

## COMPORTAMIENTO CONJUNTO DE ALTURA GEOPOTENCIAL DE 500 hPa SOBRE INDIA Y SUDAMÉRICA

### JOINT BEHAVIOR OF 500 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT OVER INDIA AND SOUTH AMERICA

**Adrián Yuchechen**

Unidad de Investigación y Desarrollo de las Ingenierías, Facultad Regional Buenos Aires, Universidad Tecnológica Nacional, Buenos Aires, Argentina

Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global, Facultad de Ciencias Fisicomatemáticas e Ingeniería, Universidad Católica Argentina, Buenos Aires, Argentina  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina

E-mail: aey@uca.edu.ar

#### RESUMEN

Un método simple de clasificación de mapas que hace uso del coeficiente de correlación fue utilizado para obtener las estructuras más representativas del comportamiento conjunto de anomalías estandarizadas de altura geopotencial de 500 hPa sobre el subcontinente indio y Sudamérica para el período 1985-2011. El valor del coeficiente de correlación límite fue variado entre 0.70 y 0.90. En todos los casos, las dos estructuras más representativas son características del verano y el invierno boreales. Una de ellas corresponde al invierno boreal y presenta anomalías negativas en el norte de India asociadas con un calentamiento anómalo en la Zona de Convergencia Intertropical que en el sur de Sudamérica puede asociarse con anticiclógenésis. La otra estructura representa un centro ciclónico segregado, característico de la etapa madura del monzón, ubicado sobre el centro-oeste de India, mientras que simultáneamente sobre el sur de Sudamérica puede identificarse una región de características ciclogénéticas sobre la Patagonia. La tercera de las estructuras, asociada con la convección en latitudes tropicales, muestra condiciones pre- y post-monzón sobre India y anomalías ciclónicas en el sur de Sudamérica.

**Palabras clave:** 500 hPa, altura geopotencial, anomalías, India, sur de Sudamérica.

#### ABSTRACT

A simple method for the classification of maps that uses the correlation coefficient was carried out in order to obtain the most representative structures for the joint behavior of the 500 hPa standardized geopotential height anomalies over the Indian subcontinent and South America for the period 1985-2011. The correlation coefficient threshold ranged from 0.70 to 0.90. In all cases, the two most representative structures are characteristic of either the summer or the boreal winter. One of these structures corresponds to the boreal winter and shows negative anomalies in the northern portion of India associated with an anomalous heating in the Intertropical Convergence Zone, whereas southern South America has anomalies that are characteristic of anticyclonogenesis. The second structure has a cut-off cyclone situated over the central-eastern coast of India, a feature of the mature stages of the monsoon in the region, whereas cyclogenetic anomalies occur over the Patagonia in southern South America. The third most representative structure is associated with convection in the Tropics and is linked to pre- and post-monsoon conditions over India and cyclonic anomalies in southern South America.

**Keywords:** 500 hPa, geopotential height anomalies, India, southern South America.

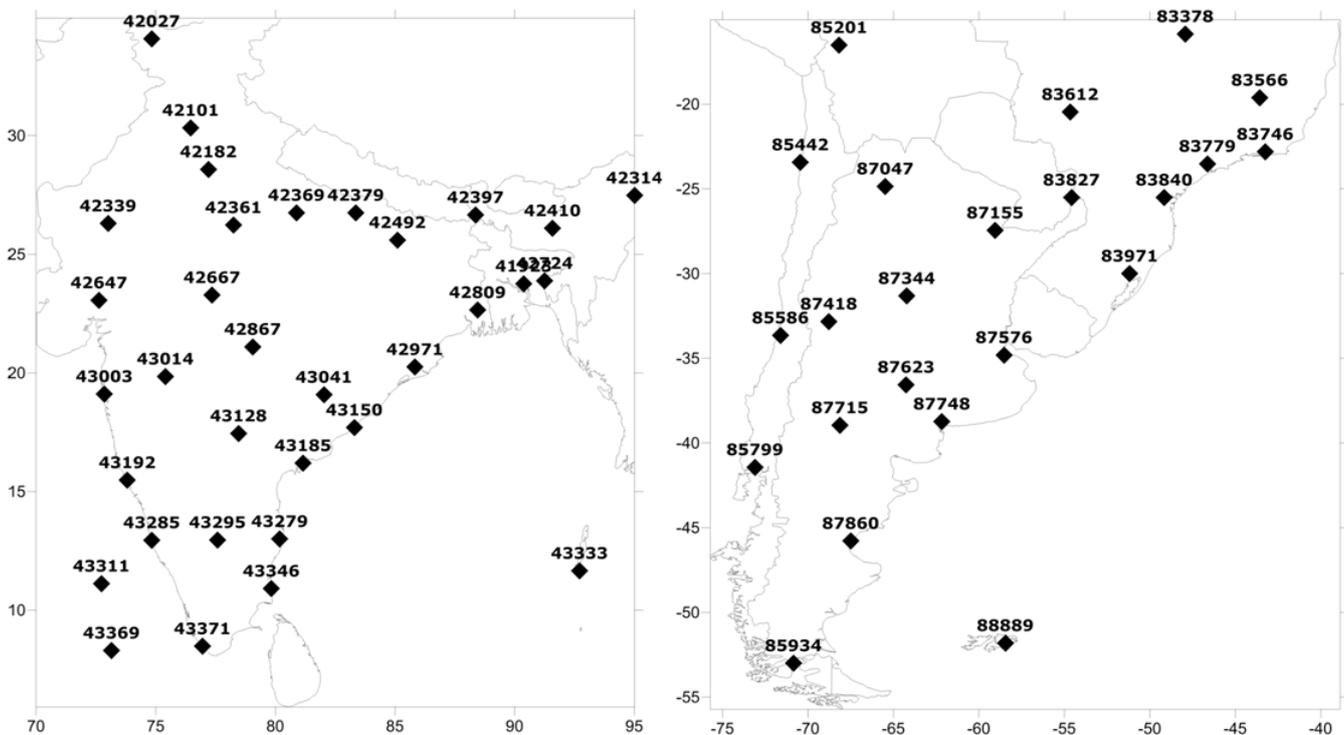
## INTRODUCCIÓN

El nivel de 500 hPa ha sido utilizado como referente de la troposfera media para el análisis de múltiples fenómenos dentro de los cuales se incluyen el estudio de bloqueos (Trenberth y Mo, 1985), vaguadas (Piva et al., 2008) y sus vinculaciones con procesos de superficie (Dean y Bosart, 1996; Strahl y Smith, 2001), análisis de eventos extremos (Yuchechen et al., 2006) y la definición de la oscilación semianual (Meehl, 1991). Asimismo, el nivel aparece en la definición de una importante variable meteorológica como lo es el espesor 1000-500 hPa, que se utiliza en la teoría del desarrollo de Sutcliffe-Pettersen (Carlson, 1998), además de considerarse un nivel cercano al denominado nivel de no divergencia donde las velocidades verticales son máximas (Bluestein, 1992).

El presente trabajo se enmarca dentro de un proyecto de investigación que propone estudiar las vinculaciones de diferentes variables meteorológicas para dos regiones sinópticamente activas de ambos hemisferios. La vinculación de dos regiones remotas del Globo a través de anomalías de alguna variable meteorológica no es nueva: el concepto se denomina "teleconexión". Uno de los ejemplos más emblemáticos corresponde al fenómeno del El Niño/Oscilación del Sur (El Niño/Southern Oscillation, ENSO) (Philander, 1989), pero existe vasta literatura acerca de las distintas teleconexiones en la atmósfera (v. g. Barry y Carleton, 2001, 358-438, y referencias allí incluidas). En virtud de la importancia del nivel de 500 hPa, el objetivo del trabajo es el de analizar el comportamiento conjunto de dicho nivel en el subcontinente indio y el sur de Sudamérica a través de la clasificación de campos de anomalías estandarizadas de altura geopotencial de 500 hPa por medio del método desarrollado por Lund (1963), que hace uso de nociones básicas de estadística, y de obtener series temporales asociadas que puedan ser relacionadas con índices de circulación global.

## DATOS Y METODOLOGÍA

Se cuenta inicialmente con datos de radiosondeo provenientes de 56 estaciones, de las cuales 33 se localizan en el subcontinente indio y el resto en el sur de Sudamérica. Las mismas se listan en la Tabla 1 y su ubicación se presenta en la Figura 1.



**Figura 1.** Ubicación de las estaciones mostradas en la Tabla 1.  
**Figure 1.** Location of the stations shown in Table 1.

