continuación se evalúa la simulación de la situación realizada con el modelo RAMS.

4. EVALUACIÓN DEL DESEMPEÑO DEL MODELO EN LA SIMULACIÓN DEL SISTEMA CONVECTIVO.

4.1 Comparación con datos TRMM

La simulación con el modelo RAMS se inicializó a las 1200 UTC del día 18 de diciembre de 2002. Este

momento fue seleccionado porque los análisis de las 1200 UTC cuentan con mayor cantidad de observaciones de altura asimiladas en la región. El período de simulación fue de 48 horas, extendiéndose hasta las 1200 UTC del día 20 de diciembre de 2002.

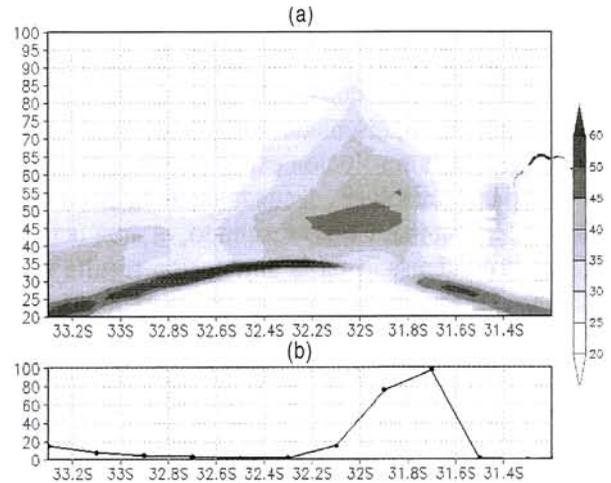


Figura 4: (a) Corte vertical de la reflectividad medida por el radar a bordo del satélite TRMM (dBz), (b) perfil de la tasa de precipitación (mm hr⁻¹) estimada a partir de dicha información. Ambas en 60°O para las 0614 UTC del día 19 de diciembre de 2002.

La parametrización de la microfísica utilizada permite obtener como variables pronosticadas los contenidos de 7 categorías de condensados diferentes. Por otra parte, el satélite TRMM es capaz de estimar perfiles verticales de hielo de nube, agua de nube, agua de lluvia y hielo precipitante con una resolución vertical máxima de 500 m reduciéndose con la altura hasta ser de 4 km. por encima de los 10 km. altura. En el presente caso y dada la resolución horizontal con la que se corre el modelo, se utiliza la cantidad de condensado total integrado en la vertical para evaluar el desempeño del modelo. La Figura 5, muestra los resultados de esta comparación para la pasada del satélite correspondiente a las 0614 UTC del día 19 de diciembre. La Figura 5a, muestra las estimaciones del contenido total de condensado en la vertical a partir de los datos del sensor TMI del TRMM (algoritmo 1C21). Estos datos fueron interpolados mediante el cálculo de medias areales a una retícula de 0.2° x 0.2° que es similar a la utilizada por el modelo en esta región. Como se aprecia al

comparar las Figuras 5 a y b, los contenidos de condensado estimados por el satélite TRMM sobre la región más activa del sistema convectivo son mayores que los pronosticados por el RAMS. Además, de acuerdo con la estructura observada en las imágenes de reflectividad, las estimaciones del sensor TMI muestran una región con contenidos de condensado menores que se ubican por detrás de los máximos asociados a la línea convectiva. Esta región no se encuentra bien representada por el modelo, confirmando que en la resolución especificada, el modelo no es capaz de resolver adecuadamente la estructura interna del sistema. Como resultado, el área ocupada por el condensado en la simulación resulta más estrecha que en las estimaciones. El modelo no obstante logra capturar algunos rasgos de la distribución espacial, como la presencia de mayores contenidos de condensado hacia el oeste (sobre el oeste de la Provincia de Córdoba). En las imágenes de radar y en los contenidos de agua líquida estimados, se observa que la convección más intensa se encuentra orientada Oeste-Este, con una extensión hacia el sudeste asociada a contenidos de agua líquida y reflectividades menores. En la simulación, todo el sistema convectivo se encuentra desplazado hacia el sudoeste y la orientación es Noroeste-Sudeste siguiendo la orientación a esa hora de una región de fuerte contraste en la temperatura potencial equivalente en niveles bajos que avanza desde el norte de la Patagonia y que será discutida en la sección 5.

Cuando se analizan los contenidos de agua líquida y de hielo -integrados en la vertical- por separado, no se encuentran elementos extra que permitan comprender mejor qué aspectos del tratamiento microfísico pueden estar provocando las deficiencias en el modelo ya que ambos totales acumulados muestran esencialmente el mismo comportamiento (i.e., subestimación tanto areal como de intensidad).

En la Figura 5a también se muestra la estimación de las tasas de precipitación a partir de las temperaturas de brillo en microondas pasivas. En este caso, la distribución de lluvias acompaña al de contenido de condensado, mostrando máximos hacia el norte del sistema y una región con tasas de precipitación menores que se extiende hacia el sur y sudeste. El modelo RAMS muestra tasas de precipitación (Figura 5b) que son similares en orden de magnitud a las estimadas en base a las microondas pasivas. Sin embargo al igual que lo que sucede con el condensado

total, el área afectada por la precipitación se distribuye en una región mucho más angosta. Al comparar estas tasas de precipitación debemos tener en cuenta que en el caso del RAMS las mismas se calculan mediante diferencias de 1 hora en la precipitación acumulada, por lo que deberían interpretarse como promedios temporales de 1 hora de las tasas de precipitación simuladas por el modelo. En el caso de las estimaciones realizadas en base al TRMM, se trata de valores instantáneos de la tasa de precipitación.

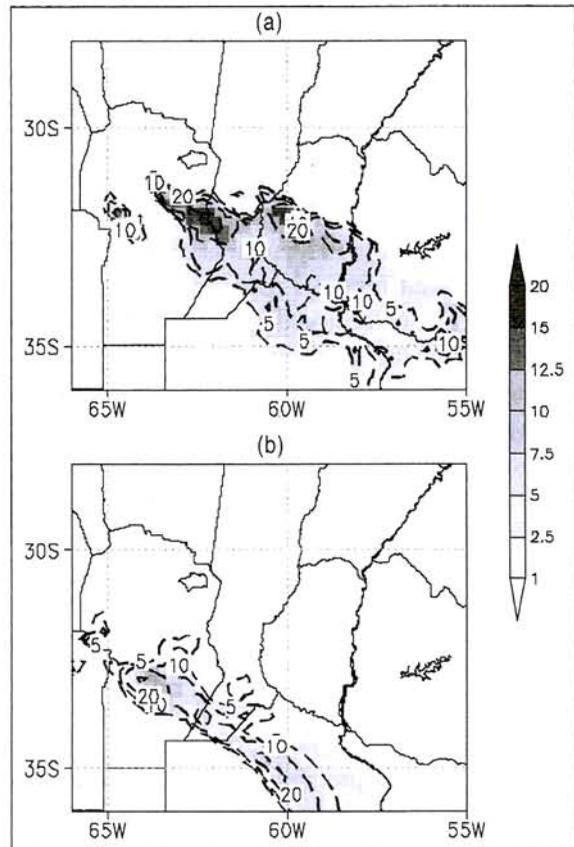


Figura 5: Condensado total integrado en la vertical (sombreado) (mm) y tasa de precipitación (mm hr-1) (línea de trazos). (a) Estimado a partir del sensor TMI-TRMM y (b) Simulado por el modelo RAMS. La pasada del satélite corresponde a las 0614 UTC y la simulación del RAMS a las 0600 UTC del día 19 de diciembre de 2002.

La Figura 6, muestra la tasa de precipitación pero calculada con las estimaciones realizadas en base al PR. A diferencia de las estimaciones basadas en el sensor TMI, la distribución de la precipitación

Evolución de la representación de un sistema convectivo...

muestra una disposición de línea continua. Se encuentra además mejor diferenciada la separación entre la porción convectiva y la región estratiforme de la línea de inestabilidad. Las tasas de precipitación estimadas son sensiblemente mayores a las estimadas en base al sensor TMI. La disposición en forma de línea, se asemeja más a la configuración simulada por el RAMS, aunque en este caso las tasas de precipitación simuladas resultan menores que las estimadas, y los datos de radar además confirman la presencia de áreas de precipitación más débiles que no son representadas correctamente por el modelo.

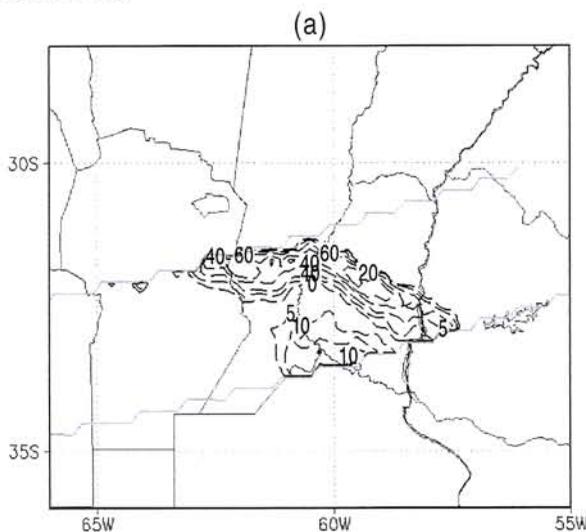


Figura 6: Condensado total integrado en la vertical (sombreado) (mm) y tasa de precipitación (mm hr⁻¹) (línea de trazos). (a) Estimado a partir del sensor TMI-TRMM y (b) Simulado por el modelo RAMS. La pasada del satélite corresponde a las 0614 UTC y la simulación del RAMS a las 0600 UTC del día 19 de diciembre de 2002.

Vale destacar que, en general, las estimaciones de precipitación sobre tierra utilizando microondas pasivas (i.e TMI) son menos precisas y muestran diferencias importantes con respecto a otras estimaciones como, por ejemplo, aquéllas que utilizan los datos del PR. Furuzawa y Nakamura (2005), encuentran que en promedio para nubes con un desarrollo vertical mayor a 8 km, las tasas de precipitación obtenidas a partir del sensor TMI son mayores que las que se obtienen a partir del PR. Sin embargo, en el presente caso se observa lo contrario.

4.2 Comparación con datos pluviométricos.

Para evaluar los campos de precipitación acumulada simulados, se utilizaron los datos de precipitación acumulada provenientes de la red SALLJEX. La mayor densidad de datos, se concentra sobre el centro este de Argentina y Uruguay y coincide con la región donde se desarrolló la actividad convectiva más importante.

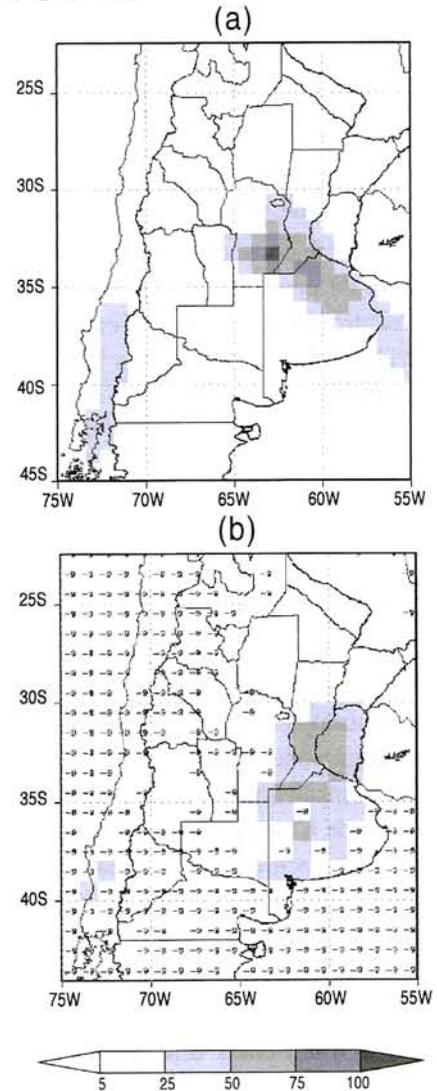


Figura 7: Precipitación acumulada entre las 1200 UTC del día 18 y las 1200 UTC del día 19 de diciembre de 2002 (mm). (a) Simulada con el modelo RAMS y (b) observada por la red SALLJEX. Los puntos de retícula en donde no hay observaciones se indican con un -9.

Los mayores valores de precipitación se observan sobre la Provincia de Buenos Aires y el sur del lito-

ral (Figura 7), esta última posición coincidente con la posición del sistema en el momento en que fue observado por el satélite TRMM. El orden de magnitud y posición de la región donde las precipitaciones fueron más abundantes, fue bien representada por el modelo. Sin embargo, se desprenden de esta figura algunas diferencias importantes. En primer lugar se observa una subestimación de los valores de precipitación acumulados sobre el centro y sur de la Provincia de Buenos Aires. La misma obedece a que la actividad convectiva que comenzó a observarse en dicha región por la tarde del día 18 no fue apropiadamente simulada por el modelo. Esto pudo deberse a que esas lluvias comenzaron pocas horas después de iniciarse la simulación.

Por otra parte también se observa una subestimación de los valores de precipitación hacia el norte de Entre Ríos y centro de Santa Fe, que en este caso obedece a que el SCM se desplazó más lentamente en la simulación respecto de lo observado a través de imágenes satelitales, como se mostró en la sección anterior al comparar con los productos del TRMM.

En las horas posteriores al período considerado en la Figura 7, el sistema convectivo comienza su etapa de disipación, como se desprende de la evolución que se muestra en la Figura 2. Durante esta etapa del ciclo de vida, el SCM observado se encuentra ubicado sobre el norte de Uruguay y el sur de Brasil. En la simulación con el modelo, sin embargo, las precipitaciones totales acumuladas más intensas se encuentran sobre el norte de Santa Fe, Corrientes y este de Chaco (Ruiz, 2004) (no se muestra la figura). Es decir que durante la etapa final del ciclo de vida, el modelo RAMS no representó correctamente la ubicación del SCM.

En síntesis, los resultados de esta sección indican que el modelo tiende a subestimar las tasas de precipitación y a representar una región precipitante bastante más angosta que la observada, perdiendo así la discriminación del área convectiva vs. el área estratiforme por detrás, que caracteriza a este SCM. Es probable que la resolución con la que se trabaja no permita simular correctamente la estructura interna del sistema convectivo y eso impacte negativamente sobre la precipitación total acumulada, sin embargo algunos estudios de sensibilidad a la resolución en casos que involucran un SCM, muestran que no siempre el incremento en la resolución per-

mite un mejor pronóstico de la cantidad acumulada de lluvia (Zhang y otros, 2006), lo cual sugiere que una resolución del problema involucra más que un aumento de resolución.

Otro aspecto analizado es la dificultad para posicionar adecuadamente al SCM, subestimando la velocidad de desplazamiento del mismo lo cual produce una distorsión del campo de precipitación simulado respecto del observado. Finalmente, también se ha puesto de manifiesto la diferencia entre las tasas de precipitación analizadas -dependiendo de la metodología y conjunto de datos de los cuales se derivan-, las que a su vez no pueden ser estrictamente comparadas con valores acumulados (y menos aún en períodos demasiado largos, como son las observaciones de rutina), lo cual sugiere emplear esta información con cautela.

En la siguiente sección se presenta una evaluación del aporte del flujo de mayor escala a la organización del sistema convectivo. Evaluar la circulación en mayores escalas permite determinar si las diferencias observadas en cuanto al desplazamiento de la convección responden a una mala representación del flujo de escala sinóptica o si obedece a procesos de menor escala asociados a la dinámica interna del SCM que, como se mostró en la sección anterior, no fue correctamente representada por el modelo en la resolución con la que se trabajó.

5. APORTE DE LA CIRCULACIÓN DE GRAN ESCALA AL INICIO Y CONTINUIDAD DEL SCM

Si bien no es el objetivo central de esta sección una descripción detallada de la circulación en escala sinóptica (ya realizada en Ruiz, 2004 y en Saulo y otros, 2007), resulta de interés analizar aquí aquellos aspectos de la circulación que mayor incidencia presentan sobre la evolución del SCM. Esta descripción se centra en los análisis GDAS.

En el momento previo a la génesis del sistema convectivo (12 UTC del día 18 de diciembre), la circulación de gran escala en niveles medios estaba caracterizada por la presencia de una cuña sobre el Océano Atlántico, y un eje de vaguada ubicado corriente arriba que sometía a gran parte de la zona central de Argentina a advección de vorticidad ciclónica (Figura 8 a). En niveles bajos, se observa

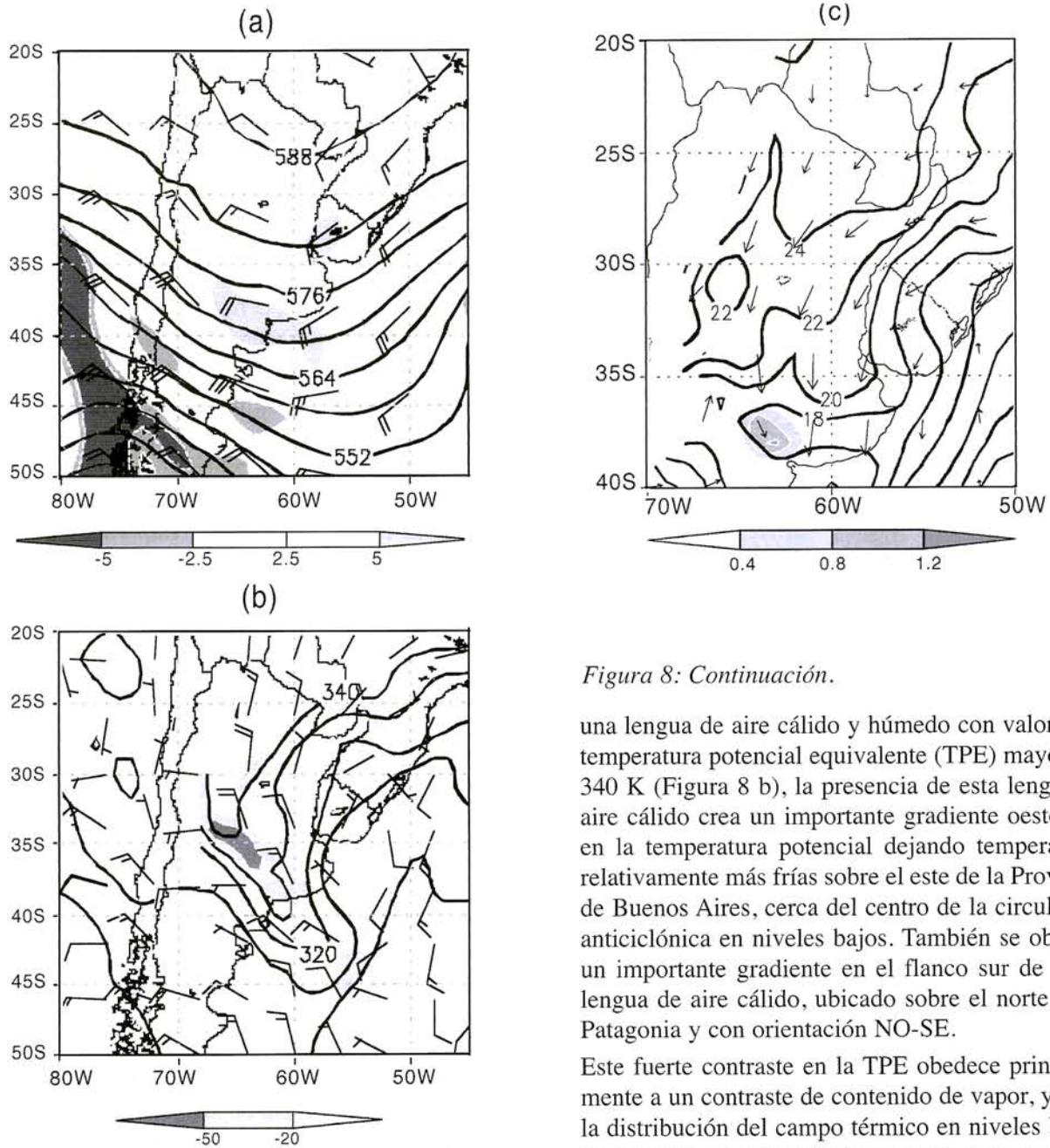


Figura 8: (a) vorticidad ($10^{-5} s^{-1}$) (sombreado), altura geopotencial (dam) (contornos) y viento ($m s^{-1}$) (barbas) en 500 hPa. (b) convergencia de humedad ($10^{-8} s^{-1}$) (sombreado), temperatura potencial equivalente (K) (contornos) y viento ($m s^{-1}$) (barbas) en 850 hPa y (c) temperatura ($^{\circ}C$) (contornos) y viento ($m s^{-1}$) (vectores) en 925 hPa., agua de nube integrada en la vertical (mm) (sombreado), para las 12 UTC del día 18 de diciembre de 2002 en base a los análisis NCEP/GDAS.

Figura 8: Continuación.

una lengua de aire cálido y húmedo con valores de temperatura potencial equivalente (TPE) mayores a 340 K (Figura 8 b), la presencia de esta lengua de aire cálido crea un importante gradiente oeste-este en la temperatura potencial dejando temperaturas relativamente más frías sobre el este de la Provincia de Buenos Aires, cerca del centro de la circulación anticiclónica en niveles bajos. También se observa un importante gradiente en el flanco sur de dicha lengua de aire cálido, ubicado sobre el norte de la Patagonia y con orientación NO-SE.

Este fuerte contraste en la TPE obedece principalmente a un contraste de contenido de vapor, ya que la distribución del campo térmico en niveles bajos, no muestra un gradiente importante en esta región durante la etapa de génesis del SCM. Coincidente con esta discontinuidad en los valores de TPE, se observa un giro ciclónico del viento acompañado de una vaguada en niveles bajos (Figura 8 b) y por delante una importante convergencia de humedad. Los campos de la Figura 8b se ajustan a la evolución típica de un caso de corriente en chorro tipo Chaco (Nicolini y Saulo, 2000) durante la época estival (Salio, 2002). El forzante asociado a la onda de altura, junto con la presencia de la discontinuidad en el campo de humedad y la inestabilidad asociada

a la lengua de aire cálido y húmedo parecen ser los factores fundamentales que condujeron al inicio del SCM durante la tarde del día 18 de diciembre de 2002.

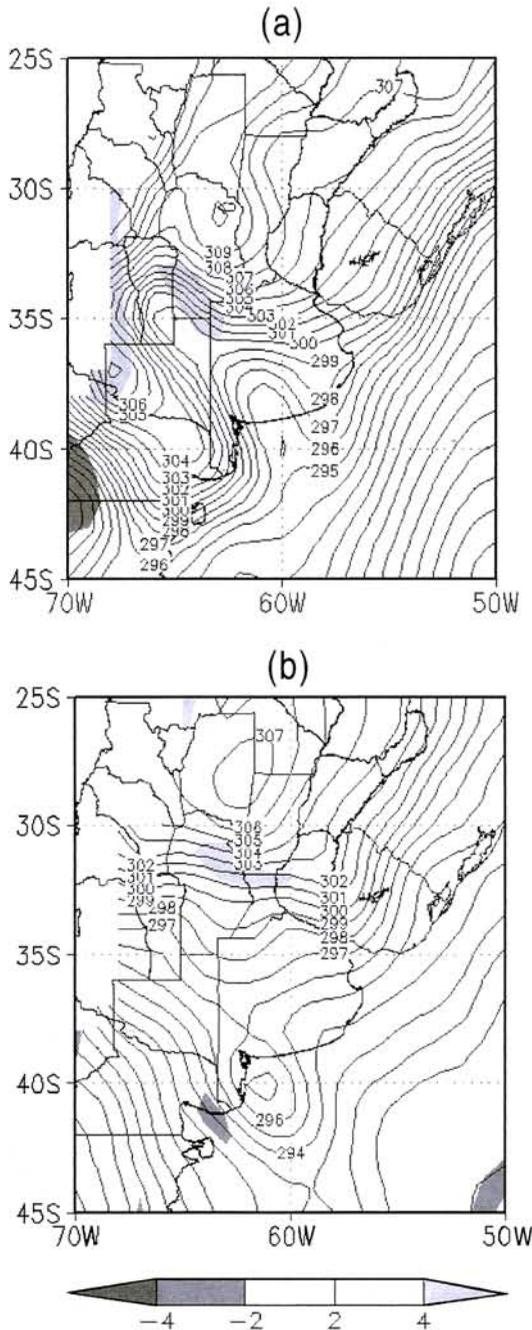


Figura 9: Frontogénesis ($10^{-4} K m^{-1} hr^{-1}$) (sombreado) y temperatura potencial (K) (contornos) en 950 hPa. para (a) 18 UTC del día 18 de diciembre de 2002 y (b) 06 UTC del día 19 de diciembre de 2002. Ambos en base a los análisis NCEP/GDAS.

Un aspecto interesante de destacar surge de la observación del campo de temperatura en 925 hPa., que muestra sobre La Pampa y oeste de Buenos Aires un mínimo relativo (Figura 8 c). Este mínimo probablemente obedece a la presencia de nubosidad como lo indica la distribución de agua de nube total integrado en la vertical. El mismo acompaña con cierta oscilación diurna al ciclo de vida del SCM tanto en los análisis como en la simulación con el modelo. Durante el día, la región en donde se ubica el SCM, recibe menor cantidad de radiación y sufre enfriamiento en niveles bajos por la evaporación de la precipitación simulada por el modelo, mientras que en el entorno cercano los cielos con menor nubosidad permiten un calentamiento más eficiente de los niveles inferiores de la atmósfera. Esto conduce durante las horas diurnas a un importante efecto frontogénico entre el área afectada por el SCM y su entorno inmediato que alcanza valores de hasta $4^{\circ} C (100 Km 6 horas)^{-1}$ en el período comprendido entre las 12 UTC y las 18 UTC del día 18 de diciembre de 2002 (Figura 9 a). La frontogénesis producida tiene asociada una circulación ageostrófica transversal a la posición del contraste térmico con ascenso sobre el aire cálido y descenso sobre el aire relativamente más frío. Esta circulación ageostrófica es un efecto de mesoescala que podría estar favoreciendo la propagación del sistema hacia el norte. Los movimientos verticales generados podrían aumentar la inestabilidad en los niveles inferiores, a la par que proveen el forzante necesario para el inicio de nueva actividad convectiva. Es importante destacar además, que este efecto persiste más allá de la etapa de génesis. Una vez establecido el SCM, la circulación en niveles bajos asociado al mismo muestra una importante convergencia produciendo un efecto frontogénico que toma un rol fundamental sobre todo en horas de la noche, cuando el forzante radiativo no favorece el establecimiento de un mínimo de temperatura asociado al SCM (Figura 9 b). Este efecto de mesoescala podría conducir a una interacción positiva entre la circulación en niveles bajos y la convección misma, dado que la propagación y persistencia de la convección estarían favorecidas por la convergencia en niveles bajos que la liberación de calor latente asociada a la misma convección producen.

Evolución de la representación de un sistema convectivo...

Aparte de la existencia de un forzante de escala sinóptica (o de mesoescala, tal como el que fuera identificado en el párrafo anterior) que produzca áreas de ascenso de gran escala sobre la región de génesis del SCM, es necesario que la atmósfera sea inestable para permitir el desarrollo de la convección y que existan mecanismos que permitan mantener dicha inestabilidad una vez que comienza a actuar el efecto estabilizador de la convección. La región más favorable para el inicio de la convección será entonces aquella que combine ambos elementos.

En el presente trabajo, se utiliza el CAPE y la Inestabilidad Potencial Convectiva (IPC) como medidas de la estabilidad de la masa de aire. En la Figura 10 se muestra el CAPE y la convergencia en niveles bajos para las 18 UTC del día 18 de diciembre de 2002 a partir de la simulación y de los análisis del GDAS. Se encuentra una región con valores de CAPE altos sobre el norte de Argentina y Paraguay. Esta zona caracterizada por valores de CAPE positivos se extiende hacia el sur siguiendo aproximadamente la distribución de la lengua de aire cálido y húmedo discutida previamente. El área de génesis del sistema se ubica en el extremo sur de esta región inestable, donde los valores de CAPE no son tan elevados, pero se combina adecuadamente con la convergencia en capas bajas proveyendo así los ingredientes necesarios para el inicio de la convección. Como se puede ver comparando las Figuras 10a y 10b, el modelo RAMS representa razonablemente los campos de circulación y convergencia presentes a esta hora en los análisis GDAS.

Las Figuras 11a y b muestran los mismos campos pero para las 0600 UTC del día 19, que corresponde a la etapa de madurez del sistema convectivo. De acuerdo con los análisis (Figura 11b), la vaguada en niveles bajos se desplazó hacia el norte al igual que la zona de convergencia, la cual además experimentó una intensificación durante este período. Este aumento está presente tanto en los análisis como en la simulación con el modelo. Saulo y otros (2007) encontraron a través de un experimento de sensibilidad realizado sobre este mismo caso, que el incremento en la convergencia está directamente ligado a la generación de precipitación; ya que las perturbaciones que el calor liberado induce en el campo de geopotencial, refuerzan el flujo del norte por delante de la vaguada en capas bajas y el flujo del sur y sudeste

por detrás de la misma. Además dicha vaguada va adquiriendo con el tiempo características frontales dado que la convergencia conduce a un constante incremento del gradiente de temperatura en niveles bajos como se discutió previamente.

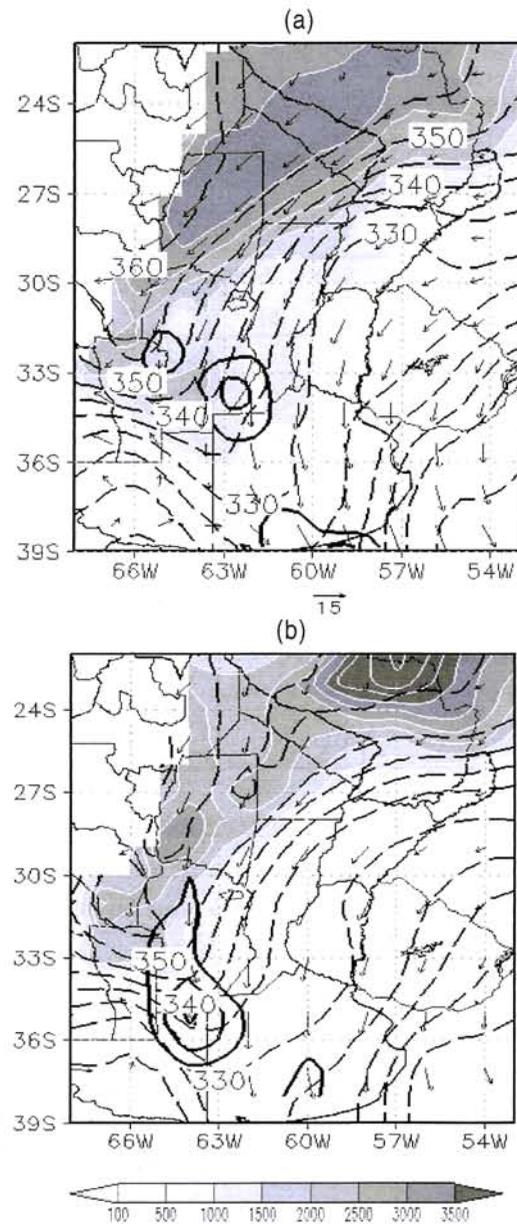


Figura 10: CAPE medio en los primeros 150 hPa. ($J\ kg^{-1}$) (sombreado), convergencia media en la capa 900 hPa.-700 hPa. ($10^{-6}\ s^{-1}$) (línea continua), líneas cada 20 empezando en -20, temperatura potencial equivalente (K) (línea discontinua) y viento ($m\ s^{-1}$) en 900 hPa. para las 18 UTC del día 18 de diciembre de 2002. (a) RAMS, (b) GDAS.

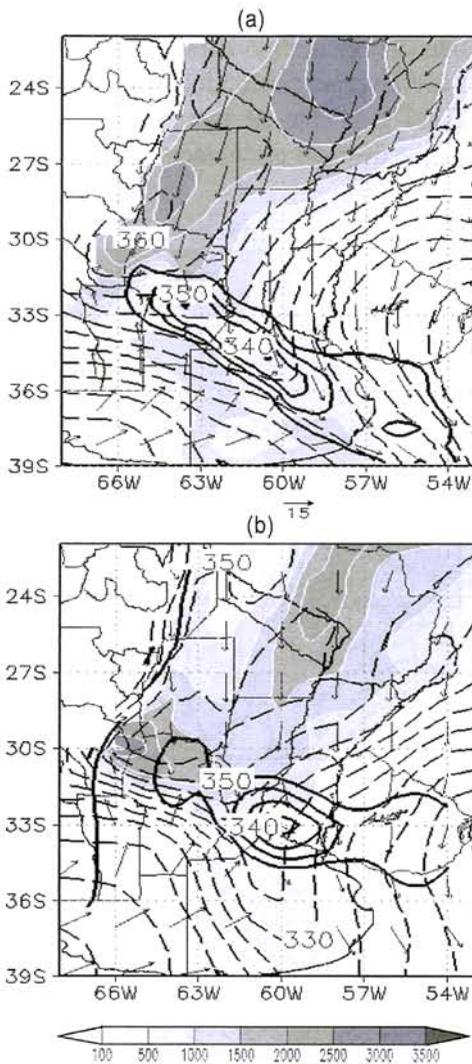


Figura 11: Ídem figura 10 pero para las 0600 UTC del día 19 de diciembre de 2002.

En el modelo RAMS la región de máximas convergencias se encuentra desplazada hacia el sudoeste (algo similar a lo que se encontró en base a los productos del TRMM). Este desfase podría explicarse a partir de dos procesos básicos, o bien a una combinación de ambos. Por un lado, de acuerdo con los resultados de Saulo y otros (2007), el hecho que el modelo haya presentado un retraso en la iniciación de la convección podría impactar en los patrones de circulación asociados, por ejemplo, en un desplazamiento más lento del frente frío y conse-

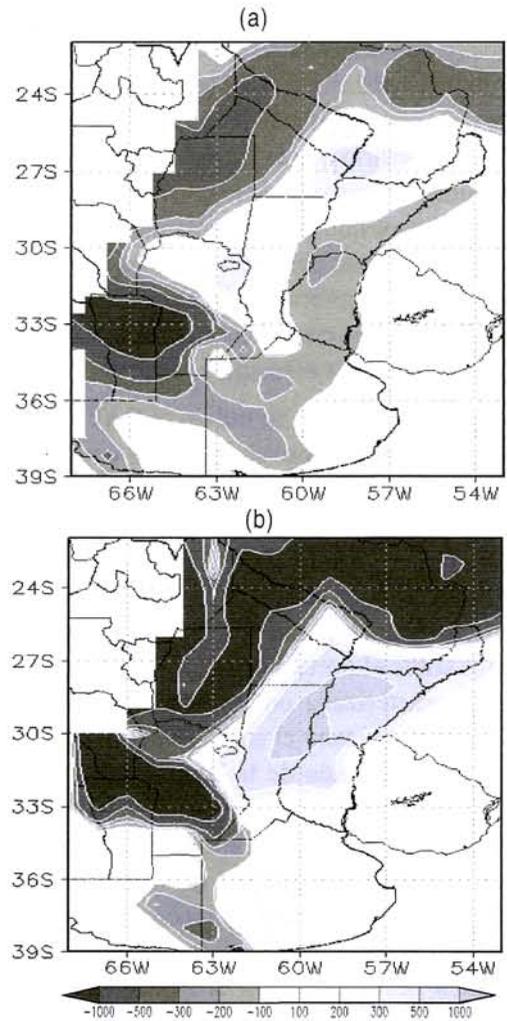


Figura 12: Diferencias de CAPE medio en los primeros 150 hPa entre las 0600 UTC y las 0000 UTC del día 19 de diciembre de 2002 ($J Kg^{-1} 6 hr^{-1}$). Valores positivos indican incremento de CAPE. (a) RAMS y (b) GDAS.

cientemente de la zona de máxima convergencia. Por otra parte, las circulaciones de mesoescala que se generan dentro de los sistemas convectivos –no representadas con la resolución adoptada–, juegan un papel importante en su desplazamiento. Por ejemplo, la región de precipitación estratiforme asociada a este tipo de sistemas refuerza el domo de aire frío y la intensidad del frente de ráfagas impactando en la propagación del sistema, que se vería subestimada al no representarse adecuadamente este aspecto de la circulación.

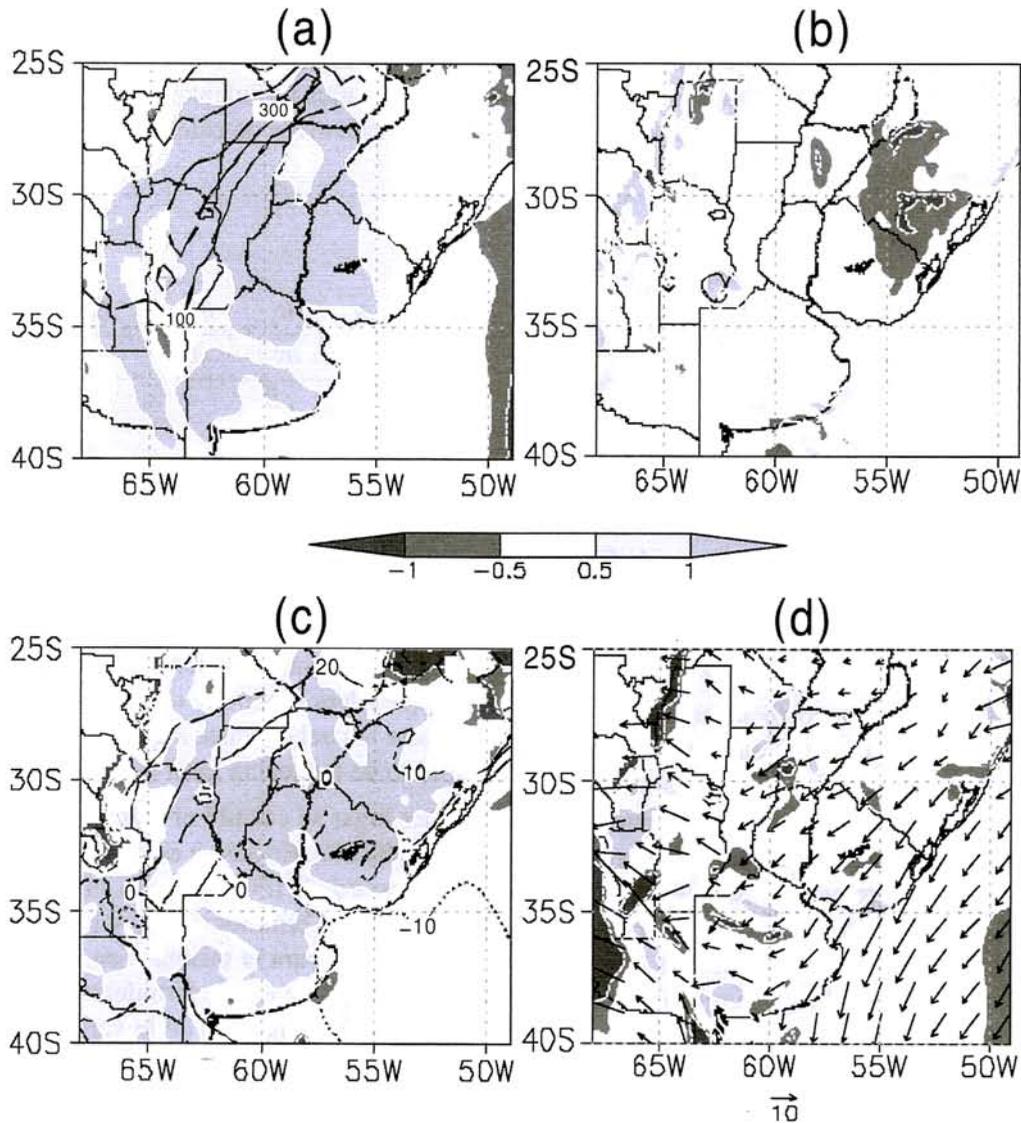


Figura 13: a) Término A, en $K (100 \text{ hPa. h})^{-1}$ (sombreado) y tendencia de CAPE en $J (kg \text{ h})^{-1}$ (contornos). b) Término C, en $K (100 \text{ hPa. h})^{-1}$ (sombreado) y precipitación (mm) (contornos). c) Término D en $K (100 \text{ hPa. h})^{-1}$ (sombreado) y TPE en 900 hPa.-TPE en 700 hPa. (K) (contornos) y d) Término B en $K (100 \text{ hPa. h})^{-1}$ (sombreado) y diferencia de vientos entre 700 y 900 hPa. en $m \text{ s}^{-1}$ (vectores). Todos los campos corresponden a las 1800 UTC del día 18 de diciembre de 2002.

Otro aspecto importante en la interacción entre el sistema convectivo y el entorno de mayor escala, es la existencia de mecanismos que permitan la continuidad y propagación del mismo, algunos de los cuales fueron discutidos previamente en relación a la frontogénesis. Para eso, se estudia la evolución de la inestabilidad convectiva sobre la región afectada por el SCM durante las horas nocturnas (Figura 12 a y b). Así, se observa que sobre el noroeste y norte los valores de CAPE disminuyeron sensible-

mente en horas de la noche tanto en los análisis GDAS como en la simulación con el RAMS, no así sobre la región noreste de Argentina. En general sobre el centro-oeste y noroeste de Argentina, se observa que las disminuciones de CAPE simuladas por el RAMS son más débiles que las que se muestran en el análisis, algo similar sucede con los aumentos de CAPE sobre el noreste. Sin embargo la distribución general de los cambios en esta variable fue adecuadamente representada por el modelo.

La disminución del CAPE es consistente con el ciclo diurno del calentamiento, en tanto que las regiones que experimentan un aumento nocturno de la inestabilidad requieren de un análisis más profundo para identificar los mecanismos que explicarían este comportamiento. Como describen Protat y Lemaître (2001), los cambios en el perfil vertical de temperatura potencial equivalente pueden utilizarse como un estimador cualitativo de la evolución del CAPE. Esta metodología en particular fue utilizada por los autores para el estudio de la evolución de sistemas convectivos tropicales sobre el Océano Pacífico. En el presente estudio, esta metodología se utiliza para determinar los mecanismos fundamentales que aportan a la inestabilización del entorno asociado al sistema convectivo, aunque no es la finalidad comparar los resultados de ambos estudios debido, fundamentalmente, a las diferencias entre los entornos en los que se desarrolla la convección.

Un aumento de la temperatura potencial equivalente en niveles bajos, conduce a un aumento de la inestabilidad potencial convectiva (IPC) y también contribuye a aumentar la diferencia de temperatura entre la parcela y el entorno en niveles superiores (es decir contribuye a incrementar los valores de CAPE), mientras que un descenso de los valores de temperatura potencial equivalente en niveles altos tiene un efecto similar. Sin embargo la relación entre el CAPE y la IPC sólo puede ser utilizada en forma cualitativa, ya que existen ejemplos claros en los que un perfil convectivamente inestable resulta estable para desplazamientos verticales finitos como es el caso de las inversiones de temperatura originadas por subsidencia. En el presente caso, se utiliza la IPC para estudiar cualitativamente los mecanismos responsables en el aumento nocturno de la inestabilidad que podría haber favorecido la continuidad del SCM a medida que el mismo se desplazaba hacia el noreste. Para cumplimentar ese objetivo se utiliza la ecuación de variación local de la IPC con el tiempo (Ecuación 1) siguiendo la formulación de Protat y Lemaître (2001).

La siguiente expresión (Ecuación 1) relaciona la tendencia de la IPC con las advecciones de temperatura potencial equivalente (TPE) y con los flujos turbulentos de calor y humedad. El término A representa la tendencia local de la IPC. El término B representa la variación vertical de la advección hori-

zontal de TPE, el término C es la variación vertical de la advección vertical de TPE. El término D representa los flujos turbulentos de calor y humedad y los flujos radiativos de calor.

$$\underbrace{\frac{\partial(\frac{\partial\theta_e}{\partial p})}{\partial t}}_A = -\underbrace{\frac{\partial}{\partial p}(u \frac{\partial\theta_e}{\partial x} + v \frac{\partial\theta_e}{\partial y})}_{B} + \underbrace{\omega \frac{\partial\theta_e}{\partial p}}_C + \underbrace{\frac{\partial Q}{\partial p}}_D \quad (1)$$

Dado que el modelo representa adecuadamente la distribución del CAPE y sus cambios en el tiempo durante la etapa madura del SCM, se utiliza la simulación para estimar los términos de la Ecuación 1, dado que además permite disponer de salidas cada una hora lo cual conduce a una mejor estimación del término de tendencia local de IPC.

