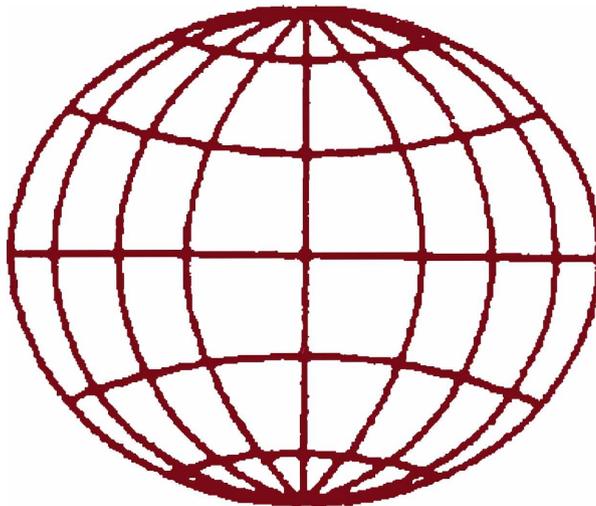




Asociación Argentina de  
Geofísicos y Geodestas

# *GEOACTA*



**VOLUMEN 27**  
**2002**

ISSN 0326-7237

# GEOACTA

## Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

**Editor:** Dra. María Cintia Piccolo. Instituto Argentino de Oceanografía,  
C.C. 804 - 8000 Bahía Blanca, Argentina. FAX: (54-291) 4861112 - 4861527.  
e-mail: piccolo@criba.edu.ar

**Co-Editor:** Dr. Angel Omar Marcos. Departamento de Geología, Universidad Nacional  
del Sur. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. FAX: (54-291) 4595148.  
e-mail: amarcos@uns.edu.ar

### ***Comité Editorial Asesor (Editorial Advisory Board)***

Dr. Ernesto Hugo Berbery, University of Maryland, USA.

Dr. Kenneth M. Creer, University of Edinburgh, Inglaterra.

Dr. Mario Hernández, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

Dr. Daniel Martínez, Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, Argentina.

Dr. Ricano Matano, Oregon State University, USA.

Ing. Cristina Pacino, Universidad Nacional de Rosario, Argentina.

Dr. Günter Seeber, Universität Hannover, Alemania.

Dr. Rudolph H. Wiens, Centre for Research in Earth and Space Sci., Canadá.

Ing. Alberto Giovambattista. LEMEIC. Universidad Nacional de La Plata.

Ing. Edgardo F. Irassar, Univ. Nac. del Centro de la Prov. de Buenos Aires. Argentina.

Dr. Juan Carlos Labraga, Centro Nacional Patagónico. Argentina.

Dr. Elbio Palma, Universidad Nacional del Sur, IADO. Argentina

Lic. Jorge Pierini, Instituto Argentino de Oceanografía. Argentina.

Dra. Beatriz Scian. Universidad Nacional del Sur. Argentina.

Dr. Alfredo Tineo, Tucumán. Argentina

Dr. Juan L. Minetti, Laboratorio Climatológico Sudamericano, Tucumán. Argentina.

**GEOACTA** es una revista con periodicidad anual, editada y distribuida por la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. ISSN: 0326-7237. Para uso impreso o reproducción del material publicado en la revista se deberá solicitar autorización a la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Los trabajos se enviarán a las direcciones del editor, siguiendo la normas para los autores que se encuentran en la contratapa de este volumen. Instituto Argentino de Oceanografía, C.C.804. 8000 Bahía Blanca, Argentina.