Identificador OMM	Ubicación	Código OACI	Latitud	Longitud	Elevación (m)
41923	Dhaka	VG TJ	23°45'36"N	90°22'48"E	9
42027	Srinagar	-	34°04'48"N	74°49'48"E	1587
42101	Patiala	-	30°19'48"N	76°27'36"E	251
42182	New Delhi	VIDD	28°34'48"N	77°11'60"E	216
42314	Dibrugarh	VEMN	27°28'48"N	95°00'36"E	111
42339	Jodhpur	VIJO	26°17'60"N	73°00'36"E	224
42361	Gwalior	VIGR	26°13'48"N	78°15'00"E	207
42369	Lucknow	VILK	26°45'00"N	80°52'48"E	128
42379	Gorakhpur	VEGK	26°45'00"N	83°21'36"E	77
42397	Siliguri	-	26°39'36"N	88°21'36"E	123
42410	Guwahati	VEGT	26°06'00"N	91°34'48"E	54
42492	Patna	VEPT	25°36'00"N	85°05'60"E	60
42647	Ahmedabad	VA AH	23°03'36"N	72°37'48"E	55
42667	Bhopal	VABP	23°16'48"N	77°20'60"E	523
42724	Agartala	VEAT	23°52'48"N	91°15'00"E	16
42809	Kolkata	VECC	22°38'60"N	88°26'60"E	6
42867	Nagpur	VANP	21°06'00"N	79°03'00"E	310
42971	Bhubaneswar	VEBS	20°15'00"N	85°49'48"E	46
43003*	Mumbai	VABB	19°06'36"N	72°50'60"E	14
43014	Aurangabad	VAAU	19°51'00"N	75°24'00"E	579
43041	Jagdalpur	-	19°04'48"N	82°01'48"E	553
43128	Hyderabad	VOHY	17°27'00"N	78°27'36"E	545
43150	Visakhapatnam	-	17°42'00"N	83°18'00"E	66
43185	Mapatnam	-	16°12'00"N	81°09'00"E	3
43192	Goa	-	15°28'48"N	73°48'36"E	60
43279	Chennai	VOMM	13°00'00"N	80°10'48"E	16
43285	Mangalore	-	12°56'60"N	74°49'48"E	31
43295	Bangalore	-	12°57'36"N	77°34'48"E	921
43311	Aminidivi	-	11°07'12"N	72°43'48"E	4
43333	Port Blair	VEPB	11°39'36"N	92°42'36"E	79
43346	Karikal	-	10°54'36"N	79°49'48"E	7
43369	Minicoy	-	08°18'00"N	73°09'00"E	2
43371*	Thiruvananthapuram	-	08°28'48"N	76°56'60"E	64
83378*	Brasilia	SBBR	15°51'36"S	47°55'48"O	1061
83566	Belo Horizonte	-	19°37'12"S	43°34'12"O	827
83612	Campo Grande	SBCG	20°27'36"S	54°39'36"O	567
83746*	Rio de Janeiro	SBGL	22°48'36"S	43°15'00"O	42
83779	<i>São Paulo</i>	<i>SBMT</i>	<i>23°31'12"S</i>	<i>46°37'48"O</i>	722
83780	<i>São Paulo</i>	<i>SBSP</i>	<i>23°36'36"S</i>	<i>46°39'00"O</i>	802
83827	Foz do Iguaçu	SBFI	25°30'36"S	54°34'48"O	180
83840*	Curitiba	SBCT	25°30'36"S	49°09'36"O	908
83971	Porto Alegre	SBPA	30°00'00"S	51°10'48"O	3
85201	La Paz	SLLP	16°30'36"S	68°10'48"O	4038
85442*	Antofagasta	SCFA	23°25'48"S	70°26'60"O	115
85543*	<i>Quintero/Santo Domingo</i>	<i>SCER</i>	<i>32°46'48"S</i>	<i>71°30'36"O</i>	8
85586	<i>Quintero/Santo Domingo</i>	<i>SCSN</i>	<i>33°39'00"S</i>	<i>71°36'36"O</i>	75
85799*	Puerto Montt	SCTE	41°25'48"S	73°05'60"O	79
85934*	Punta Arenas	SCCI	53°00'00"S	70°50'60"O	33
87047	Salta	SASA	24°51'00"S	65°28'48"O	1221
87155*	Resistencia	SARE	27°27'00"S	59°02'60"O	52
87344	Córdoba	SACO	31°19'12"S	64°13'12"O	474
87418	Mendoza	SAME	32°49'48"S	68°46'48"O	704
87576*	Buenos Aires	SAEZ	34°48'36"S	58°31'48"O	20
87623	Santa Rosa	SAZR	36°33'36"S	64°15'36"O	191
87715*	Neuquén	SAZN	38°57'00"S	68°07'48"O	271
87748	Comandante Espora	-	38°43'48"S	62°10'12"O	75
87860*	Comodoro Rivadavia	SAVC	45°46'48"S	67°30'00"O	46
88889*	Mount Pleasant	EGYP	51°48'36"S	58°27'00"O	73

**Tabla 1.** Conjunto inicial de 56 estaciones. Las entradas que incluyen un código alfabético de cuatro letras asignado por la Organización de Aviación Civil Internacional (OACI) indican que los sondeos son lanzados desde aeropuertos. Las celdas adyacentes con tipografía en cursiva corresponden a estaciones cuyas series fueron combinadas. Las estaciones marcadas con un asterisco forman parte de un grupo de 188 que maximiza la cobertura espacial y temporal (Wallis, 1998).

**Table 1.** Initial set including 56 upper-air stations. Entries including the alphabetical International Civil Aviation Organization (ICAO) four-letter code denote that soundings were launched from airports. Time series for contiguous cells in italics were combined. Entries marked with an asterisk are part of a group of 188 stations that maximizes both the spatial and temporal coverage (Wallis, 1998).

El período cubierto por los datos es 1973-2013. Según normas internacionales los radiosondeos deben ser lanzados a intervalos de tres horas comenzando a la hora denominada 00Z, que corresponden a la medianoche en el Meridiano de Greenwich. Así, existen ocho posibles horas en las que una estación aerológica puede informar datos, y ellas son 00Z, 03Z, 06Z, 09Z, 12Z, 15Z, 18Z y 21Z, aunque las horas para las que se registra mayor información corresponden al mediodía y a la medianoche de Greenwich. Si bien no todas las estaciones mostradas en la Tabla 1 serán utilizadas, el período cubierto por los datos en cada una de ellas y el porcentaje de sondeos disponible, calculado sobre el total de radiosondeos sin hacer distinción por hora de lanzamiento, se muestra en la Tabla 2.

La tabla muestra también la disponibilidad de datos para 500 hPa, nivel para el que se obtuvo la información proporcionada por cada sondeo de manera directa. Según la Tabla 2, dentro del subcontinente indio las estaciones 42182, 42867, 42971, 43003, 43128, 43279 y 43371 son las que presentan de manera simultánea una mejor cobertura temporal y un buen porcentaje de sondeos. Para el sur de Sudamérica, esto ocurre con las estaciones 83746, 83971, 85442, 85799 y 87576. Para todas las estaciones de la Tabla 1 el nivel de 500 hPa tiene más del 75% de cobertura. Es importante mencionar que dicho nivel debe ser informado según la definición de *nivel estándar* (o *mandatory level*) de la Organización Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization, 1992).

Las variables que se obtuvieron de cada sondeo para 500 hPa fueron altura, temperatura, temperatura potencial y dirección e intensidad del viento, todas ellas obtenidas del registro correspondiente al nivel si el mismo estaba incluido en el sondeo. Para cada variable, dentro del período mostrado en la Tabla 1, se aplicó un criterio de selección con el fin de eliminar valores potencialmente erróneos; se calculó la media y el desvío estándar mensual climatológicos y el criterio de selección eliminó aquellos valores que excedieran, en valor absoluto, a la media más dos desvíos estándar para el mes correspondiente. La Tabla 2 muestra el porcentaje de rechazos luego de aplicado el criterio de selección; en el peor de los casos el porcentaje de registros rechazados se encuentra en torno al 10%.

De las 56 estaciones iniciales la 87748 fue eliminada debido a que la misma cubre un tiempo muy corto dentro del período total que abarca la mayoría de las estaciones. Para las 55 estaciones restantes se calcularon los valores medios mensuales de altura geopotencial estandarizada de 500 hPa en 492 registros que componen el período completo de 41 años de datos. La estandarización asegura que los datos provenientes de todas las estaciones sean comparables entre sí, homogeneizando aquellas regiones que posean una mayor variabilidad. Para cada uno de los 492 registros existe al menos una estación que presenta faltante. Como cada registro representa un mapa de entrada para el método, lo que se pretende es maximizar la cantidad de registros completos que provenga del mayor número de estaciones posible. El problema no es lo sencillo que parece pues, si bien un número pequeño de estaciones tiene más chances de maximizar la cantidad de registros (basta con tomar el puñado de estaciones para el que cada una tiene menos faltante), también se necesita una buena cobertura espacial para poder trazar los campos de circulación, con lo cual un número pequeños de estaciones no es una solución aceptable. El proceso de selección de los mapas a incluir en el análisis se detalla en un Apéndice. El número de mapas que resulta de este procedimiento fue de 106, comprendiendo el período agosto 1985–diciembre 2011 con datos provenientes de 40 estaciones.