En primer lugar se calculó el valor de la IPC en la capa 700/900 hPa. En base a estos valores, se calculó la tendencia de la IPC. Luego se calculó la advección horizontal (Términos A y B) y vertical (Término C) de la TPE para la misma capa. El término de diabático y flujos de escala turbulenta (Término D), fue estimado como residuo de la variación local de la IPC, menos los términos A, B y C. Esto indica que esta metodología no permite una distinción cuantitativa entre el efecto de la turbulencia y el forzante radiativo.

A continuación, se discuten los términos de la Ecuación 1 en dos momentos relevantes que permiten identificar los procesos involucrados en los cambios de IPC. En particular se discuten las 1800 UTC del día 18 - inicio de la actividad convectiva- y las 0600 UTC -etapa madura- que además son representativos de lo que ocurre en horas de máximo y mínimo calentamiento, destacándose así los mecanismos involucrados en el aumento nocturno de IPC.

Hacia las 1800 UTC del día 18 de diciembre de 2002 (Figura 13a), se pueden observar tendencias positivas de IPC (como el gradiente se expresa en $K(100 \text{ hPa h})^{-1}$ tendencias positivas indican un aumento de la inestabilidad) sobre todo el centro y norte de Argentina. También se encuentran tenden-

cias positivas de CAPE sobre la región donde se observan los máximos valores de CAPE (Figura 10a). Hacia el este puede observarse una extensa región donde las tendencias de IPC son positivas, pero no hay tendencias de CAPE (porque no hay área positiva). Las tendencias de IPC sugieren un aumento de la inestabilidad (o una disminución de la estabilidad), aunque no lo suficiente para que sea convectivamente inestable. A esta hora se observa que los términos advectivos no aportan significativamente a las tendencias de IPC (Figura 13 b y d). En la Figura 13d se puede observar, además, que las cortantes verticales de viento en la capa 700-900 hPa. son débiles. El término asociado a los flujos turbulentos de calor y humedad y al flujo radiativo de calor es el que explica, a esta hora, la mayor parte de los cambios en la estabilidad. Debido a que este momento es cercano al de máximo calentamiento desde superficie, el aumento de la TPE en el nivel inferior debido a estos flujos será mayor que el del nivel superior conduciendo de esta manera a un aumento de la IPC. Es importante destacar que a esta hora no se estaban produciendo precipitaciones en gran parte del centro y norte de Argentina—donde se observaron los aumentos de IPC—, por lo que el aporte de la liberación de calor latente a este término sería despreciable.

En horas de la noche (0600 UTC del día 19 de diciembre), se observan tendencias negativas de IPC sobre el oeste (Figura 14a). En concordancia con el área afectada por precipitación, en la región central de Argentina, se puede observar una estrecha banda en donde la IPC está aumentando. El término que más aporta a este aumento, es la advección diferencial de TPE en la vertical. En niveles bajos, justo por delante del SCM se encuentran fuertes componentes ageostróficas del norte que incrementan la advección de aire cálido y húmedo, de acuerdo con Saulo y otros (2007), estas intensas componentes ageostróficas son producidas por la misma convección lo cual constituye un mecanismo de retroalimentación positiva entre la convección y la circulación en niveles bajos. Este efecto podría estar aportando en forma inmediata al sostenimiento del SCM. Por otra parte, más hacia el norte, sobre el nordeste de Argentina y de acuerdo con lo observado en la Figura 11 b, se observan tendencias positivas de IPC y de CAPE. Si bien esta región se encuentra alejada del SCM a esta hora, el mismo se desplaza

en esta dirección durante las 12 horas siguientes de su evolución. La magnitud de estas tendencias es similar a las tendencias observadas durante el día con valores que en el caso del CAPE alcanzan los 300 J/Kg. Este aumento está controlado, ahora, por la variación vertical en la advección horizontal (Figura 14d). De acuerdo con el ciclo diurno del viento en capas bajas en presencia de un importante flujo del norte, durante la noche se observa un aumento de la velocidad del viento acompañado por una fuerte cortante vertical por encima del mismo. Por lo tanto, la advección de aire cálido y húmedo alcanza un máximo acompañando al máximo de viento en niveles bajos (que en este caso en particular se ubicaba cerca de los 870 hPa.). Por encima de ese nivel, debido a la marcada cortante vertical, la advección de aire cálido y húmedo es menor, lo cual favorece el aumento de la IPC. Este efecto es máximo en regiones caracterizadas por un gradiente importante de TPE, de forma tal que los cambios en la advección con la altura sean más importantes. Como se ve en la Figura 11, la región donde se observa un aumento nocturno de la IPC y del CAPE, está caracterizada por un importante contraste en los valores de TPE en capas bajas.

El análisis presentado indica que, en rasgos generales, el modelo logra capturar bien la circulación de escala sinóptica en que se desarrolló el SCM. En particular, permitió identificar claramente algunos mecanismos vinculados con la CCCB que conducen a un aumento de la inestabilidad en horas de la noche, coincidentemente con el momento en que el sistema alcanza su máximo desarrollo, tanto en la simulación como en la realidad. Este análisis se ha centrado en el momento de iniciación y de máxima extensión del sistema, pero no permite establecer por qué razón el sistema convectivo se inicia en forma tardía. Consecuentemente, estos resultados sugieren que los efectos de escala menor (e.g., la ausencia de precipitación estratiforme y los efectos asociados) serían los responsables de las deficiencias detectadas en la representación de la distribución de lluvias del evento estudiado.

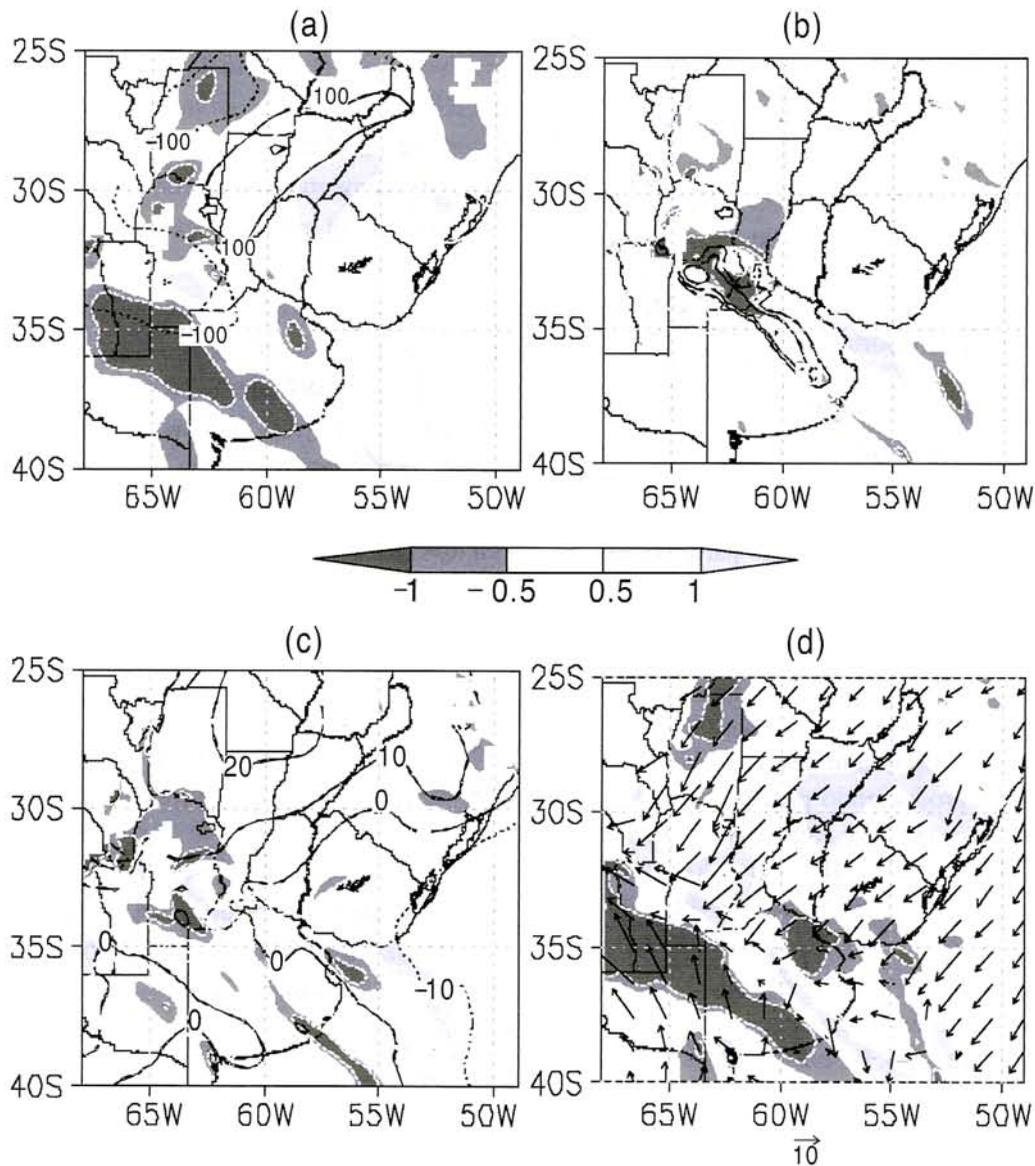


Figura 14: Como en la figura 13, pero para las 0600 UTC del día 19 de diciembre de 2002.

6. SINTESIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En este trabajo se utilizaron análisis, datos observacionales y productos elaborados en base a la información provista por el satélite TRMM para realizar un estudio de la evolución y estructura interna de uno de los SCM más extensos registrados sobre el centro y norte de Argentina durante la estación cálida 2002-2003. La evolución del mismo fue simulada, además, utilizando el modelo de mesoescala RAMS con una resolución horizontal de 20 km so-

bre la región afectada por el sistema convectivo, con el objeto de evaluar la potencialidad del modelo para la representación de este tipo de sistemas trabajando con una resolución adecuada para la predicción operativa. Cabe destacar que, dada la inexistencia de datos de radar sobre la región, se hace muy difícil establecer las posibles causas que conducen a la inadecuada representación del patrón de precipitación asociado a un SCM cuando se emplea un modelo de mesoescala, por lo que la estrategia aquí adoptada puede considerarse como una alternativa para abordar este tipo de evaluación.

En base a los datos del PR se pudo determinar que este sistema se organiza siguiendo una configuración de línea de inestabilidad con precipitación estratiforme por detrás. El modelo RAMS, reproduce adecuadamente la intensidad de la precipitación asociada a la región convectiva del sistema, pero no logra reproducir la región estratiforme por detrás del mismo. También se observan diferencias en la posición del sistema convectivo las cuales podrían estar vinculadas a las diferencias observadas en la estructura interna del SCM simulado con respecto al observado por el radar. Una inadecuada representación de dicha estructura (en particular en este caso la no representación de la región de precipitación estratiforme) pudo haber producido una inadecuada representación de la componente de desplazamiento del sistema convectivo asociada a la circulación de mesoescala generada por el mismo. Se ha mencionado que un aumento en la resolución debería estar acompañado de un estudio de cómo las parametrizaciones involucradas representan estos SCM para poder mejorar efectivamente su simulación. Aún así, esta última alternativa –i.e. la utilización de resoluciones de 4 ó 5 km- estaría fuera del alcance de los pronósticos operativos que se realizan en Argentina. Por otra parte como se mostró en Saulo y otros (2007), el inicio tardío de la convección en la simulación también pudo haber impactado en la circulación de mayor escala, en aspectos tales como la posición del sistema frontal. Estas limitaciones podrían explicar las diferencias encontradas entre la simulación y las observaciones con respecto a la posición y velocidad de desplazamiento del sistema convectivo.

Los productos derivados del satélite TRMM constituyen una herramienta sumamente útil para el análisis de la estructura interna de los sistemas convectivos en nuestra región debido a la falta de una red de radares en superficie. También aportan estimaciones de variables que pueden ser contrastadas con los resultados de simulaciones para evaluar la forma en la que los modelos representan la convección en un rango de resoluciones aplicables al pronóstico operativo. El empleo de estos datos puede ser útil para el ajuste de los parámetros que intervienen en los distintas parametrizaciones, tal que se consiga representar más adecuadamente los SCM y mejorar el pronóstico operativo de estos sistemas.

También resultó valiosa la disponibilidad de los datos de precipitación proveniente de la base de datos SALLJEX, que permitió una comparación más precisa con la simulación ya que la red operativa frecuentemente es insuficiente para representar adecuadamente la precipitación asociada a este tipo de eventos.

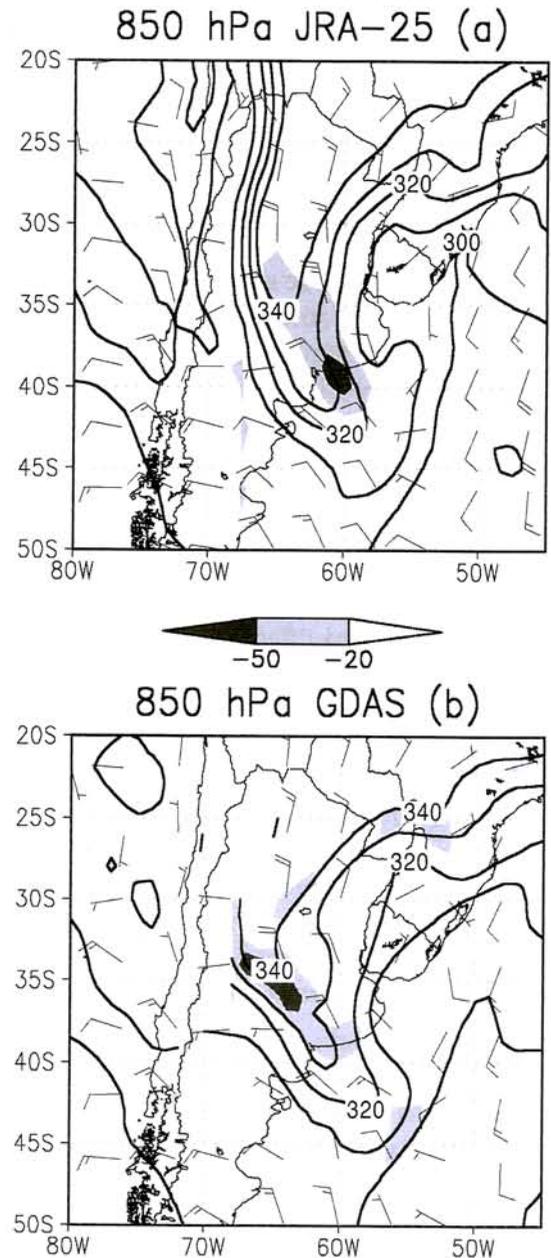


Figura 15: Temperatura potencial equivalente (contornos) (K), viento (barbas) (m s⁻¹) y convergencia de humedad (sombreado) (10⁻⁸ s⁻¹) para (a) JRA-25 y (b) GDAS. Para las 12 UTC del día 18 de diciembre de 2002.

La distribución de los totales de lluvia acumulados simulados con el modelo, es adecuada en términos de la magnitud de los máximos de precipitación, pero presenta una forma más elongada debido a que el modelo subestimó los totales de lluvia acumulados durante la etapa de génesis del sistema y que no representó adecuadamente la velocidad de desplazamiento del mismo como se destacó previamente.

Algunas posibles soluciones a este problema, más allá del aumento de resolución, podrían encontrarse en la mejora de la calidad de las condiciones iniciales utilizadas, mediante la asimilación de datos a una escala regional que de acuerdo con Nicolini y otros (2002) han aportado resultados positivos en la simulación de este tipo de eventos. Por otra parte, se pueden realizar pronósticos por ensambles teniendo en cuenta la incertidumbre asociada a la condición inicial, que pueden brindar una guía con respecto a la probabilidad de ocurrencia de este tipo de fenómenos en situaciones de baja predictabilidad (Ruiz y otros, 2006). En el presente caso las condiciones iniciales fueron obtenidas a partir de los análisis GDAS. Una comparación de la circulación en niveles bajos con los Japanese 25-year Reanalysis Project (JRA-25) mostró diferencias significativas en la posición de la convergencia de humedad en niveles bajos que podrían ser responsables de algunos de los errores encontrados en el presente estudio durante el inicio de la actividad convectiva (Figura 15 a y b). Las diferencias entre el JRA-25 y el GDAS en otras horas no es tan marcada, aunque sería de interés la realización de nuevas simulaciones utilizando ambas condiciones iniciales que permitan cuantificar el impacto de este factor para el presente caso de estudio y para otras situaciones similares.

Con respecto al aporte de la circulación de gran escala, se encuentra que el inicio de la convección se produce en una región caracterizada por la combinación de inestabilidad convectiva y un forzante de escala sinóptica, consistente en advección de vorticalidad ciclónica en niveles medios y la presencia de una discontinuidad en los valores de contenido de vapor sobre el norte de la Patagonia. También se ha descrito un efecto de mesoescala, asociado con el enfriamiento de las capas superficiales por debajo de las áreas con nubosidad, que presenta una componente frontogénica que podría favorecer el inicio de la convección. La inestabilidad de la atmós-

fera se incrementa en las horas previas y de génesis del sistema convectivo debido fundamentalmente al aporte de los flujos de calor desde la superficie. En horas de la noche por el contrario, son los procesos advectivos en niveles bajos, asociados con la presencia de una zona de fuerte contraste en la temperatura potencial equivalente, los que generan un aumento de la inestabilidad por delante del sistema convectivo. Este proceso inestabilizador, se suma al aumento de la convergencia en la región de salida de la corriente en chorro que también aumenta en horas de la noche. Estos mecanismos parecen ser correctamente representados por el modelo, con lo cual, el presente caso de estudio sugiere que las mayores deficiencias en la representación del SCM tienen su origen en las limitaciones para capturar la estructura interna del sistema –como consecuencia tanto de la baja resolución como de las parametrizaciones intervinientes-, y no en los forzantes de mayor escala. Sin embargo, se considera que debe analizarse un número mayor de casos para determinar si la generación de inestabilidad en horas nocturnas juega algún rol en la determinación de la trayectoria seguida por el sistema convectivo a lo largo de su ciclo de vida.

AGRADECIMIENTOS: Los autores desean agradecer los valiosos comentarios de Juan Carlos Jusem, que contribuyeron a un análisis más profundo de la complejidad de factores que intervinieron en la génesis del sistema convectivo estudiado. Los siguientes proyectos financiaron esta investigación: PICT 2004 25269 PICT 2003 07-14420, de la ANPCyT, X266 y X155 UBACYT, PIP 5417 del CONICET y GC06-085 de NOAA/OGP/CPA-. El experimento SALLJEX fue financiado por los proyectos NOAA/OGP, NSF(ATM0106776), FAPESP –Brazil- (01/13816-1), ANPCYT PICT 07-06671 y UBACYT 055 –Argentina-. PICT 2003 07-14420, PICT 1999 07-00000-06671, ambos de la Agencia Nacional de Promoción Científica, Tecnológica, X266 y X155 UBACYT de la Universidad de Buenos Aires y PIP 5417 del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. El experimento SALLJEX donde se obtuvieron los datos pluviométricos fue financiado por los proyectos

NOAA/OGP, NSF(ATM0106776), FAPESP -Brazil- (01/13816-1) y ANPCYT PICT 07-06671, UBACyT 055 -Argentina-. Los datos del satélite TRMM fueron adquiridos como parte de la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Los algoritmos fueron desarrollados por el equipo científico de TRMM. Esos datos fueron procesados por el equipo científico y el sistema de información de TRMM (TS-DIS) y la oficina TRMM, y son archivados y distribuidos por Goddard. TRMM es un proyecto internacional financiado conjuntamente por la Agencia Japonesa para el desarrollo espacial (NASDA) y por la oficina de Ciencias de la Tierra de NASA. Los datos del JRA-25 fueron generados por la Agencia Meteorológica de Japón (JMA) y el Central Research Institute of Electric Power Industry (CRIEPI) y están disponibles en <http://jra.kishou.go.jp>.

REFERENCIAS

- Brooks, H. E., Doswell III C. A. y R. A. Maddox, 1992. On the use of mesoscale and cloud-scale models in operational forecasting. *Wea. Forecasting*, Vol. 7, págs. 120-132.
- Chen, S. y Cotton, W. R., 1988. The sensitivity of a Simulated Extratropical Mesoscale Convective System to Long Wave Radiation and Ice-Phase Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, págs. 3897-3910.
- Cotton, W.R., R.A. Pielke, Sr., R.L. Walko, G.E. Liston, C.J. Tremback, H. Jiang, R.L. McAnnelly, J.Y. Harrington, M.E. Nicholls, G.G. Carrió, J.P. McFadden, 2003. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor. Atmos Physics*, Vol. 82, págs. 5-29.
- Furuzawa F. A. y K. Nakamura. 2005. Differences of Rainfall Estimates over Land by Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Precipitation Radar (PR) and TRMM Microwave Imager (TMI)—Dependence on Storm Height. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 44, págs. 367-383.
- Grell, G. A., 1993. Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121, págs. 764-787.
- Hallak, R. y P. L. da Silva Dias, 1996: A operacionalizada Previsao Regional com o RAMS no DCA/IAG/USP) (en portugués) . IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão, São Paulo Brasil
- Houze, R. A., Jr., 1993. *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 págs.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, y K. Okamoto, 2000. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 39, págs. 2038-2052.
- Janowiak J. E., R. J. Joyce y Y. Yarosh. 2001. A Real-Time Global Half-Hourly Pixel-Resolution Infrared Dataset and Its Applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 82, págs. 205-217.
- Jirak I., W. R. Cotton, y R. L. McAnnelly., 2003. Satellite and Radar Survey of Mesoscale Convective Systems Development. *Mon. Wea. Rev.* Vol. 131, págs. 361-382.
- Kummerow, C. y coautores, 2000. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 39, págs. 1965-1982.
- Machado, L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes y A. W. Walker, 1998: Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, págs. 1630-1654.
- Maddox, R. A. (1983): Large-Scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, págs. 1475-1493.
- Nesbitt, S. W. y E. J. Zipser, 2003. The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM *Measurements*. *J. Climate*. Vol. 16, págs. 1456-1475.
- Nicolini M., Y. García Skabar, A. G. Ulke y P. Sa-

- lio, 2005: Simulación de una tormenta granicera en Mendoza. Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología.
- Nicolini, M., Y. García Skabar, A. G. Ulke y A. C. Saulo, 2002. RAMS model performance in simulating precipitation during strong poleward low level jet events over northeastern argentina. *Meteorologica*, Vol. 27, págs. 89-98.
- Nicolini M., P. Salio, J.C. Torres and E. J Zipser, 2004. The relationship between South American Low Level Jet events with the formation and maintenance of mesoscale convective systems. 14 th International Precipitation Cloud Conference. Bologna. Italy. 18 - 23 Julio 2004. P13:16.
- Nicolini, M. and A. C. Saulo, 2000. Eta characterization of the 1997-1998 warm season Chaco jet cases. Preprints, 6th International Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago de Chile, Chile, American Meteorological Society, 330-331.
- Nicolini M., M. Torres Brizuela, Y. García Skabar, 2005: Simulación de una tormenta tornádica usando un modelo de mesoescala de alta resolución. Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología.
- Paegle, J., E. H. Berbery, R. Garreaud, T. Ambrizzi, R. Profirio da Rocha, P. L. Silva Dias, D. Herdies, J. Marengo, M Seluchi, C. Campetella, C. Menendez, M. Nicolini, J. Ruiz y C. Saulo, 2004. Modeling Studies Related to SALLJEX. *Clivar Exchanges*, Vol. 29, págs. 20-22.
- Penalba O., C. Vera, B. Cerne, M. Rusticucci, P. Salio, L. Ferreira, B. Liebmann, D. Allured y A. Diaz, 2004. Daily Rainfall Data over Argentina and Uruguay during SALLJEX. *CLIVAR Exchanges*. Vol. 9, págs. 29-31.
- Petersen W. A., S. W. Nesbitt, R. J. Blakeslee, R. Cifelli, P. Hein y S. A. Rutledge. 2002. TRMM Observations of Intraseasonal Variability in Convective Regimes over the Amazon. *Journal of Climate*: Vol. 15, págs. 1278-1294.
- Petersen, W. A., y S. A. Rutledge, 2001. Regional variability in tropical convection: Observations from TRMM. *J. Climate*, Vol. 14, págs. 3566-3586.
- Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grassol, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee and J. H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system- RAMS. *Meteor. and Atmos. Phys.*, Vol. 49, págs. 69-91.
- Protat A. y Y. Lemaître, 2001. Scale Interactions Involved in the Initiation, Structure, and Evolution of the 15 December 1992 MCS Observed during TOGA COARE. Part I: Synoptic-Scale Processes. *Mon. Weath. Rev.* Vol. 129, págs. 1757-1778.
- Ruiz, 2004. El efecto de la humedad sobre el Jet del Chaco: Un caso de estudio. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis de Licenciatura (127 págs.)
- Ruiz, J., E. Kalnay y A. C. Saulo, 2005. Aplicación de la técnica de vectores criados a una situación de baja predictabilidad. Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología.
- Ruiz, J. J., A. C. Saulo and E. Kalnay, 2006: A Regional Ensemble Forecast System for Southeastern South America: Preliminary Assessment. Proceedings of 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Foz do Iguazu, Brasil. Inpe págs. 1977-1984.
- Salio, P., 2002: Caracterización de Eventos de Corriente en Chorro en Capas Bajas de la Atmósfera en base a Reanálisis y la precipitación asociada en el Sudeste de Sudamérica. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires. (221 págs.)
- Salio, P., C. Campetella, J. Ruiz, Y. Garcia Skabar, y M. Nicolini, 2005. Nevada en la costa bonaerense: Un caso de estudio. Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología.
- Salio, P., M. Nicolini, and E.J. Zipser, 2007: Mesoscale convective systems over southeast South America and their relationship with the South American Low-Level Jet. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 135, págs. 1290-1309.

Evolución de la representación de un sistema convectivo...

Saulo, A. C., y L. Ferreira, 2003. Evaluation of quantitative precipitation forecasts over southern South America. *Aust. Met. Mag.* Vol. 52, págs. 81-93.

Saulo, A. C., J. Ruiz y Y. Garcia Skabar, 2007, Synergism between the low level jet and organized convection at its exit region, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 19, págs. 4041-4058

Souza, E. P., E. M. Silva, 2002: Impacto da Implementação de uma Parametrização de Convecção Rasa em um Modelo de Mesoscala. Descrição e Teste de Sensibilidade do Esquema. (en portugués). *Revista Brasileira de meteorologia*, Vol. 8, págs. 33-42.

Torres J. C., 2003: Sistemas convectivos altamente precipitantes sobre el centro y norte de Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, tesis doctoral (132 págs.).

Torres, J. C. y M. Nicolini, 1999. Impacto de la incertidumbre en las condiciones iniciales y de borde en la simulación de un mesosistema convectivo sobre el Río de la Plata. *Meteorologica*, Vol. 24, págs. 53-61.

Tripoli, G. J. y W. R. Cotton, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model- Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos.*, Vol. 16, págs. 185-220.

Ulke, A. G., A. C. Saulo, y M. Nicolini, 2001. Simulación con el modelo de mesoescala RAMS de las condiciones asociadas a la ocurrencia de un mesosistema convectivo, IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología y VIII Congreso Argentino de Meteorología, N° 261.

Velasco, I. y J. M. Fritsch, 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geoph. Res.*, Vol. 92, págs. 9591-9613.

Vera, C.; J. Baez; M. Douglas; C. B. Emmanuel; J. Marengo; J. Meitin; M. Nicolini; J. Nogues-Paegle; J. Paegle; O. Penalba; P. Salio; C. Saulo; M. A. Silva Dias; P. Silva Dias; and E. Zipser, 2006. The South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX). *Bull. Am. Met. Soc.* Vol. 87, págs. 63-77.

Vila, D., 2004: Sistemas Convectivos Precipitantes de Mesoescala sobre Sudamérica: Ciclos de Vida y Circulación en gran Escala Asociada. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, tesis doctoral (130 págs.)

Zhang, F., A. M. Odins, y J. W. Nielsen-Gammon, 2006: Mesoscale Predictability of an Extreme Warm-Season Precipitation Event. *Wea. For.* Vol. 21, págs. 149-166.

ESTRUCTURA VERTICAL, TEMPORAL Y ESPACIAL DE LAS MASAS DE AIRE EXTREMAS EN LA REPÚBLICA ARGENTINA EN INVIERNO

Alejandra S. Coronel *, Susana A. Bischoff ** y Miguel Ángel Lara*

*Facultad de Cs. Agrarias-Universidad Nacional de Rosario-Cátedra de Climatología Agrícola e Instituto de Física Rosario-CONICET

**Dpto. de Cs. De la Atmósfera y los Océanos-Facultad de Cs. Exactas y Naturales-UBA

(Manuscrito recibido el 11 de julio de 2006, en su versión final el 29 de agosto de 2007)

RESUMEN

Se identificó la masa de aire a través de la temperatura potencial adiabática equivalente (θ_{ae}) en 850 hPa, en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia, en los **inviernos** del período 1959/1991. Se definieron las masas extremas frías y cálidas a partir del primer y último quintil de θ_{ae} en 850 hPa., respectivamente, y se analizó el primer día de ocurrencia de estas masas: **evento frío** y **evento cálido**. La selección de eventos extremos realizada es un discriminante estadísticamente significativo en el comportamiento de los parámetros de superficie como temperatura, presión y humedad en diferentes horas del día. En los días previos y posteriores a la ocurrencia del **evento frío** se identificó: en superficie un máximo de presión, un mínimo de temperatura que ocurre el día del evento y una mayor probabilidad de precipitación previa a la ocurrencia del evento. En la tropósfera se manifestó un máximo enfriamiento y estabilización de la masa de aire a partir del día del evento. Con referencia al **evento cálido** se pudo identificar: en superficie un mínimo de presión y un máximo de temperatura y una mayor probabilidad de precipitación posterior a la ocurrencia del evento. En la tropósfera se observó el máximo calentamiento el día del evento. *Palabras claves:* masa de aire extremas, temperatura potencial adiabática equivalente, anomalías, Argentina.

VERTICAL, TEMPORAL AND SPATIAL STRUCTURE OF THE EXTREME AIR MASSES IN ARGENTINE DURING WINTER

ABSTRACT

Using the potential equivalent adiabatic temperature in 850 hPa at Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia the air mass is identified. Extreme cold and warm air masses were defined, both identified using quantiles classification of θ_{ae} at 850 hPa. The relationship of the values of θ_{ae} at 850 hPa of extreme cold and warm air masses with surface parameters as temperature, pressure and humidity at different hours of the day is statistically significant using a discriminant analysis. The temporal evolution of the variables at surface as well as in the troposphere during

the days before and after the occurrence of the cold event helped to identify that: on the surface a pressure maximum, a temperature minimum that takes place on the day of the event and a greater precipitation probability before the event occurrence. A maximum cooling and air mass stabilisation is observed in the troposphere from the day of occurrence of the event. As to the warm event, it was possible to identify on the surface a pressure minimum and a temperature maximum and a greater precipitation probability subsequent to the event. A maximum warming was observed in the troposphere on the day of the event.

Keywords: air masses, potential adiabatic equivalent temperature, anomalies, Argentina.

1. INTRODUCCIÓN

El análisis de las masas de aire que afectan una región tuvo un gran impulso en el Hemisferio Norte durante las dos últimas décadas. Particularmente el desarrollo de los métodos de clasificación de eventos de escala sinóptica, de los cuales el análisis de las masas de aire es un ejemplo, son muy interesantes, ya que permiten examinar relaciones entre características asociadas con el comportamiento de parámetros en superficie y el clima (Kalkstein et al. 1996; Morabito 2006). Otro análisis de relevancia es el que permitió estudiar y detectar relaciones entre procesos en superficie asociados con distintas masas de aire y características del campo de circulación en la atmósfera (Christensen y Bryson 1966; Bryson 1966, Kalkstein y otros 1990; Anagnostopoulou 2004)

En la bibliografía argentina encontramos algunos estudios referidos a las masas de aire como el de Hoffmann (1971), quien entre otras cosas, determinó los valores climáticos de masas de aire que afectan el noreste argentino y las variaciones interdiurnas de temperatura y tensión de vapor originadas por los cambios de masas de aire. Encontró que el mes de julio se caracteriza por la tendencia a preservar el carácter térmico de las distintas masas de aire que afectan la región y el mes de enero por la tendencia a cambios, principalmente de temperatura, asociados a una asimilación rápida de las condiciones locales.

Scian y otros (1978) a partir de un estudio de las masas de aire en la República Argentina, analizaron la distribución de la temperatura potencial adiabática equivalente en el nivel de 850 hPa., encontrando

que en nuestro país prevalecen las masas de aire advectadas desde otros orígenes y que el nordeste de la Argentina es una zona de transición entre las irrupciones de masas de aire frío del sur, aire retrógrado y calentado desde el norte y masas de aire tropical.

Los autores del presente trabajo (Bischoff y Coronel 1989; Coronel 2001) realizaron estudios sobre las propiedades estadísticas básicas de las masas de aire en la tropósfera de la región húmeda argentina a través de la temperatura potencial adiabática equivalente, entre 850 y 500 hPa, que permitió ampliar los conocimientos sobre el comportamiento de esta variable. Concluyeron que en el período 1968-1982 se registró un aumento de hasta un 8% en la frecuencia de las masas de aire más cálidas respecto a la frecuencia correspondiente al período 1958-1967, en 850 y 800 hPa, niveles de la atmósfera donde se canaliza la mayor cantidad de humedad desde el noreste (Plazza y Medina 1971). Este comportamiento estaría relacionado con algunos cambios observados en la posición del anticiclón del Atlántico (Minetti y Vargas 1983).

El objetivo de este trabajo es identificar las masas de aire que pueden ocasionar importantes impactos sociales y económicos en regiones de la Argentina asociadas a marcadas anomalías en la temperatura de superficie y la precipitación. Es un estudio que identifica características de la atmósfera desde las masas de aire y analiza el comportamiento de variables asociadas en superficie y la tropósfera. Se realiza en estaciones ubicadas al este de la Argentina, extendidas desde latitudes subtropicales hasta latitudes medias.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

La información de los parámetros de la tropósfera fue obtenida de las estaciones aerológicas de la red del Servicio Meteorológico Nacional (SMN): Resistencia (SIS, 27°27'S, 59°03'O), Ezeiza (EZE, 34°49'S, 58°32'O), y Comodoro Rivadavia (CRV, 45°47'S, 67°30'O), correspondiente a los 14 niveles estándar, desde superficie a 100 hPa, a las 12 UTC. El período analizado corresponde a los inviernos (junio, julio y agosto) de los años 1959 a 1991.

Las variables disponibles a partir de los radiosondeos fueron: altura geopotencial (AG), temperatura (t), temperatura de punto de rocío (td) y humedad relativa (HR).

En las mismas estaciones se analizaron las siguientes variables de superficie: a la hora 8, temperatura (t8), presión atmosférica (p8), tensión de vapor (e8), temperatura de punto de rocío (td8). A la hora 14: temperatura (t14) y tensión de vapor (e14); y la temperatura media diaria (tmed) (obtenida como el promedio de los datos cuatrihorarios o trihorarios), temperatura mínima diaria (tmin), temperatura máxima diaria (tmáx) y ocurrencia de precipitación (PP).

Cuando se encara un análisis de masas de aire surge desde el comienzo una decisión importante a tener en cuenta, que es con qué variable o variables caracterizar a esa extensión de aire homogénea. Esta decisión se basa, en general, en la conservación de los parámetros seleccionados durante los procesos que se producen en una masa de aire (mezcla, expansión y compresión adiabática, condensación, evaporación, etc.). En este caso para identificar las masas de aire se utilizó la temperatura potencial adiabática equivalente (θ_{ae}) en 850 hPa., ya que esta variable es conservativa en los procesos adiabáticos y cuasi-conservativa en el proceso de evaporación (Inman 1969; Bolton 1980 y Bohren y Albrecht 1998). Algunos trabajos identificaron las trayectorias de las masas de aire mostrando su transformación a lo largo de su recorrido (Scian 1970; Berbery y Nogués-Paegle 1987; Colette y otros 2005). En este trabajo se identificó a la masa de aire a partir del valor que la variable θ_{ae} toma en 850 hPa. en las estaciones de referencia, valor que contiene las características de la región fuente, de la trayectoria y de la transformación que sufrió la masa de aire a lo largo de su camino.

De este modo, a partir de los datos diarios de t y td en 850 hPa. se calculó la serie de θ_{ae} para cada estación aerológica en dicho nivel, aplicando la expresión dada por Rossby (1932).

Del cálculo de los deciles de θ_{ae} en 850 hPa. en invierno, se estableció el siguiente criterio estadístico para clasificar las masas de aire extremas frías y cálidas en cada estación aerológica y en cada período analizado:

a) masa de aire extrema fría: ocurre en los días en que los valores de θ_{ae} en 850 hPa. se ubican en el primer quintil de la distribución (20% inferior)

b) masa de aire extrema cálida: ocurre en los días en que los valores de θ_{ae} en 850 hPa. se ubican en el último quintil de la distribución (20% superior).

Se definió "día del evento frío/cálido" al primer día en que se identificó la masa de aire en el quintil inferior/superior de la distribución de la θ_{ae} en 850 hPa., y se lo identificó en el análisis temporal como $t=0$. Este procedimiento se aplicó en las tres estaciones aerológicas.

Con el objeto de garantizar la independencia entre dos fechas consecutivas de eventos se calculó el tiempo de independencia (Leith 1973, Bischoff 1988). Se eligieron entonces eventos separados al menos cuatro días entre sí.

Los eventos fríos y cálidos se relacionaron con variables de superficie y se determinaron los valores medios climáticos de cada una de ellas.

Se estudió la evolución temporal de algunas características dinámicas y termodinámicas de la tropósfera desde tres días antes de la ocurrencia ($t=-3$) del evento frío o cálido hasta dos días ($t=+2$) después del mismo. El análisis se realizó a partir de las anomalías de las variables AG, t, HR y θ_{ae} en los niveles estándares de presión y de algunas variables de superficie. Para ello se calcularon los promedios diarios de cada variable entre los días $t=-3$ y $t=2$ para ambos eventos, y luego se les restó los promedios estacionales de cada variable, obteniendo de este modo las anomalías. En particular, las anomalías de altura geopotencial fueron estandarizadas, debido a que las mismas difieren en un orden de magnitud entre 1000 y 100 hPa.

3. RESULTADOS

3.1. θ_{ae} en los extremos de la distribución

Para el conjunto de inviernos comprendidos en el período 1959/1991 se identificaron los valores extremos del primer y último quintil de la distribución de θ_{ae} en 850 hPa. en cada una de las estaciones. La Tabla I muestra los límites de estos intervalos para las distintas estaciones.

	SIS	EZE	CRV
Mínimo	284.5	279.6	274.2
I (20%)	301.7	294.4	287.1
Intervalo de máxima frecuencia	300-305 310-315 320-325	295-300 300-305	290-295
S (80%)	327.7	310.7	298.2
Máximo	365.7	360.6	317.3

Tabla I: Valores mínimo, máximo, del primer quintil (I) y del último quintil (S) de las distribuciones de θ_{ae} en 850 hPa. en invierno, expresados en °K.

En ella puede observarse una disminución latitudinal de I y S, más marcada para este último. Esto se debe a que la circulación asociada a las masas de aire extremas cálidas en el centro y norte del país tendría su origen en la entrada de aire cálido y húmedo proveniente del noreste, en cambio las masas de aire extremas cálidas del sur del país estarían asociadas a la circulación de los oestes, masas de aire que difícilmente lleguen a valores de θ_{ae} correspondientes a las del norte del país.

3.2. Variables en superficie en los extremos de la distribución

Para cada uno de los eventos (frío y cálido) en los intervalos (I) y (S) para invierno se calcularon los valores medios de las variables (p_8 , t_8 , e_8 , td_8 , t_{14} , e_{14} , t_{med} , t_{max} , t_{min}) en superficie. La Tabla II muestra los valores así obtenidos y los valores medios totales correspondientes.

Se observa que los promedios de todas las variables correspondientes a los eventos fríos son menores a los valores medios estacionales climáticos de dichas variables. De igual modo los promedios de los

eventos cálidos superan a los valores medios climáticos. Cabe destacarse que el comportamiento de p_8 es inverso a lo explicado anteriormente. Además para cada variable de superficie los promedios correspondientes a eventos fríos y cálidos, difieren significativamente entre sí al 5%, al aplicar el test "t de Student de significancia de medias de muestras independientes con varianzas distintas" (Cappelletti 1972).

Se analizó el comportamiento de t_8 asociada a la ocurrencia de masas de aire en los intervalos extremos definidos anteriormente mediante las funciones de distribución correspondientes. Esto dio como resultado que el 75% de los valores de t_8 se ubicó dentro de los cuatro primeros deciles de las series estacionales para los eventos fríos, y dentro de los últimos cuatro deciles para los eventos cálidos en las tres estaciones analizadas. La FIGURA 1 muestra las distribuciones de frecuencias de t_8 correspondiente a todos los inviernos analizados y a los eventos cálidos y fríos durante este mismo período del año.

Es importante destacar, la tendencia bimodal de las distribuciones de t_8 en SIS que no se observa en el resto de las estaciones (Hoffmann 1971), característica similar a la encontrada por Bischoff y Coronel (1989) para la θ_{ae} , indicando de este modo que esta es una estación de transición durante esta época del año. El intervalo de máxima frecuencia de los eventos fríos (8°C - 10°C) es inferior al menor intervalo más frecuente de la serie estacional (10°C - 12°C), y el correspondiente a los eventos cálidos (18°C - 20°C) coincide con el segundo intervalo de máxima frecuencia de la serie. En EZE y CRV los máximos de las distribuciones de los eventos fríos y cálidos se ubican a la izquierda y derecha, respectivamente, del máximo estacional.

3.3. Evolución temporal de las variables de superficie durante los eventos fríos

Se analizó el comportamiento temporal de las anomalías de distintas variables en superficie, desde el día $t = -3$ al día $t = +2$, donde el día $t = 0$ indica la ocurrencia del evento frío o cálido.

La FIGURA 2 (izquierda) presenta las marchas de estas anomalías para la estación EZE.

En EZE la ocurrencia de anomalías negativas de t_8 , t_{14} , t_{med} , $t_{máx}$ y t_{min} , comenzaron un día antes de detectarse el evento extremo en 850 hPa. Esta ca-

racterística se repitió en SIS, pero en CRV la misma se observó sólo en t14 y tmáx, ya que en los otros casos las anomalías de signo negativo se manifestaron el mismo día del evento frío.

Las anomalías negativas extremas de t8, t14, tmed y tmáx coincidieron con el mínimo de θ_{ae} en 850 hPa., con la única excepción de t8 en SIS donde la anomalía extrema se manifiesta un día después de la ocurrencia del evento frío.

En cuanto a las tmin se observó en todas las estaciones un retraso de aproximadamente 24 horas en la ocurrencia de su menor valor. Según Hoffmann (1971) esto podría deberse al efecto inverso que produce la presencia de nubosidad y precipitación asociada al pasaje de un frente frío, sobre las tmáx y tmin. Al día siguiente, cuando ya desapareció la nubosidad frontal, la mínima continúa descendiendo como en el día de ocurrencia, mientras que la máxima comienza a ascender.

Junto al enfriamiento en superficie, se observó una disminución de e8 y e14, acorde con el descenso de temperatura, manifestándose anomalías negativas desde el día $t = -1$ que alcanzaron su máximo el día del evento en 850 hPa.

La p8 presentó su máximo al día siguiente en las tres estaciones analizadas, con un marcado ascenso entre $t = -1$ y $t = 0$.

La probabilidad de ocurrencia de precipitación (FIGURA 3) es mayor durante los días previos al establecimiento del evento frío, ocurriendo el máximo el día (-1), que representaría en la realidad la precipitación ocurrida durante el día (-2). Este máximo de precipitación coincide con el mínimo de p8.

3.4. Evolución temporal de las variables de superficie durante los eventos cálidos

Los eventos cálidos (FIGURA 2, derecha) están asociados a un importante calentamiento en superficie. En general t8, t14, tmed, tmáx y tmin alcanzan su máximo durante el día 0. La marcha de p8 muestra la ocurrencia de un mínimo coincidente con el día del evento cálido en 850 hPa.