Los mapas se clasificaron utilizando el método desarrollado en Lund (1963). Los mismos se organizaron en una matriz de 106 filas (el tiempo) y 40 columnas (asociadas con cada una de las estaciones). Inicialmente, se obtiene una matriz de correlación de dimensión  $40 \times 40$  que contiene los coeficientes de correlación  $r$  de cada una de las filas consigo mismas y con las demás. Dado un valor  $r^*$  para el coeficiente de correlación límite, se computa para cada uno de los mapas cuántos casos satisfacen la relación  $r \geq r^*$ . El mapa que tenga el mayor número de casos bajo esta condición se extrae del conjunto inicial junto con todos los asociados; el campo más representativo se obtiene como composición de todos los mapas extraídos. El proceso se repite con los mapas restantes, hasta obtener 5 campos más representativos. Los resultados se presentan en la sección siguiente.

Identificador OMM	Período cubierto	% sondeos	% 500 hPa	
			Disponible	Rechazados
41923	20/05/1982–31/12/2013	59.36	92.86	5.99
42027	01/01/1973–31/12/2013	58.49	89.57	5.95
42101	29/03/1979–31/12/2013	68.27	90.39	6.02
42182	02/01/1973–31/12/2013	88.02	94.40	6.52
42314	16/06/1976–31/12/2013	52.02	87.66	5.46
42339	01/01/1973–28/12/2013	69.89	89.00	4.74
42361	18/02/1975–21/12/2013	56.47	82.78	10.94
42369	01/01/1973–31/12/2013	71.93	87.52	5.53
42379	02/02/1973–20/12/2013	41.54	87.72	6.48
42397	07/05/1985–14/11/2013	56.19	86.82	6.57
42410	01/01/1973–17/12/2013	71.24	88.86	5.75
42492	19/06/1985–31/12/2013	71.65	91.32	7.48
42647	01/01/1973–31/12/2013	69.89	85.66	4.16
42667	18/03/1976–31/12/2013	58.03	87.49	5.89
42724	22/09/1976–04/09/2013	62.33	86.55	5.66
42809	02/01/1973–31/12/2013	81.73	92.77	6.02
42867	02/01/1973–19/12/2013	76.90	88.95	4.86
42971	04/01/1973–31/12/2013	78.00	90.91	4.77
43003	01/01/1973–31/12/2013	83.61	89.74	6.04
43014	03/07/1979–06/01/2012	72.83	88.63	6.88
43041	29/03/1974–30/12/2013	54.10	87.23	5.00
43128	01/01/1973–31/12/2013	75.79	90.55	5.12
43150	27/07/1983–31/12/2013	80.70	93.37	6.29
43185	20/06/1985–28/12/2013	69.59	90.73	7.54
43192	01/01/1973–31/12/2013	69.54	87.02	4.01
43279	01/01/1973–31/12/2013	82.52	92.64	5.82
43285	05/02/1980–19/12/2013	75.02	88.93	4.85
43295	02/01/1973–27/10/2012	63.57	90.67	6.02
43311	07/05/1974–06/10/2013	44.21	86.18	6.18
43333	02/01/1973–31/12/2013	63.72	86.98	4.51
43346	26/07/1976–20/09/2013	71.75	90.08	5.45
43369	02/01/1973–31/12/2013	62.22	87.69	5.28
43371	02/01/1973–31/12/2013	78.33	90.73	4.69
83378	02/01/1973–31/12/2013	67.01	97.18	6.85
83566	01/08/1994–31/12/2013	57.44	98.40	10.35
83612	05/01/1973–12/09/2013	62.00	95.73	7.11
83746	01/01/1973–31/12/2013	77.12	97.46	6.99
83779	01/12/2000–31/12/2013	91.45	98.91	10.16
83780	02/01/1973–26/10/2000	71.83	96.32	8.48
83827	27/10/1992–31/12/2013	57.96	98.19	9.21
83840	02/01/1973–31/12/2013	66.86	96.96	8.57
83971	03/01/1973–31/12/2013	75.47	97.10	7.95
85201	18/10/1973–21/02/1996	33.66	97.93	5.15
85442	04/01/1973–31/12/2013	76.41	94.89	5.37
85543	10/01/1973–04/05/2002	74.06	94.27	6.60
85586	24/08/1999–31/12/2013	86.15	99.16	9.04
85799	24/01/1973–31/12/2013	80.73	96.74	8.10
85934	22/07/1976–31/12/2013	80.58	97.00	8.03
87047	03/01/1973–21/12/2013	54.89	88.53	6.09
87155	02/01/1973–31/12/2013	68.95	90.62	5.84
87344	04/01/1973–31/12/2013	69.14	90.04	6.11
87418	21/01/1976–25/11/2013	47.34	84.38	7.03
87576	01/01/1973–31/12/2013	76.01	95.22	8.31
87623	09/01/1973–31/12/2013	68.01	80.61	6.14
87715	01/01/1973–31/12/2013	43.31	90.26	6.12
87748	22/01/1973–16/03/1994	40.81	85.35	7.53
87860	02/01/1973–31/12/2013	67.74	93.11	8.58
88889	07/04/1988–31/12/2013	64.43	88.57	9.44

**Tabla 2.** Período cubierto por la base de datos en cada estación y porcentaje de sondeos disponibles dentro de dicho período. También se muestran los porcentajes de disponibilidad del nivel de 500 hPa y de rechazos luego de aplicar el criterio de selección (ver texto para mayores detalles).

**Table 2.** Period spanned by the database at each station and percentages of available soundings. Percentages of availability and of rejected data after the selection procedure was carried out are also shown (see text for further details).

## RESULTADOS

El valor de  $r^*$  fue variado de 0.7 a 0.9 en pasos de 0.05, pero sólo se muestran los resultados para  $r^* = 0.7, 0.8$  y  $0.9$ . Asimismo, para cada uno de estos valores límite se presentan solamente los tres campos más representativos. Los mismos se muestran por región, con el subcontinente indio en la Figura 2 y el sur de Sudamérica en la Figura 3. Ambas figuras son complementarias: cada mapa designado con letras desde (a) hasta (i) en una de las regiones se corresponde con el mapa de la otra región. La Tabla 3 muestra la representatividad de cada una de las estructuras obtenidas. Para  $r^* = 0.7$  puede observarse que las Figuras 2a y 3a, obtenidas como composición de 28 observaciones, presentan ocurrencia entre diciembre y marzo. Dicho período corresponde con la temporada seca en el subcontinente indio, una de varias regiones que interactúan entre sí y componen el sistema del monzón asiático; de manera más genérica, la temporada seca del monzón asiático para dichas regiones comienza en noviembre y se extiende hasta abril del año siguiente (Ding y Sikka, 2006).

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1985												
1986								b				ad
1987	ad	a	a		ce	c		be	ce	ce		
1988	adi		adi		ce	ce				ce		
1989	a		a									
1990												
1991						bf	bf	b	c			
1992	a	adg					bf	bf	be			
1993						ce			be			
1994	adg		a			b	be	b				ad
1995	adg	adg	ad			b	b	b				ad
1996	adg	ad										
1997												
1998												
1999	ad	ad					b					
2000									b			
2001	ad	ad	ad									
2002												
2003												
2004												
2005	adg	ad										
2006	ad		ad									
2007												
2008												
2009								b	b			
2010							b					
2011						h	h	h				
2012												
2013												