En SIS, y EZE los porcentajes de días con precipitación son mayores durante la ocurrencia del evento cálido y durante los días siguientes. En CRV las diferencias entre los días previos y posteriores no son tan marcadas (FIGURA 3).

EST	Evento	p8 (mmHg)	t8 (C) (mmHg)	e8 (C)	td8 (C)	t14 (mmHg)	e14 (C)	tmed (C)	tmáx (C)	tmin
SIS	F	762.4	8.5	9.4	5.8	15.9	8.6	10.5	16.6	5.7
	C	753.6	18.2	18.0	15.6	25.1	19.5	20.1	26.1	15.5
	Prom. I	758.1	13.3	13.8	11.1	20.9	14.2	15.5	21.8	10.5
	C-F	-8.8	9.7	8.6	9.8	9.2	10.9	9.6	9.5	9.8
EZE	F	765.0	3.5	6.8	1.4	11.7	6.8	6.3	12.4	1.2
	C	759.0	12.6	12.8	10.7	17.3	14.2	13.9	18.3	9.8
	Prom. I	762.0	7.8	9.6	5.8	14.9	10.3	10.1	16.4	5.7
	C-F	-6.0	9.1	6.0	9.3	5.6	7.4	7.6	5.9	8.6
CRV	F	756.2	2.1	4.7	-3.8	7.0	4.8	4.2	8.1	0.8
	C	749.6	8.6	6.4	0.4	13.1	6.8	10.6	14.4	5.4
	Prom. I	753.1	5.3	5.5	-1.6	10	5.9	7.3	11.2	3.1
	C-F	-7.2	6.5	1.7	4.2	6.1	2	6.4	6.3	4.6

Tabla II: Valores medios de la hora 8 correspondientes a presión atmosférica (p8) temperatura (t8), tensión de vapor (e8) y punto de rocío (td8); los valores medios de la hora 14 de temperatura (t14) y tensión de vapor (e14); la temperatura media diaria (tmed), la temperatura máxima media diaria (tmáx) y temperatura mínima media diaria (tmin) correspondientes a eventos fríos (F) y cálidos (C), en invierno (I).

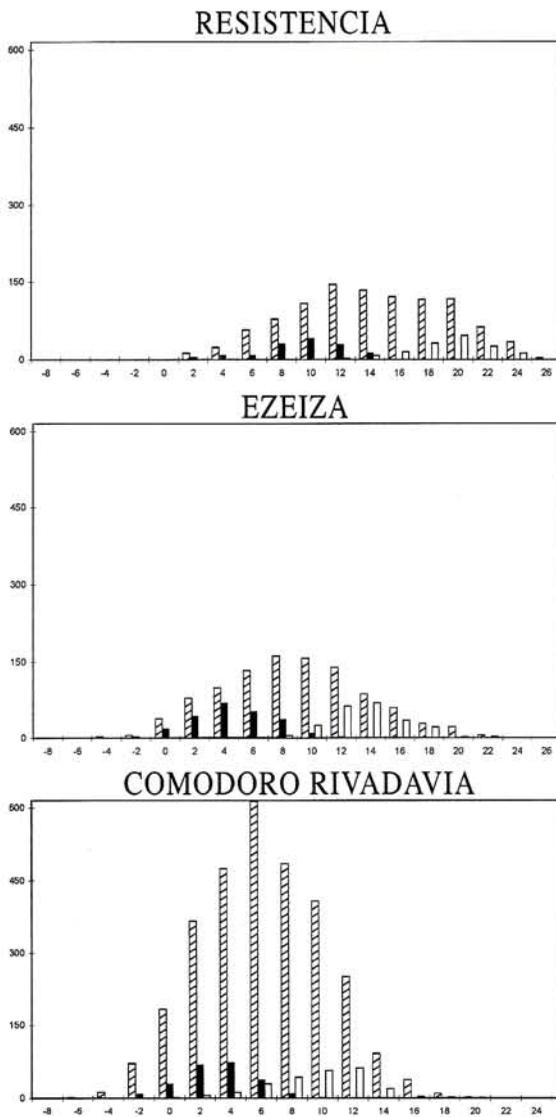


Figura 1: Distribuciones de frecuencias absolutas de t_8 para todos los días de invierno de 59-91 (barras blancas con rayas negras), t_8 correspondientes a eventos fríos (barras negras) y t_8 correspondientes a eventos cálidos (barras blancas), en SIS, EZE y CRV. Los valores que figuran en el eje de abscisas corresponden a los límites superiores de los intervalos en $^{\circ}\text{C}$.

3.5. Evolución temporal de la estructura vertical durante eventos fríos

En las estaciones analizadas (FIGURA 4), los días previos al evento frío muestran anomalías negativas de AG, cuyo mínimo en la tropósfera baja se esta-

blece aproximadamente dos días antes del evento en SIS y un día antes en EZE y CRV. Estas anomalías de AG se propagan hacia niveles superiores, encontrando el día 0 un centro de anomalías negativas en la tropósfera alta. Al mismo tiempo se evidencia un enfriamiento en toda la tropósfera que comienza aproximadamente dos días antes del evento en SIS y un día antes en EZE y CRV, alcanzando su punto máximo el día del evento frío en la tropósfera inferior. La θ_{ae} también manifiesta un enfriamiento, más rápido e intenso en SIS, con su máximo durante el día del evento. En CRV el enfriamiento es más homogéneo en toda la vertical.

Durante el día siguiente al evento frío se establece el máximo de AG en la tropósfera inferior y comienza un calentamiento de la masa de aire, probablemente producto de la subsidencia, que es más lento que el enfriamiento precedente.

El enfriamiento producido durante los días previos al evento frío podría deberse a la advección fría que acontece antes del máximo de AG en capas bajas.

En la tropósfera baja y media hasta el día anterior al evento frío se presenta un humedecimiento del aire (FIGURA 4), mejor definido en SIS y EZE, que se debería a los movimientos verticales ascendentes asociados al mínimo de presión y al descenso de temperatura en superficie. Luego comienza un rápido secamiento en toda la tropósfera en SIS y EZE debido a la subsidencia producto de la entrada del anticiclón frío migratorio, cuyo máximo se establece alrededor de los 800 hPa. el día del evento frío. En cambio en CRV esta disminución de HR presenta un gradiente temporal más débil en la tropósfera baja.

A su vez, en todas las estaciones, se evidencia una estabilización de la masa de aire (FIGURA 5).

La estructura de las anomalías de AG en las tres estaciones, con el máximo en la tropósfera alta, y la presencia de la compensación térmica estratosférica coincide con la estructura vertical encontrada por Seluchi (1993) para los sistemas ciclónicos baroclínicos migratorios de latitudes medias y con lo hallado por Hess (1945) para los sistemas del Hemisferio Norte.

Además el enfriamiento en toda la tropósfera, el secamiento y la estabilización de la masa de aire y la presencia del anticiclón frío, luego del mínimo de presión, sugiere que los eventos fríos seleccionados estarían normalmente asociados a pasajes frontales fríos en SIS, EZE y CRV.

Cabe destacar que el tiempo entre el mínimo de presión en superficie y el máximo enfriamiento es mayor a medida que disminuye la latitud lo que indica-

ría que los sistemas se desplazan más lentamente o que son más extensos cuando la latitud es menor (Seluchi 1993).

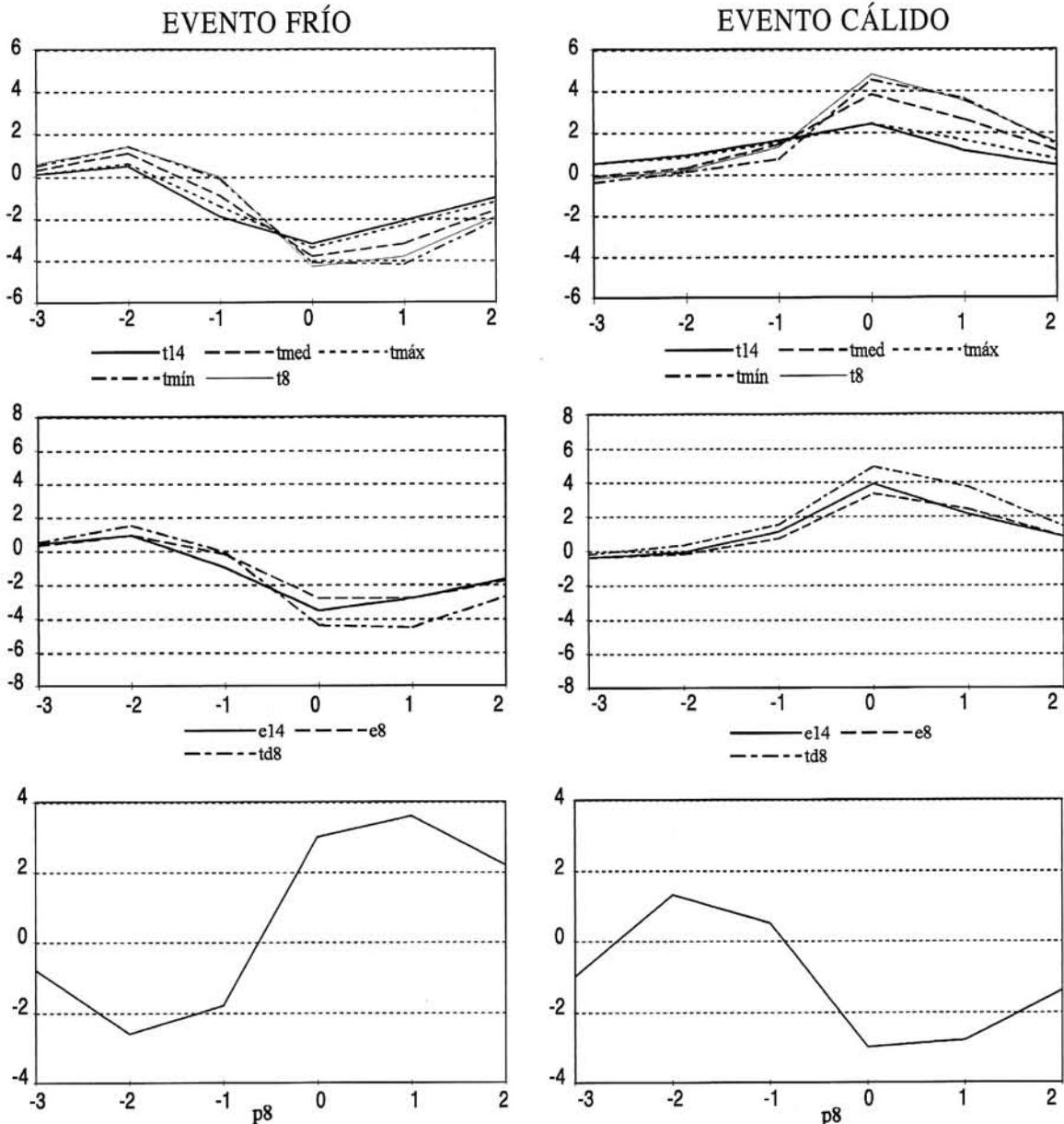


Figura 2: Marcha temporal de anomalías, en superficie en EZE, de temperaturas: t_8 y t_{14} , t_{med} , $t_{máx}$ y $t_{mín}$ en $^{\circ}\text{C}$; de variables higricas: e_8 y e_{14} en mmHg, HR8 en % y td_8 en $^{\circ}\text{C}$; y p_8 en mmHg, correspondientes a eventos fríos (izquierda) y eventos cálidos (derecha) en invierno. Las abscisas corresponden a días, siendo día 0 el día del evento en 850 hPa.

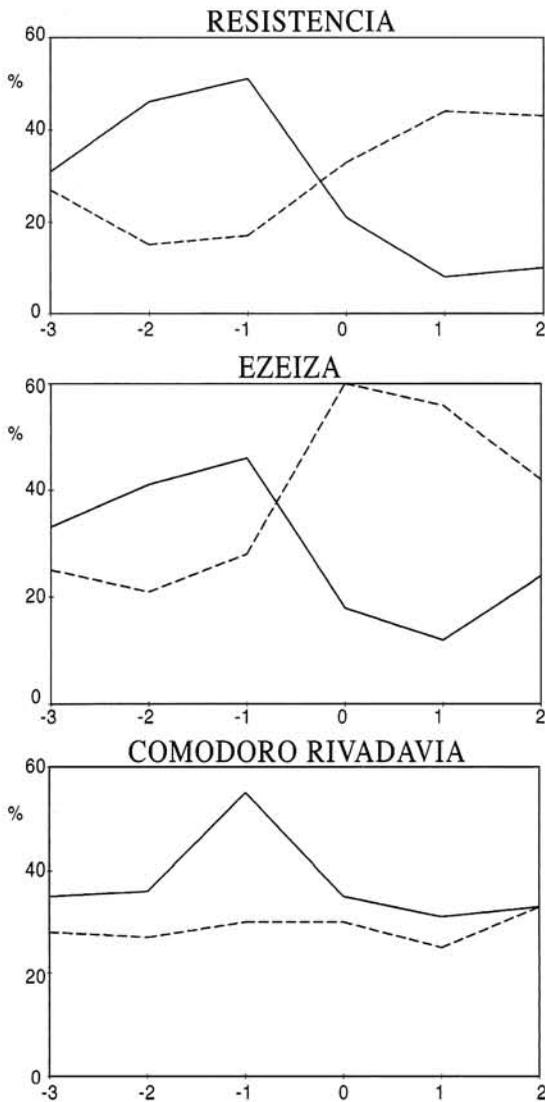


Figura 3: Marchas de frecuencias relativas porcentuales de ocurrencia de precipitación correspondientes a los eventos fríos (líneas llenas) y eventos cálidos (líneas cortadas) en SIS, EZE y CRV.

3.6. Evolución temporal de la estructura vertical durante eventos cálidos

En la FIGURA 6 se observa que el comportamiento de las anomalías de altura geopotencial es prácticamente simétrico respecto al de eventos fríos, en todas las estaciones. El comportamiento de esta estructura de AG, con anomalías que aumentan y se inclinan con la altura y una clara compensación es-

tratosférica coincide con lo hallado por Seluchi (1993) para los sistemas anticiclónicos baroclínicos migratorios de latitudes medias y con lo encontrado por Fleagle (1947) para los sistemas baroclínicos del Hemisferio Norte. El eje de anomalías máximas de AG muestra variaciones con la latitud siendo más inclinado cuanto menor es la latitud. Luego comienzan las anomalías negativas de AG en la tropósfera baja, que comienzan durante el día (-2) en SIS, (-1) en EZE y 0 en CRV. De manera que la identificación del evento cálido después de la aparición de las anomalías negativas de AG en las capas bajas sufre un retraso a medida que disminuye la latitud.

El calentamiento de la masa de aire comienza dos o tres días antes del evento cálido en SIS y EZE, producto de la advección cálida asociada a la entrada del mínimo de AG. CRV presenta la particularidad de que el calentamiento se evidencia primero en los niveles medios de la tropósfera lo que podría tener relación con el descenso de la masa de aire de la Cordillera que provoca en primer lugar un calentamiento en niveles medios y en los días siguientes se extiende a niveles inferiores. Por otro lado este calentamiento es más intenso a medida que aumenta la latitud y el máximo se produce durante el día del evento cálido en la tropósfera media y baja. A diferencia del evento frío, el evento cálido necesita mayor persistencia en el tiempo para poder identificarlo. Comienza luego del día 0 un enfriamiento de la masa de aire que resulta mayor y más abrupto para las latitudes altas.

El comportamiento de θ_{ae} es prácticamente simétrico al encontrado para los eventos fríos.

Durante los días previos al evento cálido se detecta un secamiento de la masa de aire (FIGURA 6) en toda la tropósfera, cuyo máximo se presenta en 750 hPa. en SIS, 850 hPa. en EZE y 800 hPa. en CRV. La causa de este secamiento probablemente es la subsidencia asociada a las anomalías positivas de AG previas al evento, en particular en CRV se suma el efecto de la subsidencia forzada debido a la Cordillera de Los Andes.

A partir del día (-1), comienza a aumentar la HR de la masa de aire, debido a los movimientos ascendentes, cuyo máximo se detecta el día 0, alrededor de los 800 hPa en SIS y EZE y en la tropósfera media y superior en CRV.

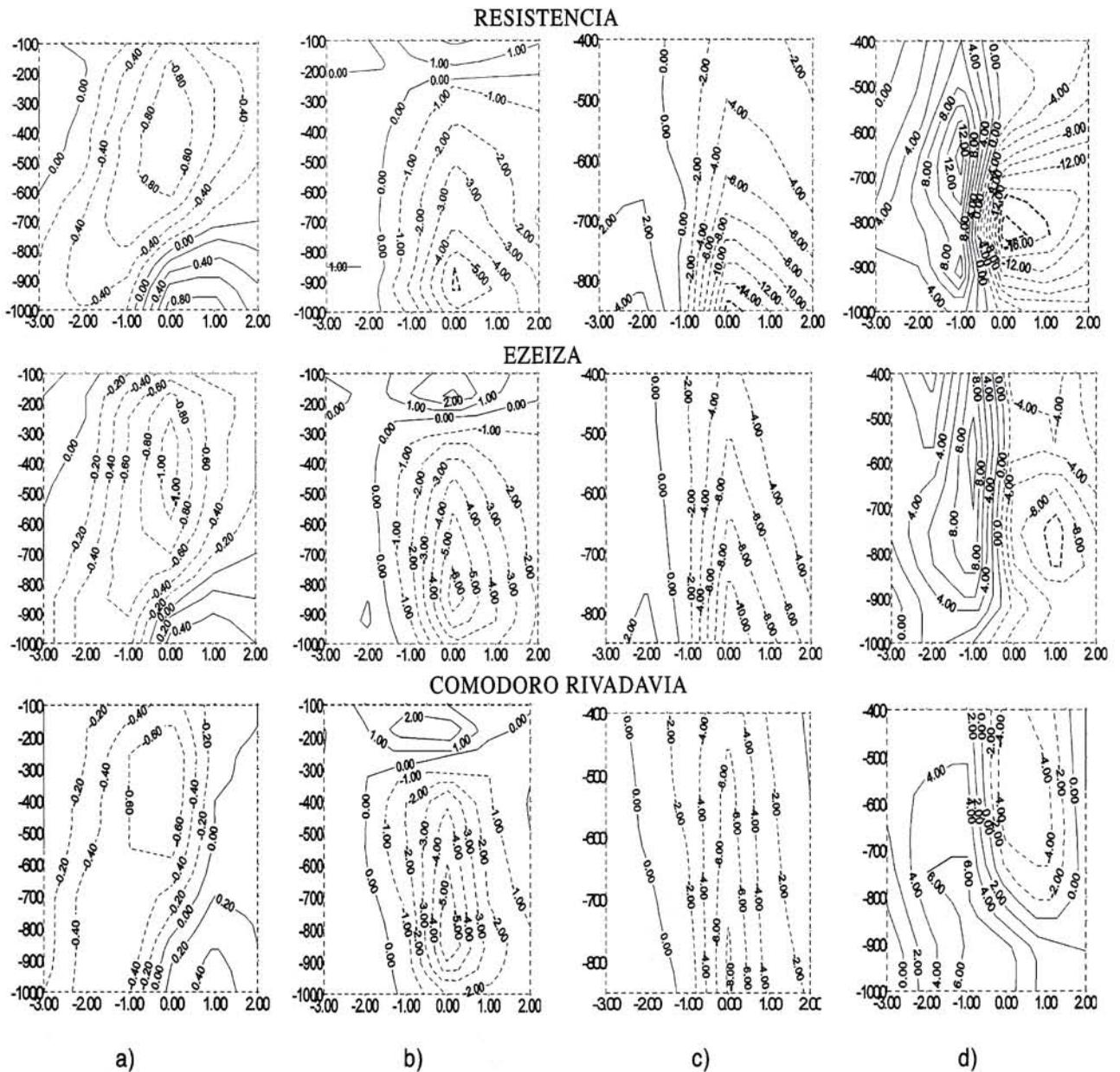


Figura 4: Cortes verticales-temporales medios de anomalías de AG normalizadas (a), t (b) y θ_{e} (c), y HR (d) para los **eventos fríos** de SIS, EZE y CRV, en invierno. Las ordenadas representan niveles de presión en hPa. ($x-1$). La abscisa 0 corresponde al día del evento extremo. Las isolíneas de t , θ_{e} y HR están trazadas cada 1C, 2K y 2%, respectivamente, y las de AG cada 0.2 (adimensionales). Las líneas cortadas representan valores negativos y las llenas valores positivos.

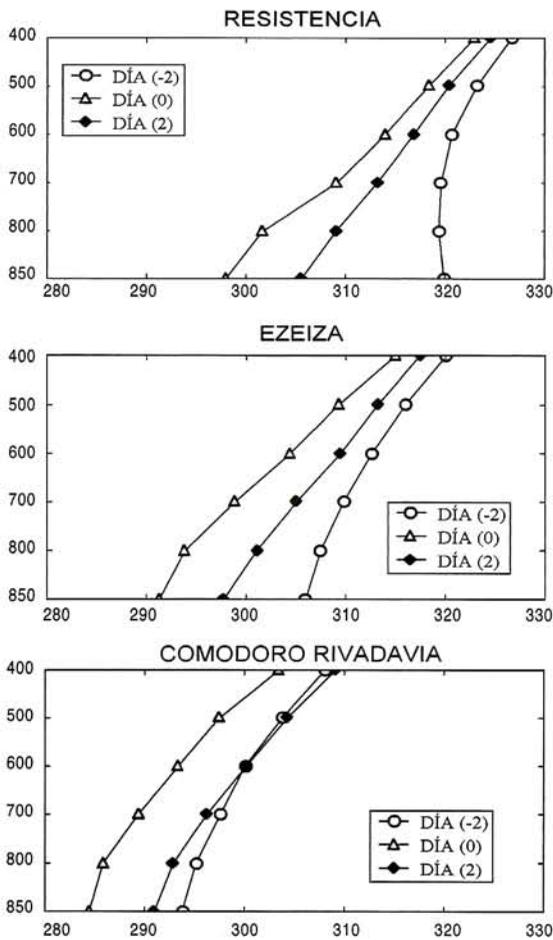


Figura 5: Perfil vertical de θ_{ae} durante los días (-2), (0) (día del evento) y (2) correspondientes a los eventos fríos de SIS, EZE y CRV. Las abscisas corresponden a K y las ordenadas a niveles de presión en hPa.

4. CONCLUSIONES

El análisis se concentró en el día en que se establecía la masa de aire extrema (eventos fríos y cálidos, $t=0$), independientemente de la persistencia y se realizó en tres estaciones al este de la Argentina (SIS, EZE y CRV).

Los eventos cálidos y fríos discriminan el comportamiento de la temperatura, la humedad relativa, la

tensión de vapor y la presión atmosférica, en superficie en SIS, EZE y CRV.

La evolución temporal de los parámetros en superficie asociada a la ocurrencia de eventos extremos se puede resumir como sigue:

Los eventos fríos están relacionados con un máximo de presión atmosférica el día (+1), un descenso de temperatura, cuyo mínimo se establece el día del evento (día 0) y con alta probabilidad de precipitación el día (-1).

Los eventos cálidos están relacionados con una anomalía positiva máxima de temperatura y un mínimo de presión el día del evento (0). La probabilidad de precipitación es mayor en los días posteriores al evento que en los días previos.

Con respecto a los eventos fríos durante el **invierno** la distribución vertical-temporal de los signos de las anomalías de altura geopotencial, la evolución de temperatura desde uno o dos días antes del evento con un manifiesto enfriamiento en toda la tropósfera, la compensación estratosférica bien definida, la disminución de humedad relativa y el aumento de la estabilidad de la masa de aire, indicaría que estos eventos podrían relacionarse con el pasaje de frentes fríos en las tres estaciones analizadas (SIS, EZE, CRV). Sin embargo el criterio de elección utilizado no garantiza que todos los casos analizados representen el pasaje de frentes.

Durante los días previos a los eventos cálidos se manifiestan anomalías positivas de altura geopotencial en la tropósfera superior. Junto a esta característica se detecta un calentamiento en toda la tropósfera, un aumento de humedad en niveles bajos en SIS y EZE. CRV presenta la particularidad de que el calentamiento se evidencia primero en los niveles medios de la tropósfera lo que podría tener relación con un efecto asociado con la presencia de la Cordillera y posteriormente se extiende a los niveles inferiores.

Posteriormente a la ocurrencia del evento cálido se produce un enfriamiento y secamiento de la masa de aire en las tres estaciones analizadas.

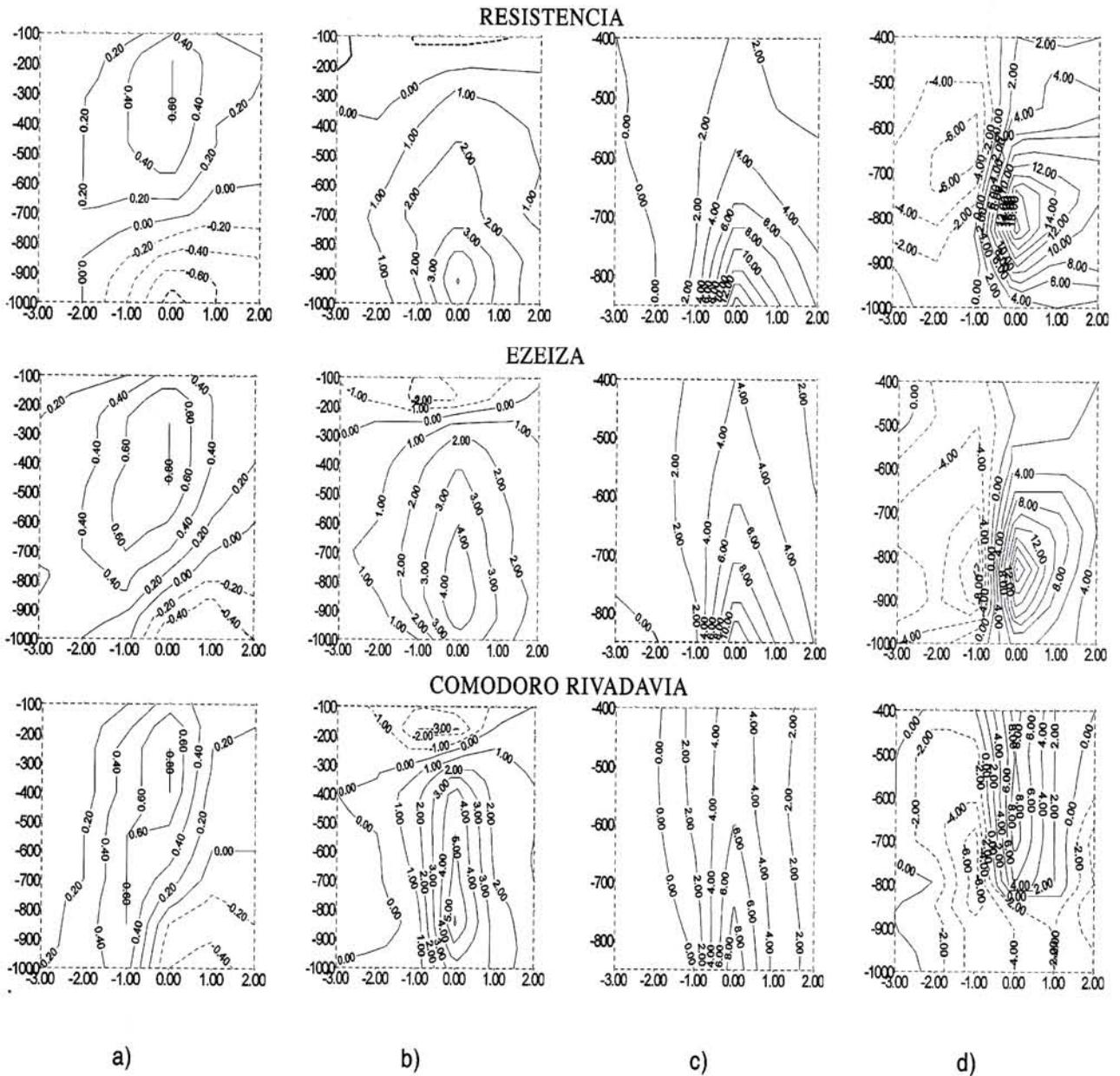


Figura 6: Cortes verticales-temporales medios de anomalías de AG estandarizadas (a), t (b), θ_{e} (c) y HR (d), para los eventos cálidos de SIS, EZE y CRV, en invierno.

AGRADECIMIENTOS:

Al Servicio Meteorológico Nacional por los datos con que se realizó el presente trabajo; a la UBA y a la ANPCyT ya que a través de los proyectos UBA-CYT X/095 y Contrato Préstamo BID 1728-AR, PICT 2004-2694, respectivamente, financiaron el trabajo.

REFERENCIAS

Anagnostopoulou, C., Flocas, H., Maheras, P., Patrikas, I., 2004. Relationship between atmospheric circulation types over Greece and western-central Europe during the period 1958-97. *International Journal of Climatology* 24 (14), 1745-1758.

- Berberly, E. y Nogués-Paegle, J., 1989. Air mass trajectories near blocking episodes on South America. *Anales Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 45-50.
- Bischoff, S., 1988. Análisis espectral de perturbaciones sinópticas troposféricas sobre áreas argentinas. Tesis Doctoral (UBA), 124 págs.
- Bischoff, S. y Coronel, A., 1989. Características estadísticas de las masas de aire en la tropósfera de la región húmeda argentina. *Geoacta*, 16, 207-219.
- Bohren, C. y Albrecht, A., 1998. *Atmospheric Thermodynamics*. Ed. D. Reidel, 402 págs.
- Bolton, D., 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1046-1053.
- Bryson, R., 1966. Air masses, streamlines and the Boreal forest. *Geogr. Bull.*, 8, 228-269.
- Cappelletti, C.A., 1972. *Elementos de Estadística con aplicaciones a la Agronomía*. Cesarini Hermanos Editores, 236 págs.
- Colette, A., Ancellet, G. y François Borchi, 2005. Impact of vertical transport processes on the tropospheric ozone layering above Europe. Part I: Study of air mass origin using multivariate analysis, clustering and trajectories. *Atmospheric Environment*, 39 (29), 5409-5422.
- Coronel, A., 2001. *Climatología sinóptica de las masas de aire que afectan a la República Argentina*. Tesis doctoral, Dpto. Cs. De la Atmósfera y los Océanos, 184 págs.
- Christensen, W.I. Jr. and Bryson, R.A., 1966. An investigation of the potential of component analysis for weather classification. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 94, N° 12, 697-709.
- Fleagle, R., 1947. The fields of temperature, pressure and three-dimensional motion in selected weather situations. *J. Meteor.* 4, 165-185.
- Hess, S.L., 1945. A statistical study of deepening and filling of extratropical cyclones. *J. Met.*, 2, 179-184.
- Hoffmann, J.A., 1971. Frentes, masas de aire y precipitaciones en el norte argentino. *Meteorológica*, II, 22-37.
- Inman, R.L. 1969. Computation of temperature at the lifted condensation level. *Journal of Applied Meteorology*, 8 155-158.
- Kalkstein, L., Dunne, P. and Vose, R., 1990.: Detection of climatic change in the western North American Arctic using a synoptic climatological approach. *J. Climate*, 3(10), 1153-1167.
- Kalkstein, L. and Nichols, M., 1996. A new spatial synoptic classification: application to air-mass analysis. *Int. J. Climat.*, 16, 983-1004.
- Leith, C.E., 1973. The standard error of time-average estimates of climatic means. *JAM*, Vol. 12, 1066-1069.
- Minetti, J. y Vargas, W., 1983. Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica: I Parte. *Meteorológica*, Vol. XIV, N° 1 y 2, 645-656.
- Morabito, M., Crisci, A., Grifoni, D., Orlandini, S., Cecchi, L., Bacci, L., Modesti, P.A., Gensini, G.F., Maracchi, G., 2006. **Winter air-mass-based synoptic climatological approach and hospital admissions for myocardial infarction in Florence, Italy**. *Environmental Research* 102 (1), 52-60.
- Plazza, L. y Medina, L., 1971. Informe sobre el ensayo del cálculo del flujo de vapor de agua en la atmósfera en la República Argentina. *Meteorológica*, II, 2.9.
- Rossby, C.G., 1932. *Thermodynamics applied to air mass analysis*. MIT Meteorological Paper, 1, N° 3, 48 págs.
- Scian, B.V., 1970. Situación sinóptica asociada a las temperaturas extremas observadas en junio de 1967. *Meteorológica*, I (1), 22-37 .
- Scian, B.V., Piacentini, M. de y Vargas, W., 1978.: Masas de aire en la República Argentina. Informe Interno del Servicio Meteorológico Nacional, Serie C, N° 21.
- Seluchi, M.E., 1993. Estudio del comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios en la Argentina. Tesis Doctoral, UBA, 78 págs.

PROYECTO MECIN: ALTO VALLE DE RIO NEGRO, ARGENTINA

Alberto L. Flores (*), Jorge L. Lassig, Claudia Palese y Marisa G. Cogliati

Departamento Mecánica Aplicada - Facultad de Ingeniería - Universidad Nacional del Comahue

(*)Departamento Ciencias de la Atmósfera - Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires - Argentina.

(Manuscrito recibido el 12 de diciembre de 2005, en su versión final el 3 de octubre de 2007)

RESUMEN

Este trabajo presenta los resultados obtenidos durante el experimento de campo MeCIN (Mediciones de la Capa de Inversión Nocturna) cuyo objetivo fue estudiar el comportamiento del viento, la temperatura del aire y la evolución del enfriamiento en los valles de los ríos Neuquén, Limay y Negro en noches con inversión térmica en las primaveras de los años 1992 al 1997. Las situaciones sinópticas que propiciaron los intensos efectos radiativos nocturnos fueron asociadas con un anticiclón migratorio postfrontal en 1000 hPa y un eje de vaguada en 500 hPa. Los gradientes verticales de temperatura alcanzaron valores medios entre 0,26 °C/m en el valle del río Neuquén y 0,14 °C/m en el del Negro. El tope de la inversión térmica, en promedio, se ubicó a más de 30 m. Las mediciones de los perfiles de velocidad del viento mostraron un patrón de dos capas: una capa inferior sin movimiento y otra superior con velocidades en promedio entre 2,9 m/s y 4,0 m/s. El enfriamiento nocturno fue superior en la zona de chacras y menor en cercanías del río y sobre la meseta. La temperatura del aire durante la noche fue menor en el valle que en la meseta, dependiendo de su altura.

Palabras clave: heladas tardías, inversión térmica nocturna, perfiles de viento y temperatura en la capa límite.

MeCIN PROJECT: ALTO VALLE OF RIO NEGRO, ARGENTINA

ABSTRACT

This paper presents the results of field experience MeCIN (Measurements of the Nocturnal Inversion Layer). The project was performed to study the characteristics of wind, air temperature and the evolution of nocturnal cooling in the Neuquén, Limay, and Negro river valleys during nighttime with thermal inversion in the layer near ground, between 1992 and 1997 spring seasons. The mean synoptic situations that favored the nocturnal radiative effects were associated with migratory postfrontal 1000 hPa anticyclones and a trough axis in 500 hPa. The mean vertical gradient of air temperature was 0,26 °C/m in the Neuquén river valley and 0,14 °C/m in the Negro river valley. The top of the thermal inversion, on the average, was located above 30 m. The wind speed profile presented two layers: a lower one with calm and an upper layer with mean wind speed between 2,9 m/s and 4,0 m/s. The cooling of air during night was greater in the zone of small farms and smaller in the neighborhood of the river and on the plateau. The nighttime air temperature was smaller in the valley than in the plateau, and varied with height.

Keywords: late frosts, nocturnal thermal inversion, wind and temperature boundary layer profiles.

1. INTRODUCCIÓN

La ocurrencia de heladas tardías en áreas de producción frutícola constituye un problema social y económico. El Alto Valle del Río Negro (AVRN) agrupa el 70% de la producción total de fruta argentina. El pronóstico de las heladas y la elección de los métodos de defensa son críticos y su adecuación debería ser cuidadosamente analizada para cada región. La distribución espacial del fenómeno presenta diferentes grados de complejidad, que influyen en el desarrollo de una herramienta teórica destinada a diseñar posibles soluciones o acciones mitigantes para los efectos de las heladas tardías.

Las heladas tardías pueden ser estudiadas según distintos aspectos: por su origen (heladas radiativas, advectivas o mixtas); por la distribución espacial de la temperatura mínima en una región y su relación con la topografía; por los procesos de micro y meso escala; desde el punto de vista de los métodos de protección; y a partir del pronóstico de las mismas utilizando modelos numéricos y conceptuales (Burgos 1963; Blanc y otros 1969; Bagdonas y otros 1978; y Kalma y otros 1992).

Damario y Pascale (1957) efectuaron ensayos de métodos de lucha contra las heladas en los meses de julio y agosto en Villa Regina (Tabla I (i): VR), mediante el uso de calefactores.

Garabatos (1969) estudió el descenso térmico nocturno de estaciones ubicadas en la zona frutícola del AVRN durante los meses de septiembre y octubre entre 1960 y 1962. Concluyó que el viento es el factor con mayor incidencia en la alteración nocturna de las capas bajas de la atmósfera. El enfriamiento diferencial en el valle lo atribuyó a causas orográficas, hidrográficas, de la composición del suelo y de la variedad de cultivos.

Garabatos (1972, 1978) determinó que la estación Alto Valle (Tabla I (i): AV) se comportaba como el punto más frío de la región y obtuvo una correlación entre la temperatura del aire en AV y varios puntos de observación en el interior del valle cultivado.

Pascale y otros (1997) publicaron trabajos relacionados con la fecha de ocurrencia de la primera y última helada en el área de producción frutícola.

Otros trabajos describen el comportamiento de la troposfera y la estratosfera baja en Neuquén Aeropuerto (Tabla I (i): NA) y su relación con los enfriamientos ocurridos en superficie asociados a los eventos de heladas tardías durante el mes de septiembre (Duarte 1993; Duarte 1994; Escobar y otros 1996a; y Escobar y otros 1996b).

En el presente trabajo se estudian las características del flujo y de la temperatura del aire en el AVRN. Las mediciones presentadas se llevaron a cabo durante el experimento de campo MeCIN (Mediciones

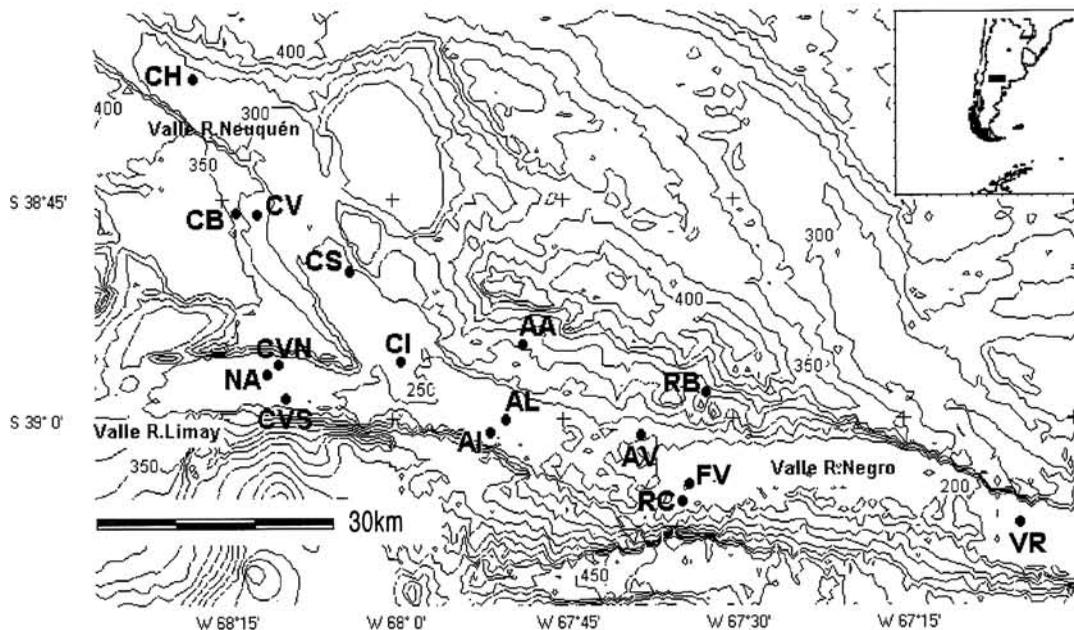


Figura 1: Zona del AVRN y ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas. Las curvas de nivel fueron dibujadas cada 25 m. La referencia a los nombres se encuentran en la Tabla I.

de la Capa de Inversión Nocturna) (Flores y otros, 1993a; y Flores y otros, 1995) en las primaveras de 1992 a 1997 en el AVRN. El experimento se diseñó con la finalidad de estudiar el comportamiento de las heladas tardías en los tres valles cultivados y obtener datos de la capa límite atmosférica.

Los resultados contribuirán a la organización de medidas de advertencia y de protección contra las bajas temperaturas, al estudio de tecnologías alternativas no contaminantes para la lucha contra las heladas, y a la utilización eficiente de los métodos de lucha convencionales; así como al manejo y planificación de los cultivos fruti-hortícolas, ya que el área cultivada fue aumentando lentamente a través de los años en esta región, pero la recolección de datos meteorológicos no fue considerada en la estrategia de planificación.

La experiencia se originó a partir de la cooperación entre dos grupos de trabajo, uno de la Universidad Nacional Comahue y otro de la Universidad de Buenos Aires.

La sección 2 incluye la descripción del área estudiada, el instrumental utilizado y el diseño del experimento. En la sección 3 se muestra la climatología del fenómeno que comprende un análisis estadístico descriptivo y una caracterización de las situaciones sinópticas asociadas a la ocurrencia de inversión térmica nocturna. La sección 4 incorpora los principales resultados del análisis de las mediciones de temperatura y viento tanto en su distribución vertical, como en su distribución espacio-temporal.

2. ÁREA DE ESTUDIO, DISEÑO DEL EXPERIMENTO E INSTRUMENTAL

2.1. Área estudiada

El área estudiada fue la región agrícola denominada Alto Valle del río Negro (AVRN), que comprende los valles inferiores de los ríos Neuquén y Limay y el valle superior del río Negro. Las tierras cultivables se encuentran ubicadas en las terrazas de los ríos. Estas terrazas están limitadas por las escarpas de la meseta patagónica que circundan los valles. Las escarpas son llamadas localmente *bardas*. Los tres valles tienen configuraciones similares: son anchos y chatos con bordes en forma de escalón (escarpas). El valle del río Neuquén presenta dirección

NW-SE, el eje longitudinal del valle del río Limay está en dirección W-E y la dirección del valle del río Negro es WNW-ESE en la zona considerada.

Las diferencias de altura media con la Meseta Patagónica adyacente son en promedio, 55 m en el valle del río Neuquén, 68 m en el valle del río Limay y 120 m en el valle del río Negro. La Figura 1 presenta las características topográficas del lugar con la distribución de las líneas de nivel.

Las *bardas* norte y sur en el valle del río Negro tienen características diferentes. El borde norte en los primeros 50 km del valle presenta una pendiente menos escarpada mientras que la barda sur es un borde abrupto. Luego, hacia el este, el patrón se invierte (ver Figura 1).

Las pendientes longitudinales de los valles son suaves, con alturas decrecientes hacia el este alcanzando 1,4 m/km en el valle del río Neuquén, 1,0 m/km en el valle del río Limay y 1,0 m/km en el valle del río Negro.

Las pendientes transversales son más abruptas: en el valle del Neuquén al oeste 5,9 m/km y al este 14,5 m/km, en el valle del Limay 11,3 m/km al norte y 7,8 m/km al sur mientras que en el valle del río Negro al sur 15,6 m/km y al norte 9,5 m/km en el tramo comprendido entre las ciudades de Cipolletti y General Roca.

El suelo de la meseta está cubierto en su mayor parte por vegetación baja muy dispersa (alturas menores a 2 m). En el interior de los tres valles se realizan cultivos intensivos de árboles frutales; dispuestos en general, en parcelas divididas por barreras protectoras contra el viento, constituidas por hileras de álamos. La distancia entre alamedas varía entre 125 m, 250 m, y en algunos casos se extiende hasta 500 m.

En el AVRN el 60.0% de la superficie total está cultivada, representando un total de 41.671 ha. De esas hectáreas cultivadas, el 84,6% están ocupadas con frutales, el 54,0% son manzanos, el 27,1% perales, el 3,9% frutales de carozo y el 15,0% restante otros tipos de frutales.

El 34% (11.985 ha) de la superficie con cultivares frutales se encuentra protegido con algún sistema activo de defensa contra heladas, siendo los métodos más utilizados los de calefacción y de riego por aspersión (CENSAR 1994).

2.2. Descripción del experimento

Los datos analizados provienen de la red de estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional Argentino (SMN), del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), y de una red de estaciones meteorológicas automáticas (EMA) propias instaladas exclusivamente durante la temporada de heladas tardías en el marco del proyecto MeCIN. Las estaciones meteorológicas automáticas fueron emplazadas en lugares ubicados en zona de

chacras en el interior del valle y en varios lugares ubicados sobre la meseta patagónica.

Las mediciones se orientaron a la obtención de datos de la capa de superficie en diferentes localidades, en escalas adecuadas para estudiar las características de las heladas radiativas. Para ello se realizaron mediciones de viento y temperatura en superficie y de los perfiles en la capa cercana al suelo durante condiciones meteorológicas de inversión térmica nocturna.

<i>i) Estaciones meteorológicas convencionales</i>						
Estación	ID	Valle del río	Latitud/Longitud (grados, min)	Elevación (m snm)	Int.Med. (min)	Período
Alto Valle (SMN)	AV	Negro	39° 02,1' S 67° 38,6' W	225	60	1961-1990
Villa Regina (SMN)	VR	Negro	39° 09,1' S 67° 02,4' W	192	60	1961-1970
Cinco Saltos (FCA)	CS	Neuquén	38° 49,3' S 68° 03,8' W	274	60	1972-1990
Cipolletti (SMN)	CI	Neuquén	38° 55,8' S 67° 59,5' W	258	60	1961-1990
Neuquén Aero (SMN)	NA	Limay	38° 56,7' S 68° 11,2' W	271	60	1961-1990
<i>ii) Estaciones meteorológicas automáticas (*)</i>						
Estación	ID	Valle del río	Latitud/Longitud (grados, min)	Elevación (m snm)	Int.Med. (min)	Períodos(**)
Allen	AL	Negro	38° 59,4' S 67° 49,5' W	239	1	Set/Oct 1992-1995
Allen Aero	AA	Negro	38° 56,7' S 67° 47,1' W	234	1	Set/Oct 1993-1996
Allen Arco Iris		AI Negro	39° 00,7' S 67° 50,9' W	234	1	Set/Oct 1993
Roca Flor del Valle		FV Negro	38° 04,6' S 67° 36,7' W	222	15	Oct-1997
Roca barda (TP)	RB	Negro	38° 57,1' S 67° 35,6' W	320	30	Oct-1997
Roca chacra	RC	Negro	39° 04,8' S 67° 37,4' W	227	15	Oct-1997
Centenario Barda	CB	Neuquén	38° 49,6' S 68° 10,4' W	314	1	Set/Oct 1993-1995
Centenario Valle	CV	Neuquén	38° 49,9' S 68° 06,7' W	272	1	Set/Oct 1993-1995
Cinco Saltos	CS	Neuquén	38° 49,5' S 68° 03,8' W	273	1-12	Set/Oct 1993-1995
S. P. del Chañar	CH	Neuquén	38° 37,6' S 68° 15,2' W	311	1	Set/Oct 1996
Col. Valentina Norte	CVN	Limay	38° 56,5' S 68° 14,0' W	262	1	Set/Oct 1993-1995
Col. Valentina Sur	CVS	Limay	38° 58,5' S 68° 06,9' W	255	60	Set/Oct 1993-1995
<i>iii) Sondeos verticales.</i>						
Estación	ID	Valle del río	Latitud/Longitud (grados, min)	Altura Máxima (m)	Variables medidas	
Allen	AL	Negro	38° 59,4' S 67° 49,5' W	120	T, HR, P	
Roca chacra	RC	Negro	39° 04,8' S 67° 37,4' W	42	"	
Cinco Saltos	CS	Neuquén	38° 49,5' S 68° 03,8' W	65	"	
S. P. del Chañar	CH	Neuquén	38° 34,1' S 68° 21,3' W	25	"	
Col. Valentina Sur	CVS	Limay	38° 58,5' S 68° 06,9' W	50	"	
(*) las estaciones sombreadas fueron utilizadas para realizar los cortes transversales a cada valle.						
(**) las variable medidas fueron: T temperatura, HR humedad relativa, P presión, f velocidad del viento y dd dirección del viento.						

Tabla I: Ubicación y descripción de los datos obtenidos durante el proyecto MeCIN. **SMN**: Servicio Meteorológico Nacional (1981, 1986 y 1992); **FCA**: Facultad de Ciencias Agrarias de la U N. Comahue (comunicación personal).

En la Figura 1 se aprecia la red de puestos de medición utilizados para este estudio y en la Tabla I se muestra una descripción de los datos obtenidos. Se listan las estaciones preexistentes en la región (Tabla I (i)). En la sección (ii) están los lugares donde se instalaron las EMAs. En la sección (iii) se indican los lugares donde se realizaron los sondeos.

Se eligieron puntos de medición ubicados de manera de efectuar cortes transversales a los valles.

Los perfiles de la temperatura y viento se midieron en cada valle durante condiciones meteorológicas nocturnas que favorecieran la ocurrencia de inversión de temperatura.

Las variables meteorológicas observadas fueron: temperatura del aire a 0,2 m, 1,5 m y 8 m de altura, humedad relativa (a 1,5 m), presión y viento (10 m).

2.3. Instrumental

2.3.1 Superficie

Las EMAs utilizadas fueron equipos Davis, modelo Weather Monitor II (Flores y otros 1993b) (errores de calibración: temperatura $\pm 0,1$ °C, humedad relativa ± 2 %, presión atmosférica $\pm 0,3$ hPa y viento ± 1 m/s). Se utilizaron también termómetros de máxima y mínima (Fuess) (Tabla I: AL).

Se midió la diferencia vertical de temperatura del aire en torres ubicadas entre los frutales con sensores a 1,5 m y a 8 m de altura, (doble de altura de la vegetación), por medio de termocuplas de Cu-Constantan preparadas y calibradas en nuestro laboratorio (Tabla I: AL, CVS).

Para las mediciones en superficie, por su exactitud y precisión, se consideraron subpatrones de campo al sensor de humedad relativa y temperatura Väisälä: HMP 35 / HMP 36 0903/0904 con unidad indicadora de temperatura y humedad (Väisälä HMI 31).

Los sensores fueron previamente calibrados utilizando un psicrómetro portátil ventilado (Väisälä, Ground Check Set Gc 19) como cámara de calibración.

2.3.2 Sondeos

Las variables medidas fueron: temperatura, humedad relativa, presión atmosférica y se estimaron di-

rección y velocidad del viento desde superficie hasta alrededor de 100 m de altura, con globos cautivos. La estimación de la dirección y velocidad del viento a grandes alturas se realizó con globos piloto, cuya posición se establecía utilizando un teodolito.

En la Tabla I (iii) se describen los lugares donde se realizaron estas mediciones. Los radiosondas utilizados (Graw - M60 QTA1) fueron elevados por medio de globos cautivos utilizando un malacate eléctrico. Cabe mencionar la importante disminución de costo en la realización de sondeos obtenida al utilizar radiosondas de excelente calidad que transmitían en Morse, evitando gastos mayores en los equipos de recepción (Flores y otros, 1996).

La altura máxima alcanzada fue variable y estuvo limitada por la intensidad del viento. Generalmente el límite se ubicó a la altura en la que el hilo de nylon que mantenía el globo, alcanzaba ángulos cercanos a 45°.

Los radiosondas fueron calibrados en laboratorio, detectándose errores de $\pm 0,2$ °C para la temperatura, ± 2 % en la humedad relativa y ± 2 hPa en la presión.

La velocidad del viento fue calculada utilizando una ecuación que contemplaba la fuerza de sustentación, la inclinación del globo y la fuerza de arrastre como:

$$V = \frac{\sqrt{2S \operatorname{tg} \alpha}}{C_d \pi r^2 \rho}$$

donde S es la sustentación (dada al globo mediante el inflado con helio), α es el ángulo de inclinación del globo, ρ es la densidad del aire, r el radio del globo inflado y C_d es el coeficiente de arrastre (para los cálculos se consideró la relación entre el C_d de una esfera y el número de Reynolds).

3. CLIMATOLOGÍA DE LAS HELADAS EN EL AVRN

3.1. Climatología estadística

Durante los meses de septiembre y octubre, pueden presentarse en la región de estudio situaciones sinópticas propicias para la ocurrencia de heladas. La helada meteorológica se produce cuando la temperatura del aire es menor o igual a 0 °C medida en

abrigo meteorológico. A estas heladas se las denomina tardías o primaverales. En este trabajo se estudian las heladas radiativas es decir, las que se producen debido al enfriamiento radiativo del suelo y del aire cercano al suelo en noches sin nubosidad y con viento muy débil o en calma.

En el período de floración, si la temperatura del aire es inferior a un valor crítico, se producen daños de diversa magnitud en los órganos frutales, llegando incluso a afectar la producción primaria y ocasionar pérdidas económicas importantes. Algunas heladas particularmente intensas en la zona de estudio provocaron pérdidas que afectaron el 54,1% de la producción (Bello y otros, 1985).

La temperatura crítica de daño cambia según la variedad y el estado fenológico de los frutales (Young 1947).

El período de duración de la floración difiere entre las variedades muy precoces a las muy tardías (Ruggiero, 1955).

Pascale y otros (1997) y Cordon y otros (1997) estudiaron la fecha media de última helada en el AVRN ocurriendo entre el 24 de septiembre y el 12 de octubre dependiendo de la localidad.

La Figura 2 (a) muestra el número medio de días con heladas meteorológicas (promedio de días con temperatura menor o igual a 0 °C a 1,5 m de altura por año) en las estaciones Neuquén Aero (NA) ubicada en el valle del río Limay, Cipolletti (CI) y Cinco Saltos (CS) ubicados en el valle del río Neuquén y Alto Valle (AV) y Villa Regina (VR) ubicadas en

el valle del río Negro en los períodos indicados en la Tabla I. El mayor porcentaje de días con heladas se presenta en el mes de julio en todas las estaciones consideradas, excepto en VR que se da en junio. En junio y julio los frutales están en etapa de descanso vegetativo y soportan temperaturas rigurosas. Sin embargo, aunque en septiembre y octubre el número de días con heladas es menor que en invierno, la ocurrencia de temperaturas bajo cero representa mayor riesgo para la actividad frutícola. La cantidad media de días con heladas por año, en septiembre y octubre, es 10 días en VR, 8,7 días en AV, 8,3 días en CS, 5,4 días en NA y 3,5 días en CI, como se puede ver en la misma Figura 2 (a). Las heladas que ocurren en noviembre y diciembre presentan baja frecuencia.

El comportamiento de los estadísticos de primer y segundo orden durante todo el año no presentan diferencias significativas al 95 % en todas las estaciones analizadas.

Las heladas radiativas tienen una importante variabilidad espacial debido a que el enfriamiento nocturno depende fuertemente de la topografía, de la composición y contenido de humedad del suelo, de la utilización de la superficie y de las características del flujo del aire en el interior del valle. La intensidad, ocurrencia y duración de las heladas medidas durante el MeCIN presentaron una gran variabilidad espacial. Si bien no se pudieron establecer valores medios debido a que la información fue insuficiente para obtener resultados concluyentes, a mo-

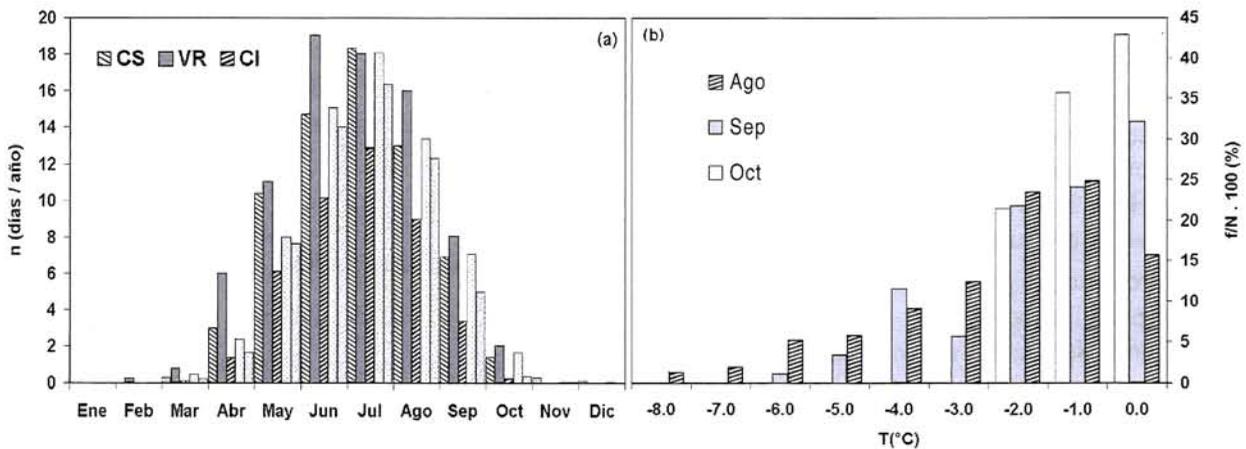


Figura 2: (a) Número medio de días con heladas en las estaciones Neuquén (NA), Cipolletti (CI) y Alto Valle (AV) en el período 1961-1990, en Villa Regina (VR) en el período 1961-1970 y en Cinco Saltos (CS) en el período (1972-1992). (b) Distribución de frecuencias de temperaturas mínimas diarias en Cinco Saltos (CS) en el período 1972 - 1992.

do de ejemplo, se presenta el caso de la madrugada del 8 de septiembre de 1994 en que se registró una helada en la región. En Allen (AL) la temperatura mínima del aire fue $-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y la duración de la helada fue 9 horas y en Cinco Saltos (CS) la temperatura mínima fue $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y la helada duró 12 minutos, mientras que en Centenario (CV) no se registraron heladas.

En Cinco Saltos (CS), en septiembre son más frecuentes las heladas con temperaturas entre 0°C y $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (33%), entre $-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (25%) y entre $-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (18%). En octubre disminuyen los casos de heladas más intensas. El mayor rigor de las heladas se encuentra por debajo de $-7,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, pero la frecuencia de ocurrencia de estos eventos extremos es muy baja (Figura 2 (b)).

3.2. Climatología sinóptica

Las heladas radiativas tardías se producen debido a la interacción de fenómenos meteorológicos de distinta escala.

Los principales factores de escala sinóptica que se relacionan con la ocurrencia de heladas radiativas son:

- el cambio de la masa de aire, asociado a la advección de aire frío;
- la superposición de ondas de longitudes más cortas sobre las ondas más largas características del flujo principal, que impulsan la formación o inhibición de nubosidad en escala de tiempo más pequeña (algunas horas) (Lässig y Bastanski, 1993);
- y la intensificación o debilitamiento del flujo medio del aire.

Burgos (1963) realizó uno de los primeros trabajos sobre el tema para la región, tratando de caracterizar el tipo de circulación propicio para la ocurrencia de la última helada radiativa en la baja troposfera, encontrando que en esos casos parte de la Patagonia y Mendoza estaban dominadas por un intenso centro de alta presión, que se instalaba como un anticiclón migratorio postfrontal.

Escobar y otros (1996 a y b) analizaron mediante el método de las componentes principales los campos sinópticos de la troposfera y estratosfera baja, asociados a situaciones propicias para la ocurrencia de heladas en la ciudad de Neuquén, en el mes de septiembre del período 1980-1986. El análisis descri-

minó los campos 1000 hPa y 500 hPa que se asocian a heladas en Neuquén Aero (NA).

Durante las campañas de mediciones de campo del Proyecto MeCIN se seleccionaron las situaciones en las que las condiciones sinópticas nocturnas pronosticadas eran favorables para la ocurrencia de inversión térmica.

3.2.1. Situaciones con inversión térmica nocturna

Se analizaron los campos de altura geopotencial de 1000 hPa y de 500 hPa, la temperatura de superficie y la humedad específica de 1000 hPa, utilizando los reanálisis del NCEP/NCAR (Kalnay y otros 1996) de las 06:00 UTC y de las 12:00 UTC. En total se produjeron 45 días con inversión térmica nocturna, y dentro de estos en 27 días se produjeron heladas. Del total de casos con situaciones propicias para la ocurrencia de inversión nocturna se seleccionaron 24 días no consecutivos para garantizar una muestra independiente y 13 días con temperatura del aire por debajo de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

El 83% de las configuraciones de flujo de 1000 hPa de las situaciones con inversión térmica nocturna en el AVRN son comparables a los campos obtenidos por Escobar y otros (1996b).

Estas situaciones sinópticas se pueden especificar como:

- Entrada de un anticiclón migratorio postfrontal centrado aproximadamente en 30°S (60 %).
- Entrada de un anticiclón migratorio postfrontal centrado aproximadamente en 45°S (40 %).

Estos patrones pueden presentarse en días sin heladas, sin embargo, aún en esos casos los procesos radiativos que propician la presencia de una capa de inversión térmica nocturna cercana a la superficie están presentes.

El flujo en la troposfera media (500 hPa), se ajusta muy bien al descrito por Seluchi y Norte (1994) presentando un eje de vaguada asociado a un frente frío de superficie.

En la Figura 3 se incluyen los mapas medios considerando el total de casos (24 días) con condiciones propicias para la ocurrencia de inversión térmica.

La Figura 3 (a) presenta la configuración media de altura geopotencial de 1000 hPa a las 06 UTC. Un frente frío se ubica al norte de Uruguay y sobre las provincias del nordeste argentino, con orientación

NW-SE y un anticiclón migratorio ocupa el centro de Argentina, generando descenso de la temperatura, de la humedad y de la nubosidad sobre la región. La Figura 3 (b) presenta la altura geopotencial media de 500 hPa a las 06 UTC. Las ondas en la troposfera media se asocian al anticiclón migratorio y al frente frío observados en la Figura 3 (a).

La distribución de temperatura del aire en superficie a las 12 UTC se presenta en la Figura 3 (c). La zona del AVRN es influenciada por una masa de aire frío y en particular hay un mínimo de temperatura del aire en la zona cercana.

En la Figura 3 (d) se incluye el campo medio de humedad específica de 1000 hPa de las 12 UTC que presenta la característica de un mínimo relativo en el área postfrontal.

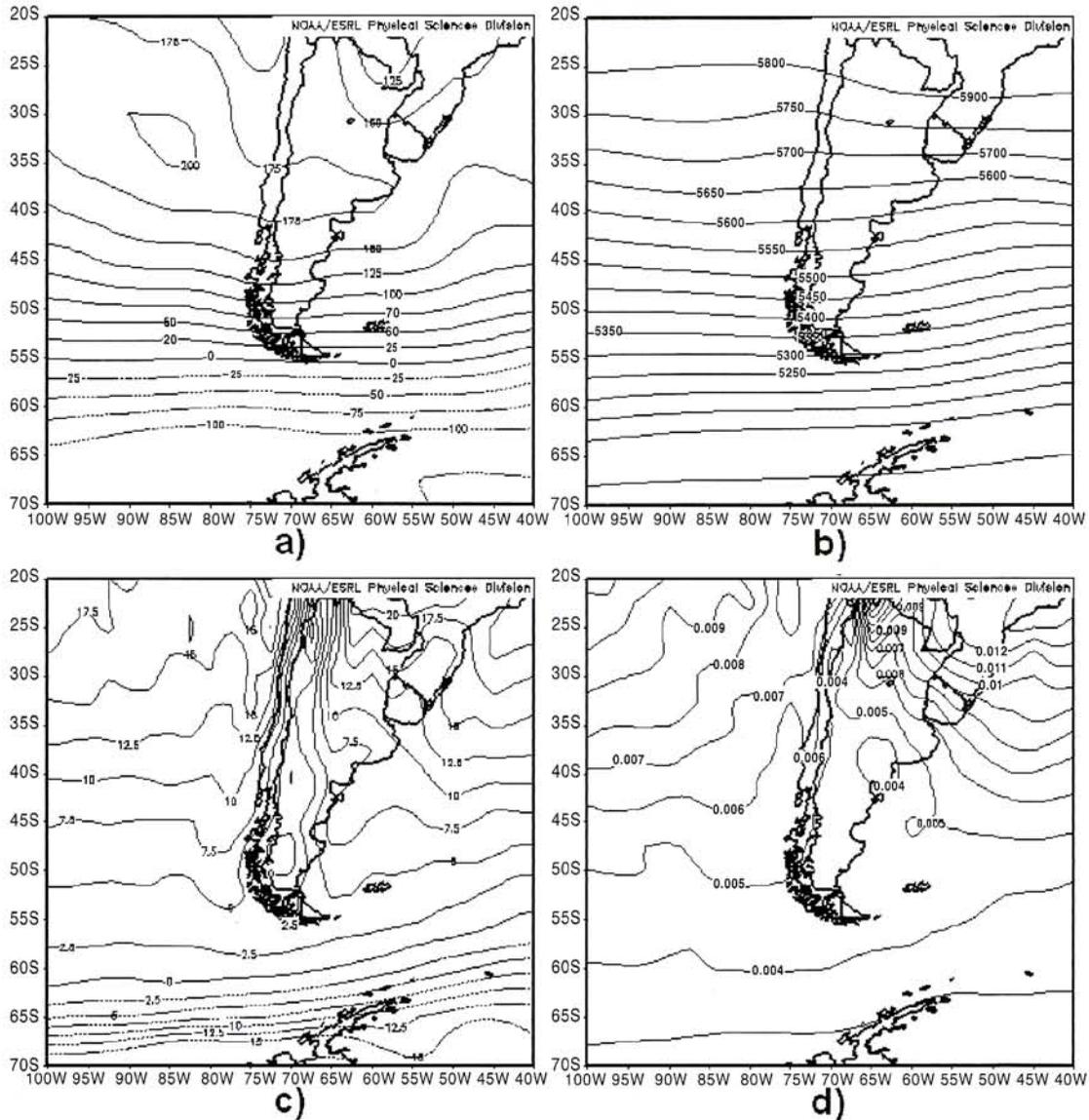


Figura 3: Mapas medios correspondientes a 24 casos con condiciones de inversión nocturna en la capa cercana al suelo en el AVRN (NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center <http://www.cdc.noaa.gov/>)
 (a) Configuración media de altura geopotencial de 1000 hPa (m) de las 06:00 UTC
 (b) ídem (a) para altura geopotencial de 500 hPa (m) de las 06:00 UTC.
 (c) ídem (a) para temperatura de superficie (°C) de las 12:00 UTC.
 (d) ídem (a) para humedad específica (g vapor/kg aire húmedo) en 1000 hPa de las 12:00 UTC.

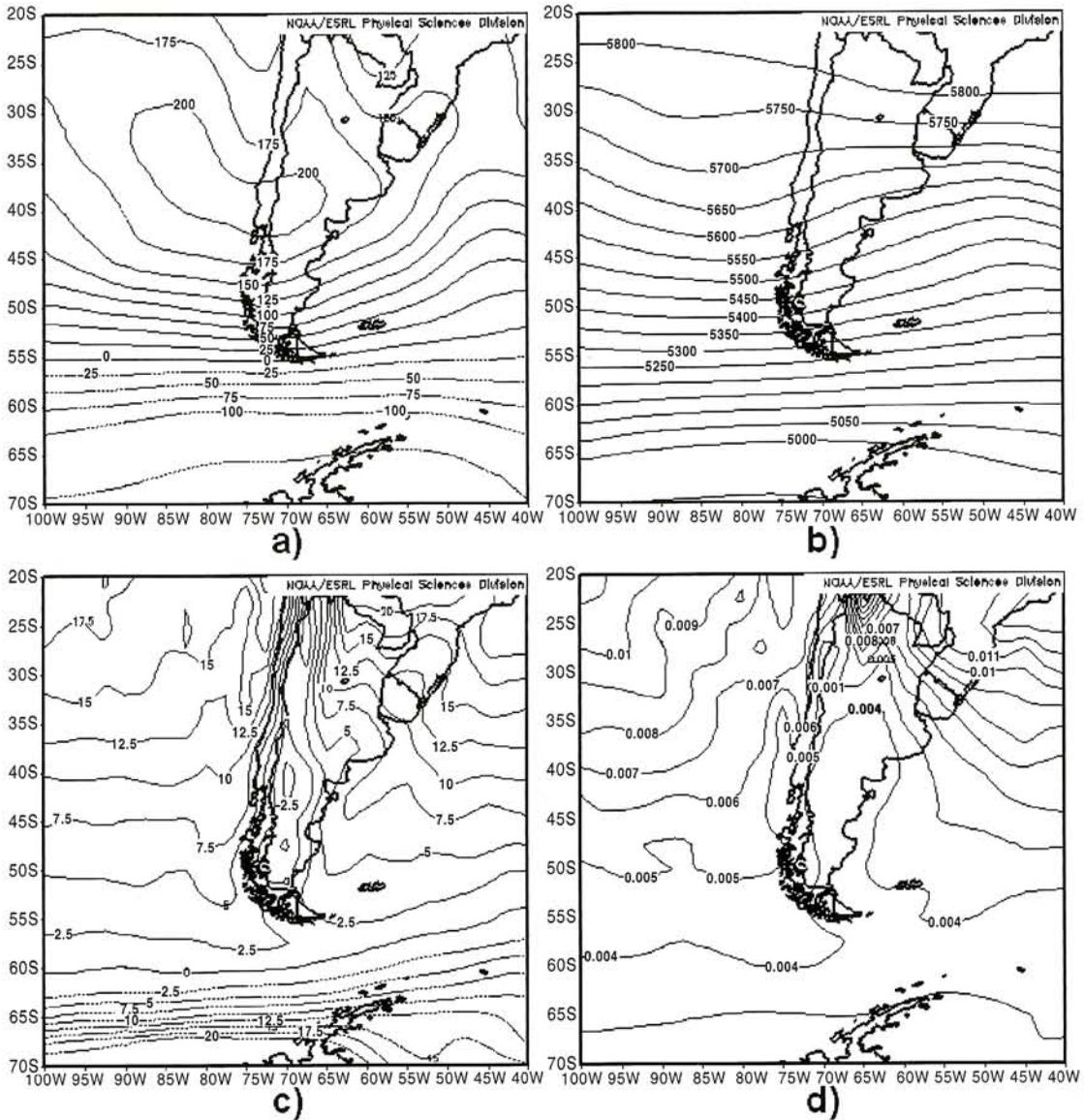


Figura 4: Mapas medios correspondientes a 13 casos con heladas en la capa cercana al suelo en el AVRN (NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center <http://www.cdc.noaa.gov/>). (a), (b), (c) y (d) como en Figura 3.

3.2.2. Situaciones con heladas

Se analizaron además las situaciones de escala sinóptica considerando noches con al menos un registro de temperatura bajo cero en la zona del AVRN (13 casos) (Figura 4) de días no consecutivos. Los campos medios de altura geopotencial de 1000 hPa (Figura 4 (a)) y de 500 hPa (Figura 4 (b)) de las 06 UTC son similares, pero más intensos que los casos analizados en el punto 3.2.1 (Figura 3). Esta configuración del flujo asociada a las características de la masa de aire favoreció la ocurrencia de heladas en

capas bajas en el AVRN y una menor humedad del aire; siendo, en consecuencia, más intensos los procesos radiativos (Figuras 4 (c) y (d)).

4. COMPORTAMIENTO DEL AIRE EN LA CAPA CERCANA AL SUELO

Los sondeos se efectuaron durante situaciones sinópticas descritas en la sección 3.2.1., en condiciones de inversión térmica nocturna. En la mayoría de estas noches, en el lugar del sondeo, no se registraron temperaturas inferiores a las temperaturas

críticas a partir de la cual los órganos frutales sufren daños que afectan la producción. Este criterio se propuso para evitar que las mediciones, realizadas en la zona de producción fruti-hortícola, fueran afectadas por la lucha activa contra las heladas que realizan los productores regionales.

4.1. Perfiles de temperatura

La distribución vertical de la temperatura del aire, humedad y viento en noches despejadas y con vien-

to en calma en la capa cercana al suelo presentan características particulares en el interior de los valles, y más aún en los valles con plantaciones de frutales, que sobre la meseta. En las chacras el movimiento del aire es más débil, el aire es más frío y húmedo.

En este estudio la diferencia de altura entre los dos primeros niveles de medición fue superior a la altura de los frutales, por lo que los intercambios radiativos puntuales dentro de la canopia se ven filtrados por la resolución vertical de los datos.

Fecha	Hora (LT) [N°Sondeo]	ΔT (°C) (°C/m)	Δz (m)	$\Delta T/\Delta z$	Vmáx (m/s)	dd	H (m)
i) CH							
09-10-96	04:21 [1]	7,1	1,5- 45	0,24	2,7	SW	38
ii) AL							
02-09-92	07:30 [2]	1,0	1,5 - 30	0,04	6,2	NNE	77
	22:30 [3]	3,6	1,5 - 20	0,19	calma	-	-
	23:17 [4]	2,0	10 - 26	0,13	6,8	SW	26
03-09-92	00:12 [5]	2,7	1,5 - 26	0,11	8,1	SW	31
02-09-93	02:30 [6]	6,7	1,5 - 35	0,20	4,3	WNW	38
	03:50 [7]	4,8	1,5 - 47	0,11	3,1	SW	33
03-09-93	01:50 [8]	7,1	1,5 - 40	0,18	1,7	S	44
	02:30 [9]	-	-	-	1,7	NW	35
07-09-93	22:40 [10]	5,1	1,5 - 27	0,20	3,2	SW	30
08-09-93	01:32 [11]	3,3	1,5 - 33	0,10	3,5	W	36
	05:40 [12]	5,1	1,5 - 36	0,15	3,2	WNW	37
	06:08 [13]	3,7	1,5 - 32	0,12	3,2	NW	47
09-09-93	02:27 [14]	5,0	1,5 - 27	0,20	3,9	WNW	32
	06:32 [15]	9,3	1,5 - 45	0,22	3,0	W	28
iii) CVS							
06-10-93	23:27 [16]	8,0	2 - 32	0,27	3,5	ESE	37
07-10-93	01:26 [17]	9,6	2 - 44	0,23	4,3	SE	19
	02:09 [18]	9,3	2 - 41	0,24	4,3	S	39
	04:03 [19]	8,5	2 - 37	0,24	4,3	E	39
	04:27 [20]	-	-	-	2,5	E	50
	05:55 [21]	4,9	2 - 34	0,15	3,2	NW	41
09-10-93	00:49 [22]	7,6	2 - 21	0,38	5,3	SE	30
iv) CS							
13-10-93	01:00 [23]	10,4	2 - 32	0,35	3,0	ENE	36
	01:44 [24]	9,5	2 - 36	0,28	3,0	NE	49
	03:55 [25]	9,5	2 - 38	0,26	2,7	NNE	46
	04:23 [26]	6,0	2 - 32	0,20	2,7	NNE	46
v) RC							
08-10-97	02:20 [27]	5,3	1,5 - 42	0,13	5,0	-	42

Tabla II: Fecha, hora (LT: Hora Oficial Argentina) y número de sondeo (Figuras 5 a 7). ΔT : Variación de la temperatura entre los niveles inferior y superior (Δz) en la capa de inversión nocturna, $\Delta T/\Delta z$: gradiente de temperatura, Vmáx: intensidad máxima del viento, su dd: dirección y H: altura a la que se midió.

La Tabla II muestra los valores de variación vertical de la temperatura, viento máximo (velocidad y dirección) y altura a la que ocurrió.

En la Figura 5 se presentan los perfiles verticales nocturnos de temperatura del aire obtenidos en los valles de los ríos Limay, Neuquén y Negro.

La variación de la temperatura del aire con la altura ($\Delta T/\Delta z$) dependió del estado de la atmósfera en cada noche y fue distinto en cada localidad.

El promedio de los gradientes verticales en el valle del río Negro, en Allen (AL) fue de $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$, y en General Roca (RC) fue $0,13\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$; en el valle del río Limay, en Colonia Valentina Sur, (CVS) fue

$0,25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$; y en el valle del río Neuquén en Cinco Saltos (CS), fue $0,27\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$, y en San Patricio del Chañar fue $0,24\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (ver Tabla II). Estas diferencias dependerían de las particularidades topográficas de cada sector del AVRN y de las diferencias físicas de cada chacra.

Los gradientes verticales de temperatura medidos durante el MeCIN muestran una capa de inversión térmica nocturna cercana al suelo. Los cálculos se efectuaron tomando la capa con máxima inversión térmica más cercana a la superficie, que varió en cada lugar y durante cada noche (ver Tabla II).

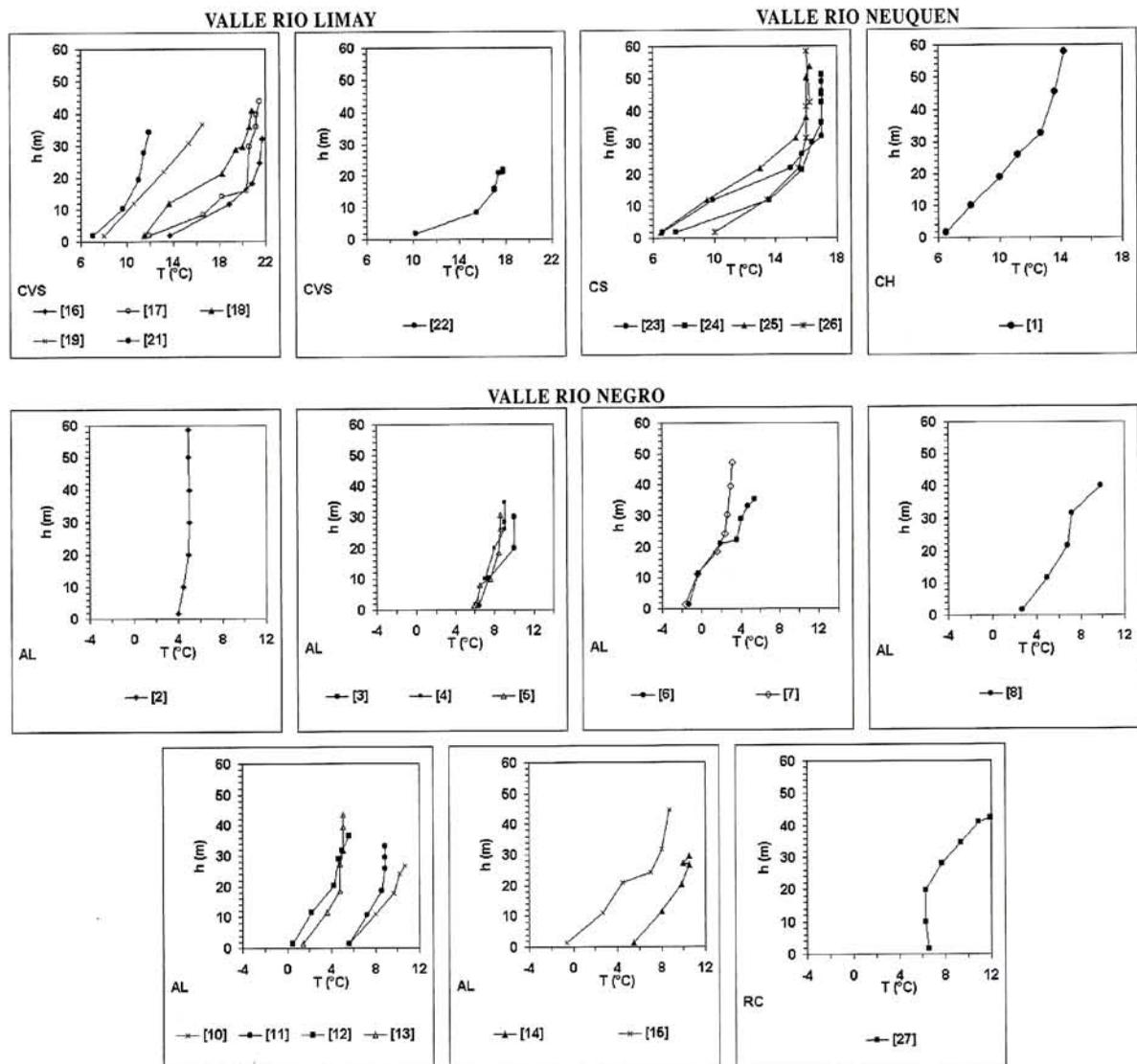


Figura 5: Perfiles nocturnos de temperatura del aire hasta 60 m de altura en noches radiativas, según la referencia de los números de sondeo de la Tabla II.

Del análisis de los perfiles se observa que durante la noche el descenso de la T en la capa cercana a la superficie, con viento en calma, es menor que en altura (-1.04 °C/h CVS, -0.03 °C/h CS, -0.73 °C/h y -0.29 °C/h en AL). A 30 m sobre el suelo el enfriamiento dependería de un mayor número de factores, incluyendo además de la tasa de pérdida radiativa, la advección térmica, la mezcla turbulenta y la debida a inestabilidad de Kelvin-Helmholtz (Holton, 1979 y Lassig y Bastanski, 1993) (-1.52 °C/h en CVS, -0.58 °C/h en CS, -0.86 °C/h y -0.94 °C/h en AL) (Figura 5).

La variación vertical de la temperatura en la capa de

calma (cercana al suelo) fue mayor en casi un orden de magnitud que en la capa superior con viento como se aprecia en la Figura 5.

La altura promedio de la inversión térmica alcanzó: en AL 33,3 m y en RC 42 m; en CVS 35,6 m; en CS 39,5 m y en CH fue 38 m.

Todos los sondeos midieron capas de inversión térmica de más de 30 m de altura. A mayores alturas el gradiente vertical fue mucho más débil o con isoterμία.

4.2. Perfiles de viento

Dentro de los cuadros con frutales es común encontrar una zona en calma cercana al suelo, velocidades

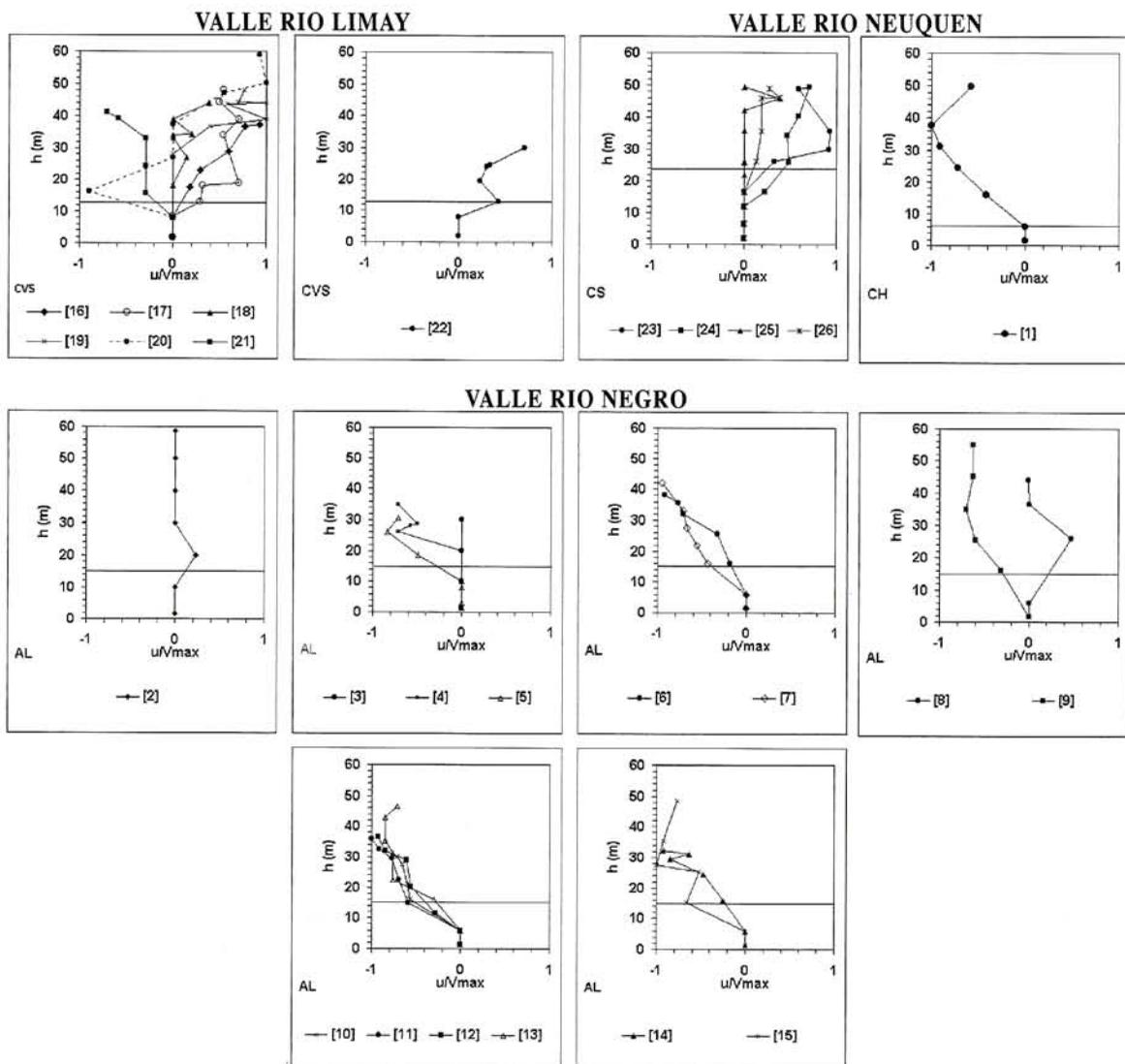


Figura 6: Perfiles en noches radiativas de la componente zonal de la velocidad (u), normalizada con la velocidad máxima de cada sondeo, según la Tabla II. ($u > 0$ componente Este).

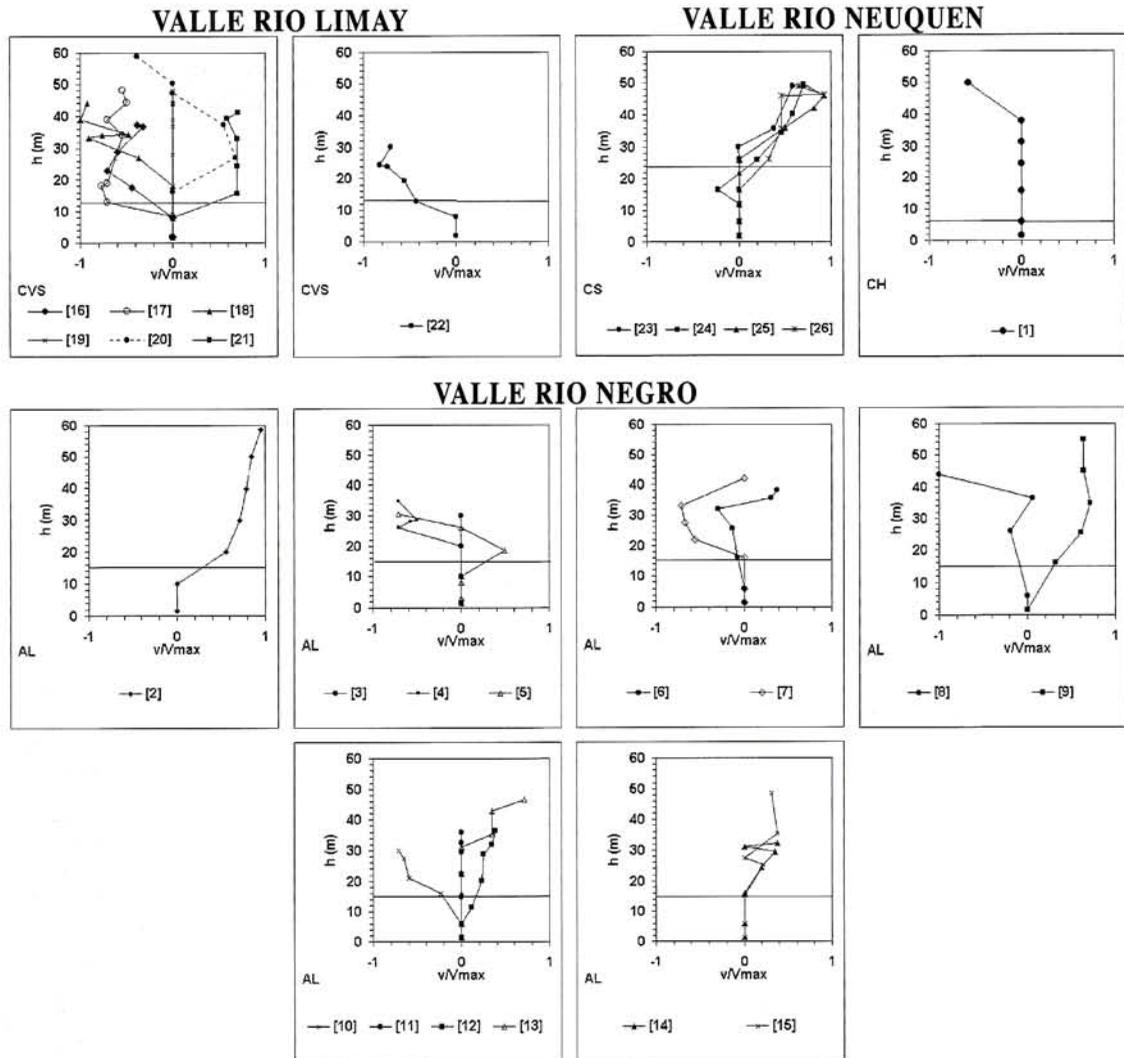


Figura 7: Perfiles en noches radiativas, de la componente meridional de la velocidad (v), normalizada con la velocidad máxima de cada sondeo, según la Tabla II. ($v > 0$ componente Norte).

de viento mínimas coincidiendo con las zonas de mayor densidad del follaje y una zona con mayor velocidad en la capa donde la vegetación es más abierta. Como en el caso del análisis de los perfiles de temperatura, el efecto del arrastre aerodinámico de los árboles frutales es parcialmente filtrado por la resolución vertical de los datos, si bien, en la mayoría de los puntos de observación se eligieron sectores sin vegetación ubicados en zonas de chacras, la influencia del entorno con vegetación estaría presente.