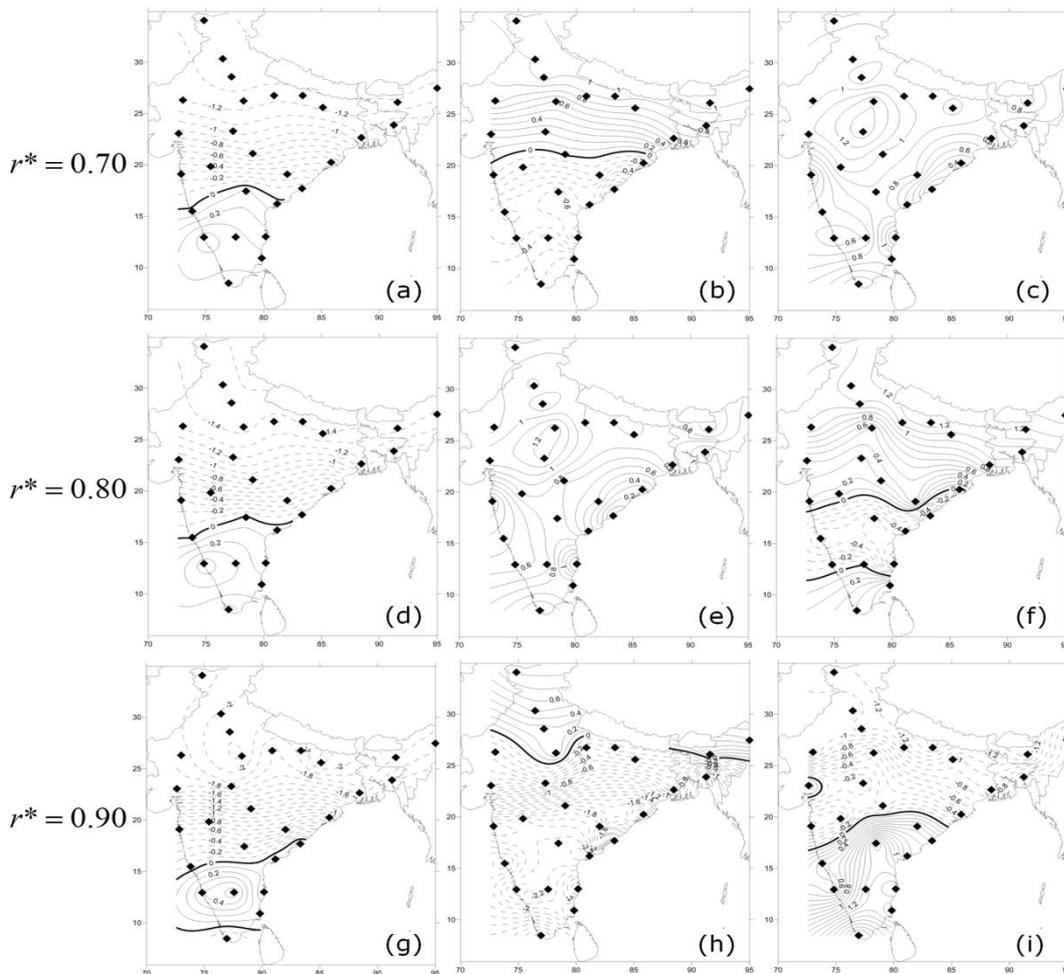
**Tabla 3.** Estructuras más representativas dentro del período estudiado. Las letras hacen referencia a los mapas de las Figuras 2 y 3. Las 106 celdas grisadas corresponden a las observaciones sobre las que el método fue aplicado.

**Table 3.** Structures that are most representative within the study period. Letters refer to maps in Figures 2 and 3. Cells in gray background correspond to the 106 input observations.

Una característica de la circulación del invierno boreal en el sudeste de Asia es la bifurcación del jet subtropical (subtropical jet, STJ) con una de sus ramas cruzando el territorio indio a la altura de la planicie del Ganges (75–90°E y 25–30°N) hacia Bangladesh, con fluctuaciones latitudinales de entre 5° y 10° (Ding y Sikka, 2006). Ambas ramas del STJ se unen corriente arriba, sobre el Mar de China al sur de Japón, para generar en la zona de confluencia un jet con vientos que exceden los 60 ms<sup>-1</sup> en 300 hPa (Chang et al., 2006). Asimismo, la meseta tibetana, delimitada por 25–45°N y 70–105°E, ejerce una influencia notable sobre el clima global y los procesos atmosféricos del sudeste de Asia en general y del subcontinente indio en particular (Yanai y Wu, 2006); el norte del dominio en cada uno de los paneles de la Figura 2 abarca una porción de la misma.

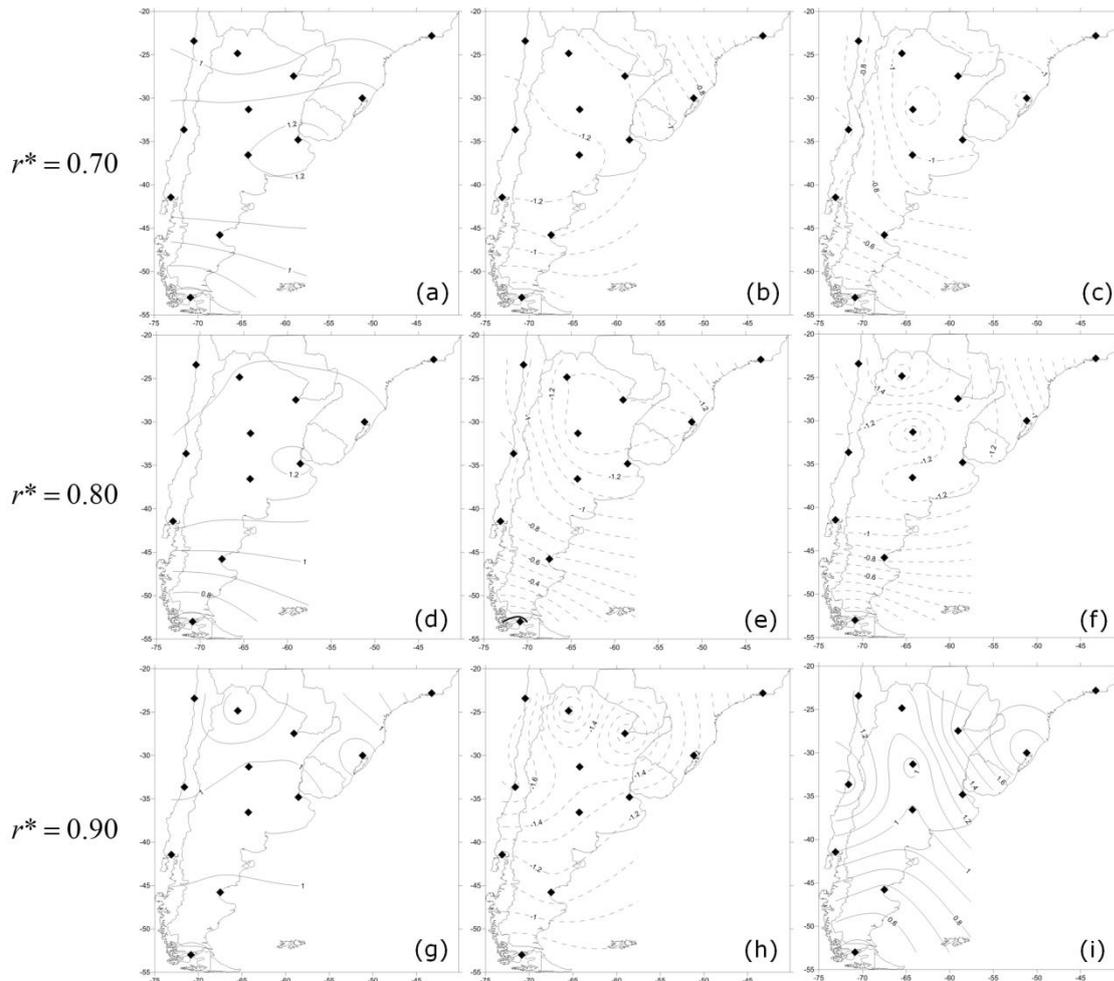
La Figura 2a muestra que al norte de 15°N las anomalías son negativas y se incrementan con la latitud, y que la región más ecuatorial presenta anomalías positivas. La estructura de la Figura 2a está de acuerdo con un fortalecimiento local de la celda de Hadley, producido por un mayor calentamiento en la zona de convergencia intertropical (Intertropical Convergence Zone, ITCZ) (15°S–10°N) y un enfriamiento sobre la meseta tibetana (Chang et al., 2006).

Por otra parte, la Figura 3a presenta anomalías anticiclónicas en todo el territorio del sur de Sudamérica que dan cuenta de un calentamiento, con máxima amplitud sobre la provincia de Buenos Aires y con una estructura de una cuña difluente, la cual es anticiclogénica, sobre la costa patagónica. De acuerdo con la Tabla 3, febrero de 2005 es uno de los meses representados por la Figura 3a.



**Figura 2.** Primeras tres estructuras más representativas sobre India para tres valores diferentes de  $r^*$ : (a) a (c) para  $r^* = 0.70$ , (d) a (f) para  $r^* = 0.80$  y (g) a (i) para  $r^* = 0.90$ . La separación entre isolíneas es la misma para todos los mapas.