En las Figuras 6 y 7 se presentan las mediciones de las componentes zonal y meridional del perfil de velocidad. En ellas se observa que las distribucio-

nes con la altura se asemejan a un modelo de dos capas: una capa cercana a la superficie con viento leve o en calma y con espesores variables en el tiempo conforme se va intensificando la estratificación; y en niveles por sobre la canopia vegetal el flujo de aire se acelera.

La altura media de la canopia vegetal en CVS era de 8,0 m, en AL 7,8 m y en CS 6,5 m.

La altura de la capa con velocidades muy débiles o calmas (V menor o igual a 1 m/s) se extendió en el valle del río Limay, en CVS hasta 12,4 m; en el del Neuquén en CS 23,8 m y en CH 6,0 m; y en el del río Negro en AL 14,7 m y en RC 1,5 m.

Esta intensificación de la velocidad y la altura a la que se midió fue, en promedio, en el valle del río Limay, CVS 4,0 m/s a 36,4 m; en el del río Neuquén, CS 2,9 m/s a 44,3 m, en CH 2,7 m/s a 38 m (un sondeo) y en el del río Negro, AL 4,0 m/s a 38,0 m y RC 5,0 m/s a 42 m (un sondeo). Los valores máximos para cada localidad se encuentran en la Tabla II.

Este modelo de dos capas de aire que presentan una importante cortante en la vertical podría asociarse a la inestabilidad del flujo del aire del tipo definido por Kelvin - Helmholtz (Holton, 1979, Lässig y Bastanski, 1993) y a los máximos de viento que provocan episodios turbulentos nocturnos (Blackadar, 1957).

En los sondeos [10], [17], [23] se observó una intensificación de la diferencia de temperatura en la capa de inversión nocturna, este efecto estuvo asociado a un incremento de la intensidad del viento y a una rotación de la dirección del sector sur al sector norte (ver Figuras 5 y 7 y Tabla II).

4.3. Enfriamiento nocturno en el AVRN

Durante la noche, en ausencia de radiación solar, el calor excedente almacenado durante el día es radiado hacia el espacio como radiación de onda larga. En condiciones de terreno complejo se establece un flujo de aire frío desde áreas más elevadas hacia otras más bajas. Este drenaje puede causar temperaturas inferiores a las esperadas. El enfriamiento nocturno depende entonces, entre otros factores, del grado de ventilación que incide sobre la región en estudio, del relieve, de la velocidad del viento durante la noche y del gradiente vertical de temperatura.

Las estaciones meteorológicas fueron ubicadas para medir en cortes transversales a cada valle, tomando mediciones simultáneas en tres puntos, uno sobre la meseta, otro en el centro del valle y el último en cercanías del río, en los períodos detallados en la Tabla I. En las noches en que se realizó el experimento de campo se observó que sobre la meseta el enfriamiento ($\Delta T/\Delta t$) fue más débil debido a la frecuente ocurrencia de viento, que produce mezcla por turbulencia mecánica. Por el contrario, en el interior de los valles, debido a la rugosidad y densidad de los obstáculos (vegetación), hay menor velocidad del viento, por lo tanto, la temperatura del aire disminuye fuertemente durante la noche.

También se observó que en la zona adyacente al río hay menor variación temporal de la temperatura. Esta diferencia se nota especialmente en el valle del río Negro en la zona de Allen (AI) y en Roca (FV) ya que hay mayor cantidad de superficie cubierta por agua debido a que el río en esas zonas tiene numerosos brazos (ver Tabla III y Figura 1).

El enfriamiento nocturno se vio afectado por la ocurrencia de:

- brisas esporádicas, que podrían deberse a la inestabilidad producida por la cortante de viento (modelo de dos capas) (Blackadar, 1957). Cuando estas brisas fueron de corta duración (10 minutos) se observó que la variación de la temperatura con el tiempo no tuvo valores positivos, poniendo de manifiesto la importancia del enfriamiento radiativo nocturno.; y
- nubosidad, aunque los períodos nubosos fueran de corta duración con porcentajes de cielo cubierto mayores al 50%, el enfriamiento del aire ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) disminuyó o se hizo constante.

Valle	Ubicación	$\Delta T/\Delta t$ ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$)	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	ΔH (m)
Río Neuquén	CB Meseta	-1,2		
	CS Chacras	-1,0		41
	CV Río	-1,1	4,6	42
Río Limay	Meseta			
	CVN Chacras	-1,5		
	CVS Río	-1,3		
Río Negro	AA Meseta	-1,0		
	AL Chacras	-2,4	3,4	55
	AI Río	-1,0	2	60
	RB Meseta	-0,8		
	FV Chacras	-1,0	8,7	105
	RC Río	-0,2	8,1	100

Tabla III: Enfriamiento nocturno medio ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) en transectas a los valles; diferencia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$); y de altura (m) entre la barda y la zona baja dentro del valle.

Las mediciones realizadas durante el MeCIN muestran que a una misma altura sobre el suelo, el aire sobre la barda siempre es más cálido que el aire sobre el valle. La diferencia de altura del terreno entre la barda y el valle se puede apreciar en la Tabla III,

que sugeriría una relación directa entre ambos resultados, es decir, que la diferencia de temperatura se incrementaría en las localidades con bardas más altas.

5. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

En los meses de septiembre y octubre se producen, en los cultivares de mayor difusión en el AVRN (perales y manzanas), los estados fenológicos de mayor sensibilidad a las heladas. Durante estos meses en promedio ocurren entre 3,5 días y 10 días con heladas. De estas, el 60 % alcanzan temperaturas críticas de daños.

En las situaciones sinópticas analizadas de noches con inversión térmica, el 80% de las configuraciones del flujo de 1000 hPa correspondieron a la entrada de anticiclones migratorios postfrontales y un eje de vaguada en 500 hPa asociado a un frente frío de superficie.

Durante la noche el descenso de la temperatura en la capa cercana a la superficie, con viento en calma, fue menor que en altura (-1.04 °C/h CVS, -0.03 °C/h CS, -0.73 °C/h y -0.29 °C/h en AL). A 30 m sobre el suelo el enfriamiento dependería de un mayor número de factores, incluyendo además de la tasa de pérdida radiativa, la advección térmica, la mezcla turbulenta y la debida a inestabilidad de Kelvin-Helmholtz (-1.52 °C/h en CVS, -0.58 °C/h en CS, -0.86 °C/h y -0.94 °C/h en AL).

El gradiente vertical de temperatura alcanzó valores importantes en los diferentes valles. El promedio de los gradientes verticales en el valle del río Negro, en Allen (AL) fue de $0,15$ °C/m, en el valle del río Limay, en Colonia Valentina Sur, (CVS) fue $0,25$ °C/m; y en el valle del río Neuquén en Cinco Saltos (CS), fue $0,27$ °C/m. Todos los sondeos midieron una capa de inversión térmica de más de 30 m de altura.

Estas observaciones son un dato importante en la planificación de métodos de lucha basados en el aumento de la temperatura mediante el movimiento del aire de la capa de superficie, ya que permite conocer el alcance del calentamiento en capas bajas que se podría lograr a partir de la mezcla turbulenta.

Los perfiles de velocidad del viento con la altura presentaron una configuración que se podría asociar

un modelo de dos capas. La capa más cercana al suelo presentó calma o vientos muy débiles, y sobre ella, otra capa con mayor intensidad de viento.

La altura de la capa con velocidades muy débiles o calmas (V menor o igual a 1 m/s) se extendió en el valle del río Limay, en CVS hasta $12,4$ m; en el del Neuquén en CS $23,8$ m; y en el del río Negro en AL $14,7$ m.

La mayor velocidad de la capa superior, se encontró, en promedio, en el valle del río Limay, CVS $4,0$ m/s a $36,4$ m; en el del río Neuquén, CS $2,9$ m/s a $44,3$ m, y en el del río Negro, AL $4,0$ m/s a $38,0$ m. Este modelo de dos capas produce una cortante de viento que ocasionaría inestabilidad del flujo del aire del tipo definido por Kelvin Helmholtz que se asociaría a las irrupciones de brisas que se presentan durante la noche y que no aparecen correlacionadas con el viento en escala regional.

Debido a la resolución espacial vertical de los sondeos, la influencia de los árboles frutales en los perfiles de viento se ve filtrada.

Sobre la base de estas conclusiones se puede inferir que los sistemas removedores de aire fijos utilizados en la lucha contra las heladas en otras regiones, serían ineficaces en un gran número de situaciones, ya que el tope de la inversión térmica varía dependiendo de la situación y el valle considerado. Por otro lado, para que el sistema sea rentable, debería poder trasladarse, ya que las variedades de los frutales que se cultivan en el AVRN presentan su mayor sensibilidad en fechas y períodos distintos en una misma temporada.

Las mediciones realizadas en superficie formando una transecta en cada valle mostraron que el enfriamiento fue menor en la meseta que en el valle debido a la frecuente ocurrencia de viento, que produce mezcla por turbulencia mecánica. Por el contrario, en el interior de los valles, debido a la rugosidad y densidad de los obstáculos hay menor velocidad del viento y la temperatura del aire desciende en mayor medida excepto en las zonas adyacentes al río, observándose mejor en el valle del río Negro con enfriamientos menores a $-1,0$ °C/h en la meseta y en el río y mayores en la chacra (-2.4 °C/h en AL).

El aire sobre la barda siempre fue más cálido que el aire sobre el valle, medidos ambos a la misma altura sobre el suelo, alcanzando $8,1$ °C en el valle del río Negro.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó en el marco del Proyecto de Investigación: Adversidades meteorológicas y tecnologías de Protección de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue. Los subsidios PIP del CONICET178 y de la UBA EX 041 y 081 contribuyeron al desarrollo del proyecto. Los autores agradecemos los valiosos comentarios y sugerencias de los revisores anónimos.

REFERENCIAS

- Bagdonas, A., Georg, J.C., Gerber, J.F., 1978. Techniques of frost prediction and methods of frost and cold protection. Tech. Note 157, 487 WMO, Geneva, 160 pp.
- Bello, I., Bongiorno, A. y Tassara, M., 1985. Evaluación de daños por heladas en manzanos y perales en el Alto Valle de Río Negro y Neuquén. Informe técnico EERA Alto Valle INTA, 8pp.
- Blanc, M.L, Geslin, H., Holzberg, I.A; Mason, B. 1969. Protection Against frost damage. Tech. Note 51. 62pp. WMO Geneva.
- Blackadar, A. K., 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. BAMS, **8**, 283-290.
- Burgos, J.J., 1963. Las heladas en la Argentina. Colección Científica del I.N.T.A., 388 pp.
- CENSAR, 1994. Gobierno de Río Negro. Ministerio de Economía. Subsecretaría de Fruticultura. Censo Agrícola Rionegrino.
- Cordon, V.H, Forquera, J. y Gastiazoro, J. 1997. Estadísticas meteorológicas 1972-1992 y relación de las variables climáticas con la fenología de frutales de pepita en Cinco Saltos, Río Negro. 7ma Reunión Argentina y Ira Latinoamericana de Agrometeorología. Bs. As.
- Damario, E.A. y Pascale A.J., 1957. Eficiencia de algunos modelos de calefactores experimentados en el Alto Valle del Río Negro. VII Congreso frutícola Nacional. Cipolletti.
- Duarte, M.L., 1993. Temporal variations of the vertical profile of temperatures of Argentina. Int. Journal of Climatology, **13**, 437-445.
- Duarte, M.L., 1994. Variaciones de la temperatura en la atmósfera libre en la Argentina durante el período 1958-1984. Meteorológica, **19** N° 1 y 2, 53-62.
- Escobar, G., Bischoff, S. y Gardiol J., 1996a. Anomalías en la troposfera de Neuquén asociadas a la ocurrencia de temperaturas mínimas extremas durante el mes de septiembre. Meteorológica, **21** N° 1 y 2, 3-14.
- Escobar, G., Compagnucci, R. y Bischoff, S., 1996b. Clasificación objetiva de situaciones sinóticas de septiembre en relación con la ocurrencia de heladas en Neuquén., Actas VII Congreso Argentino y VII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, 7-8.
- Flores, A.L, Lässig, J.L., Ibarra, P.; Cogliati, M.G., Palese, C., Bastanski, M.A., Campetella, E., Muller, G. y Almeida, L., 1993a. MeCIN'92: un experimento de campo, Actas II Jornadas sobre Heladas y 1er. Seminario Internacional, Mendoza, 95-98.
- Flores, A.L., Lässig, J.L., Ibarra, P., Cogliati, M.G., Palese, C., Bastanski, M.A., Campetella, E., Muller, G. y Almeida, L., 1993b. Instrumental utilizado durante el MeCIN'92. Actas II Jornadas sobre Heladas y 1er. Seminario Internacional, Mendoza, 99-100.
- Flores, A., Lässig, J.L., Cogliati, M.G., Campetella, E., Palese, C., Bastanski, M., Antico, P., Movia, A., Irurzun J., 1995. A boundary layer field experiment at low cost. WMO METEOHYTEC 21. Ginebra. Suiza.
- Flores, A.L., Lässig, J.L., Cogliati, M.G., Palese, C., Bastanski, M.A., 1996. A boundary layer field experiment at low cost: an interesting educational tool. Fourth International Conference on School and Popular Meteorological and Oceanographic Education. Preprint Volume, pp 85-88, 22-26 July 1996, Edinburgh, Scotland, U.K.
- Garabatos, M., 1969. Acerca de la variación nocturna de la temperatura del aire en las capas bajas en el

Proyecto MeCIN: Alto Valle de Río Negro...

Alto Valle de Río Negro y Neuquén. Servicio Meteorológico Nacional. Pub. C N°5.

Garabatos, M., 1972. Servicio de Prevención de Heladas en el Alto Valle de Río Negro y Neuquén. Servicio Meteorológico Nacional. Pub. D N°9.

Garabatos, M., 1978. Acerca de la extensión zonal del pronóstico de temperaturas mínimas en la zona frutícola del Alto Valle de Río Negro y Neuquén. Jornadas El desarrollo de la meteorología en la Argentina. Bs. As. pp. 120-125.

Holton, J.R. 1979. An introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press. New York. International Geophysics Series Vol 23, 390 págs.

Kalnay, E. and Coauthors, 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., **77**, 437-471.

Kalma, J.D., Laughlin, G. P., Caprio, J.M., Hamer, P.J.C., 1992. Advances in Bioclimatology 2. The bioclimatology of frost. Its occurrence, impact and protection. Springer Verlag. Berlin. 144 págs.

Lässig, J., y Bastanski, M., 1993. Efecto de ondas atmosféricas en la capa límite sobre la temperatura.

Mendoza. Actas II Jornadas Nac. de Defensa contra Heladas y 1er. Seminario Internac. 111-118.

Pascale, A. J., Damario, E.A., Bustos, C., 1997. Aumento de las temperaturas mínimas invierno primaverales en el Alto Valle de Río Negro en los últimos 90 años. Anales 7ma Reunión Argentina de Agrometeorología.

Seluchi, M.E. y Norte, F.A., 1994. Métodos objetivos de predicción de heladas en Mendoza. Parte III: Heladas tardías en San Rafael., Buenos Aires, Meteorología, **19** N° 1 y 2, 13-21.

Young, F.D., 1947. Frost and the prevention of frost damage. United States Department of Agriculture, Farmers Bulletin (1588). 1-65.

Servicio Meteorológico Nacional. 1981. Estadística climatológica 1961 70. B, 35, 188 págs.

Servicio Meteorológico Nacional. 1986. Estadística climatológica 1971 80. B, 36, 169 págs.

Servicio Meteorológico Nacional. 1992. Estadística climatológica 1981 90. B, 37, 709 págs.

NEVADAS EN EL SUDESTE BONAERENSE: CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA Y UN CASO DE ESTUDIO

Paola Salio^{1,2}, Claudia Campetella^{1,2}, Juan Ruiz^{1,2},
Yanina Garcia Skabar^{2,3} y Matilde Nicolini^{1,2}

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN – UBA

² Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. CONICET-UBA

³ Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas. FA - UBA

(Manuscrito recibido el 3 de julio de 2006, en su versión final el 24 de octubre de 2007)

RESUMEN

Este trabajo realiza una estadística de la frecuencia de las nevadas ocurridas sobre el sudeste de la provincia de Buenos Aires durante un período de 35 años (1960-2004). Utilizando información de tiempo presente se detectaron 32 eventos de nevada, 7 de los cuales produjeron nieve en más de una estación sinóptica.

A fin de comprender los patrones de circulación, se realiza una climatología sinóptica de las incursiones de aire frío que son responsables de nevadas en la región de estudio. Dichos patrones se caracterizan por anomalías extremas en las vaguadas asociadas a frentes fríos y en las cuñas posfrontales que denotan la intensidad de dichos sistemas. El campo de anomalías de altura geopotencial muestra en los casos de nieve generalizada un mínimo sobre la vaguada frontal que duplica la intensidad de la obtenida en los casos de nieve aislada. El intenso régimen ciclónico favorece la convergencia en niveles bajos y el fuerte enfriamiento, evidente en las anomalías del campo térmico en niveles medios, indicando la inestabilidad generada en la masa de aire que es conducida hacia el norte sobre la costa patagónica y el Mar Argentino.

En un caso particular de nevada generalizada, asociada a una fuerte incursión de aire frío ocurrida el 10 de julio de 2004 sobre el sudeste de la costa bonaerense, se analiza la situación sinóptica utilizando el modelo “Sistema de Modelado Atmosférico Regional” (RAMS) como herramienta de diagnóstico y se la relaciona con las muestras previamente encontradas, caracterizando la masa de aire polar y su evolución. La nevada se asocia a una inestabilización sostenida de la masa de aire, favorecida por calentamiento y humedecimiento en una trayectoria predominantemente marítima y por convergencia en un régimen ciclónico en niveles bajos.

ABSTRACT

This paper presents a statistic of the frequency of snow-fall occurred over the southeast of Buenos Aires province over a 35 year period (1960-2004). Considering present weather information 32 events were found and only 7 events show snow over more than one synoptic station.

A synoptic climatology of the cold air incursions that are responsible for snow-fall in the study region is shown in order to understand the circulation patterns. Atmospheric circulation patterns are characterized by extreme anomalies linked to the trough associated to cold front and the ridge in post-frontal areas that denote the intensity of these systems. The anomalies field of geopotential height shows a negative extreme over the frontal trough in the cases of generalized snow duplicate the intensity in cases with isolated snow. The intense cyclonic regime favors the convergence at low levels and the strong cooling, evident in the anomalies of temperature at mid-levels, indicating the instability generated in the air mass that is lead towards the northern Patagonian coast and the Argentinean Sea.

A case study of a generalized snow-fall related to a strong cold air incursion occurred on 10 July 2004 over the Southeast coast of the Buenos Aires province. The synoptic situation is analyzed in relation to the long period sample and the polar air mass evolution is characterized using RAMS model in a diagnostic mode. The snow-fall is related to a persistent destabilization favored by heating and moisturizing in a prevalently maritime trajectory and by convergence in a cyclonic regime.

1. INTRODUCCIÓN

Las nevadas en la costa de la provincia de Buenos Aires son fenómenos que ocurren en forma esporádica. En general se encuentran asociadas a incursiones de masas de aire de origen polar o antártico que alcanzan latitudes medias y subtropicales. Estos ingresos se producen detrás de frentes fríos que pueden alcanzar latitudes muy bajas y eventualmente pueden producir nevadas en las provincias centrales y del noroeste de Argentina, como así también en las zonas altas del sur de Brasil.

Las incursiones de aire frío de invierno y verano han sido ampliamente estudiadas por Garreaud (1999, 2000) quien discute los mecanismos físicos responsables de estas incursiones. También se centraron en el estudio de las situaciones sinópticas asociadas a extremos de temperaturas en la Argentina los trabajos de Scian (1970), Escobar y Bischoff (1999), Rusticucci y Vargas (1995 y 1993), Vera y otros (2002), Pezza y Ambrizzi (2005 a y b), entre muchos otros. Numerosos trabajos muestran la influencia de las heladas en la zona de la pampa húmeda argentina, como así también en la zona sur de Brasil donde las situaciones han sido ampliamente estudiadas debido al fuerte impacto sobre la agricultura del área. Este fenómeno ha sido analizado y documentado en numerosos trabajos entre los que se destacan Seluchi y Nery (1992), Marengo y otros (1997), Vera y Vigliarolo (2000), Müller y otros (2003), Müller (2005); Fernández Long (2005). Estos trabajos abordan fundamentalmente el tipo de situación sinóptica que genera estos eventos de alto impacto en la agricultura en la región. Por su parte, hasta el momento no se han realizado en el país estudios sobre las características particulares de la circulación atmosférica asociada a las incursiones de aire frío que son responsables de nevadas en regiones que se encuentran a nivel del mar, donde este fenómeno es muy poco frecuente. En Brasil existe bibliografía

que destaca la ocurrencia de nevadas sobre las sierras de los estados de Río Grande del Sur y Santa Catalina. Souza (1998 a, b y 2002) encuentra que la presencia de nieve en estas regiones está asociada con el pasaje de un anticiclón migratorio que se localiza sobre el continente y un importante ciclón sobre el sur de la costa brasilera produciendo un importante flujo del sur, pero los trabajos mencionados no destacan la presencia de nieve en las áreas cercanas a nivel del mar. Pezza y Ambrizzi (2005, b) analizan numerosas situaciones de incursiones de aire frío sobre Argentina y Brasil ocurridas entre los años 1888 hasta 2003 destacando una situación sinóptica similar a la detectada en los trabajos de Souza y recalando la importancia del anticiclón migratorio en los eventos detectados.

El foco de interés del presente trabajo se centra en primer lugar en desarrollar una climatología de los aspectos generales de la circulación y la estructura termodinámica de las situaciones asociadas a nevadas en el centro-este de la provincia de Buenos Aires. Con el fin de avanzar en la comprensión de los mecanismos particulares que generan las nevadas en la costa bonaerense, se estudia un caso particular ocurrido durante la madrugada y primeras horas del 10 de julio de 2004 en las costas de Mar del Plata y alrededores, durante el cual las playas y toda el área costera se cubrió con un manto blanco. Referido a este evento, el objetivo del presente trabajo es describir los cambios experimentados en la masa de aire y los procesos dinámicos y termodinámicos que posibilitaron la formación de la nieve, utilizando el modelo "Sistema de Modelado Atmosférico Regional" (RAMS) como herramienta de diagnóstico.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

La frecuencia de ocurrencia de las nevadas en el sudeste bonaerense se calcularon utilizando los reportes de tiempo significativo de las estaciones de superficie pertenecientes al Servicio

Meteorológico Nacional (SMN) y al Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) correspondientes al período 1960-2004. Se seleccionaron las estaciones que presentan los registros más completos en dicho período: Mar del Plata (MDP), Tres Arroyos (TRA), Azul (AZ), Olavarría (OL), Balcarce (BAL), Necochea (NE), Tandil (TAN) y Coronel Suárez (CS). En la Tabla 1 se incluyen las coordenadas geográficas y la altura de las estaciones mencionadas.

Estación	Latitud (S)	Longitud (O)	Altura (m)
Mar del Plata	37° 56'	57° 35'	21
Tres Arroyos	38° 20'	60° 15'	115
Azul	36° 50'	59° 53'	147
Olavarría	36° 53'	60° 13'	166
Balcarce	37° 45'	58° 18'	130
Necochea	38° 34'	58° 42'	8
Cnel. Suarez	37° 26'	61° 53'	233
Tandil	37° 14'	59° 15'	175

Tabla 1: Ubicación geográfica de las estaciones sinópticas utilizadas.

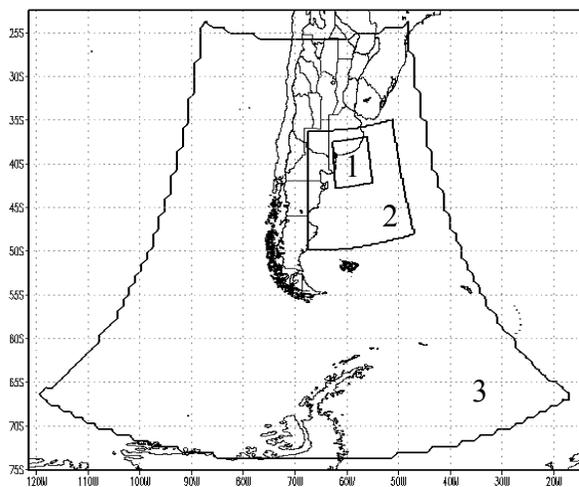


Figura 1: Dominios anidados utilizados por el modelo RAMS en la simulación.

A fin de analizar los campos de circulación asociados a los casos de nevadas detectados

durante el período 1960-2004, se utilizaron los campos de altura geopotencial y temperatura en diferentes niveles de presión a las 12 UTC utilizando los reanálisis elaborados por el National Center of Environmental Prediction (NCEP) con una resolución horizontal de 2,5°.

La simulación numérica del caso particular de estudio seleccionado (evento de nevada ocurrido el 10 de julio de 2004) se realizó utilizando el RAMS como herramienta de diagnóstico. El RAMS es un modelo atmosférico de mesoescala de última generación que ha sido utilizado en Sudamérica en numerosas aplicaciones (Saulo et al, 2006; Nicolini y otros, 2005; García Skabar y Nicolini, 2006; entre muchos otros trabajos). Es un modelo no-hidrostático, con capacidad de anidado interactivo. Los diferentes procesos físicos que se encuentran representados por distintas parametrizaciones, incluyen la radiación, la convección profunda y somera, la turbulencia y los procesos en la superficie terrestre. Incorpora datos de topografía (resolución de aproximadamente 1 km), de uso de suelo (resolución de 1km), de tipos de suelo (resolución de 5 km) y de temperaturas semanales de la superficie del mar. Una descripción general de todos los procesos físicos incluidos en el modelo RAMS se pueden encontrar en Cotton y otros (2003). La versión del modelo RAMS utilizada en este caso de estudio es la versión Brazilian RAMS-3.2 (BRAMS-3.2) que incluye diferentes mejoras respecto a la versión original, principalmente la inclusión de la coordenada vertical que interseca el terreno llamada “shaved-eta”, alternativa más apropiada para regiones con topografía compleja como la Cordillera de los Andes (Tremback y Walko, 2004), la parametrización de la convección somera (Souza y Emerson, 2002) y también diferentes opciones para la parametrización de la convección profunda (Grell, 1993). Para representar el caso de estudio se realizó una simulación de 72 horas, comenzando el 8 de julio a las 12 UTC. Las condiciones iniciales y de borde fueron obtenidas de los análisis operativos Global Data Assimilation System (GDAS) provenientes del NCEP, los cuales tienen una resolución horizontal de 1° en latitud y longitud y una resolución temporal de 6 horas. La simulación numérica se configuró con 3 dominios anidados, con resolución horizontal de 80, 20 y 5 km (Fig. 1), 30 niveles verticales en la atmósfera y 9 niveles en

el suelo. En el dominio de mayor resolución no se activaron las parametrizaciones de la convección. En todos los dominios se utilizó un esquema “bulk water” para la representación de la microfísica, con una subdivisión del agua en ocho especies diferentes (las especies representadas por el modelo son: vapor de agua, agua de nube, hielo prístino, nieve, agregados, graupel, granizo y agua de lluvia).

A fin de conocer el origen de la masa de aire que irrumpió sobre las costas bonaerenses y poder estudiar los posibles procesos que intervinieron en su modificación se utilizó el modelo de cálculo de trayectorias HYSPLIT 4 (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) desarrollado por el Environmental Research Laboratory de la National Oceanic and Atmospheric Administration (Draxler y Hess, 2004). Este modelo permite el cálculo de trayectorias siguiendo una parcela a partir de los resultados de una simulación numérica mediante interpolaciones en 4 dimensiones (espacio y tiempo) del campo de velocidades. Una descripción del modelo se encuentra disponible en <http://www.arl.noaa.gov/hysplit.html>. Este modelo de trayectorias fue alimentado con los diagnósticos del modelo RAMS cada 3 horas, en el dominio de menor resolución (80 km), que cubre la mayor extensión horizontal (Fig. 1). Para alcanzar este fin se ejecutó el modelo HYSPLIT en modo “backward” o “hacia atrás”, utilizando el campo tridimensional de movimiento a fin de conocer la posición de la partícula sometida a un desplazamiento advectivo.

3. NEVADAS EN EL SUDESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES: CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA.

Durante el período analizado, 1960-2004, se registraron 32 eventos de nevada en el sudeste de la provincia de Buenos Aires. La Tabla 2 resume la distribución mensual de los eventos registrados en el período de estudio. Estas frecuencias confirman que se trata de un fenómeno no habitual en esta región y que su ocurrencia se limita al período mayo-setiembre.

En este trabajo se define un evento de nieve generalizada (NG) cuando más de una de las estaciones utilizadas reportó nieve o bien hubo una

misma estación que reportó nieve durante dos días consecutivos, mientras que los otros eventos se definen como nieve aislada (NA). De los 32 eventos de nevadas registrados en los 35 años analizados, sólo 7 corresponden a eventos de nieve generalizada como se detalla en la Tabla 3.

Con el fin de caracterizar la circulación atmosférica y los aspectos termodinámicos asociados a las dos categorías de eventos NG y NA, se realizó por separado la composición de los campos de altura geopotencial y de temperatura correspondientes a los días de ocurrencia de cada una de las categorías. Se obtuvieron además los campos de anomalías calculadas respecto del día climatológico, definido como la media de cada día de la muestra de tiempo estudiada a fin de aislar la onda anual de cada serie.

Meses	Número de casos
Mayo	1
Junio	8
Julio	11
Agosto	9
Septiembre	3

Tabla 2: Distribución mensual de los eventos de nevadas en el sudeste bonaerense para el período 1960-2004

Las Figuras 2 y 3 muestran la composición de los campos de altura geopotencial y espesor 1000/500 hPa para los casos de NG y NA respectivamente. La diferencia fundamental tanto en el nivel de 1000 como en 850 hPa entre ambos grupos de situaciones (Fig. 2.a a 2.d, 3.a a 3.d) radica en la intensidad tanto de la vaguada asociada al frente frío sobre el norte de Argentina y sur de Brasil como del anticiclón posfrontal. El aumento en la intensidad de ambos patrones con anomalías extremas que exceden los 120 mgp en 850 hPa y los 200 mgp en 500 hPa en el caso de eventos de NG, como así también de una mayor curvatura ciclónica de las isohipsas sobre la trayectoria atlántica, favorecen la convergencia en niveles bajos. Estas condiciones benefician a la inestabilidad de la masa de aire, posibilitando la formación de precipitación, ya sea sólida, líquida, o ambas durante los casos de NG. Para los casos de NG se observa en el nivel de 500 hPa (Fig. 2.e, 2.f, 3.e y 3.f) una inclinación del

eje de vaguada en la dirección NO-SE que conjuntamente con la intensa cuña a barlovento de los Andes favorecen una corriente conducente del sector sur sobre la costa patagónica y el Mar Argentino que se observa hasta la provincia de Buenos Aires. Un patrón similar a este último presenta el campo de 250 hPa (figura no mostrada). Por otro lado, los eventos de NA presentan una

configuración de cuña-vaguada más débil. Si bien las anomalías negativas de altura geopotencial en todos los niveles analizados son más débiles en estos casos, su posición es similar a la correspondiente a los eventos de NG. Las diferencias más importantes se observan en las anomalías positivas que están posicionadas en la misma longitud pero 10° más al sur.

Nro evento	Día	Mes	Año	Estaciones
1	25	6	1960	AZ
2	4	8	1963	BAL
3	20	5	1965	CS
4	10	7	1965	NE
5	19	7	1966	AZ
6	1	9	1966	TRA
7*	11/13	6	1967	CS, MDP, TRA
8	15	6	1971	NE
9	22	6	1971	AZ
10	3	8	1972	NE
11	16	7	1973	TRA
12	14	3	1974	CS
13	31	8	1974	TRA
14 *	15/16	7	1975	CS, MDP, AZ, TAN, TRA
15	25	7	1975	NE
16	5	8	1975	CS

Nro evento	Día	Mes	Año	Estaciones
17	23	6	1977	CS
18	1	7	1980	TRA
19	14	7	1980	MDP
20	27	6	1984	BAL
21 *	19/20	7	1990	BAL (ambos días)
22	31	8	1990	BAL
23	12	9	1990	BAL
24 *	31/1	7/8	1991	CS, BAL, TRA, MDP, TAN
25	27	6	1994	MDP
26 *	7/8	7	1994	TAN, MDP
27	3	8	1995	MDP
28	27	6	1996	TRA
29	4	8	1997	TRA
30	10	9	1997	MDP
31 *	13/14	8	1999	TAN, TRA
32 *	10	7	2004	MDP, TRA

Tabla 3: Fecha de los eventos de nieve estudiados y estaciones que los registraron. Los eventos de nieve generalizada fueron indicados con un asterisco (*).

El campo térmico (Fig. 4) presenta importantes anomalías tanto positivas como negativas en todos los niveles troposféricos con un comportamiento similar al de las alturas geopotenciales. Las anomalías frías más profundas en los niveles medios en los casos de NG indican la presencia de una mayor inestabilidad en la atmósfera dominante en el área. El comportamiento de los campos de espesor 1000/500 hPa y de sus anomalías (Fig. 2.g, 2.h 3.g, 3.h es coherente con estos resultados.

Comparando el campo medio de 1000 hPa de los eventos de NA y NG con los resultados que presenta Garreaud (2000) sobre la circulación asociada a irrupciones de aire frío de invierno (día 0), se observa que en ambos grupos de eventos de nevada el anticiclón está desplazado más al sur y es más intenso. Si bien este resultado era esperable ya que este autor utilizó para seleccionar los eventos un punto de referencia situado en 25°S-57,5°O (cercano al extremo NE de la provincia de Formosa), la vaguada correspondiente al caso de

nieve generalizada es más intensa en latitudes más altas, lo que sumado a la posición más al sur del anticiclón lleva a un aumento en la intensidad del

viento, con mayor componente del sur sobre el centro del país. Diferencias similares también se encuentran en niveles altos.

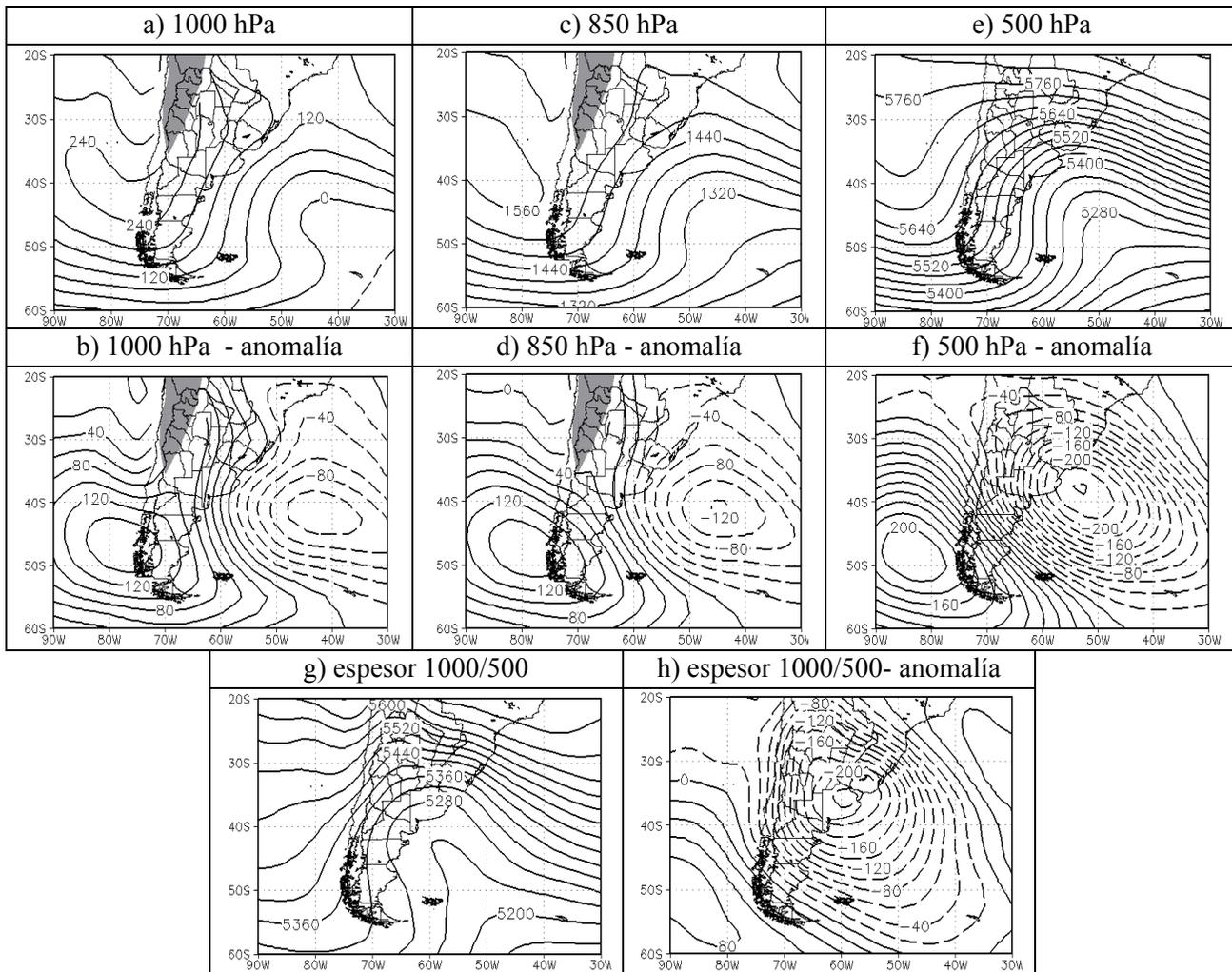


Figura 2: Campos medios de altura geopotencial y de sus anomalías para la composición de los eventos de nieve generalizada.

4. CASO DE ESTUDIO: 10 DE JULIO DE 2004

4.1 Evolución de la situación sinóptica en el período 8-10 de Julio de 2004

La situación sinóptica asociada al caso de estudio de nieve generalizada, muestra durante los días de la simulación una estructura aproximadamente cuasi-estacionaria en niveles bajos. El día 8 de Julio de 2004 a las 12 UTC la zona central de Argentina se encuentra dominada por vientos del sector sudoeste (Fig. 5.a). Un frente frío se ubica sobre Paraguay y sur de Brasil que se conecta con una zona de baja presión en el Atlántico Sur

localizada en 51°S - 45°O (este frente no se destaca en las figuras mostradas dada la extensión meridional de la figura). El norte de Argentina está dominado por el anticiclón posfrontal, que con el correr de las horas se debilita aunque manteniéndose estacionario sobre el noreste de Argentina. Otro sistema de baja presión se localiza en 60°S - 68°O, que junto con el anticiclón al oeste del mismo (no observable en la presente figura) producen un importante flujo de aire polar hacia el sector sudoeste de los fiordos chilenos y sur de Argentina. Los campos obtenidos por el modelo RAMS no presentan diferencias significativas respecto de los correspondientes al

Nevadas en el sudeste bonaerense

GDAS (Fig. 5.a, c y e) en cuanto a la posición de los sistemas de presión, aunque el RAMS tiende a simular una intensidad menor a la indicada por el análisis.

El día 9 de Julio de 2004 a las 12 UTC (Fig. 5.c) los sistemas de alta y baja presión que se

encontraban en latitudes polares se desplazan al norte trasladando el flujo del sector sudoeste a toda la Patagonia y centro de Argentina. Este flujo persiste durante los días siguientes alcanzando su máxima intensidad el 10 de Julio de 2004 a las 12 UTC (Fig. 5.e), tiempo de ocurrencia de la nevada.

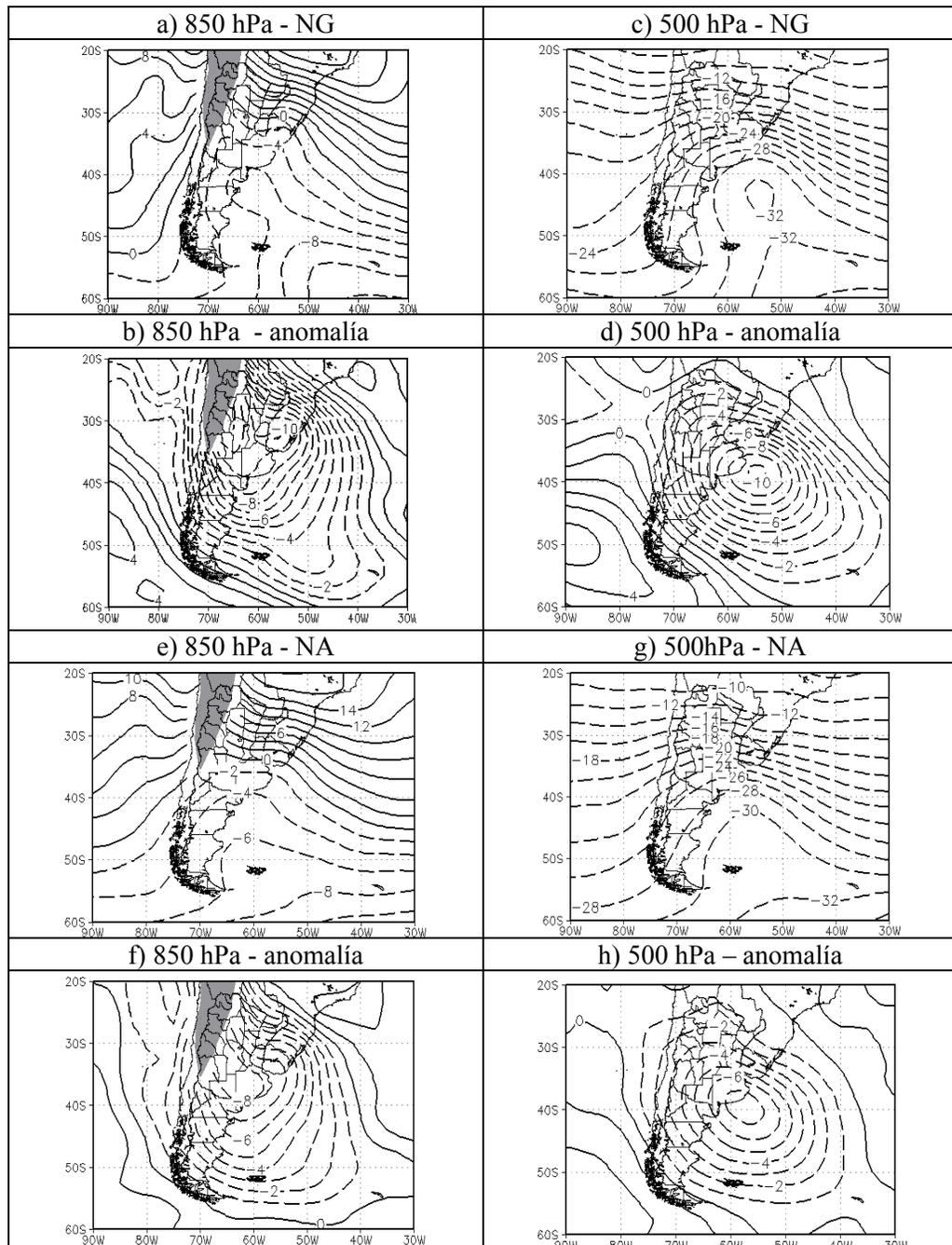


Figura 4: Campos medios de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y de sus anomalías para la composición de los eventos de nieve generalizada (panel superior) y de nieve aislada (panel inferior).

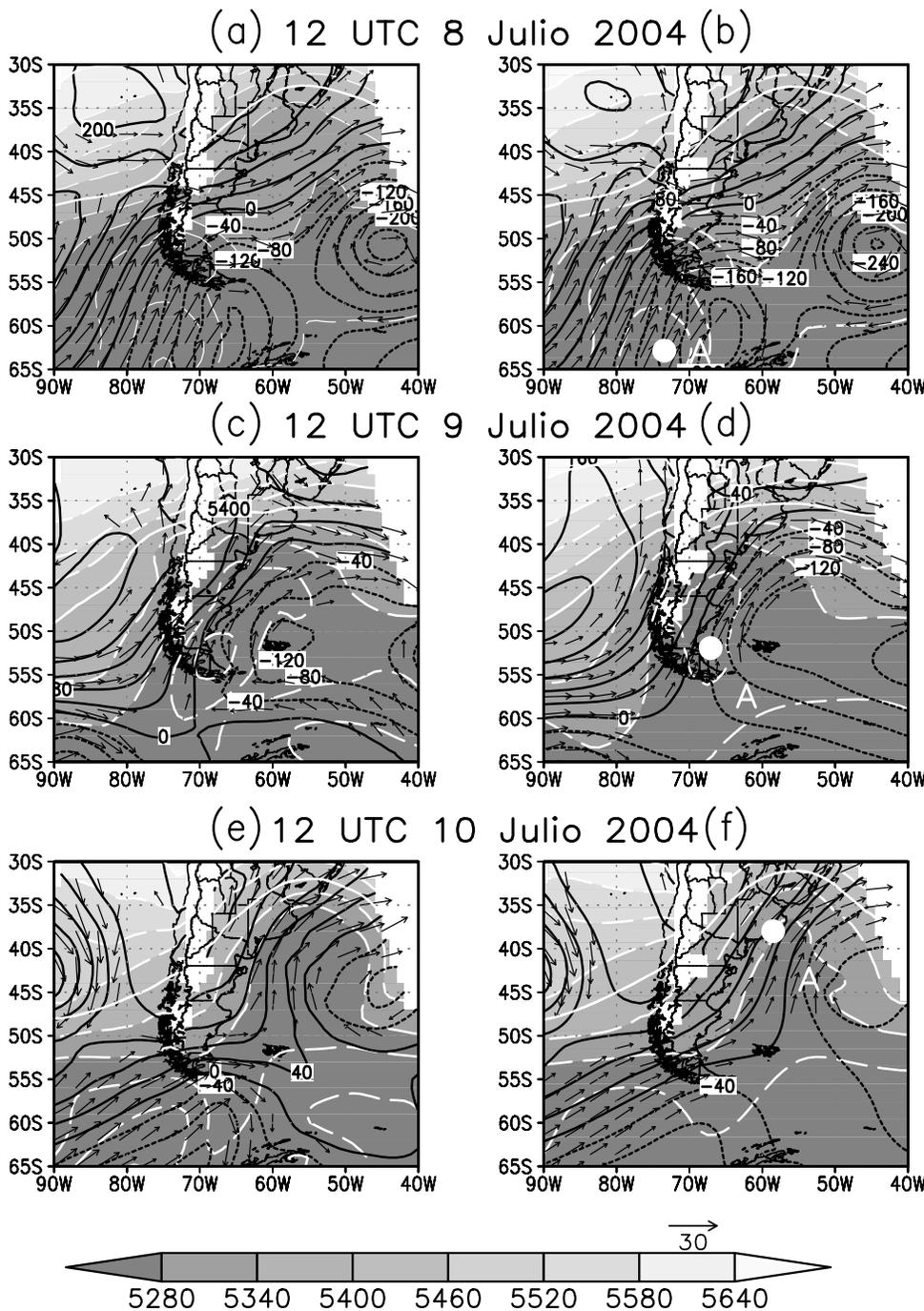


Figura 5: Campo de geopotencial en 1000 hPa (contornos), viento en 950 hPa (vectores, mayores a 10 ms^{-1}) y espesor 1000/500 hPa (sombreado), correspondientes a los datos del GDAS (Figura a, c y e) y del dominio 1 del RAMS (Figuras b, d y f). Los círculos blancos muestran la posición de la parcela que alcanza Mar del Plata el 10 de Julio de 2004 a las 12 UTC. Las zonas donde la orografía supera los 1000 m ha sido enmascarada.

El campo de espesores 1000/500 durante todo el período de estudio presenta valores inferiores a los 5400 m en la costa bonaerense y temperaturas potenciales equivalentes en 850 hPa (figura no mostrada) inferiores a los 290 K lo cual denota la presencia de aire polar en la región. Cabe destacar que el campo de espesores alcanza valores inferiores a los 5280 m el día 10 de Julio de

2004.

En la Figura 6, el campo de geopotencial en 500 hPa muestra la evolución de una vaguada, con un núcleo frío de -30°C durante el período de estudio, que se extiende desde el sur de la Patagonia hasta una latitud cercana a Mar del Plata. El día 8 de Julio de 2004 a las 12 UTC el eje de la vaguada se

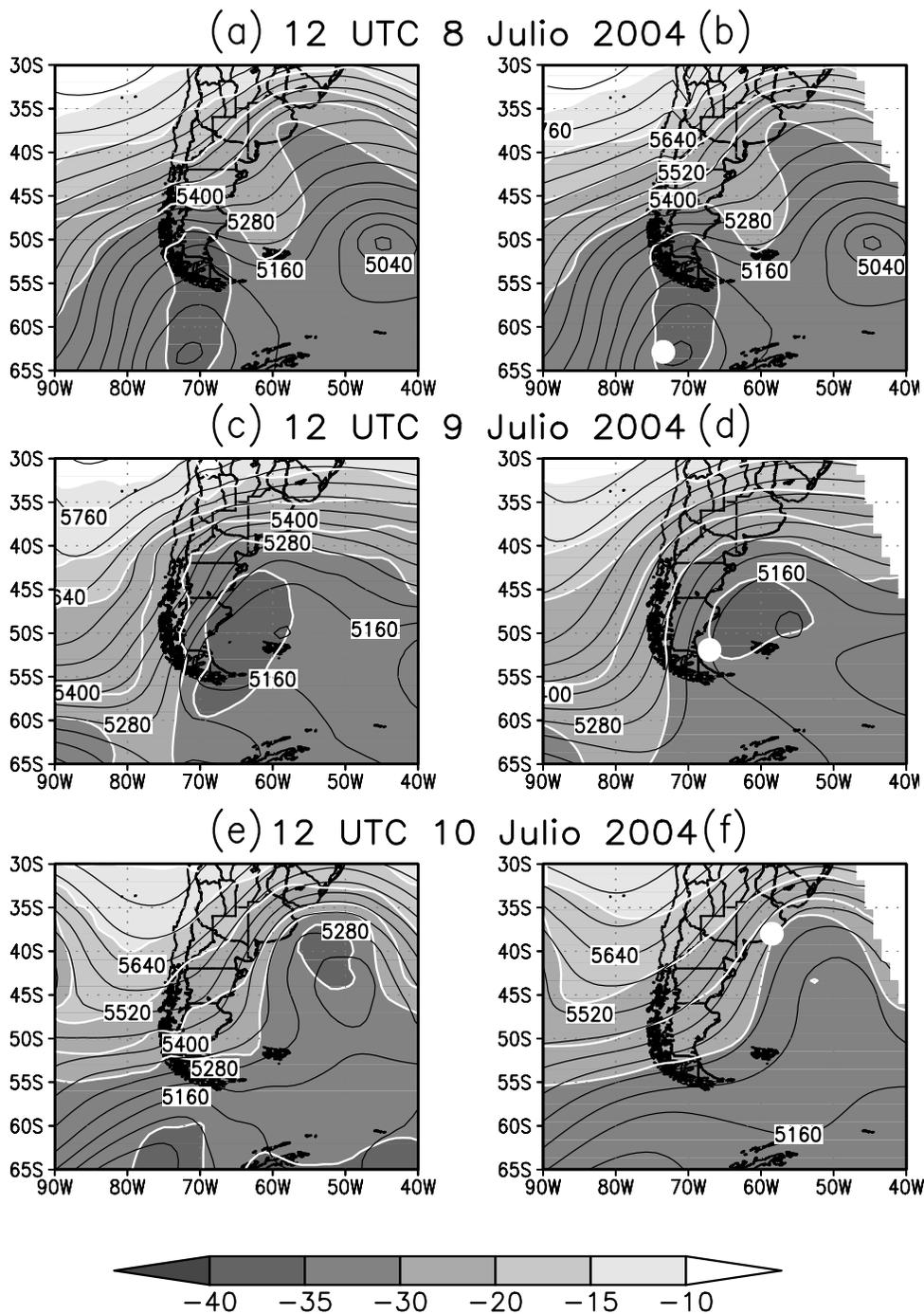


Figura 6: Campo de altura geopotencial (contornos negros) y de temperatura (sombreado) en 500 hPa correspondientes a los datos del GDAS (Figura a, c y e) y del dominio 1 del RAMS (Figuras b, d y f).

Los campos simulados por el RAMS incluyen un círculo blanco que identifica la posición de la parcela que alcanza Mar del Plata el 10 de Julio de 2004 a las 12 UTC.

ubica en 70°O, sobre el pasaje de Drake. El día 9 de Julio de 2004 a las 12 UTC presenta su eje con orientación noroeste – sudeste hacia el oeste de Mar del Plata y dada su ubicación favorece la advección de vorticidad ciclónica en niveles medios. A las 12 UTC del día 10 de Julio de 2004 la vaguada evoluciona hacia el este de Mar del Plata quedando la región de estudio influenciada

por la parte delantera de una cuña que avanza desde el Océano Pacifico. Los análisis del GDAS frente a la simulación del modelo RAMS presentan un comportamiento similar a pesar de algunas diferencias importantes presentes el día 10 de Julio donde el RAMS subestima ligeramente el mínimo de temperaturas sobre el área de Mar del Plata y en latitudes mayores a 60°S. Asimismo el modelo

RAMS simula el sistema ciclónico en 1000 hPa sobre el Océano Atlántico con menor curvatura que los análisis del GDAS, esto hace que la circulación ciclónica sobre la provincia de Buenos Aires simulada por el RAMS sea más débil a la representada por el GDAS y por ende una menor representación de la inestabilidad sobre el área.

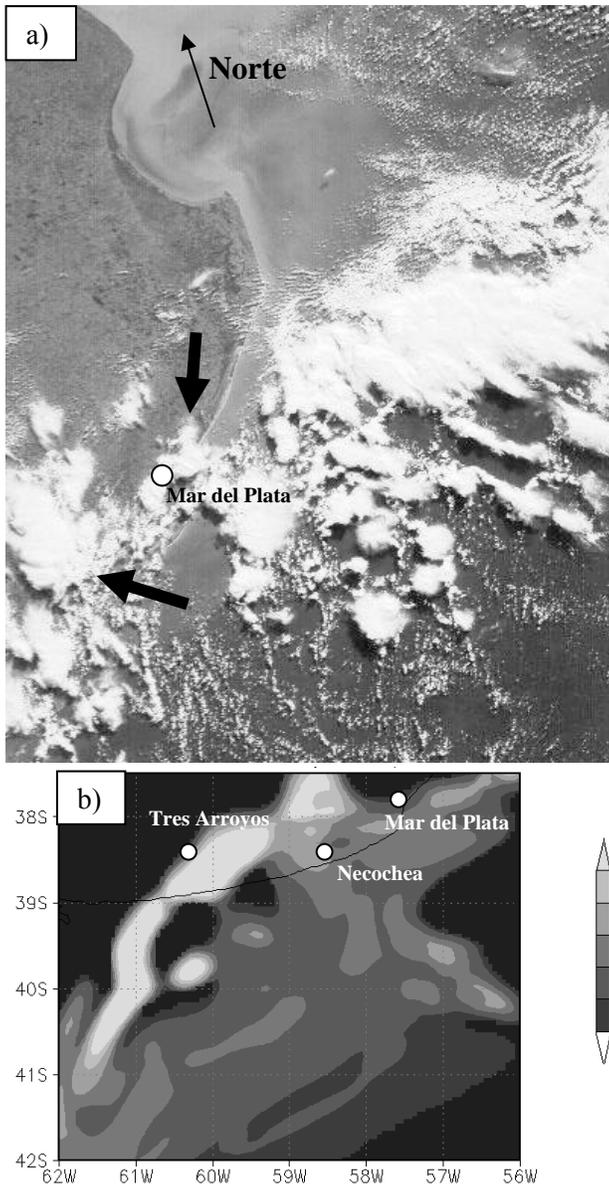


Figura 7: a) Imagen del campo nuboso del satélite SAC-C correspondiente a las 13:33 UTC, extraída de la página www.conae.gov.ar; b) Relación de mezcla total de hielo más agua líquida (g kg^{-1}), integrada entre superficie y 500 hPa, (correspondiente al dominio 3 del RAMS) a las 12 UTC del 10 de Julio de 2004.

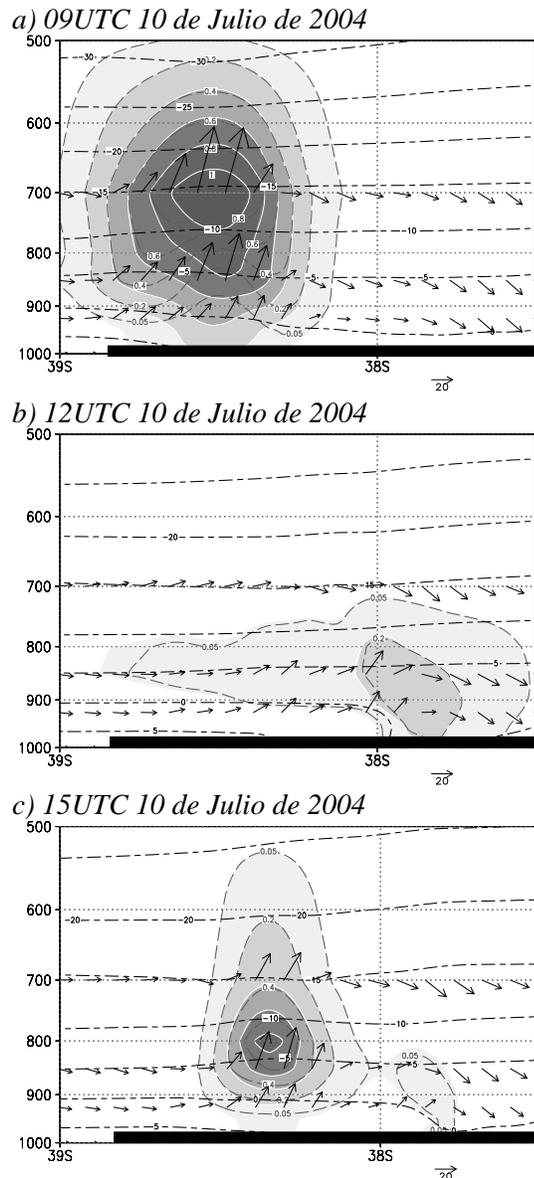


Figura 8: Corte vertical en 59°S de la mezcla total de hielo más agua líquida (g kg^{-1}) (sombreado a partir de 0.05), de nieve más agregados (g kg^{-1}) (líneas grises), temperatura ($^{\circ}\text{C}$) (líneas negras cortadas), y circulación meridional compuesta por la velocidad ascendente en cm s^{-1} y la componente meridional en m s^{-1} (vectores), correspondientes al dominio 3 del RAMS, el 10 de Julio de 2004, a) a las 9 UTC, b) 12 UTC y c) 15 UTC. El área continental ha sido marcada con un segmento negro en cada corte vertical.

4.2 Evidencias de formación de la nieve por el Modelo RAMS

En la figura 7.a se presenta el campo de nubes observado por el satélite SAC-C, correspondiente a la hora 13:33 UTC del 10 de Julio de 2004. Esta

imagen, muestra la presencia de un campo nuboso conformado por numerosos celulares abiertos en toda la zona adyacente a Mar del Plata, destacándose dos regiones donde la nubosidad se concentra (indicadas con una flecha en el gráfico). El campo de nubosidad localizado hacia el sur de Mar del Plata muestra una mayor incursión sobre el continente, mientras el cercano a esta ciudad se mantiene principalmente sobre la costa y hacia el mar.

El modelo RAMS en el dominio 3, el de mayor resolución, muestra a las 12UTC del mismo día la presencia de un extremo en la relación de mezcla de agua líquida más hielo integrada entre superficie y 500 hPa (Fig. 7.b) que presenta una estructura de arco. La comparación de las Figuras 7a y 7b indica que la simulación ha sido capaz de reproducir la presencia de nubosidad en la costa bonaerense y esta nubosidad incluye a localidades donde se ha observado la ocurrencia de nieve en superficie, tanto sea en la zona de Mar del Plata como en Tres Arroyos.

La evolución temporal del corte vertical en 59°O (Fig. 8) previo al desarrollo de la nevada en la costa de Mar del Plata muestra la relación de mezcla de agua líquida y partículas de nieve y agregados. En horas de la mañana del 10 de Julio de 2004 es posible detectar una celda nubosa sobre el mar con importantes velocidades ascensionales y un influjo en la misma desde el sector sur (Fig. 8.a). Este sistema se extiende en la vertical hasta alrededor de 500 hPa y la precipitación asociada alcanza la superficie con temperaturas inferiores a 5°C. El campo nuboso evoluciona mostrando a las 12 UTC la presencia de la celda sobre el continente si bien su intensidad, desarrollo vertical y contenido de agua líquida son menores. Interesa destacar la presencia de temperaturas inferiores a 0°C en superficie en la zona de precipitación sólida por debajo del sistema, reproduciendo la cobertura de nieve en esta región (Fig. 8.b). Si bien la relación de mezcla total de hielo simulado por el modelo presenta un valor pequeño, es importante notar que se desconoce el valor total de nieve acumulada en superficie dado que las estaciones meteorológicas de la región no miden la acumulación de esta variable, pero observaciones visuales indicaron la presencia de una fina cobertura en las playas. Tres horas después

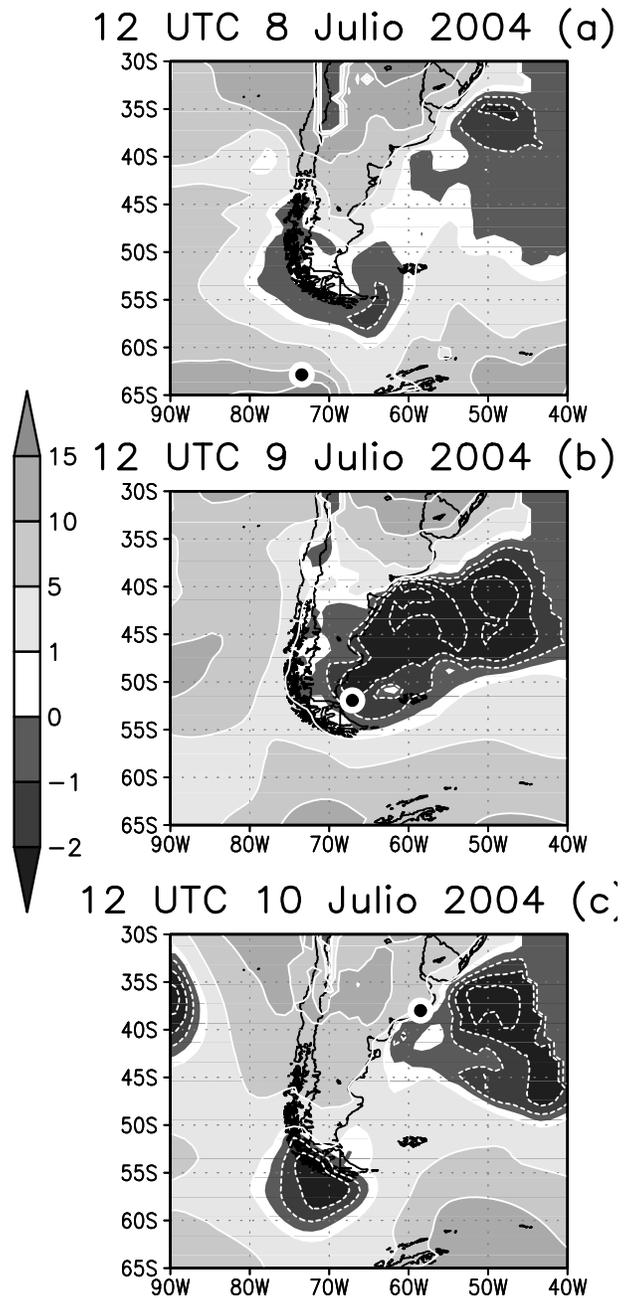


Figura 9: Lifted Index calculado como la diferencia entre la T de la parcela ascendida desde superficie y la del entorno en el nivel de 700 hPa, correspondientes al dominio 1 del RAMS. Valores sombreados en intervalos irregulares, gris oscuro para valores negativos y gris claro para valores positivos. El círculo negro indica la posición de la parcela que alcanza Mar del Plata el 10 de Julio de 2004 a las 12 UTC.

(15UTC del 10 de Julio de 2004), la simulación continua generando nuevos desarrollos sobre el mar en concordancia con la inestabilidad de la

masa de aire y la observación de los celulares abiertos, últimos vestigios de la presencia de este sistema nuboso predominantemente frío.

El carácter convectivo de la nubosidad asociada a la nevada sobre la costa, está vinculado a inestabilidad restringida a los niveles bajos y medios de la atmósfera. Esto es consistente con el moderado desarrollo vertical de la nubosidad simulada por el modelo. Esta inestabilidad no es capturada por índices como el Lifted Index dado que cerca del nivel de 500 hPa, la temperatura de la parcela ascendida desde la superficie costera resulta ser ligeramente inferior a la del entorno indicando una estratificación estable. Sin embargo, si consideramos la diferencia entre la temperatura de la parcela ascendida desde superficie y la del entorno en el nivel de 700 hPa, encontramos valores cercanos a cero sobre la costa y negativos sobre el océano adyacente (Fig. 9). A fin de indagar en los posibles procesos que contribuyeron al desarrollo de esta inestabilidad en niveles bajos se realizó un seguimiento lagrangiano de las parcelas de aire involucradas en el evento de nevada correspondiente a julio de 2004.

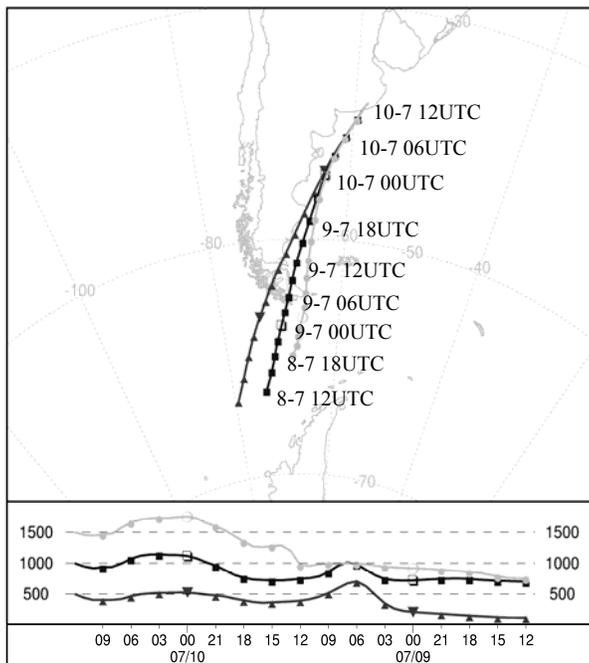


Figura 10: Trayectorias de las parcelas de aire que alcanzan la zona de Mar del Plata el día 10 de julio de 2004 a las 12 UTC en los niveles de 500 (gris oscuro - triángulos), 1000 (negro - cuadrados) y 1500 m (gris claro - círculos).

4.3. Análisis de trayectorias y evolución de la estructura térmica vertical de la masa de aire

El modelo de trayectoria HYSPLIT 4, alimentado por el campo de movimiento del modelo RAMS ha permitido reconstruir las trayectorias de las parcelas que alcanzan el día 10 de julio de 2004 a las 12UTC en tres niveles verticales diferentes (500, 1000 y 1500 m, ver Fig. 10) a la ciudad de Mar del Plata. Las tres trayectorias se originan en el centro del pasaje de Drake, presentando en todos los casos una leve curvatura ciclónica. En particular la trayectoria que alcanza los 1000 m de altura parte de 750 m al momento de su inicio y presenta un movimiento ascendente acorde con el paso de la cordillera. Es importante destacar que en la región donde la parcela atraviesa la cordillera ésta no supera los 700 m de altura en promedio. A fin de estudiar la evolución que experimenta la masa de aire en su recorrido desde latitudes polares hasta latitudes medias se han graficado los sondeos verticales de temperatura (T) y temperatura de rocío (T_d) cada 6 horas, a partir de las simulaciones del RAMS y en los puntos señalados en la Figura 10 para la trayectoria de la parcela que finaliza a 1000 m de altura.

El sondeo del día 8 de Julio a las 12UTC presenta una capa mezclada desde superficie hasta los 870 hPa con una temperatura en superficie de -7°C y -15°C de temperatura de rocío. Por encima de la capa mezclada se observa una inversión entre 850 y 750 hPa que inhibe el desarrollo de nubosidad. Al cabo de 6 horas la parcela se ha desplazado hacia el norte y, acorde al aumento en la temperatura de la superficie del mar (figura no mostrada), la masa de aire sufre un calentamiento y humedecimiento en superficie.

Este transporte de calor y humedad desde superficie produce la inestabilización de la masa de aire y por consiguiente un descenso del nivel de condensación por ascenso a 950 hPa y una extensión vertical del área positiva hasta 800 hPa. Si bien la temperatura en 700 hPa se mantiene constante, la inversión desaparece debido al calentamiento desde superficie.

A las 06UTC del 9 de Julio, antes de ingresar al continente, el sondeo presenta características aún más inestables y saturadas en una capa más

Nevadas en el sudeste bonaerense

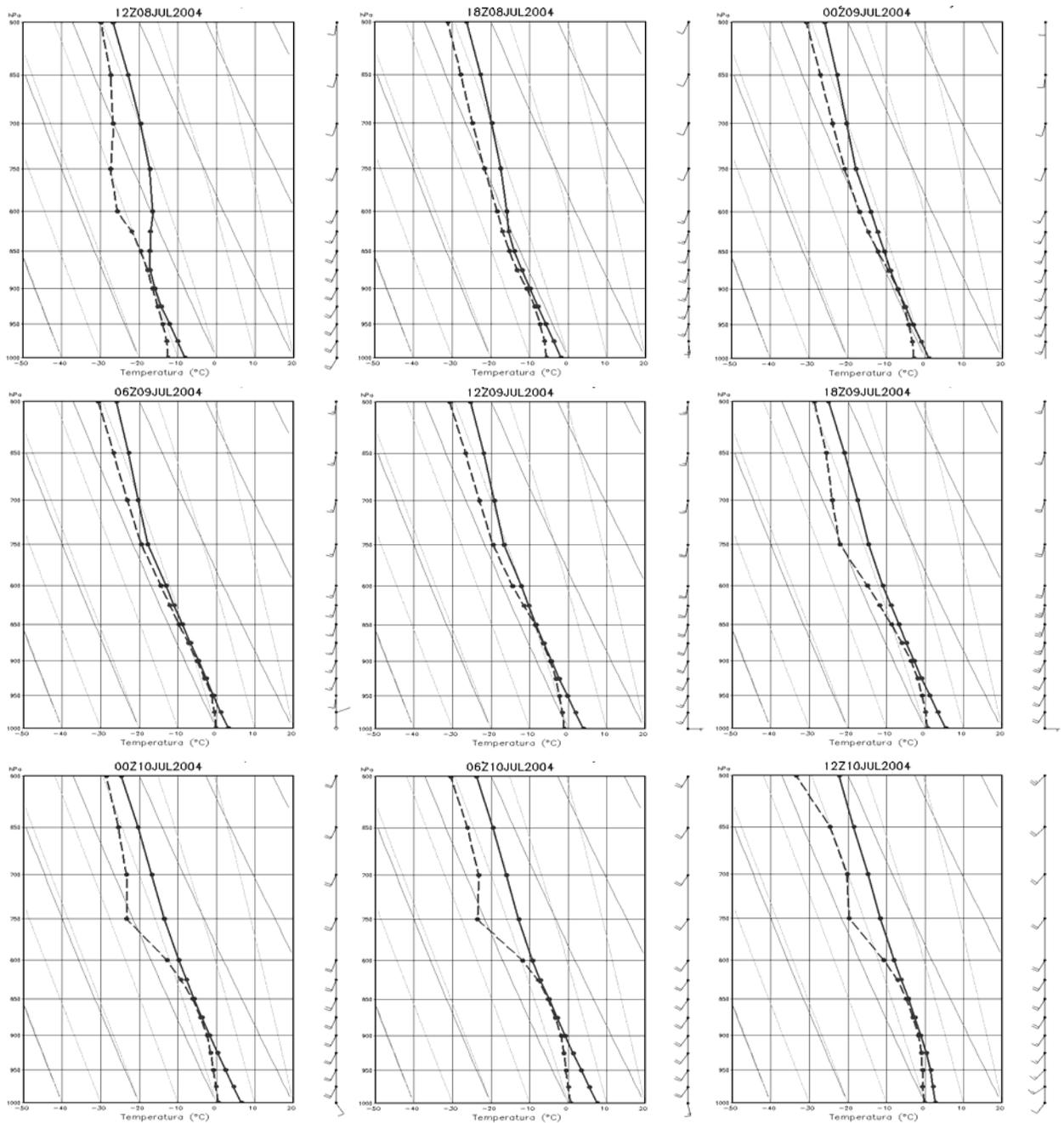


Figura 11: Sondeos de temperatura y de temperatura de rocío correspondientes al dominio 1 del RAMS en tiempos significativos (identificados en la figura 10) de la trayectoria de la parcela que arriba a Mar del Plata en el nivel de 1000 m.

profunda respecto a la estructura vertical 12 horas antes, debido al flujo sostenido de calor desde superficie en su recorrido marítimo.

El día 9 de julio a las 12Z la masa de aire se encuentra a sotavento de los Andes y ha cruzado la isla de Tierra del Fuego para entrar nuevamente al mar. El sondeo se ha calentado y secado en

superficie respecto al sondeo 12 horas antes. Presenta una capa de mezcla entre superficie y 900 hPa, asociada a un empuje térmico positivo que alcanza los 650 hPa.

Entre las 18UTC del 9 de Julio y las 06UTC del 10 de Julio se observa en superficie un aumento de 2° tanto en T como en T_d , y se destaca un aumento en el espesor de la capa con empuje positivo cuyo

tope supera los 600 hPa, indicando una persistencia en la inestabilización de la masa de aire que se traslada hacia el norte sobre el mar.

A las 12UTC del 10 de julio, momento en que el modelo simula la nevada, la temperatura desciende en superficie y el perfil de temperatura alcanza un gradiente adiabático saturado denotando la presencia de una zona de ascenso saturada entre 925 y 850 hPa.

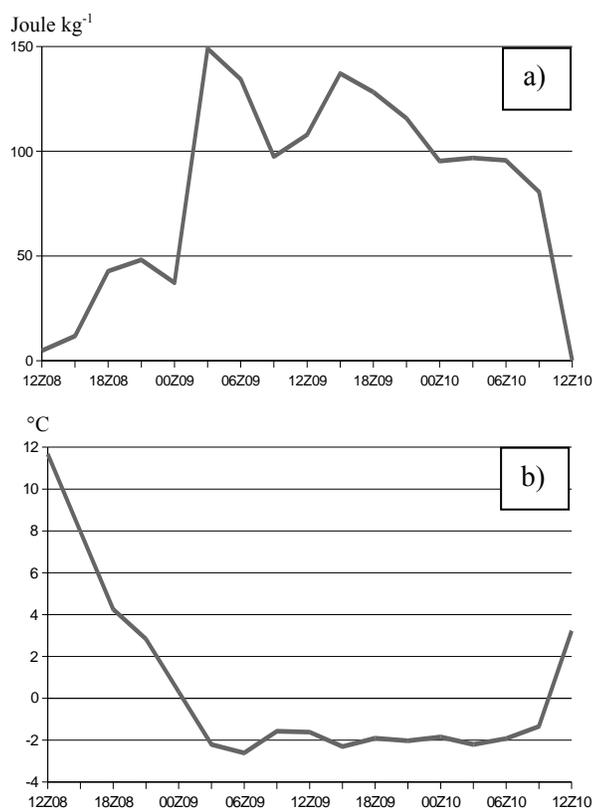


Figura 12: Evolución temporal de: (a) MUCAPE y b) Lifted Index calculado entre la parcela ascendida desde superficie y 700 hPa, siguiendo la trayectoria de la parcela de 1000 m, valores simulados en el dominio 1 del RAMS.

La figura 12 presenta la evolución del MUCAPE y el Lifted Index mencionado en la sección anterior siguiendo la trayectoria lagrangiana de la parcela de 1000 m. El MUCAPE se considera el valor del CAPE (Convective Available Potential Energy) de la parcela más inestable. Ambos esquemas muestran que a medida que la parcela se va desplazando hacia el norte, sufre una inestabilización evidente en el momento que ingresa al océano Atlántico procedente de la Patagonia (09UTC 9 Julio 2004). Esta

inestabilización no está bien representada por los índices tradicionales ya que está restringida a los niveles bajos y medios de la atmósfera. No obstante, el cálculo del MUCAPE y la comparación de la temperatura de la parcela ascendida desde superficie y la del nivel de 700 hPa, permiten detectar y analizar su evolución.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se identificaron en los reportes de tiempo significativo de las estaciones de superficie pertenecientes al SMN y al INTA las nevadas ocurridas sobre el sudeste de la provincia de Buenos Aires en el período 1960-2004. Los resultados obtenidos en el período analizado (32 eventos de nevada, 7 de los cuáles corresponden a nevada generalizada definidas cuando más de una estación reportó nieve o hubo informe de nieve dos días consecutivos) confirman la baja frecuencia de este evento en la costa bonaerense.

Se han encontrado algunas características particulares de la circulación atmosférica asociada a las incursiones de aire frío que son responsables de nevadas. El análisis del campo de 1000 hPa en los casos de nieve aislada presenta el anticiclón posfrontal desplazado al sur y más intenso que en los casos de irrupciones de aire frío documentadas por Garreaud (2000). En los casos de nieve generalizada, el anticiclón posfrontal es aún más intenso e ingresa al continente en una posición más al sur respecto de los casos de nieve aislada. El eje de la vaguada presenta una orientación noroeste – sudeste, lo cual induce una circulación ciclónica sobre el sudeste bonaerense, favoreciendo la convergencia en niveles bajos. La intensidad del núcleo de anomalía negativa en las temperaturas en niveles medios, posicionado sobre la provincia de Buenos Aires, indica la inestabilidad alcanzada en la masa de aire en su trayectoria atlántica frente a las costas de la Patagonia.

La situación sinóptica correspondiente al 10 de julio de 2004 asociada a la ocurrencia de una nevada en las costas marplatenses está caracterizada por el desplazamiento de una masa de aire inestable desde el Pasaje de Drake hasta las costas bonaerenses. Esta masa de aire es conducida por un intenso flujo del sector sur generado por una zona de baja presión sobre el Atlántico Sur y un

anticiclón posfrontal que se desplaza desde el Océano Pacífico. Esta masa de aire es calentada y humedecida desde superficie en la zona del pasaje de Drake y luego atraviesa los Andes descargando parte de su humedad, aunque la precipitación generada a barlovento es escasa dada la baja altura de la cordillera. La masa de aire que se traslada hasta Mar del Plata se inestabiliza en su trayectoria hacia el norte, presentando un aumento de la energía potencial disponible para la convección, fundamentalmente una vez que atraviesa los Andes e ingresa al mar nuevamente. La inestabilización se produce principalmente debido a la inyección de humedad desde superficie y a la convergencia asociada al régimen ciclónico en niveles bajos. Por su parte las condiciones sinópticas asociadas a una vaguada en altura en la región posibilitan el ascenso y explican la formación de precipitación.

Los resultados obtenidos muestran que el modelo RAMS fue capaz de reproducir los procesos asociados a la transformación de la masa de aire en su desplazamiento hacia el noreste, en particular el incremento de la inestabilidad en niveles bajos. Sería interesante determinar en investigaciones futuras las similitudes o diferencias que pueden presentar otras situaciones conducentes a la formación de nieve sobre la costa bonaerense respecto al origen y transformación de la masa de aire. El modelo reprodujo correctamente el grado de inestabilidad de la masa de aire, pero presentó algunas deficiencias en la representación de la intensidad de los sistemas, observándose en general una estructura termodinámica más cálida que la que la mostrada por los análisis GDAS. A pesar de estos inconvenientes el desempeño del modelo RAMS como herramienta de diagnóstico en una situación invernal ha sido satisfactoria, tanto en la representación de la estructura del campo dinámico y termodinámico como en la producción del tipo de precipitación observada en forma de nieve. Es necesario diseñar y realizar experimentos numéricos futuros en los que se aumente la resolución del tercer dominio anidado, o bien se incorpore un cuarto dominio, que posibilite avanzar en la resolución de la escala nubosa y por lo tanto en la simulación de la cantidad de nieve acumulada que presentó ciertas deficiencias en la situación descrita en el presente trabajo. Algunos avances han podido desarrollarse dado que actualmente el modelo RAMS está implementado en forma

operativa en la Universidad de Buenos Aires (<http://www.brams.at.fcen.uba.ar>).

La configuración actual del mismo ha permitido detectar algunos de los eventos de nevadas en la provincia de Buenos Aires durante el año 2007 con 24 horas de anticipación, lo cual incentiva a considerar el buen desempeño del modelo en este tipo de situaciones, aunque en todos los casos la obtención de nieve en el pronóstico fue escasa indicando la necesidad de utilizar una resolución mayor que permita resolver en forma adecuada la microfísica de las nubes y también considerar la posible implementación de un esquema de asimilación de datos de humedad que permita mejorar la representación de la atmósfera.

AGRADECIMIENTOS

Los siguientes proyectos financiaron esta investigación UBA X266, UBA TX30, UBA X264, ANPCyT PICT N° 07 – 14420, ANPCyT PICT N° 07 – 06671, PIP 5520 y IAI-CRN-055.

REFERENCIAS

Cotton, W.R., R.A. Pielke, Sr., R.L. Walko, G.E. Liston, C.J. Tremback, H. Jiang, R.L. McAnelly, J.Y. Harrington, M.E. Nicholls, G.G. Carrió, J.P. McFadden, 2003: RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor. and Atmos Physics*, 82, 5-29.

Draxler, R. y G. Hess, 1999: Description of HYSPLIT_4 modeling system. NOAA Technical Memorandum. ERL-ARL-224. 28 páginas.

Escobar G. C. J. y S. Bischoff, 1999: Meteorological situations associated with significant temperature descents in Buenos Aires: an application to the daily consumption of residential natural gas. *Meteor. Applic.*, 6, 253-260.

Fernández Long, M. E., 2005: Las heladas que afectan a los frutales de carozo en el noreste de Buenos Aires. Tesis de Maestría en Meteorología Agrícola, Universidad de Buenos Aires. 123 páginas.

García Skabar, Y y M. Nicolini, 2006: Downscaling and assimilation of and enhanced data base in Southeastern South America. 8va

- Conferencia de Meteorología y Oceanografía del Hemisferio Sur. Foz de Iguazu, Brasil, 24 al 29 de abril.
- Garreaud, R., 1999: Cold air incursions over Subtropical and Tropical South America: a case study. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2823-2853.
- Garreaud, R., 2000: Cold air incursions over Subtropical and Tropical South America: mean structure and dynamics. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2823-2853.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parametrizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764-787.
- Marengo, J., A. Cornejo, P. Satyamurty y C. Nobre, 1997: Cold surge in tropical and extratropical South America: The strong event of June 1994. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2759-2786.
- Müller G.V, R. H. Compagnucci, M. N. Nuñez y M. A. Salles , 2003: Spatial analysis of surface circulation associated to frost in the wet Pampas. *International Journal of Climatology*. 23, 943-961.
- Müller G., 2005: Variabilidad interanual en la frecuencia de ocurrencia de heladas en la Pampa Húmeda y su relación con la circulación atmosférica asociada. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. 450 páginas.
- Nicolini M., M. Torres Brizuela y Y. García Skabar, 2005: Simulación de una tormenta tornádica usando un modelo de mesoescala de alta resolución. IX Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires.
- Pezza A. B. y T. Ambrizzi, 2005 (a): Dynamical conditions and synoptics tracks associated with different types of cold surges over tropical South America. *Int. J. of Climat.*, 25:215-241.
- Pezza A. B. y T. Ambrizzi, 2005 (b): Cold waves in South America and freezing temperatures in São Paulo: historical background (1888 – 2003) and case studies of cyclone and anticyclone tracks. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 20, N. 1, 141-158.
- Rusticucci M. y W. Vargas, 1995: Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina. *Meteorol. Appl.* 2, 291 – 300.
- Rusticucci M. y W. Vargas, 1993: La temperatura de bulbo seco y húmedo en la Argentina. Valores medios y persistencia de anomalías. *Meteorologica*, 18, 39 -47.
- Saulo A.C., J. J. Ruiz y Y. García Skabar, 2007: Synergism between the low level jet and organized convection at its exit region. *Mon. Wea. Rev.* Vol. 135, 4, 1310-1326. . En prensa.
- Scian, B., 1970: Situación Sinóptica asociada a las temperaturas extremas observadas en Junio 67. *Meteorologica*,1: 22-37.
- Seluchi M. y J. Nery, 1992: Condiciones Meteorológicas asociadas a la ocurrencia de heladas en la región de Maringá. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 7, 523-533.
- Souza, R. O., 1998 (a): Condicionantes Meteorológicas e Geográficas para a Ocorrência de Neve no Sul do Brasil. *Anais. X Congresso de Meteorologia de Brasília*, Brasília, DF, 26-30 de Octubre 1998. Disponible en CD-ROM.
- Souza, R. O., 1998 (b): *A Ocorrência de Neve em Planaltos Subtropicais: o caso do sul do Brasil*. Disertación de Maestrado en Geografía - Facultad Filosofía, Letras y Ciencias Humanas, Universidad de San Pablo. 144 pp.
- Souza, R. O., 2002: *Caracterização dos invernos no sul do Brasil em função dos dias de neve e da participação das massas de ar*. Tesis de Doctorado en Geografía - Facultad Filosofía, Letras y Ciencias Humanas, Universidad de San Pablo. 148 pp.
- Souza Enio P., Emerson M. Silva, 2002: Impacto da Implementação de uma Parametrização de Convecção Rasa em um Modelo de Mesoescala. Descrição e Teste de Sensibilidade do Esquema. *Revista Brasileira de meteorologia*, v.18,n.1, 33-42.
- Tremback, C. y R.L. Walko, 2004: Implementing Very-high Resolution Capabilities into a mesoscale Atmospheric model: New Capabilities for the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS).

Nevadas en el sudeste bonaerense

Extended abstract in Mesoscale and CFD modeling for military applications, Jackson State University.

Vera, Carolina S., and Paula K. Vigliarolo, 2000: A Diagnostic Study of Cold – Air Outbreaks over South America. *Mon. Weather Rev.*, 128, 3 – 24.

Vera C. S., P. Vigliarolo y H. Berbery, 2002: Cold Season waves over subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 684-699.