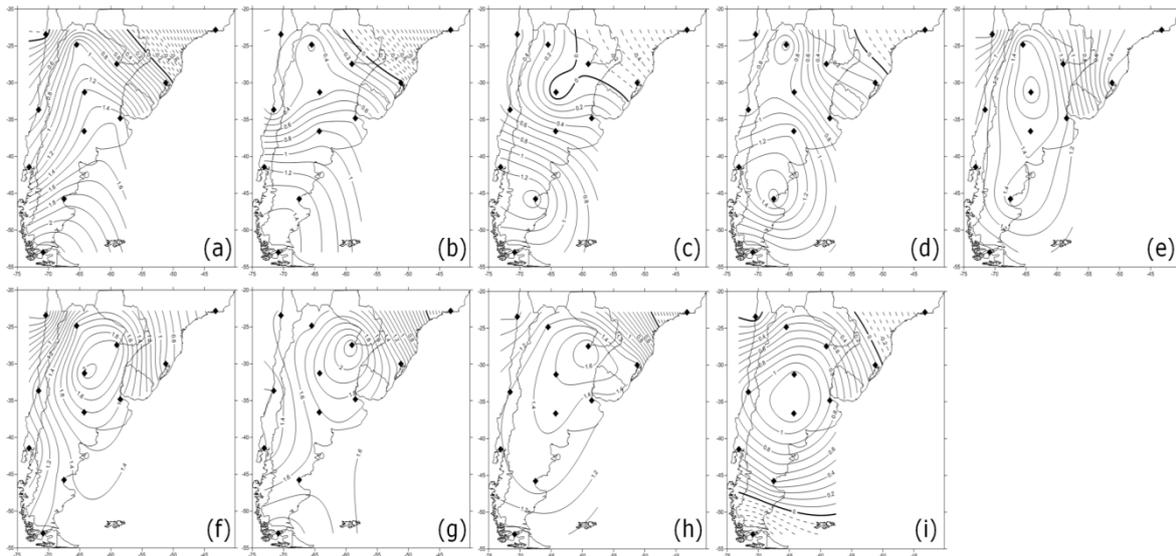
**Figure 2.** First three most representative structures over India for three different values of  $r^*$ : (a) to (c) for  $r^* = 0.70$ , (d) to (f) for  $r^* = 0.80$  and (g) to (i) for  $r^* = 0.90$ . The separation between the isolines is the same for all the maps.



**Figura 3.** Ídem a Figura 2 para el sur de Sudamérica.  
**Figure 3.** As in Figure 2 but for southern South America.

La Figura 4 muestra la secuencia diaria de nueve mapas de anomalías estandarizadas correspondiente al nivel de 500 hPa para este mes comenzando el día 14. En ella puede verse que para el primer día de la secuencia mostrada (Figura 4a) existe sobre la costa una cuña difluente, y los mapas sucesivos muestran el desarrollo posterior, que presenta máximas amplitudes para el día 20 (Figura 4g). La Figura 4i de la secuencia (22 de febrero) muestra un campo de anomalías similar a la estructura de la Figura 3a, aunque con un mayor apretamiento de las isolíneas.

Existe una mayor tendencia de la literatura a discutir los procesos que dan lugar a la ciclogénesis que a la anticiclogénesis, quizás porque esta no es tan rica como aquella en cuanto a los fenómenos meteorológicos asociados. Asimismo, en ambos hemisferios la ciclogénesis es discutida mayormente para el invierno. En función de la conservación de la vorticidad potencial el posicionamiento de las regiones ciclogénicas y anticiclogénicas obedece a la vorticidad adquirida por las desviaciones latitudinales que sufren las trayectorias de las parcelas al cruzar una barrera orográfica (Holton, 2004). En el invierno austral se identifican dos regiones ciclogénicas, una alrededor de 30°S asociada con el STJ y la otra, en torno a 45°S, vinculada a la regeneración de los sistemas corriente abajo de la cordillera (Hoskins y Hodges, 2005). En cuanto a las regiones anticiclogénicas, se presentan también dos regiones sobre el sur de Sudamérica, con la más intensa de ellas centrada aproximadamente en 35°S, ubicada al sudoeste de la zona ciclogénica relacionada con el STJ (Hoskins y Hodges, 2005). Durante el verano las regiones ciclogénicas se encuentran en correspondencia con las del invierno con un corrimiento de 2° hacia el sur, mientras que las anticiclogénicas se ubican al sudoeste de las mismas (Hoskins y Hodges, 2005). De acuerdo a la descripción precedente, debería esperarse para el verano austral una zona de anomalías positivas aproximadamente situadas sobre la provincia de La Pampa, algo que efectivamente sucede para el campo mostrado en la Figura 4i pero, respecto de esta última, el centro de anomalías positivas de la Figura 3a se encuentra posicionado unos 5° más al este, algo que puede estar relacionado con la forma en la que las estructuras mostradas fueron generadas.



**Figura 4.** Secuencia de campos diarios de anomalía de altura geopotencial estandarizada de 500 hPa para febrero de 2005 desde el día 14 (a) hasta el 22 (i). La separación entre isolíneas es la misma para todos los mapas.  
**Figure 4.** Sequence of daily standardized 500 hPa geopotential height anomalies for February 2005 from day 14 (a) to day 22 (i). The separation between the isolines is the same for all the maps.

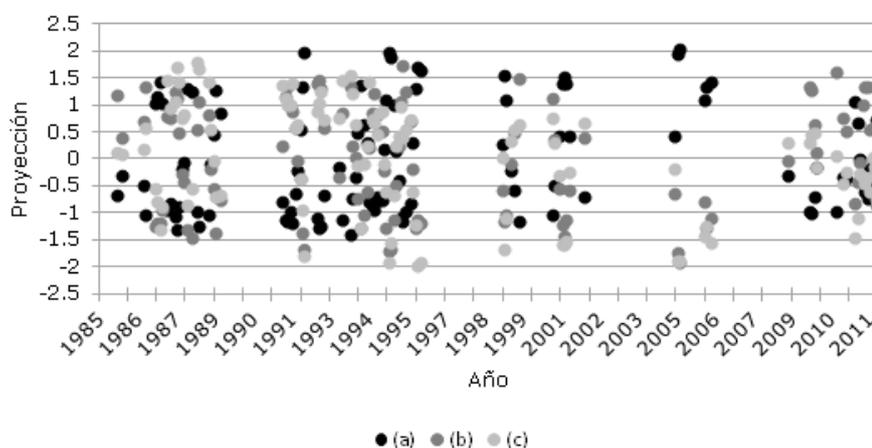
Según la Tabla 3, los campos de las Figuras 2b y 3b son una composición de 20 observaciones. La misma es representativa de la estación húmeda en el subcontinente indio, que va de junio a septiembre (Ding y Sikka, 2006). En el entorno de la meseta tibetana existe, durante la estación húmeda, convergencia desde el sur en la baja troposfera (1000 hPa). Producto del calentamiento diferencial de la meseta, es en esta época del año en la que existe un núcleo de máximo calentamiento entre 500 y 200 hPa debido a la gran liberación de calor latente, lo cual da lugar a las características lluvias torrenciales estivales en la región. Producto del mismo proceso, sobre la costa este de India (20°N–80°E) la troposfera media (500 hPa) se encuentra bajo la influencia de un centro ciclónico segregado mientras que se exhibe en 200 hPa un intenso centro de circulación anticiclónica que se ubica sobre 30°N y 90°E (ver Fig. 13.2 de Yanai y Wu, 2006). De manera aproximada, las anomalías de la Figura 2b están de acuerdo con los fenómenos descritos. Por otra parte, sobre las latitudes medias de Sudamérica la Fig. 3b muestra que los desvíos respecto del campo medio dan cuenta de un centro de máximas anomalías negativas ubicado sobre la Patagonia, con difluencia sobre la costa patagónica y el Mar Argentino, una configuración altamente ciclogénica. Hoskins y Hodges (2005) identifican a la región como la más ciclogénica de Sudamérica durante el invierno austral.

La tercera estructura (Figuras 2c y 3c) es una composición de 9 observaciones y es representativa de los meses de mayo y junio (pre-monzón en el sur de Asia) y septiembre y octubre (post-monzón) (Tabla 3). Los meses de transición entre la primavera y el verano están marcados por un gran calentamiento del subcontinente (Barry y Carleton, 2001, 107-262). La principal fuente de calor diabático del monzón asiático migra en trayectoria de arco a lo largo del año desde el sudeste de Asia (enero) hacia el norte del Golfo de Bengala (julio) (ver Figura 3.6 de Chang et al., 2006); cuando se ubica en esta última posición la máxima liberación de calor latente tiene lugar en torno a 500 hPa (ver Figura 9 de Schaack y Johnson, 1994, y Figura 6 de Yanai y Tomita, 1998). Con la tasa de liberación de calor latente reducida a un tercio, algo similar ocurre aún para el trimestre septiembre-octubre-noviembre (Yanai y Tomita, 1998). La corriente ascendente creada por la convección y la liberación de calor diabático elevan las superficies isobáricas del nivel analizado en la porción noreste del país; las anomalías de la Figura 2c reflejan la situación descrita para los meses pre- y post-monzón, con las máximas amplitudes en el oeste del subcontinente. Por otro lado, en el sur de Sudamérica (Figura 3c) las anomalías son ciclónicas sobre todo el territorio, con difluencia nuevamente sobre la costa patagónica y el Mar Argentino. De los nueve meses incluidos en la composición mostrada en las Figuras 2c y 3c sólo mayo, junio y octubre de 1988 corresponden a anomalías positivas del Índice de Oscilación del Sur (Southern Oscillation Index, SOI), característicos de eventos La Niña (o eventos fríos); los meses restantes corresponden a eventos El Niño. La definición del SOI y sus variantes puede encontrarse en Barry y Carleton (2001) y referencias allí incluidas. La estructura de la Figura 3c concuerda localmente con la composición de campos de anomalías de 500 hPa en el Hemisferio Sur para eventos Niño en el trimestre septiembre-noviembre (ver Figura 8.4b de Kiladis y Mo, 1998).

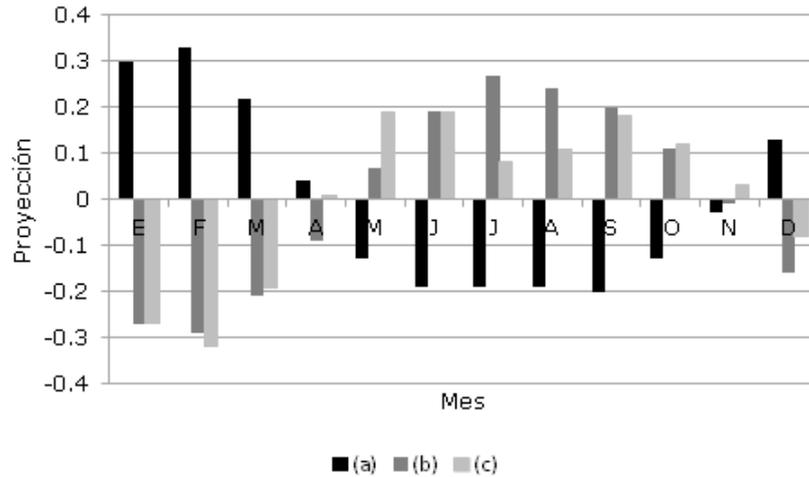
Las estructuras obtenidas al incrementar  $r^*$  se muestran en las Figuras 2d a 2i para el subcontinente indio y 3d a 3i para el sur de Sudamérica. El número de realizaciones de cada una de ellas puede observarse en la Tabla 3. El par de Figuras 2d y 3d, generado con 22 observaciones, es representativo del invierno boreal; las mismas son

muy similares a sus pares 2a y 3a, y la época del año asociada es también coincidente. Lo mismo sucede con las Figuras 2g y 3g, generadas con 6 observaciones. Por otro lado, la segunda (tercera) estructura más representativa para  $r^* = 0.8$  coincide con la tercera (segunda) de ellas para  $r^* = 0.7$  tanto espacial como temporalmente. No es necesario entonces repetir el análisis para figuras similares. El incremento en  $r^*$  hace que las estructuras mostradas o bien pierdan definición, o bien seas representativas de procesos o situaciones más particulares, pues incluyen menos cantidad de casos. Las Figuras 2h y 3h y 2i y 3i son representativas de junio, julio y agosto de 2011 y enero y marzo de 1988, respectivamente (Tabla 3). Para el primero de los casos, la Figura 2h es similar a la Figura 2b, pero con mayores anomalías negativas, un mayor apretamiento de las isolíneas, y un corrimiento de las desviaciones positivas hacia el norte. Podría decirse entonces que la estructura mostrada para la temporada húmeda de 2011 responde a una intensificación de los fenómenos, pero el Departamento de Meteorología de la India establece que en este año el monzón fue normal (India Meteorological Department, 2012), de manera que la estructura mostrada puede obedecer a la manera en la que funciona el método de clasificación, indicando que la utilización de un valor muy elevado para  $r^*$  puede llevar a conclusiones erróneas. Por otro lado, la estructura de la Figura 3h presenta similitudes con las Figuras 3b, 3c, 3e y 3f aunque, de acuerdo a la Tabla 3, es más representativa de la temporada invernal austral, con lo cual la asociación debe hacerse con la Figura 3b, en concordancia con la asociación entre las Figuras 2h y 2b. En cuanto a la Figura 2i, la misma presenta similitud con la Figura 2g, también ocurrente en la temporada seca boreal, aunque con una mayor extensión espacial de las anomalías positivas en el sur del dominio y un debilitamiento del gradiente en la región norte. La Figura 3i, que presenta un campo de anomalías más intenso respecto de la 3g, podría estar asociada al avance de los anticiclones semipermanentes hacia el sur en esta época del año.

Cada estructura, compuesta por los pares de las Figuras 2 y 3, fue proyectada sobre las observaciones, y las series temporales obtenidas fueron estandarizadas. Los resultados para los pares (a), (b) y (c) se muestran en la Figura 5, en donde puede verse que las series asociadas a (b) y (c) se encuentran en contrafase con la de (a), resultados que son aún más evidentes cuando se comparan los valores medios mensuales (Figura 6). Al efectuar una comparación entre las Figuras 2a y 3a y el par 2b y 3b y sus evoluciones temporales medias (Figura 6) es destacable el hecho de que el método de Lund aplicado a los desvíos respecto del valor medio permita detectar las regiones de mayor variabilidad interestacional de manera sencilla.



**Figura 5.** Series temporales de las proyecciones de las estructuras (a), (b) y (c) sobre las observaciones.  
**Figure 5.** Time series for the projection of structures (a), (b) and (c) onto the observations.



**Figura 6.** Valores medios mensuales de las series temporales de la Figura 5.  
**Figure 6.** Monthly means of the time series shown in Figure 5.

Con el objetivo de establecer el grado de relación que existe entre las tres estructuras espaciales mostradas para cada coeficiente de correlación  $r^*$  a través de sus series temporales asociadas se calculó el coeficiente de correlación de Spearman  $r_s$ , que efectúa la correlación entre los rangos de los datos en lugar de hacerlo directamente sobre los datos (Wilks, 2006). El resultado permite establecer si existe una relación entre las series que pueda ser descrita mediante una función monótonica, aun cuando la misma sea desconocida y difícil establecer. Los resultados para las tres estructuras dentro de cada coeficiente de correlación  $r^*$  se muestran en la Tabla 4, en la cual todos los valores son estadísticamente distintos de cero al 95% de significancia.

	(b)	(c)	(e)	(f)	(h)	(i)
(a)	-0.95	-0.90				
(b)		0.74				
(d)			-0.95	-0.98		
(e)				0.90		
(g)					-0.23	0.83
(h)						-0.67

**Tabla 4.** Coeficientes de correlación de Spearman entre las series asociadas a cada  $r^*$ .  
**Table 4.** Spearman's correlation coefficients between the time series associated to each  $r^*$ .

En ella puede observarse que la serie asociada a la estructura (a) se encuentra vinculada de manera opuesta con las de las estructuras (b) y (c), algo que cualitativamente puede ser observado en la Figura 6. En lo que sigue, se hará alusión con (a), (b), etc. a las estructuras espaciales o a sus series temporales asociadas de manera indistinta. En virtud de la semejanza entre las estructuras (a) a (c) y (d) a (f) ya discutidas, (d) se encuentra en contrafase con (e) y (f), y (e) está en fase con (f). Los valores de correlación son muy altos en todos los casos. Aún significativa, la relación entre (g) y (h) es opuesta, mientras que entre (g) e (i) la misma es mayor, con un valor de  $r_s$  que aumenta en valor absoluto; finalmente, (h) e (i) se comportan de manera opuesta a lo largo del año.

La correlación de Spearman fue también utilizada para determinar si existe relación entre las series temporales asociadas a las estructuras mostradas y algunos índices de circulación global. Los índices utilizados fueron los siguientes:

- Índice de modo dipolo (Dipole Mode Index, DMI) asociado al Dipolo del Océano Índico (Indian Ocean Dipole) (Saji et al., 1999); datos mensuales obtenidos de <http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/DATA/dmi.monthly.txt>
- Índice El Niño Modoki (El Niño Modoki Index, EMI) (Ashok et al., 2007); datos mensuales obtenidos de <http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/DATA/emi.monthly.txt>
- Oscilación Decadal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation, PDO) (Mantua et al., 1997); datos obtenidos de <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>
- SOI; datos obtenidos de <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi>

- Oscilación de Madden-Julian (Madden-Julian Oscillation, MJO), la cual da cuenta de oscilaciones intraestacionales en latitudes tropicales (Zhang, 2005); datos en péntadas para diez longitudes distintas (20E, 70E, 80E, 100E, 120E, 140E, 160E, 120O, 40O, 10O) obtenidos de [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_mjo\\_index/proj\\_norm\\_order.ascii](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_mjo_index/proj_norm_order.ascii) y se calcularon los valores medios mensuales

De todos los índices mencionados la PDO es el único que incluye información de latitudes extratropicales (Mantua et al., 1997). Las correlaciones obtenidas con estos índices se presentan en la Tabla 5, que sólo muestra los valores que son significativos al 95%. La serie de la estructura (a) está en antifase con el DMI, mientras que la serie asociada a la (b) está en fase. La similitud espacial entre las estructuras (a), (d) y (g) se ve reflejada en la Tabla 5 por las correlaciones negativas de sus series con el DMI, mientras que las correlaciones son positivas para las series de las estructuras (b), (c), (e) y (f).