NOTAS Y CORRESPONDENCIA

ESTUDIO DE LAS OBSERVACIONES DE TROPOPAUSA SOBRE EL CONO SUR DE SUDAMÉRICA MEDIANTE GPS A BORDO DE LOS SATÉLITES SAC-C Y CHAMP

S. Gabriela Lakkis¹, Adrián E. Yuchechechen^{1,2}, Pablo O. Canziani^{1,2}

¹Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global (PEPACG), Pontificia Universidad Católica Argentina (UCA), Facultad de Ciencias Agrarias.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

(Manuscrito recibido el 9 de febrero de 2006, en su versión final el 29 de agosto de 2007)

RESUMEN

En este trabajo se analiza la validez de la técnica de radio ocultación satelital (GPS) llevada a cabo por los satélites SAC-C y CHAMP en tres estaciones chilenas y cuatro argentinas, como referencia del Cono Sur, durante el período 2001-2003. La validez de la técnica se discute por medio de la comparación de los parámetros atmosféricos obtenidos a partir de los satélites con los valores de radiosondeo. Una vez validada la ocultación para las latitudes estudiadas, en función de los datos satelitales se calcula temperatura, presión y altura de la tropopausa, así como valores de presión de vapor de agua y su comportamiento.

De los resultados obtenidos del trabajo surge que las ocultaciones arrojan valores que se ajustan muy bien a los tradicionales radiosondeos, especialmente en la zona atmosférica comprendida entre superficie y los 10 kilómetros. De los registros satelitales se estimó que la tropopausa extratropical entre las longitudes 80° S y 60° S presenta valores de temperatura que fluctúan entre los 204 y los 222 K para el Hemisferio Sur hasta el trópico de Capricornio, con una altura mínima de 9 kilómetros y una máxima de 15.3 kilómetros. Para los valores de presión de vapor de agua se observó un comportamiento fuertemente decreciente a medida que se asciende desde la troposfera, hasta llegar a la estabilización en la estratosfera una vez atravesada la tropopausa, donde la variable presenta un cambio en la tasa de variación.

Palabras claves: GPS, radio ocultación, tropopausa

TROPOPAUSE OBSERVATION STUDY OVER SOUTHERN SOUTH AMERICA USING GPS DATA FROM SAC-C AND CHAMP SATELLITES

ABSTRACT

Validation of radio occultation technique by Global Positioning System (GPS), carried out on board the SAC-C and CHAMP satellites, is analyzed over three stations of Chile and four for Argentine, as a reference for South America during 2001-2003. The discussion is based on the statistical comparison of the data of GPS with data from nearby radiosonde measurements. Though the occultation concept for obtaining profiles of atmospheric parameters, data derived from GPS, were used to calculate tropopause temperature, pressure and altitude. The comparison of the two data sets shows that GPS sounding are in good agreement with expected results, especially at [0,10] km of altitude. Extratropical Tropopause (80°S -60°) height values derived from GPS shows levels around 9 - 15.3 km, while temperatures data provides a range of (204 - 222) K.

Water vapour pressure estimation provide a trend with a significant change of behaviour between upper troposphere and lower stratosphere, where the parameter decrease while altitude increase, especially near the tropopause region.

Keywords: GPS, radio occultation, tropopause.

1. INTRODUCCIÓN

Dado que las variables atmosféricas poseen un comportamiento no lineal, el estudio de sus variaciones implica mayormente observaciones extensas de, por ejemplo, temperatura y vapor de agua. Estos parámetros deben ser medidos con suficiente exactitud y resolución, así como también con una amplia cobertura espacial y temporal para poder proporcionar la información necesaria para comprender los procesos involucrados en la atmósfera. Existen pocos sistemas que satisfacen estos requerimientos.

La técnica de radio ocultación tiene tres décadas de historia (Fjeldbo et al.; 1971). La aplicación de la técnica sobre la atmósfera terrestre usando señales procedentes del Sistema de Posicionamiento Global (Global Positioning System: GPS) fue concebida hace aproximadamente dos década (Yunck et al.; 1988; Gurvich y Krasil'nikova 1990) y demostrada por primera vez en experiencias con GPS en 1995 (Ware et al. 1996; Gorbunov et al., 1996; Kursinski, 1997).

El concepto de ocultación proviene de experiencias de ocultación planetarias, donde las mediciones de la señal retardada de tiempo de un móvil espacial oculto detrás de un planeta, vista desde la Tierra, se usa para inferir propiedades de la atmósfera de ese planeta (Fjeldbo et al. 1971). El método de radio ocultación se basa en la transiluminación de la atmósfera terrestre con ondas de radio emitidas desde el espacio por un transmisor GPS y recibidas por un receptor localizado en la órbita baja de la Tierra (Low Earth Orbit, LEO). Las ondas que se transmiten por cada satélite poseen dos frecuencias L1=1.575 MHz y L2= 1.227 MHz, las cuales no son absorbidas por el agua por lo que, pueden penetrar las nubes. La señal L2 se utiliza para calibrar y remover efectos ionosféricas (Vorob'ev and Krasil'nikova, 1994). Esta técnica ha sido ya discutida en detalle por Kursinski et al. (1997), incluyendo errores y desviaciones de las mediciones obtenidas; sin embargo para un mejor entendimiento de los resultados posteriores de este trabajo, se exponen brevemente algunos de los principios y ventajas del método.

El GPS consiste en una constelación de 29 satélites distribuidos uniformemente alrededor del Globo en

órbitas planas. Cada satélite posee una órbita circular con una inclinación de unos 55 grados aproximadamente, un período de 12 horas y una altitud aproximada de 26500 kilómetros.

Desde el punto de vista del receptor, una ocultación ocurre cuando un satélite GPS se eleva o posiciona detrás de la Tierra y el rayo de su transmisor atraviesan la atmósfera terrestre en forma *limb* (tangencial lateral). Desde el punto de vista de la óptica geométrica un rayo que pasa a través de la atmósfera terrestre se refracta según la Ley de Snell debido al gradiente vertical de densidad. El efecto total de la refracción en la señal puede ser caracterizado por un ángulo de inflexión α , un parámetro de impacto a y un radio tangente r_t . (Kursinski et al.; 1997). En una primera aproximación geométrica, y bajo la hipótesis de simetría esférica, el ángulo de inflexión puede expresarse como:

$$\alpha(a) = 2 \int_{r_t}^{\infty} d\alpha = 2a \int_{r_t}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{r^2 n^2 - a^2}} \frac{d \ln(n)}{dr} dr$$

Donde r es la distancia desde el centro de la curvatura y la integral es sobre la porción de la atmósfera alrededor de r_t

La ecuación (1) además de calcular $\alpha(a)$ en función de $n(r)$, donde n es el índice de refractividad, puede ser invertida usando una transformación Abeliana para expresar $n(r)$ en términos de a y α (Fjeldbo et al., 1971)

$$n(r) = \text{Exp} \left[\frac{1}{\pi} \int_{a_1}^{\infty} \frac{\alpha}{a^2 - a_1^2} da \right]$$

Con $a_1 = nr$, parámetro de impacto para el rayo cuyo radio tangente es r

Dado $\alpha(a)$, la ecuación (2) se puede evaluar numéricamente. A partir de la expresión del índice de refracción es posible obtener perfiles de presión, temperatura y otras variables derivadas de las ocultaciones. La resolución vertical de la técnica está limitada por la difracción de Fresnel y es independiente de las condiciones climáticas.

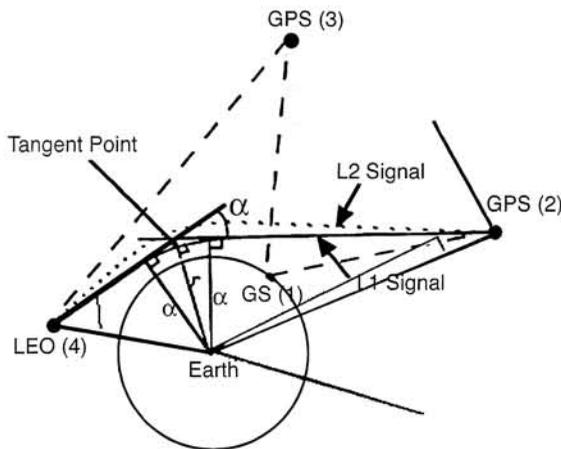


Figura 1. Ocultación GPS y órbita LEO, donde se definen variables para la derivación de el ángulo de inflexión α y α' del salto Doppler, posición de la nave y velocidad. [Kursinki et al., 1997],

El objetivo del presente trabajo es: (1) validar la técnica de ocultación satelital en el Hemisferio Sur y, más específicamente, en estaciones de radiosondeo argentinas (Ezeiza, Córdoba, Santa Rosa y Resistencia) y chilenas (Santo Domingo, Puerto Montt y Punta Arenas), contrastando los valores satelitales con los radiosondeos tradicionales, (2) a partir de los perfiles de temperatura GPS, analizar la existencia de tropopausa térmica, según la definición de la Organización Meteorológica Mundial: WMO (1957) su altura y temperatura, como su comportamiento para la región analizada y (3) por último, evaluar el comportamiento de los datos de presión de vapor de agua derivados de las ocultaciones satelitales (Bjerknes y Palmén, 1937; Palmén 1948, Defant y Taba).

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Las estaciones seleccionadas para este trabajo han sido Ezeiza (SAEZ, 87576: 34°49' S – 58° 32' O), Córdoba (SACO, 87344:31°19' S – 64°13' O), Santa Rosa (SAZR, 87623:36°33' S – 64°14' O) y Resistencia (SARE, 87157: 27°27' S – 59°03' O) para Argentina; Santo Domingo (SCSN, 85586: 33°39' S – 71°36' O), Puerto Montt (SCTE, 85799: 41°25' S – 73° O) y Punta Arenas (SCCI, 85574: 53° S – 70° 50' O) para Chile.

Para la validación de los datos provenientes de los satélites GPS se utilizaron datos de ocultaciones, en total 152 registros, distribuidos globalmente en una grilla de 2x2 grados con datos de altura, presión, temperatura y presión de vapor de agua, entre otras variables atmosféricas. Los mencionados datos fueron obtenidos del Jet Propulsion Laboratory (JPL) a través del Dr. Manuel de la Torre Juárez para el período 2001-2003.

Los radiosondeos se obtuvieron de la base de datos del Department of Atmospheric Science, College of Engineering, University of Wyoming. Esta información es de dominio público y se encuentra disponible en <http://weather.uwyo.edu>. Para la mayoría de las estaciones de radiosondeo de la red global los datos se encuentran disponible desde el año 1973 y para distintos registros horarios. La(s) hora(s) en la(s) que se registra(n) radiosondeo(s) en un día particular puede variar entre las 00Z y las 21Z a intervalos de tres horas, dependiendo de la región geográfica de cada una de las estaciones. Para las estaciones seleccionadas en este trabajo se utilizaron aquellos radiosondeos efectuados a las 12Z.

Dado que el objetivo del presente estudio consiste en la validación de los datos satelitales, fue necesario efectuar una selección apropiada de éstos por medio un control de calidad que descartara valores potencialmente erróneos. En este sentido el concepto de valor erróneo está estrechamente ligado a las desviaciones respecto de valores medios; en este caso con los valores de los coeficientes de correlación de los ajustes. El criterio aquí adoptado se basa en considerar solamente aquellos ajustes para los GPS ubicados entre el valor medio de los sondeos, más/menos una vez el desvío estándar de los mismos. Para cada una de las variables de las ocultaciones se aplica la misma metodología. Es decir

$$R_s^j - \Gamma_s^j \leq (R_{GPS})_i^j \leq R_s^j + \Gamma_s^j$$

En la expresión anterior, $(R_{GPS})_i^j$ corresponde al coeficiente de correlación que mide la bondad del ajuste para la variable j en la ocultación i y R_s^j al valor que mide la bondad del ajuste, también para la variable j , para cada sondeo s . Γ_s^j es el desvío

estándar de todos los coeficientes de correlación del ajuste para variable j en los sondeos s . Todos los ajustes fueron llevados a cabo con un polinomio de grado 3, ya que la función cúbica es la de menor grado posible que mejor ajusta los perfiles.

Como ya fue mencionado, dado que los GPS tienen una cobertura global, se esperaría que los ajustes para los datos de ocultaciones en distintos puntos del planeta sean similares, i.e., alta correlación. Por tanto, una vez efectuado el control de calidad de los GPS, los coeficientes de correlación de los registros satelitales restantes (90) fueron comparados.

Posteriormente a la validación de la técnica GPS, se procedió al cálculo de la altura de la tropopausa térmica a partir de las ocultaciones según el criterio de tropopausa térmica adoptado por WMO (1957).

Los errores de los valores provenientes de las ocultaciones fueron tomados en función de trabajos previos, donde se estima una variación de temperatura entre 0.5 K para altitudes bajas y hasta 6 K para alturas altas. Respecto de los errores asociados a la presión, oscilan entre 1 y 3 mb dependiendo del hemisferio a estudiar. (Kursinski *et al.*, 1997, Kuo *et al.*; 2004, Hajj *et al.*; 2001)

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Validación de la técnica GPS

La validación de los datos satelitales se puede realizar comparando los valores GPS con (a) directamente los radiosondeos o (b) con modelos de reanálisis. El presente trabajo considera la primera opción. La Figura 1 muestra una primera comparación directa entre radiosondeos y GPS para perfiles de temperatura con la altura, de dos de las estaciones estudiadas, con el fin de establecer si los datos de ambas técnicas presentaban un mismo comportamiento o tendencia.

Una primera inspección muestra, en todos los casos, una fuerte correlación entre ambos métodos, especialmente en la zona ubicada por debajo de los 20 kilómetros (Figura 2), donde los sondeos presentan menor variabilidad, quizás debido a efectos de ionosfera u ondas de gravedad que no interfieren en la medición satelital debido a la propia naturaleza de

la técnica GPS. Por otro lado, de la figura se puede inferir a primera vista que los GPS muestran una buena correlación independientemente de las coordenadas de latitud y longitud evaluadas; es decir, el coeficiente de correlación no pareciera incrementar o disminuir su valor a medida que se modifican las coordenadas sino que representa un alto grado de correlación, similar para las distintas estaciones estudiadas.

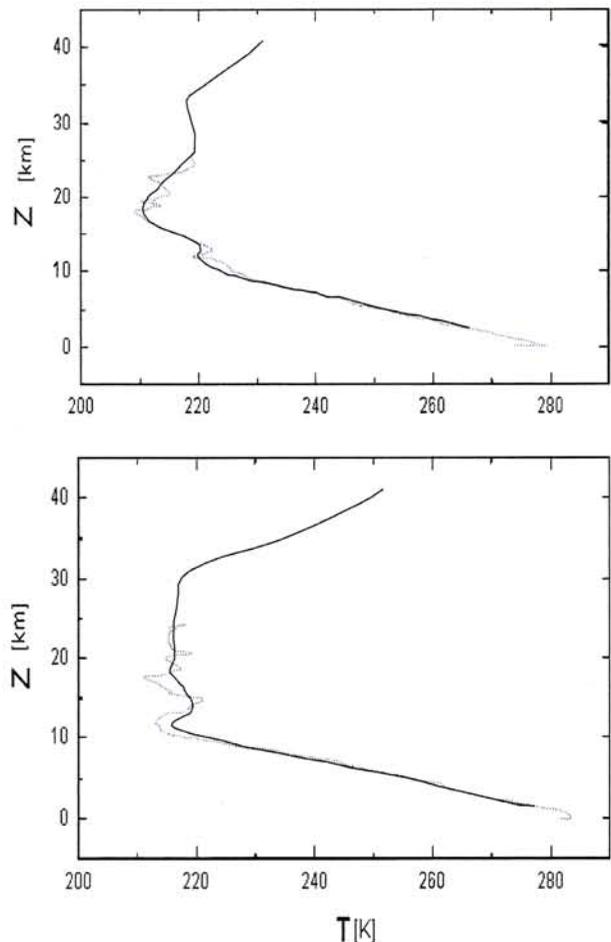


Figura 2. Valores de temperatura de sondeos y GPS para a) SAEZ, 06 de junio del 2003, b) SARE 05 de septiembre del 2003, donde se aprecia una fuerte correlación entre ambas técnicas. La línea punteada corresponde a radiosondeos y la gruesa a los GPS.

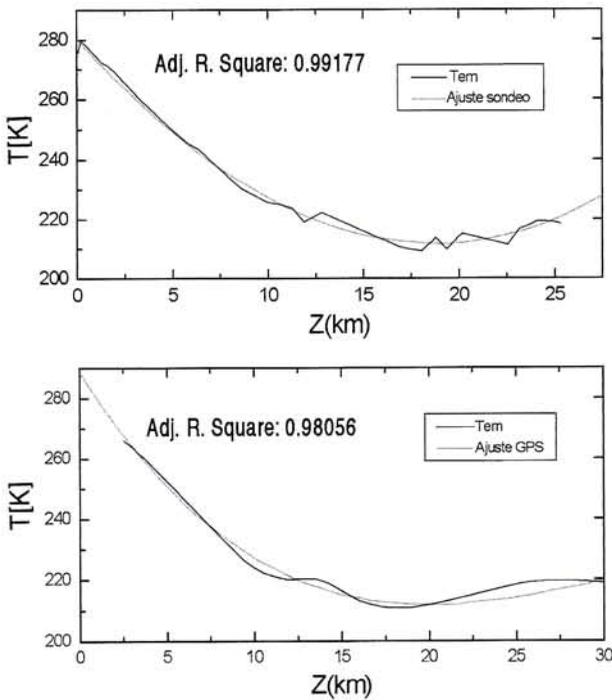


Figura 3. Valores obtenidos para temperatura vs altura y ajustes por polinomio cúbico en SAEZ para a) sondeos y b) GPS. Los gráficos corresponden al 06 de junio del 2003 del satélite CHAMP.

Un segundo análisis comparativo consistió en evaluar los datos de ambas fuentes en los mismos puntos geográficos en un dado intervalo de tiempo, pero esta vez ajustándolos por medio de una ecuación polinómica de menor grado posible que mejor ajusta –cúbica en este caso– para poder comparar el valor de ajuste en cada caso y establecer un criterio más riguroso de validación, más allá de la superposición de perfiles¹.

Las Figuras 3 y 4 muestran a modo de ejemplo, para las estaciones de SAEZ y SCCI la bondad del ajuste para radiosondeo y GPS.

De los valores de ajuste y desvío estándar, en principio pareciera no existir en ningún gráfico una marcada diferencia a favor de los ajustes GPS o de

los radiosondeos, a pesar de que en todos los casos los perfiles de las ocultaciones presentan un filtrado de las oscilaciones de la señal, producto de la técnica de almacenamiento de datos; es decir la bondad de los mismos es análoga para ambas técnicas, incluso si consideramos la comparación entre ambos satélites. Nuevamente, un punto importante a destacar sobre los ajustes satelitales es que el valor de correlación de los mismos es independiente de la latitud y la longitud. Tal y como se menciona en Hajj et al (2002), se puede observar que los datos procedentes del CHAMP y del SAC-C indican que existe una alta concordancia en los valores para un mismo punto geográfico

Al comparar los datos de GPS que pasaron el control de calidad con los radiosondeos, puede observarse que los valores de correlación de los ajustes para las ocultaciones presentan una mayor diferencia respecto de los datos de radiosondeo, a medida que aumenta la altura, especialmente desde de la capa comprendida entre los 10 y 15 kilómetros, zona de ubicación aproximada de la tropopausa, en adelante. Es decir, en la franja correspondiente a la baja troposfera y estratosfera media los GPS se ajustan mucho mejor a los valores de radiosondeo que en las regiones atmosféricas más altas, donde se aprecia un mayor apartamiento de la curva de ajuste respecto de los datos (Figura 3).

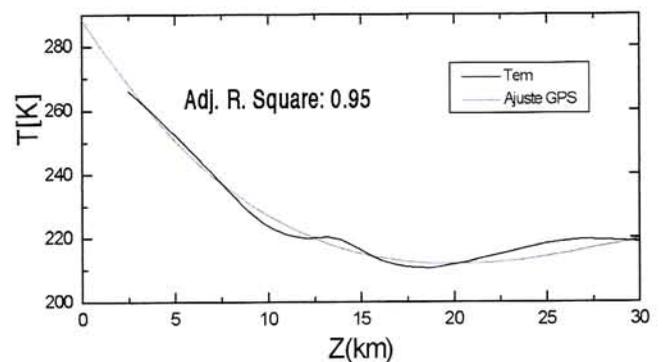


Figura 4 a) Valores obtenidos para temperatura vs altura y ajustes por polinomio cúbico para GPS en SCCI. Los datos corresponden al 02 de enero del 2003 del satélite CHAMP.

¹ No se compara sólo el perfil, sino que comparan también los coeficientes de ajuste de cada perfil para constatar que describen la misma tendencia y comportamiento, según el valor de coeficiente de ajuste R.

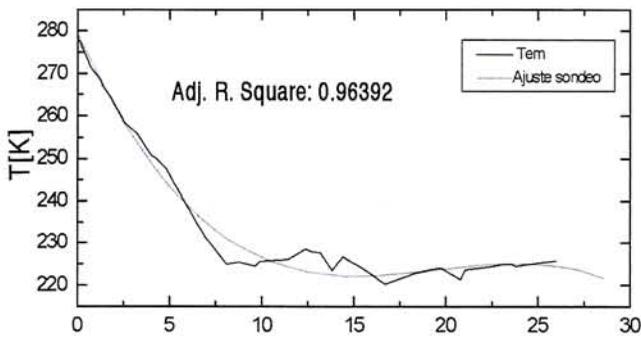


Figura 4 b) Valores obtenidos para temperatura vs altura y ajustes por polinomio cúbico para sondeos en SCCI Los datos corresponden 02 de enero del 2003 del satélite CHAMP.

3.2. Tropopausa

Una vez comparados con los tradicionales radio-sondeos, los datos de las ocultaciones de presión, altura y temperatura fueron utilizados para estudiar la existencia de tropopausa térmica extratropical y sus características. Para ello, de cada estación se analizaron valores de presión y altura, siguiendo el criterio de tropopausa térmica según la definición de WMO (1957); i.e., identificando el nivel donde se producía el cambio de gradiente vertical de temperatura².

Con el fin de reproducir figuras similares a las elaborados por Schmidt et al. (2004), la Figura 5 muestra algunos gráficos de los valores medios de temperatura a lo largo de los tres años de análisis.

A partir de la Tabla 1, la cual contiene valores de altura, temperatura y presión, es posible observar algunos puntos importantes referidos a la tropopausa, como ser su variación mensual a lo largo del año; sin embargo hay que tener en cuenta que la disposición de datos en este período, es escasa debido a la baja densidad de puntos satelitales contenidos en estas coordenadas.

Altura (km)	T(K)	Presión (mb)	Fecha	V/I
Estación				
Resistencia				
15.7	201.6	115.6	14-11-2001	Primavera
15.4	201.9	123.6	26-11-2001	Primavera
15.8	201.4	113.7	30-03-2002	Otoño
15.9	201.6	110.9	01-04-2002	Otoño
12.3	215.2	175.7	03-04-2002	Otoño
15.4	206.8	118.4	12-05-2002	Otoño
15.4	203.9	117.5	20-05-2002	Otoño
15.4	206.9	118.4	29-07-2002	Invierno
15.7	202.4	109.2	25-08-2002	Invierno
16.1	200.3	107.1	27-08-2002	Invierno
16.5	204.4	99.9	29-08-2002	Invierno
14.8	207.1	132.7	05-09-2003	Invierno
Sto. Domingo				
15.4	212.8	118.0	22-09-2001	Primavera
17.0	207.9	89.2	05-05-2002	Otoño
15.2	208.5	123.2	17-07-2002	Invierno
15.9	211.4	106.4	04-08-2002	Invierno
15.5	207.8	114.8	17-11-2002	Primavera
17.4	203.5	87.8	09-01-2003	Verano
16.9	209.7	92.8	07-04-2003	Otoño
11.8	215.2	211.9	09-04-2003	Otoño
13.5	207.7	168.8	13-04-2003	Otoño
15.0	208.3	126.9	15-04-2003	Otoño
14.5	215.7	134.0	14-07-2003	Invierno

Tabla 1. Valores de altura, temperatura y presión de tropopausa procedentes de datos de GPS para SARE Y SCSN según estación del año

El número de ocultaciones para cada estación varió entre 15 y 20 registros, cada uno de los cuales posee entre 92 y 150 datos en función de altura. No obstante ello, es posible evaluar rangos dentro de los cuales están enmarcados valores de temperatura, presión y altura de la tropopausa. Para ello se elaboraron las Tablas 2 y 3, con valores medios de temperatura y altura, incorporando como valor de referencia el valor de la tropopausa de punto frío que por definición corresponde al nivel de temperatura mínima de cada perfil. (Gettelman et al.; 2005).

De la Tabla 2 es posible observar que el rango de variación de temperatura media está ubicado entre los 204.1 y 222.9 K, valores que corresponden a SARE -con el mínimo en 15.8 kilómetros- y SAZR -con el máximo en 9.8 kilómetros.

²La tropopausa térmica, según la Organización Meteorológica Mundial, se define como el nivel de presión/altura atmosférico más bajo a partir del cual el gradiente de temperatura respecto del nivel superior, es de al menos 2^a C a lo largo de por lo menos 2km.

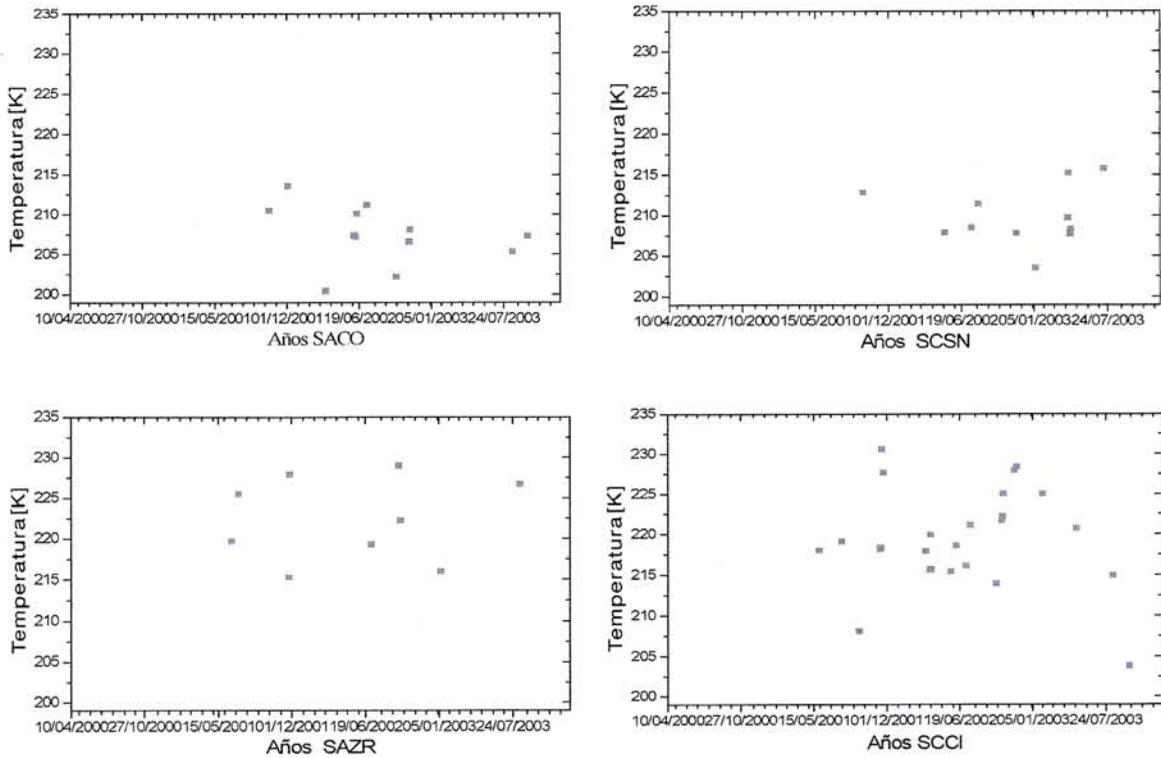


Figura 5. Serie temporal de valores medios de temperatura de tropopausa para SARZ, SCCI, SACO y SCSN para el período 2001-2003.

Para las estaciones chilenas (Tabla 3), el rango de variación fluctúa entre 209.8 y 218.5 K, correspondientes a SCCI (9 km) y SCSN (15.2 km).

A diferencia de los valores de temperatura, la presión presenta una gran dispersión en los datos, como se muestra en las Tablas 4 y 5.

Estación	T[k] ± s	AlturaGPS [km]	Altura sondeo[km]	T.Pto Frío[K]
Resistencia	204.1 ± 4.07	15.8	15.5 - 16.0	201.89 ± 4.94
Córdoba	207.1 ± 3.52	15.0	14.4 - 15.2	203.07 ± 3.48
Ezeiza	212.8 ± 2.8	14.2	13.0 - 15.0	207.81 ± 3.38
Santa Rosa	222.9 ± 4.8	9.8	9.0 - 11.0	214.61 ± 4.97

Tabla 2. Valores medios calculados de temperatura, altura y punto frío de la tropopausa para las estaciones de la 1ra columna (Argentina) a partir de los datos del GPS. La columna en negrita representa rango de variación de altura de tropopausa para radiosondeo utilizados.

Estación	T[k] ± s	Altura[km]	T.Pto río[K]
Santo Domingo	209.8 ± 3.6	15.2	206.7 ± 4.5
Puerto Montt	218.5 ± 6.7	9.8	214.8 ± 6.2
Punta Arenas	218.5 ± 6.3	9.0	215.4 ± 6.2

Tabla 3. Valores medios calculados de temperatura, altura y punto frío de la tropopausa para las estaciones de la 1ra columna (Chile) a partir de los datos del GPS. A diferencia de la tabla 2 no hay registro previos de valores medios de tropopausa para estas estaciones a partir de los radiosondeos.

Estación	P. mínima (hPa)	P. máxima (hPa)
Resistencia	99.9	175.69
Córdoba	97.5	166.5
Ezeiza	91.2	154.55
Santa Rosa	130.7	336.08

Tabla 4. Rangos de variación de presión para las estaciones argentinas. Datos GPS.

El rango de variación para la presión corresponde a valores que oscilan entre los 91.2 – 336.08 hPa en Argentina, mientras que para las estaciones chilenas los valores están entre los 89.1 – 397.4 hPa. Este margen tan amplio de valores refleja por un lado la escasez en la densidad de datos en muchas estaciones; escasez que crece a medida que las latitudes aumentan y por otro la considerable dispersión de los mismos que da lugar a una desviación estándar muy alta.

En este sentido, cabe destacar que la presión es una magnitud derivada de la refractividad, con lo cual el error de la magnitud se ve incrementado y esto recae en el rango de dispersión. Por otra parte Bischoff y otros (2006), demuestran mediante un extenso análisis de datos de tropopausa calculada a partir de ra-

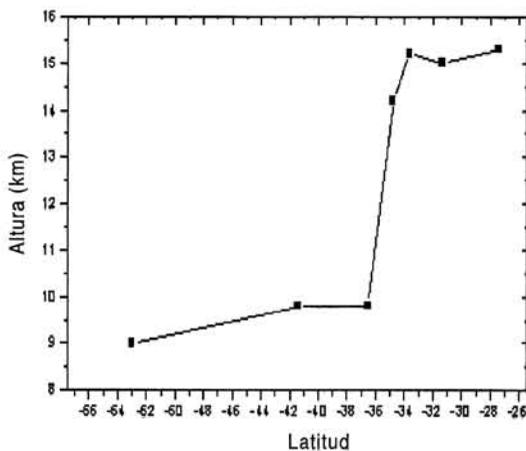


Figura 6. Distribución de la altura de tropopausa en función de la latitud para las estaciones analizadas.

Estación	P. mínima (hPa)	P. máxima (hPa)
Santo Domingo	89.1	211.9
Punta Arenas	194.9	397.4
Puerto Montt	209.5	324.4

Tabla 5. Idem Tabla 4 para las estaciones chilenas. Datos GPS

diosondeos, que tienen una significativa dispersión también entre valores máximos y mínimos.

La Figura 6 (Figura 7) muestra la distribución latitudinal de altura (temperatura) de la tropopausa en el período analizado.

3.3 Presión de vapor de agua

Otra variable importante asociada a la tropopausa es la presión de vapor de agua. La tropopausa es una región crítica para el clima; la química es relevante para su estudio así como también su relación con el radical OH, directamente ligado al ozono y al vapor de agua (Gettelman et al., 2002, Kursinski et al., 1995).

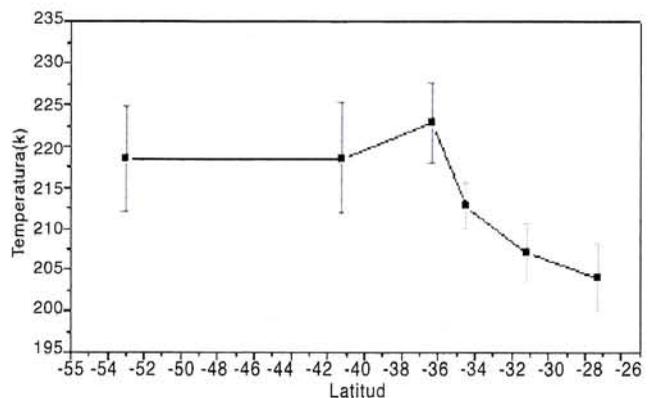


Figura 7. Idem Figura 6 para la temperatura de la tropopausa.

Estudio de las observaciones de tropopausa...

En la Figura 6, se aprecia el comportamiento decreciente de la altura de la tropopausa a medida que las latitudes aumentan.

El comportamiento inverso, se aprecia en la Figura 7, donde la temperatura más alta corresponde a la menor altura de la tropopausa.

Estos perfiles latitudinales concuerdan con el conocido quiebre de tropopausa de latitudes medias (Defant and Taba, 1957)

En las estaciones analizadas y para aquellos valores de altura donde se apreció un gradiente de temperatura acorde a la definición de tropopausa térmica, se estudiaron los valores de presión de vapor de agua derivados de las ocultaciones satelitales. Las Figuras 8 y 9 muestran, los valores de la variable en dos estaciones analizadas (SACO y SCTE).

En estos los perfiles se aprecia un comportamiento común para la presión de vapor de agua: a medida que la altura crece y se pasa de la troposfera a la estratosfera, la variable sufre un fuerte decrecimiento, muy pronunciado, especialmente en la zona debajo de la tropopausa, donde alcanza su valor de estabi-

lización mínimo. En la Figura 8 se muestra el comportamiento de la variable en SACO para el 29 de junio de 2002, y una ampliación de la zona de interés en la transición troposfera- estratosfera. La Figura 9 es similar a la anterior y reproduce el comportamiento de la variable en SCTE para el día 29 de julio de 2003.

Es importante destacar que el comportamiento del vapor de agua posee características comunes en todas las estaciones analizadas: la variable decrece rápidamente al pasar de la troposfera a la estratosfera, donde el valor alcanza su nivel mínimo. El cambio de la pendiente en los gráficos está íntimamente relacionado con la proximidad de la tropopausa, ya que en la mayoría de los casos este cambio ocurre a una altura por debajo de la altura de la tropopausa. No obstante, como se puede apreciar en las Figuras 8 y 9, la transición de la pendiente entre troposfera superior y estratosfera inferior no tiene las mismas características en todos los casos: mientras en SACO se observa más pronunciada, en SCTE la transición es más lenta

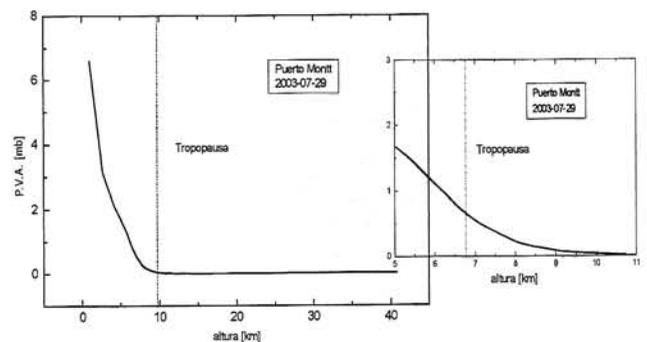
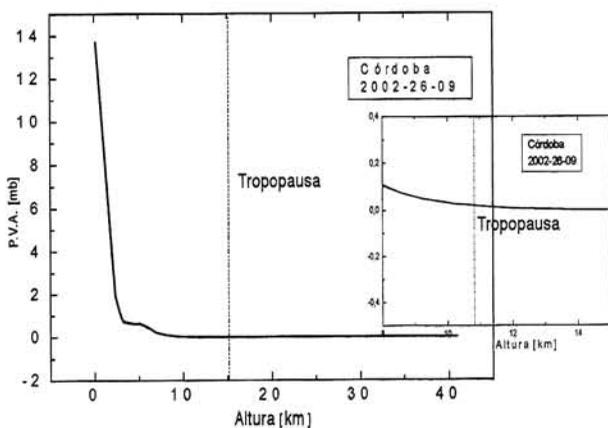


Figura 8. a) Perfiles de presión de vapor de agua obtenidos por el método de ocultación GPS para SACO, 29 de junio de 2002 y (b) Ampliación para la zona de tropopausa.

Figura 9. Idem Figura 8 para el 29 de julio de 2003 en SCTE

4. CONCLUSIONES Y SÍNTESIS FINAL

En el presente trabajo se estudió la técnica de ocultación satelital GPS en el Hemisferio Sur para estaciones de Argentina y Chile, con el fin de obtener resultados que validen las radio ocultaciones, y considerar así los GPS como una fuente de información confiable al igual que los radiosondeos, pero con mayor cobertura global y disponibilidad horaria, a semejanza de trabajos realizados en otras latitudes, especialmente Estados

Unidos y Europa (Bethan, S et al.;1996; Danielsen, E. F.; 1968)

En la primera parte del trabajo surge que los valores de temperatura y altura en el período analizado, se ajustan muy bien al método tradicional de radiosondeos describiendo un comportamiento similar a los análisis climatológicos derivados de ellos. Al comparar ambos métodos en forma más rigurosa por medio de los ajustes, se obtuvieron valores con un alto coeficiente de correlación, considerando el criterio control de calidad seguido en el presente trabajos.

En este sentido la mayor parte de las ocultaciones satelitales quedaron dentro del rango de dispersión impuesto y arrojan resultados similares a los sondeos clásicos como se aprecia en las Figuras 3 y 4. Se observa además que en todos los casos los valores de ocultaciones presentan un mejor ajuste especialmente en la zona comprendida por debajo de los 10 kilómetros, altura a partir de la cual los valores satelitales son más dispares a medida que se penetra en la media y alta estratosfera.. Esta desviación de los valores, puede deberse a problemas técnicos en los receptores de los GPS, junto con la calidad de procesamiento del retardo inducido en la señal en la atmósfera.

Es importante considerar además, que la técnica no presenta dependencia en los resultados de las latitudes y longitudes estudiadas, siendo la correlación del mismo orden para distintas coordenadas. En este sentido cabe destacar que en general los resultados obtenidos hasta ahora en trabajos previos (Kursinski et al. 1997, 1995; Hajj et al.,2002, 1994) muestran que la zona donde existe mayor concordancia entre las distintas técnicas se focaliza especialmente en el Hemisferio Norte (latitudes mayores a 30°) y latitudes comprendidas entre 30° S y 30°

N; por lo tanto aquí se ha extendido la cobertura con perfiles hasta latitudes extratropicales hasta el Hemisferio Sur. Un último comentario respecto de la validación de la técnica es que en este trabajo se consideraron como válidos los errores derivados del trabajo de Kursinki et al. (2001, 2004). En los mencionados trabajos se explica detalladamente la contribución de cada uno de los errores parciales de cada etapa de toma y procesamiento de datos en las ocultaciones.

Una vez asumida como válida la técnica GPS, se analizaron valores de temperatura y presión en función de la altura para identificar la tropopausa térmica. A partir de los registros se pudo estimar que la tropopausa extratropical entre las latitudes de 60° S y 80° S presenta un rango de variación entre los 204 y 222 K desde el Polo Sur hasta el Trópico de Capricornio, con alturas que fluctúan entre la mínima de 9 km para SCCI y la máxima de 15.3 km en SARE.

Cabe destacar que, de lo expuesto en las Tablas 2 y 3, se deduce que las alturas de tropopausa de SCTE, SCCI y SAZR, son las más bajas, entre 9 y 9.8 Km, valores correspondientes a tropopausas de latitudes medias, con temperaturas que aumentan a medida que disminuye la latitud sur, mientras que SAEZ, SACO, SARE y SCSN, presentan valores más elevados, entre 14.2 y 15.8, cercanas a las tropopausas tropicales.

Estos resultados, muestran un buen comportamiento si consideramos que están por debajo del valor de la tropopausa del punto frío o temperatura mínima del perfil, valor que resulta importante en el análisis del intercambio troposfera_estratosfera, ya que está correlacionado con los procesos convectivos. Además, se ubican dentro de los valores esperados, si consideramos los resultados de Schmidt et al; (2004) donde se estipulan valores de altitud de tropopausa de 16.5 km para el Trópico, 15.8 en latitudes medias, y por último para latitudes altas fluctúa entre los 8.5- 10 km (Seidel, D.J., Ross, R. J. And Angell K. A., 2001).

Por otro lado los valores de presión muestran una marcada dispersión, probablemente debido a la poca densidad de datos en la zona. En este punto, debe señalarse que las coordenadas seleccionadas poseen registros disímiles en cuanto a cantidad de datos a disposición, lo cual está relacionado con las

órbitas e inclinación de los satelitales. En este sentido, también es de destacar que la cobertura espacial y temporal de los satélites si bien está globalmente distribuida, decrece a medida que las latitudes aumentan, por lo que a medida que nos alejamos del Ecuador, la cantidad de registro decrece abruptamente, dificultando realizar el análisis de los datos con una estadística más rigurosa. Es necesario remarcar además que la cantidad de registros, también está limitada al tamaño de grilla seleccionado; i.e, a medida que la grilla se amplía en grados mayor es la cantidad de ocultaciones contenidas en ella, sin embargo esto a su vez proporciona mayor dispersión en los datos. No obstante ello, si comparamos los resultados obtenidos con trabajos previos (Schmidt et al., 2004; Yuchechen, 2004, Bischoff y otros, 2007) es posible inferir que los valores obtenidos de presión en general quedan enmarcados dentro de los rangos allí mencionados, sin perjuicio de lo cual se puede predecir que respecto de la presión, las ocultaciones satelitales tienden a sobreestimar los valores comparados con los radiosondeos.

Es importante destacar tanto para valores de presión y altura, como de temperatura, que tal como se describe en Highwood y Hoskins (1998), la definición de tropopausa térmica es una definición arbitraria que provee un uso operacional, pero a su vez limita la relevancia física, ya que en este análisis no se consideran procesos convectivos que están íntimamente ligados a la definición de tropopausa.

Por último, los valores de presión de vapor de agua derivados de datos satelitales muestran el comportamiento esperado, con valores que decrecen rápidamente a medida se atraviesa la tropopausa hacia la estratosfera, zona en la cual en principio parecería marcar a un cambio en el comportamiento de la variable del orden de un orden de magnitud aproximadamente. Sin embargo cabe destacar que la ambigüedad en los datos satelitales del vapor de agua se hace significativa en las ocultaciones, ya que éste es una función fuertemente ligada a la latitud y a la longitud, y además los perfiles están sujetos a los errores de presión, temperatura y refractividad, lo cual implica que entre latitudes bajas y altas existe un margen de error alto en las mediciones.

Agradecimientos: Al Dr. Manuel De La Torre Juárez, del Jet Propulsion Laboratory, por brindarnos los datos de los sondeos GPS, sin los cuales este trabajo no hubiera podido realizarse.

Al "Department of Atmospheric Science" College of Engineering, University of Wyoming por los datos de radiosondeos obtenidos a través de su página web.

Al Equipo Interdisciplinario de Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global (PEPACG); a todos sus integrantes, por sus acotaciones al trabajo y permanente colaboración.

REFERENCIAS

- Bethan, S.; Vaughan, G. and Reid J.: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 929-944, 1996.
- Bischoff, S. A., P. O. Canziani, y A. E. Yuchechen. ; The tropopause at southern extratropical latitudes: Argentina operacional rawinsonde climatology, *Int. J. Climatol.*, 27, 189-209, 2007.
- Bjerkens, J. and Palmén, E.; Investigation of selected European cyclones by means of serial ascents, *Geophys. Publ.* 12, 62 pp., American Meteorological Society, Boston, Mass, 1937.
- Danielsen, E. F.; Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potencial vorticity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25, 502-518, 1968.
- Danielsen, E. F.; The laminar structure of the tropopause and its relation to the concept of the tropopause, *Arch. Meteorol. Geophys. Bioblum.*, BII, 293-332, 1959.
- Defant, F. and Taba, H., The threefold structure of the atmosphere and characteristics of the tropopause, *Tellus*, 9, 259-274, 1957.
- Fjeldbo, G. F.; Eshleman, V. R. and Kliore, A.; The neutral atmosphere of Venus as studied with the Mariner V radio occultation experiment, *J. Astron.*, 76, 123 -140, 1971.