	DMI	EMI	PDO	SOI	MJO										
					20E	70E	80E	100E	120E	140E	160E	120O	40O	10O	
(a)	-0.20														
(b)	0.19														
(c)	0.20	0.24	0.23	-0.31		0.19	0.22	0.21	0.19				-0.22	-0.21	
(d)	-0.19														
(e)	0.20	0.21	0.21	-0.28			0.19	0.20	0.19				-0.19	-0.20	
(f)	0.19														
(g)	-0.20			0.21											
(h)			-0.27	0.28											
(i)															

**Tabla 5.** Coeficientes de correlación de Spearman entre las series asociadas a cada estructura y los distintos índices de circulación.

**Table 5.** Spearman's correlation coefficients between the time series associated to each structure and the different circulation indices.

Si bien las estructuras discutidas incluyen dos regiones bien separadas, es de esperar que por cercanía de una de ellas con el Océano Índico, región sobre la cual se calcula el DMI, las correlaciones resulten significativas. Cuando el DMI es positivo existe un desplazamiento de la convección hacia el oeste, produciendo una señal significativa de lluvias anómalas en la costa este de África y un déficit en el sudeste de Asia; la señal sobre el subcontinente indio es, sin embargo, no significativa (Saji et al., 1999). Así, que exista significancia para  $r_s$  entre el DMI y las series temporales de las estructuras discutidas es un resultado que sorprende. Las estructuras (c) y (e), vinculadas con la convección en el subcontinente indio, presentan una asociación positiva con la serie del EMI. Este resultado concuerda con la literatura por cuanto la fase positiva del EMI produce lluvias anómalas en el subcontinente (Ashok et al., 2007). Ambas estructuras presentan una asociación similar con la serie de la PDO, mientras que (h) tiene una relación inversa. Debido a que existe una relación inversa entre las series del SOI y la PDO (Mantua et al., 1997), no es sorprendente que para (c), (e) y (h) el signo de  $r_s$  cambie cuando sus series se vinculan con el SOI. Adicionalmente, el SOI tiene una correlación positiva con la serie asociada a (g). Las correlaciones positivas de las series asociadas a (c) y (e) con la MJO para puntos del hemisferio oriental ubicados sobre el Océano Índico y el continente marítimo refuerzan el postulado de que las estructuras mencionadas están asociadas con la convección en el subcontinente (Wang y Rui, 1990), mientras que las correlaciones negativas con puntos en el hemisferio occidental dan cuenta de la fase opuesta que tiene el fenómeno en ambos hemisferios mencionados (Zhang, 2005, y referencias allí incluidas). La contraparte de estas estructuras en el sur de Sudamérica, con anomalías negativas, es consistente con el segundo modo de oscilación no rotado encontrado por Kousky y Kayano (1994), que presenta circulación anómala anticiclónica en la troposfera superior de la región, es más característico del invierno austral, y se asocia con un fortalecimiento del STJ. Kousky y Kayano (1994) no mencionan a la MJO en su análisis pero, en vista de que las Figuras 2c y 3c y 2e y 3e forman parte de una misma estructura espacio-temporal, el vínculo con la MJO queda establecido.

## CONCLUSIONES

La aplicación de un método de clasificación de mapas por correlaciones permitió obtener las estructuras de comportamiento conjunto de anomalías estandarizadas de altura geopotencial de 500 hPa más representativas

para el subcontinente indio y Sudamérica, de una muestra de 106 observaciones. Dependiendo del valor límite  $r^*$  utilizado las estructuras, obtenidas como composición de los campos observados cuya correlación iguala o supera a  $r^*$ , representan situaciones definidas o bien del invierno y verano boreales o bien de las épocas de transición. Para el invierno boreal, aparecen anomalías negativas en la región norte de India (Figura 2a), la cual se encuentra bajo la influencia del STJ. Las anomalías están en concordancia con un fortalecimiento local de la celda de Hadley debido al enfriamiento en el norte del dominio y a un mayor calentamiento en la ITCZ, mientras que las anomalías positivas en el sur de Sudamérica (Figura 3a) están de acuerdo con un calentamiento y con la presencia de una zona anticiclogénica. Para el verano boreal, la estructura de la Figura 2b se vincula con un centro ciclónico segregado situado sobre el centro-este de India y anomalías anticiclónicas al norte y sur del mismo, una configuración típica del monzón, mientras que la contraparte del sur de Sudamérica (Figura 3b) se asocia con una zona de anomalías ciclónicas difluentes sobre la costa Patagónica y el Mar Argentino. La tercera estructura más representativa para  $r^* = 0.7$  (Figura 2c) y segunda para  $r^* = 0.8$  (Figura 2e) corresponden sobre India a períodos pre- y post-monzón, con anomalías que reflejan convección profunda y máxima velocidad vertical en torno al nivel estudiado, a la vez que el sur de Sudamérica presenta nuevamente anomalías negativas con difluencia sobre la costa Patagónica y el Mar Argentino. En el caso de  $r^* = 0.9$ , la primera estructura (Figuras 2g y 3g) es muy similar a su par para  $r^* = 0.7$  y  $r^* = 0.8$ , la segunda (Figuras 2h y 3h) a su par para  $r^* = 0.7$ , y la tercera estructura parece repetir las características del invierno boreal, pero con un gradiente meridional menos marcado en el norte del subcontinente y una región más amplia afectada por anomalías positivas al sur (Figura 2i), mientras que sobre el sur de Sudamérica las anomalías son positivas (Figura 3i).

Las estructuras fueron proyectadas sobre las observaciones y las series temporales obtenidas se estandarizaron. El cálculo del coeficiente de correlación de Spearman entre estas series y distintos índices de circulación global indican que las estructuras (a) a (g) guardan relación con el DMI, aún cuando existe literatura que indica que la señal de este modo de oscilación del Índico tropical presenta una señal no significativa sobre el subcontinente. Además, (c) y (e) tiene una correlación significativa con el EMI, la PDO, el SOI y la MJO de diferentes longitudes, en este último caso una indicación de que estas estructuras se vinculan con la convección tropical.

A pesar de la sencillez del método de clasificación utilizado, el mismo ha logrado identificar las regiones con mayor variabilidad interestacional. De acuerdo a lo explicado en la sección de datos y metodología y el apéndice la inclusión de una mayor cantidad de observaciones es una tarea que demanda gran cantidad de tiempo computacional. Su implementación se propone como trabajo a futuro, como así también la obtención un índice de circulación asociado a la variabilidad conjunta de ambas regiones, el cual podrá ser utilizado como herramienta de pronóstico y diagnóstico del estado de la atmósfera en las regiones mencionadas.

## APÉNDICE: Proceso de selección de estaciones

Puesto de manera general, el problema se traduce en la maximización del número de registros cuando se escogen  $n$  estaciones de un total de  $N$ . Para el par  $(N, n)$  el número de combinaciones posibles viene dado por el combinatorio  $C(N, n) = \frac{N!}{n!(N-n)!}$  donde  $n!$  denota el factorial de  $n$ . En virtud de  $C(N, n) = C(N, N-n)$  el número de combinaciones al escoger  $n$  de  $N$  es el mismo que resulta de escoger  $N-n$  (o descartar  $n$ ) de  $N$ . Supongamos a manera de ejemplo que se cuenta con sólo cinco estaciones. Escoger o no escoger una estación se puede representar con 1 y 0, respectivamente. Como  $C(5, 2) = 10$  existen diez posibilidades distintas de elegir dos estaciones de un total de cinco, y ellas son 11000, 10100, 10010, 10001, 01100, 01010, 01001, 00110, 00101, 00011; la primera opción incluye a las dos primeras estaciones y excluye a las restantes, y cabe un análisis similar para las demás combinaciones. Si escoger se representa ahora por un 0 y excluir por un 1, el problema es equivalente.