- Gettelman, A. and Forster P. M. de F., A Climatology of the Tropical Tropopause Layer, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 911-924, 2002.
- Gettelman, A.; Salby, M. L.; Randel, W. J. and Sassi, F.; Convection in the Tropical Tropopause Region and Stratosphere-Troposphere Exchange, 2005.
- Gorbunov M. E., S. V. Sokolovskiy, and L. Bengtsson, Space refractive tomography of atmosphere: Modeling of direct and inverse problem, Rep. 210, Max-Planck Ins. For Meteorol., Hamburg, Germany, 1996.
- Gurvich A.S. and Krasil'nikova T. G., Navigation satellites for radio sensing of the Earth's atmosphere, *Sov. J. Remote sensing*, 7, 1124 – 1131, 1990.
- Hajj, G. A.; Schofield, J. T. and Linfield, R. P.; Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System, *Journal of Geophysical Research*, 102, D19, 23429–23465, 1997.
- Hajj, G. A.; Kursinski, E. R. and Romans, J. L.; Imaging the ionosphere with Global Positioning System, *Int. J. Imaging Syst. And Technol.*, 5, 174-184, 1994.
- Hajj, G. A.; Kursinski, E. R.; Romans, L. J.; Bertiger, W. I. and Leroy, S.; A technical description of atmospheric sounding by GPS occultation, *Journal of Atmospheric and Solar– Terrestrial Physics*, 64, 451-469, 2002.
- Hajj, G. A. et al., CHAMP and SAC-C atmospheric occultation results and intercomparisons, *J. of Geophys. Res.*, 109, D06109, doi: 10.1029/2003JD003909, 2002.
- Highwood, E. J. and Hoskins, B. J.; The tropical tropopause, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124, 1579-1604, 1998.
- Ho-Fang, Tsai and Tsuda, Toshitaka; Equatorial Kelvin Waves Observed with GPS Occultation Measurements (CHAMP and SAC-C), *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82, pp 397-406, 2004.
- Hoinka, K. P.; Statistics of the global tropopause pressure, *Monthly Weather Review*, 126, 3303-3325, 1998.
- Holton, J. R.; Haynes, P. H.; Douglass, A. R.; Rood R. B. and Pfister, L.; Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403-439, 1995.
- Kursinski, E. R.; The GPS radio occultation concept: Theoretical performance and initial results, Ph.D. thesis, Calif. Int. Of Technol., Pasadena, 1997
- Kursinski, E. R.; Hajj, G. A.; Hardy, K. R.; Romans, L. J. and Schofield, J. T. ; Observing tropospheric water vapor by radio occultation using the global positioning system, *Geophysical Research Letters*, 22, 2365 –2368, 1995.
- Kursinski E. R., The GPS radio occultation concept: Theoretical performance and initial results, Ph.D. thesis, Calif. Int. Of Technol., Pasadena, 1997.
- Kursinki, E. R. and Hajj, G. A.; A comparison of water vapor derived from GPS occultations and global weather analyses, *Journal of Geophysical Research*, 106, 1113-1138, 2001.
- Kuo Y. H., Wee T. K., Sokolovsky S., Rocken C., Schreiner W., Hunt D., Anthes R. A., Inversion and error estimation of GPS radio occultation data, *J. of the Meteorological Society of Japan*, 82, 507 – 531, 2004.
- Palmén, E.; On the distribution of temperature and wind in the upper westerlies, *Journal of Meteorology*, 5, 20-27, 1948.
- Seidel, Dian J., Ross R. J., Angell J. A., Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiodondes, *Journal of Geophysical Research*, 106, 7857-7878, 2001.
- Schmidt, T.; Wickert, J.; Beyerle, G. and Reigber, C.; Tropical tropopause parameters derived from GPS radio occultation measurements with Champ, *Journal of Geophysical Research*, 109, doi: 10.1029/2004JD004566, 2004.
- Schmidt, E. K. and Weintraub, S.; The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies, *Poc. IRE*, 41, 1035-1037, 1953
- Vorobiev, V.V., Krasil'nikova, T.G., 1994. Estimation of the accuracy of the atmospheric refractive index recovery from Doppler shift measurements at frequencies used in the NAVSTAR system. *Physics of Atmosphere and Ocean* 29, 602–609.

Estudio de las observaciones de tropopausa...

Ware, R. et al., GPS sounding of the atmosphere from Low Earth Orbit: Preliminary results, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 77, 19-40, 1996.

World Meteorological Organization (WMO), Meteorology A Three-Dimensional Science: Second Session of the Commission for Aerology, WMO Bulletin IV(4), WMO, Geneva, 134-138, 1957.

Yunck T. P., Lindal G. F., Lui C. H., The role of

GPS in precise earth observation, paper presented at de Symposium on IEEE Position, Location and Navigation, Inst. of Electr. And Electron. Eng., Orlando, Fla., 1988.

Yuchechen, A. E.; Aspectos climáticos de la tropopausa en latitudes extratropicales sobre la República Argentina, Tesis de Licenciatura, 2004.

NOTAS Y CORRESPONDENCIA

DESARROLLO DE METGIS, UN SISTEMA COMBINADO DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA, METEOROLÓGICA Y DE COBERTURA DE NIEVE DE ALTA RESOLUCIÓN, PARA LA REGIÓN ANDINA

Gerald Spreitzhofer¹ y Federico A. Norte

Instituto de Meteorología y Geofísica (IMG)
Universidad de Viena, Viena, Austria

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET)
Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Mendoza, Argentina

(Manuscrito recibido el 3 de julio de 2006, en su versión final el 29 de agosto de 2007)

RESUMEN

En el marco de un proyecto de investigación interdisciplinario e internacional con participación de institutos de investigación de montaña y universidades de Estados Unidos, Austria, Suiza y Japón se construye MetGIS (**M**eteorological and **G**eographic **I**nformation **S**ystem), un sistema Java de información geográfica y meteorológica para Sudamérica, focalizado en la región andina de Argentina, Chile y Perú. La sección geográfica incluye una topografía basada en datos SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) e información sobre las carreteras, las vías férreas, los ríos, las fronteras y las ciudades. Las gráficas de la topografía del terreno (la altitud, la pendiente y la orientación del mismo) sirven como fondo para la información meteorológica y nivológica. Con éste sistema será posible visualizar en forma combinada las observaciones de varias redes, los resultados de los pronósticos numéricos de modelos como el MM5 y los errores de dichos modelos. Los campos analizados y pronosticados pueden ser transformados a escalas de mayor resolución, usando métodos apropiados tales como el de "downscaling" (VERA = Viena Enhanced Resolution Analysis). Respecto a los rasgos del sistema, relacionados específicamente con áreas de montaña, los datos SRTM combinados con VERA permiten dar una buena estimación de las áreas con temperaturas bajo cero y acumulación de nieve. Se planea integrar en el futuro el modelo suizo SNOWPACK que realiza simulaciones de la cubierta de nieve.

Palabras clave: sistema de información meteorológica, SIG, downscaling, cobertura de nieve, tiempo meteorológico en zonas de montaña.

DEVELOPMENT OF METGIS, A COMBINED HIGH-RESOLUTION SYSTEM OF GEOGRAPHIC, METEOROLOGICAL AND SNOW COVER INFORMATION FOR THE ANDES REGION

ABSTRACT

Within the framework of an interdisciplinary international research project with contributions from mountain research institutes and universities of the USA, Austria, Switzerland and Japan, a Java-based combined **m**eteorological and **g**eographic information system (named MetGIS) for

dirección electrónica: gerald.spreitzhofer@univie.ac.at.

Información sobre MetGIS: <http://www.univie.ac.at/AMK/metgis/>

South America is under development, with a special focus on the Andes region of Argentina, Chile and Peru. The geographic part of the system includes a topography based on data of the Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) and representations of roads, railway lines, rivers, frontiers and cities. On top of various modes of terrain (elevation, slope, aspect), meteorological and snow information can be visualized in a variety of styles. The combined display of observations from various networks, of forecasts from numerical models like MM5 and of forecast errors will be possible. For a variety of parameters, meteorological input data may be subject to downscaling procedures using the VERA system (Vienna Enhanced Resolution Analysis). Regarding features of the system specifically related to mountain areas, the SRTM data combined with VERA allows a good estimation of areas with temperatures below zero and snow accumulation. For the future the inclusion of the Swiss model SNOWPACK is planned which provides simulations of the snow cover.

Key words: meteorological information system, GIS, downscaling, snow cover, mountain weather.

1. INTRODUCCIÓN

Los sistemas sofisticados de información con una focalización especial en áreas montañosas constituyen una herramienta importante para el trabajo de aquellos centros operativos responsables del tráfico vehicular en rutas, para los centros de control de avalanchas y para otras organizaciones estatales y privadas cuyos beneficios dependen parcialmente de pronósticos precisos de las condiciones atmosféricas. Entre los diversos componentes de tales sistemas están los datos de observación y predicción meteorológica y la información geográfica. Esta última consiste normalmente de mapas estáticos y predefinidos que el usuario del sistema no puede modificar. En general éstos mapas incluyen la topografía, la ubicación de los límites políticos y la posición de algunas ciudades importantes. Una de las raras excepciones a esta convención es

WeatherPro (antiguamente denominada WELS). Es un esquema de predicción del tiempo ubicado en una PC (Spreitzhofer 1997, 2000; Steinacker y Spreitzhofer 1998). Este sistema tuvo una aplicación satisfactoria en una cantidad de empresas e instituciones relacionadas con el estado del tiempo en Estados Unidos y Europa, pero en el año 2000 las actividades comerciales se suspendieron debido a las dificultades económicas de esa época. El sistema se basó en conceptos de “modelación híbrida” (Reiter 1991, Teixeira y Reiter 1995, Fig. 1): se usó un modelo de pronóstico de meso escala (el modelo “WELS”) para alimentar una Interfase de Uso Gráfico (en inglés Graphical User Interface, GUI), en la cual se incluía un sistema primitivo de información geográfica (SIG) y era operada desde el sitio donde se encontraban las instituciones ligadas a la predicción meteorológica.

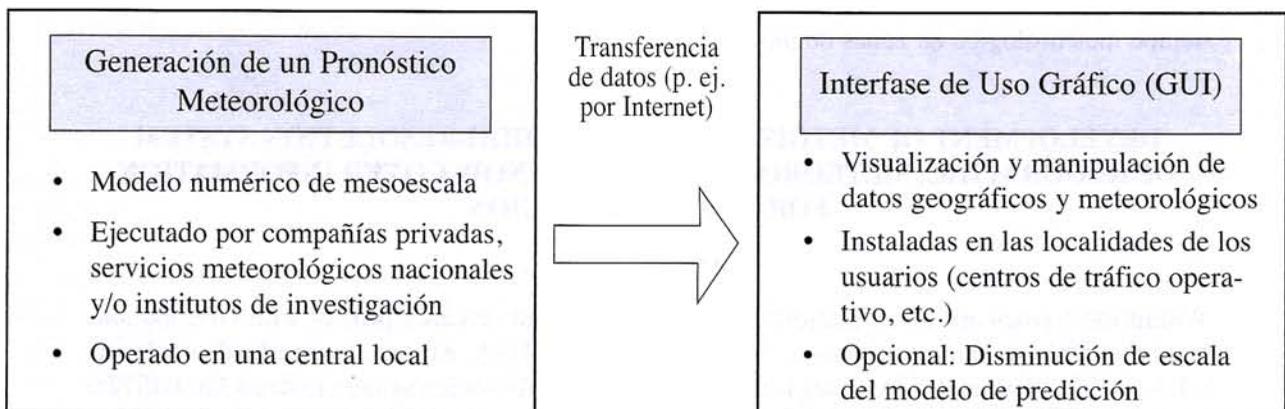


Figura 1: Concepto de la modelación híbrida

En este trabajo se muestran los avances logrados respecto del antiguo sistema WeatherPro y se presenta un nuevo sistema de información, que se aplica utilizando Java y que esta tecnológicamente avanzado, y que no hace uso del código del sistema anterior.

2. OBJETIVOS DE LA COMUNICACIÓN

Los principales objetivos del desarrollo son los siguientes :

1. Aplicar formatos comunes e internacionalmente reconocidos de datos geográficos y meteorológicos. Posibilitar la transferencia del sistema a cualquier área geográfica incorporando con costos mínimos los productos de diferentes modelos de predicción meteorológica.
2. Colaborar a la mejora del pronóstico de los fenómenos meteorológicos a partir del uso de un SIG potente que permita relacionar datos meteorológicos y geográficos.
3. Utilizar algoritmos eficientes de “downscaling” basados en métodos sofisticados que incluyen las características topográficas, a fin de lograr resoluciones más altas que las que comúnmente proveen los modelos de predicción meteorológica, especialmente en zonas de terreno complejo.
4. Incluir sistemas de visualización y modelado de la cobertura de la nieve. Las simulaciones de las

propiedades de la cobertura nival en lugares cercanos a las carreteras son importantes para estimar el riesgo de la nieve voladora entrando a la ruta, mientras que la estabilidad de dicha cobertura sobre pendientes encima de la red de tráfico provee valiosas pistas acerca del riesgo de peligro de avalanchas. Este objetivo puede ser logrado en colaboración con Institutos que contribuyan a desarrollar el sistema.

3. ANÁLISIS DEL TRABAJO EN DESARROLLO

3.1. Observaciones principales

El desarrollo del sistema se inició dentro del entramado de tres subsistemas distintos relacionados con la información meteorológica, geográfica y de cobertura nival (ver Fig. 2). En las secciones siguientes se hace una revisión breve para indicar hasta dónde han sido desarrollados los subsistemas al presente y en qué etapas de trabajo se encuentran en la actualidad.

La estructura del sistema se inicia de acuerdo a lo indicado en la Figura 1. El componente principal del sistema es una GUI, que incluye herramientas de manejo fácil y de tipo gráfico, alimentadas por un modelo de predicción meteorológica. El software de la GUI es operado en el lugar de trabajo del usuario.



Figura 2: Revisión de los tipos de información que se combinarán en el sistema en elaboración.

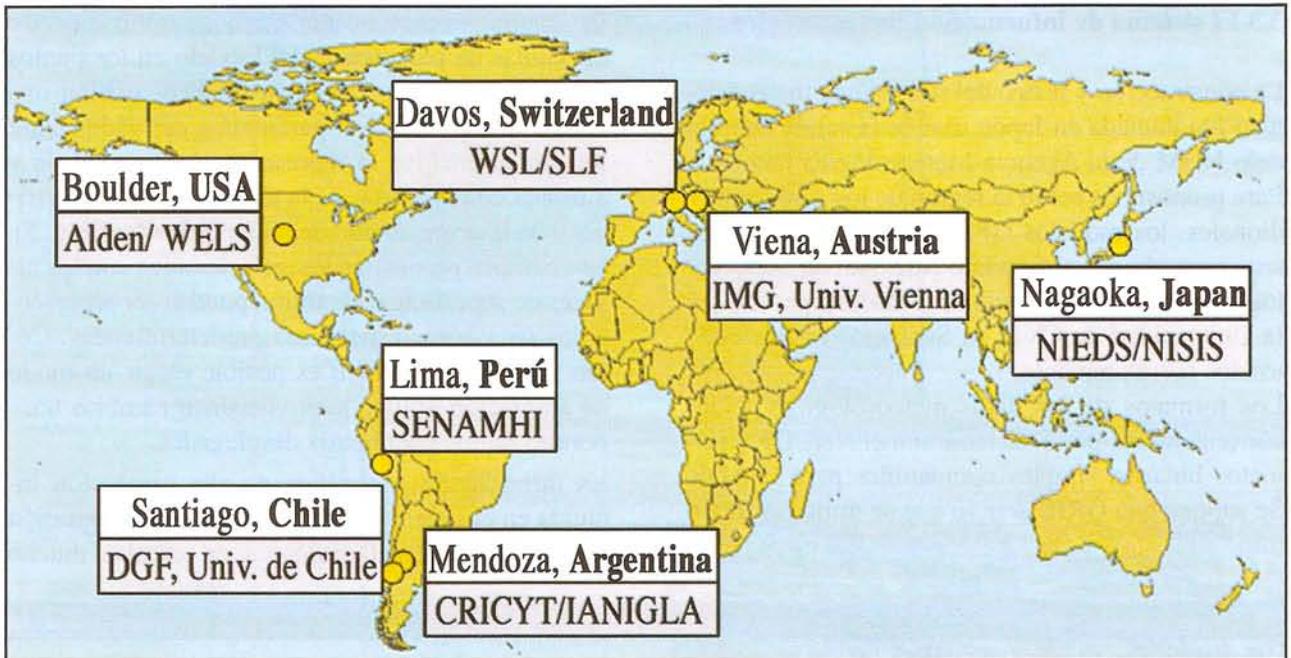
Como lenguaje de programación para la GUI se usa el Java. Esto permite ejecutar el programa en diferentes escenarios de sistemas operativos tales como Window, LINUX, Solaris, etc.

Para crear las bases de la aplicabilidad internacional del sistema se establecieron contactos con diversos institutos de investigación de nieve y con organizaciones meteorológicas de distintas partes del mun-

do. Esto se realizó por un lado para aprovechar la experiencia específica de ciertas instituciones y por otro para sintonizar el sistema emergente con las distintas fuentes de datos meteorológicos y geográficos. En relación con Sud América la sintonía (focalizando en la región de los Andes) se hizo con instituciones de Perú, Chile y Argentina. Ver la Tabla I para mayores detalles.

Institución de Investigación	País/Ciudad	Contribución/Logros
Alden/WELS (Alden Electronics, Inc./ WELS Research Corporation)	EE.UU. (Boulder, Colorado)	Ideas básicas referentes a la combinación entre sistemas de información geográfica y pronósticos meteorológicos.
WSL/SLF (Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research)	Suiza (Davos)	Tecnología Java para programación de GUI. Visualización de salidas de modelos de cobertura nival.
SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología)	Perú (Lima)	Inicio de programación de un SIG en Java. Testeo del prototipo con un conjunto completo de datos vectoriales geográficos del ancho país.
NIED/NISIS (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Nagaoka Institute for Snow and Ice Studies)	Japón (Nagaoka)	Continuación de la programación del SIG. Inicio de programación de la interfase para modelos de predicción meteorológica, usando el modelo NHM.
CRICYT/IANIGLA (Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Instituto Argentino de Nivología y Glaciología)	Argentina (Mendoza)	Inclusión de datos de terreno de alta resolución, usando SRTM (Shuttle Radar Topographic Misión).
DGF (Departamento de Geofísica, Universidad de Chile)	Chile (Santiago de Chile)	Inclusión de la salida del modelo MM5 para dos dominios cubriendo la cadena andina.
IMG (Institute of Meteorology and Geophysics, University of Vienna)	Austria (Viena)	(Iniciándose) Despliegue en pantalla de datos observados. Aplicación de algoritmos de cambio de escala sobre análisis y pronósticos meteorológicos.

Tabla I: Contribuciones de las instituciones internacionales de investigación al desarrollo del sistema. El mapa del mundo, en la siguiente página, muestra la ubicación geográfica de los institutos involucrados.



3.2 El sistema de información geográfica

El trabajo relacionado con el SIG está prácticamente terminado. Este módulo se diseñó en forma de capas que pueden ser seleccionadas para exhibirlas independientemente una de otra. Esto permite la visualización individual o combinada de las posiciones de las ciudades, de la información de datos vectoriales (el sistema de carreteras, ríos, líneas de ferrocarril y límites) y de varias características del terreno (elevación, pendiente y azimut).

Para la construcción de una base de datos de entrada del terreno para Sudamérica, se usaron los datos provistos por el Servicio Geológico de EE.UU. (USGS) tales como:

- Información del SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) en resolución horizontal de aproximadamente 90 metros.
- Datos topográficos globales en resolución horizontal de cerca de 900 metros (GTOPO30).

Estos datos fueron transformados para formar cinco niveles distintos de resolución, cada uno de ellos representado por un número grande de "pequeños" archivos en formato binario a fin de garantizar una carga rápida de los datos después de seleccionar las

áreas geográficas. La grilla usada para la visualización del dominio geográfico elegido fue obtenida por interpolación de datos a partir de un nivel de resolución adecuado, considerando la resolución de la pantalla (un factor limitante) y la resolución que prefiere el usuario.

Se implementaron varias facilidades para manipular el terreno, tales como la supresión de intervalos de altura seleccionados con el fin de visualizar aquellas áreas que se ubicasen por encima del nivel de congelamiento pronosticado o que se encontrasen debajo de capas de nubes bajas estratiformes.

En cuanto a la base de datos del terreno del sistema, están disponibles resoluciones de 900 m para la totalidad de Sur América, mientras que la cobertura con datos de alta resolución está restringida a las partes de los Andes meridionales. Sin embargo, la base de datos geográficos es constantemente renovada de acuerdo con la demanda externa. Una cobertura total con datos geográficos vectoriales incluyendo información exhaustiva de las carreteras y los límites políticos está disponible solo para algunos países, tales como Perú (Fig. 3). Además un pantallazo de distintas representaciones del terreno en alta resolución se ve en la Figura 4.

3.3 El sistema de información meteorológica

La construcción y testeo del subsistema meteorológico fue iniciada en Japón usando la salida del modelo NHM de la Agencia Meteorológica japonesa. Para pronósticos sobre la región de los Andes meridionales, los modelos GFS (Global Forecast System, operado por el Servicio Nacional de Meteorología de los Estados Unidos) y MM5 (operado por la Universidad de Chile en Santiago) están siendo usados corrientemente.

Los formatos de los datos meteorológicos leídos corrientemente por el sistema son el NetCDF y formatos binarios simples compatibles para GrADS. Se supone que GRIB será lo que se utilice en el futuro.

El sistema ya permite mostrar un amplio espectro de salidas de parámetros del modelo en los puntos de grilla del mismo. También se puede exhibir una variedad importante de parámetros derivados entre los que se incluye la representación interpolada y ajustada con la altura, de la temperatura de superficie y de la acumulación de nieve fresca (ver Fig. 5). Los campos pronosticados, relacionados con los niveles de superficie o de altura, pueden ser representados para horas específicas predeterminadas. Como alternativa también es posible elegir un modo de animación gráfica para visualizar cambios temporales de los parámetros desplegados.

La información geográfica de alta resolución incluida en el sistema se usa para poner a disposición la información meteorológica en escalas mucho

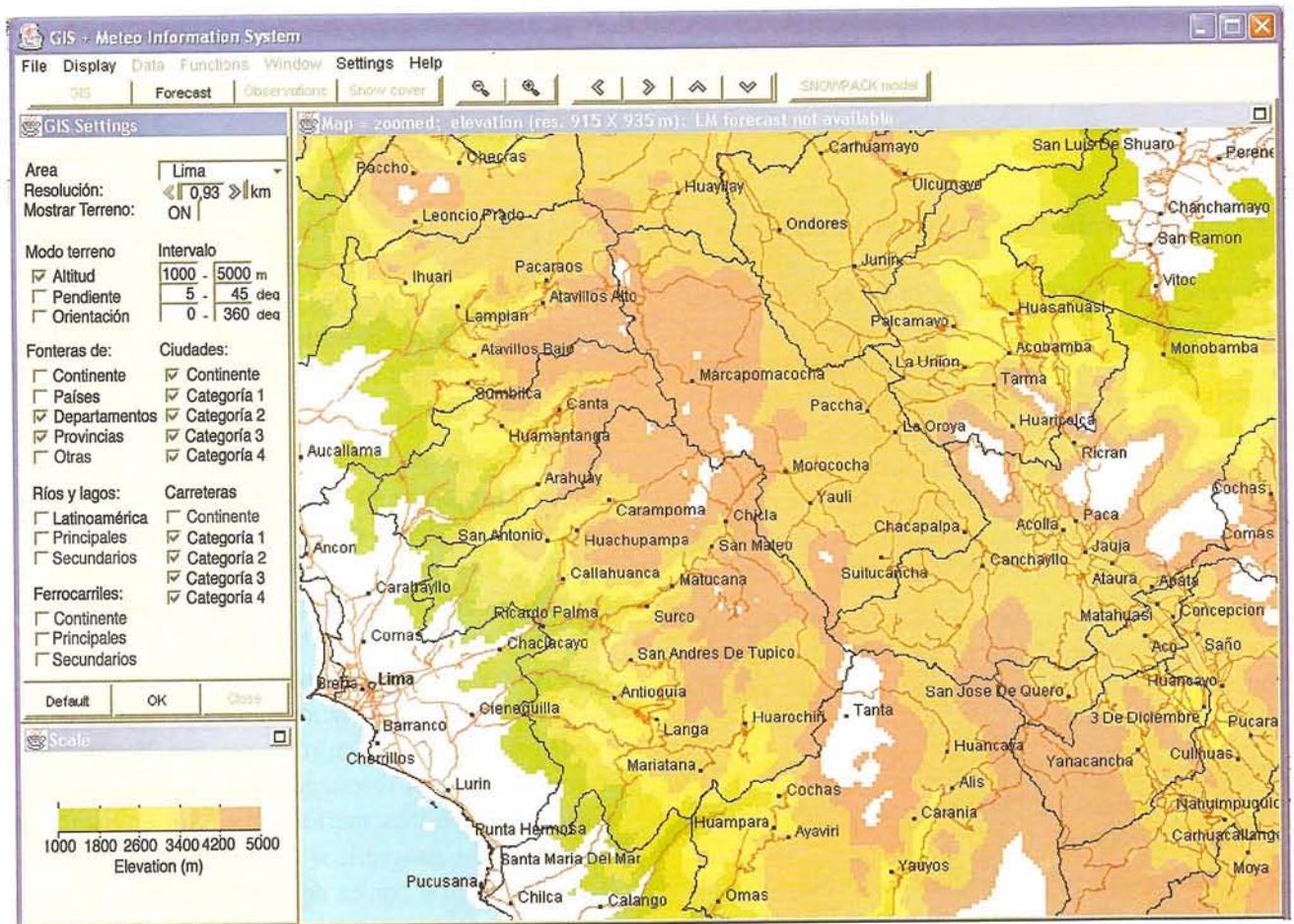


Figura 3: Exhibición de datos geográficos de una GUI para Perú Central entre Lima, la capital (abajo a la izquierda) y la llanura amazónica (arriba a la derecha). Datos topográficos de una resolución de aproximadamente 900 metros están dibujados en blanco para elevaciones por encima de 5000 m o por debajo de 1000 m, un área de alta frecuencia de nieblas costeras. Los límites entre distritos y provincias se dibujaron en negro mientras que la red de carreteras está indicada en color rojo.

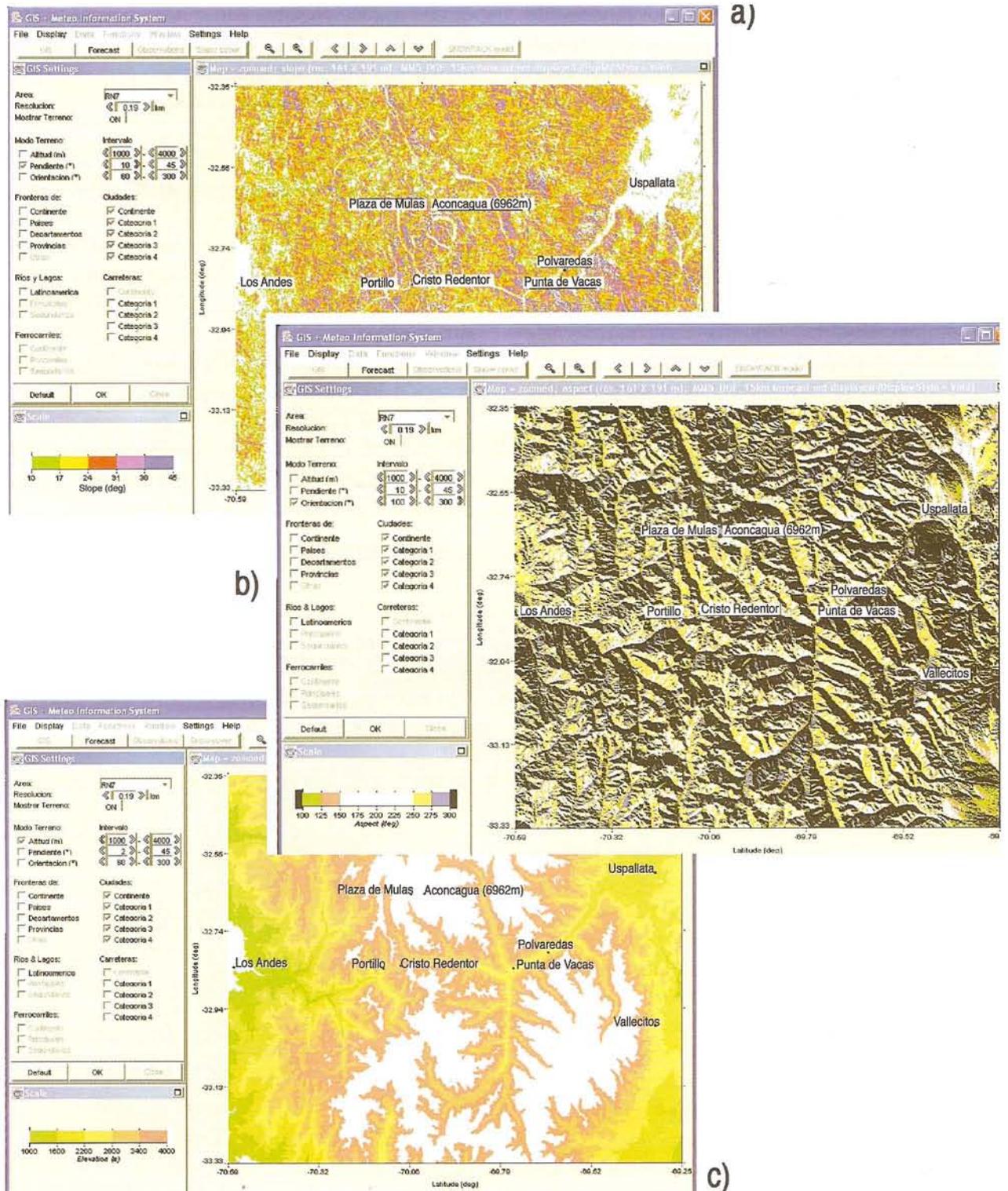


Figura 4: Se muestran distintas maneras de representar el terreno (resolución horizontal de 150 m) para la región andina entre Santiago de Chile y Mendoza (Argentina). (a) Terreno en pendiente (en color blanco pendientes < 10 ó > de 45 grados). (b) Aspecto del terreno (las laderas orientadas hacia el sur están pintadas de negro). (c) Elevación (los píxeles geográficos representando alturas por encima de los 4000 m o por debajo de los 1000 m están dibujados en blanco).

más pequeñas que las que resuelven los modelos de mesoescala. El desarrollo de técnicas adecuadas para procesar este “downscaling” o reducción de escala es parte de un proyecto de investigación que se está iniciando en la Universidad de Viena, Austria, tratando de integrar el sistema VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis), Steinacker y otros (2000 y 2006), con el módulo de información meteorológica.

El sistema VERA incorpora un análisis objetivo y automatizado con variación de escala para datos meteorológicos sobre topografías complejas. El método, trabajando sin campos de pronóstico para su inicialización, está formulado y aplicado a cantidades vectoriales y escalares de dominios uni y multi-dimensionales. Incluye una aproximación funcional adecuada basada en un algoritmo variable.

Este sistema destaca la influencia de la topografía

de alta resolución sobre parámetros meteorológicos específicos en la forma de “fingerprints” (huellas digitales) y puede ser aplicado tanto para el pronóstico como para el análisis (diagnóstico).

3.4 El sistema de información de cobertura nival

El modelo físico de cobertura nival SNOWPACK (Bartelt y Lehning 2002; Lehning y otros 2002a, 2002b; Spreitzhofer y otros, 2004) fue desarrollado ante todo para apoyar las alertas de avalanchas en Suiza. SNOWPACK también puede ser aplicado a la región andina. El modelo es usado especialmente para simular la estructura de la cobertura nival en sitios donde se encuentran estaciones automáticas de montaña, usando sus mediciones de nieve y los datos meteorológicos como datos de entrada.

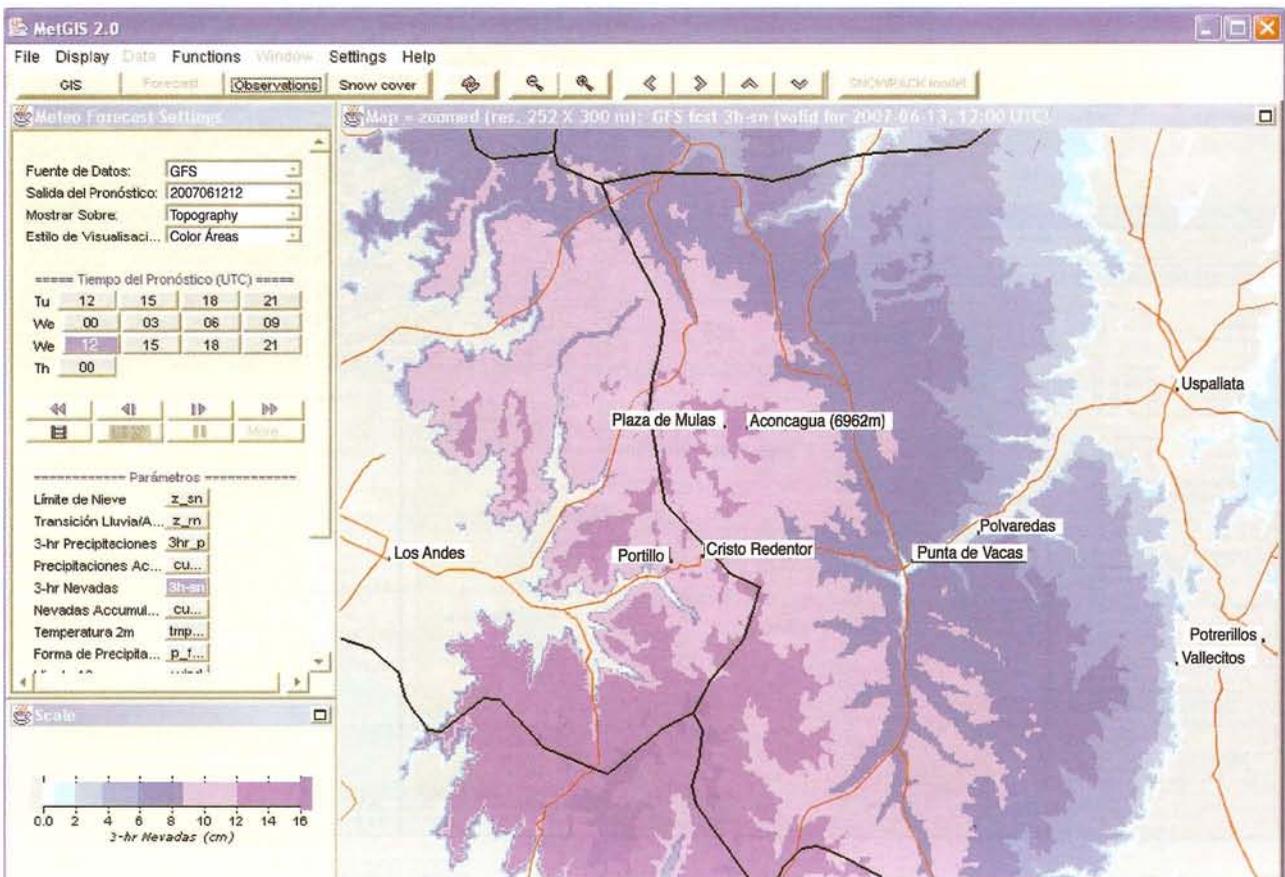


Figura 5: En este mapa se indica el pronóstico que MetGIS realiza de la profundidad de nieve fresca relativa a un período de tres horas, iniciado el 13 de junio de 2007 a 09 UTC, para una sección de los Andes Meridionales entre Santiago de Chile y Mendoza (Argentina). Se nota gran diferencia en la acumulación entre los valles y las regiones más altas. Controlar la escala de color en el ángulo izquierdo inferior del gráfico.

Además de las aplicaciones para puntos individuales, SNOWPACK simula también la cobertura de nieve para grillas horizontales. SNOWPACK se ha acoplado con modelos de flujo atmosférico y de transporte de nieve y con modelos de balance espacial de energía (Spreitzhofer y otros 2002).

Tanto las salidas del modelo SNOWPACK para sitios puntuales, como las salidas para áreas de cobertura nival podrían ser integradas con el sistema de información en desarrollo, si bien esta última parte requiere mayor trabajo de investigación y computadoras más poderosas para obtener resultados buenos y confiables.

4. SUMARIO Y PERSPECTIVAS

El desarrollo del sistema descrito está en un avanzado estado de aplicabilidad operativa. Algunos módulos que aún no se han desarrollado lo suficiente son aquellos relacionados a las técnicas de modificación de escalas para datos meteorológicos y para el área de cobertura nival. En el pasado, los tres tipos de información (geográfica, meteorológica y de cobertura nival) incluidas en el sistema se visualizaban en forma independiente entre sí usando técnicas sencillas de superposición. Pero ahora las formas de presentación y la interacción entre los módulos son cada vez más importantes. El requerimiento de una base de datos como por ejemplo "Muestre todas las áreas por encima de los 2000 metros, con una pendiente que exceda los 30 grados y donde esté pronosticada una acumulación de nieve fresca de más de 50 centímetros en las próximas 24 horas" podría dar un buen diagnóstico del riesgo de avalanchas.

El trabajo presentado incorpora el primer paso para construir un sistema tecnológicamente avanzado, diseñado para el uso combinado de sistemas de información geográfica y meteorológica teniendo además la opción de agregar información de cobertura de nieve.

El formato internacional y abierto de este sistema combinado permitirá que los centros de investigación localizados en la región andina puedan aplicarlo sin costos excesivos.

Nota: Para obtener información actual sobre el estado del sistema MetGIS, abra la página <http://www.univie.ac.at/AMK/metgis/>.

Agradecimientos: Se agradece a todas las instituciones y personas que contribuyeron a los avances satisfactorios en la tarea de la investigación presentada, especialmente al Profesor E.R Reiter y a Dr. L. Teixeira (antiguamente asociados a WELS/Alden, EE.UU.), WSL/SLF (Suiza), SENAMHI (Perú), NIED/NISIS (Japón), IANIGLA/CRICYT (Argentina), DGF (Chile) y a IMG (Austria) (las siglas y abreviaturas se explican en la Tabla I).

REFERENCIAS

Bartelt, P.B. y Lehning, M., 2002. A physical SNOWPACK model for avalanche warning services. Part I: Numerical Model. *Cold Regions Science & Technology*, **35** (3), 123-145.

Lehning, M., Bartelt, P.B., Brown, R.L., Fierz, C., Satyawali, P., 2002a. A physical SNOWPACK model for the Swiss Avalanche Warning Services. Part II: Snow Microstructure. *Cold Regions Science & Technology*, **35** (3), 147-167.

Lehning, M., Bartelt, P.B., Brown, R.L., Fierz, C., Satyawali, P., 2002b. A physical SNOWPACK model for the Swiss Avalanche Warning Services. Part III: Meteorological Boundary Conditions, Thin Layer Formulation and Evaluation. *Cold Regions Science & Technology*, **35** (3), 169-184.

Reiter, E.R., 1991. Hybrid modeling in meteorological applications; Part I: Concepts and approaches. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **46**, 77-90.

Spreitzhofer, G., 1997. Application of post-processing tools to improve visualization and quality of numerical short-range predictions over Central Europe. *Meteorol. Appl.*, **4**, 219-228.

Spreitzhofer, G., 2000. The WeatherPro system: recent developments. *Proceedings of the 10th International Road Weather Conference in Davos, Switzerland*, March 2000, 128-135.

Spreitzhofer, G., Lehning, M., Doorschot, J., Fierz, C., Raderschall, N., 2002. Integrated model approach to forecast snow drift, snow cover and surface properties in Alpine Terrain and on roads. *Proceedings of the 11th International Road Weather Conference in Sapporo, Japan*, January 2002.

Spreitzhofer, G., Lehning, M., Fierz, C., 2004. SN_GUI: A graphical user interface for snowpack modeling. *Computers & Geosciences*, **30**, 809-816.

Steinacker, R. y Spreitzhofer, G., 1998. The WELS-road weather system. Proceedings of the PIARC Conference in Lulea, Sweden, March 1998, 913-919.

Steinacker, R., Häberli, C., Pöttschacher, W., 2000. A transparent method for the analysis and quality evaluation of irregularly distributed and noisy ob-

servational data. *Monthly Weather Review*, **128**, 2303-2316.

Steinacker, R., Ratheiser, M., Bica, B., Chimani, B., Dorninger, M., Gepp, W., Lotteraner, C., Schneider, S., Tschannett, S., 2006. A mesoscale data analysis and downscaling method over complex terrain. *Monthly Weather Review*, **134**, 2758-2771.

Teixeira, L. y Reiter, E.R., 1995. Hybrid modeling in meteorological applications; Part II: An operational system. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **55**, 135-149.

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 ; $\ddot{O}(a+b)$; $\exp[(x+y)/r]$

en lugar de

$$\begin{array}{l} \underline{a} ; \underline{dy} ; (a+b)? e^{(x+y)/r} \\ b \ dx \end{array}$$

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 pu-

blicación. 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.

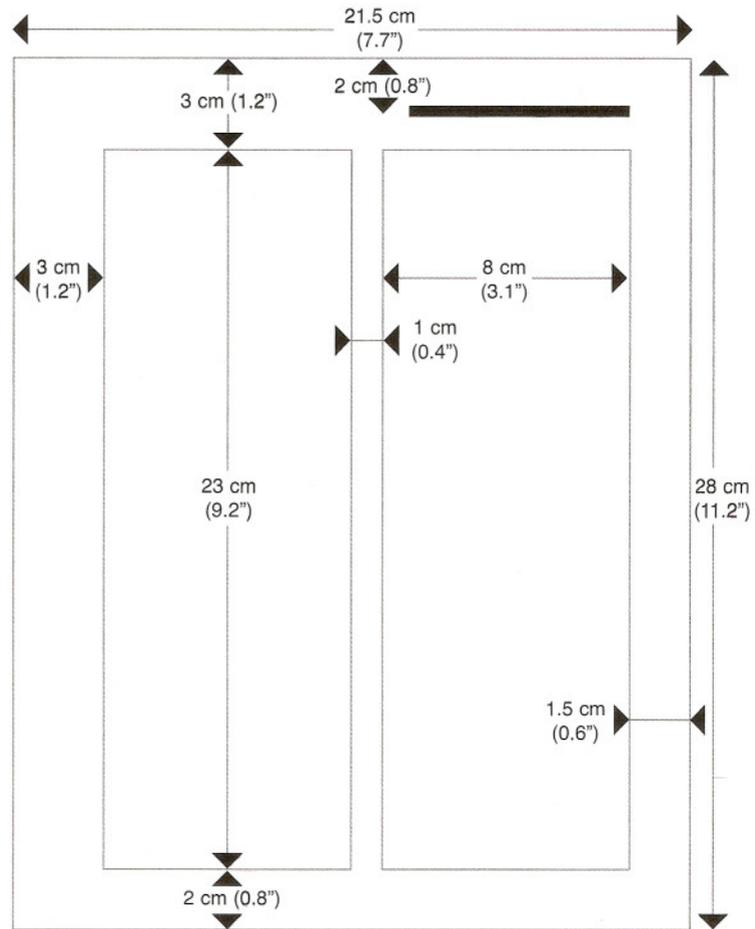
SEPARATAS

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:



Meteorología

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE:	Juan Manuel Hörler
VICEPRESIDENTE:	Héctor Cippesoni
SECRETARIA:	Celeste Saulo
PROSECRETARIA:	Ma. Laura Bettoli
TESORERA:	Paola Salio
PROTESORERA:	Perla Alessandro
VOCALES TITULARES:	Susana Bischoff María Isabel Gassmann Alberto Flores
VOCALES SUPLENTE:	Bibiana Cerne María Elena Segura Ernesto Moral

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 Possía

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