Cada elemento del conjunto de  $C(55, n)$  combinaciones posibles de 55 estaciones eliminando  $n$  de ellas tiene asociado un determinado número de mapas en el que ninguna de las  $55-n$  estaciones incluidas presenta faltante. En la situación ideal, dicho número debería ser 492 para  $n = 0$ . Esto no ocurre, y cada conjunto de  $C(55, n)$  opciones tiene una combinación de estaciones particular en la que el número de mapas sin faltante se maximiza. En principio, es deseable conocer dicha combinación para cualquier  $n$ . Sin embargo, existen serias limitaciones con el tiempo de procesamiento requerido para armar cada una de las posibles combinaciones dadas por  $C(55, n)$  con los combinatorios para y por encima de  $C(55, 9) = 6358402050$ . En consecuencia, se procedió de modo un tanto diferente y en primera instancia los cálculos se limitaron a  $n \leq 8$ , contabilizándose la cantidad máxima de mapas para cada uno de los conjuntos correspondientes. Bajo esta condición, la Tabla 6 muestra el número máximo de mapas sin faltante que se logra al excluir las estaciones allí presentadas. Claramente, cuanto mayor es el número de estaciones que se excluyen mayor también es el número de mapas obtenidos. No obstante ello, no todas las estaciones para  $n = 8$  fueron excluidas.

						43311	83566
					83566		83827
			83566	83566		83566	
				83612	83827		85201
85201	83566	83566	83779		85201	83827	87047
	85201	83827		83779		85201	
		85201	83827		87047		87155
			85201	83827		87047	
				85201	87418		87418
					87715	87418	
						87715	87715
							87860
11	20	33	40	46	53	63	74

**Tabla 6.** Número de observaciones sin faltantes (fila inferior) que resulta de excluir las estaciones mostradas para  $C(55, n)$ . Si se incluyen todas las estaciones mostradas en la Tabla 1 menos la 87748 el número de mapas sin faltante es 3.

**Table 6.** Number of observations with no missing data (bottom row) that result from the exclusion of the stations shown for  $C(55, n)$ . If all but one of the stations (87748) in Table 1 are included the number of observations with no missing data is 3.

De todas las estaciones presentes en la tabla, sólo se descartaron las siguientes: 43311, 83566, 83612, 83779, 83827, 85201, 87418 y 87715. Al hacer esto, el número de mapas sin faltante ascendió a 63. El proceso fue repetido para las 47 estaciones restantes con  $n \leq 10$ . La Tabla 7 muestra los resultados obtenidos. El número de mapas sin faltante que resulta para  $n=10$  es 201. Sin embargo, si se remueven todas las estaciones correspondientes se deja prácticamente sin cobertura al territorio argentino de manera que el método de remoción de estaciones se torna discrecional con el objetivo de poder trazar mapas de circulación con un buen número de puntos. Dicho esto, sólo se removieron 7 estaciones más: 41923, 42397, 43369, 83378, 83779, 83840 y 88889. El número de mapas resultante para las 40 estaciones remanentes es de 106, cubriendo el período agosto 1985–diciembre 2011.

							42397	41923	
							42397	43369	42397
					42397	83840			
				43369		87047	83840	83840	83378
			87047		87047		87047	87047	83840
		87047		87047		87155			
87047	43369		87155		87155		87155	87155	87047
	87047		87155		87155	87344			
		87860	87623		87623		87344	87344	87155
			87860		87623		87623	87623	87344
			87860		87860		87623	87623	87344
				87860		87860			
					88889		87860	87860	87623
						88889			
							88889	88889	87860
									88889
79	88	103	118	129	140	155	174	187	201

**Tabla 7.** Número de observaciones sin faltantes (fila inferior) que resulta de excluir las estaciones mostradas para  $C(47, n)$ .

**Table 7.** Number of observations with no missing data (bottom row) that result from the exclusion of the stations shown for  $C(47, n)$ .

**Agradecimientos:** el autor agradece a Eduardo Agosta y a un revisor anónimo por los comentarios efectuados, sobre los cuales se ha mejorado la presentación del manuscrito respecto de su versión original. El presente trabajo fue parcialmente financiado por el proyecto CONICET PIP 2012-2014 N° 0075.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ashok, K., S.K. Behera, S.A. Rao, H. Weng and T. Yamagata, (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112:C11007. doi:10.1029/2006JC003798.
- Barry, R.G., and A.M. Carleton, (2001). *Synoptic and Dynamic Climatology*. Routledge, U. Kingdom. pp 620.
- Bluestein, H.B., (1992). *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume I: Principles of Kinematics and Dynamics*. Oxford University Press, United States. pp 431.
- Carlson, T.N., (1998). *Mid-latitude weather systems*. American Meteorological Society, Boston. pp 507.
- Chang, C.P., Z. Wang and H. Hendon, (2006). The Asian winter monsoon. En: *The Asian Monsoon*. Wang, B. (Ed). Springer-Praxis, Chichester. 89-127.
- Dean, D.B. and L.F. Bosart, (1996). Northern Hemisphere 500-hPa Trough Merger and Fracture: A Climatology and Case Study. *Mon. Wea. Rev.* 124:2644-2671.
- Ding, Y. and D.R. Sikka, (2006). Synoptic systems and weather. En: *The Asian Monsoon*. Wang, B. (Ed). Springer-Praxis, Chichester. 131-201.
- Holton, J.R., (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier Academic Press, United States. 86-114.
- Hoskins. B.J. and K.I. Hodges, (2005). A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*. 18:4108-4129.
- India Meteorological Department, 2012: Monsoon Report 2011. pp 178.
- Kiladis, G.N., and K.C. Mo, (1998). Interannual and Intraseasonal Variability in the Southern Hemisphere. En: *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Karoly, D.J, and D.G. Vincent (Eds). American Meteorological Society. Boston. 307-336.
- Kousky, V. and M.T. Kayano, (1994). Principal Modes of Outgoing Longwave Radiation and 250-mb Circulation for the South American Sector. *J. Climate*. 7:1131-1143.
- Lund, I.A., (1963). Map-Pattern Classification by Statistical Methods. *J. Appl. Meteor.* 2:56-65.
- Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace and R.C. Francis, (1997). A Pacific Interdecadal Climate Oscillation With Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78(6):1069-1079.
- Meehl, G.A., (1991). A Reexamination of the Mechanism of the Semiannual Oscillation in the Southern Hemisphere. *J. Climate*. 4:911-926.
- Philander, S.G., (1989). El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. Dmowska, R., and J.R. Holton (Eds). Academic Press, San Diego. pp 293.
- Piva, E.D., M.A. Gan and V.B. Rao, (2008). An Objective Study of 500-hPa Moving Troughs in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* 22:2186-2200.
- Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran and T. Yamagata, (1999). A dipole mode in the Tropical Indian Ocean. *Nature*. 360-363.
- Schaack, T.K., and D.R. Johnson, (1994). January and July Global Distributions of Atmospheric Heating for 1986, 1987, and 1988. *J. Climate*. 7:1270-1285.
- Strahl, J.L.S. and P.J. Smith, (2001). A Diagnostic Study of an Explosively Developing and an Associated 500-hPa Trough Merger. *Mon. Wea. Rev.* 129:2310-2328.
- Trenberth, K.E. and K.C. Mo, (1985). Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* 113:3-21
- Wallis, T.W.R., (1998). A Subset of Core Stations from the Comprehensive Aerological Reference Dataset (CARDS). *J. Climate*. 11:272-282.
- Wang, B., and H. Rui, (1990). Synoptic Climatology of Transient Tropical Intraseasonal Convection Anomalies: 1975–1985. *Meteor. Atmos. Phys.* 44:43-61.
- Wilks, D.S., (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, United States. pp 627.
- World Meteorological Organization, 1992. *International Meteorological Vocabulary*. WMO - No. 182. Secretariat of the World Meteorological Organization. Geneva, Switzerland. pp 784.
- Yanai, M., and G.X. Wu, (2006). Effects of the Tibetan Plateau. En: *The Asian Monsoon*. Wang, B. (Ed). Springer-Praxis, Chichester. 513-549.
- Yanai, M., and T. Tomita, (1998). Seasonal and Interannual Variability of Atmospheric Heat Sources and Moisture Sinks as Determined from NCEP–NCAR Reanalysis. *J. Climate*. 11:463-482.
- Yuchechechen, A.E., S. Bischoff y P. Canziani, (2006). Variabilidad de perturbaciones espaciales y temporales de 500hPa para sistemas tropicales y extratropicales de Sudamérica. *Geoacta*. 32:1-17.
- Zhang, Z., (2005). Madden-Julian Oscillation. 2005. *Rev. Geophys.* 43:RG2003. doi:10.1029/2004RG000158.

Recibido: 06-11-2014

Aceptado: 19-10-2015