**GEOACTA** is a journal annually published and distributed by the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. ISSN: 0326-7237. For printed use and reproduction of papers published in this journal is required authorization in writing by the publisher. The manuscripts should be sent to the editor following the Instruction for Authors. The address of the editor is: Instituto Argentino de Oceanografía, C.C.804. 8000 Bahía Blanca, Argentina

**GEOACTA está citada en:** LATINDEX (folio 2862), ASFA (Aquatic Sciences and Fisheries Abstracts)





**Asociación Argentina de  
Geofísicos y Geodestas**

# ***GEOACTA***



**Volumen 27**

**BAHÍA BLANCA, ARGENTINA  
2002**

**Elisan**  
**IMPRESIONES**

**25 de Mayo 875**  
**Tel.: (0291) 4550391**  
**(8000) Bahía Blanca**  
**e-mail: [elisan@surlan.com.ar](mailto:elisan@surlan.com.ar)**

## GEOACTA, 27, 2002

Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-sílice. <i>Silvina A. Marfil; Pedro J. Maiza y Rodolfo C. Salomón</i>	1
Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales compuestos. <i>Jorge Carrica y Carlos Robledo</i>	16
Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida pampeana, Argentina. <i>Beatriz Scian</i>	30
Una verificación de pronósticos probabilísticos de precipitación. <i>Nora E. Ruiz y Héctor H. Ciappesoni</i>	53
Monthly mortality changes related to temperature in Bahía Blanca, Argentina. <i>Alicia Capelli de Steffens and María Cintia Piccolo</i>	62
About the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata. Observational study. <i>Walter C. Dragani, Claudia G. Simionato and Mario N. Nuñez</i>	71
<b>Nota Técnica</b>	
ERS-1 model for significant wave detection. <i>Maged Marghany</i>	85

*La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL, del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y del Instituto Argentino de Oceanografía.*



**PETROGRAFIA DEL HORMIGON ENDURECIDO AFECTADO POR LA REACCIÓN ÁLCALI-SÍLICE**

**S. A. Marfil<sup>1,2</sup>; P. J. Maiza<sup>1,3</sup> y R. C. Salomón<sup>1,4</sup>**

<sup>1</sup> Dpto. de Geología - Universidad Nacional del Sur. San Juan 670. 8000 Bahía Blanca.

email: [smarfil@criba.edu.ar](mailto:smarfil@criba.edu.ar).

<sup>2</sup> CIC\*. <sup>3</sup> CONICET\*\*. <sup>4</sup> CIC\*\*\*.

**RESUMEN**

En el presente trabajo se avanza sobre la conveniencia del uso de microscopía en el estudio de hormigones endurecidos, especialmente estereomicroscopio, microscopio de polarización y otros métodos complementarios que permiten conocer la mineralogía y la petrografía de los agregados finos y gruesos que se utilizaron en la elaboración del hormigón y su relación con el material cementiceo. Es de vital importancia conocer la litología de los elementos pétreos, la identificación de especies deletéreas frente a la reacción álcali-sílice, la presencia de minerales metaestables y productos de alteración, tales como reacción con sulfatos, carbonatación, argilización y lixiviación de sus componentes. Además el estudio petrográfico del hormigón endurecido, desde el análisis de la muestra de mano con esteromicroscopio hasta el examen sobre secciones delgadas, permite determinar el estado del mortero, presencia de microfisuras, grado de deterioro y fenómenos de borde entre los agregados y la pasta, elementos fundamentales para calificar a un hormigón endurecido.

Estos estudios se complementan con técnicas tales como difracción de rayos X, microscopía electrónica de barrido, EDAX, análisis químicos y otras más específicas, las que complementadas con ensayos físicos, decidirán el estado del hormigón.

**Palabras claves:** Petrografía - concreto - RAS.

**ABSTRACT**

This paper reports on the benefits of microscopy use in the study of hardened concrete, especially the stereoscopic microscope, the petrographic microscope and other supplementary techniques that allow the determination of the mineralogy and petrography of fine and coarse aggregates used in concrete, and their relation with the cementitious material. It is of utmost importance to know the lithology of rocky elements, identify deleterious species that lead to the alkali-silica reaction and determine the presence of metastable minerals and alteration products, such as reaction with sulfates, carbonation, argillization and leaching of their components. Moreover, the petrographic study of hardened concrete, from the analysis of cored samples in the stereoscopic microscope to the determination on thin sections, will allow establishing the mortar condition, the occurrence of microcracks, the degree of damage and paste-aggregate interface phenomena, which are fundamental elements to evaluate hardened concrete. These studies are supplemented by techniques such as X-ray diffraction, scanning electron microscopy, EDAX, chemical analyses and other more specific techniques that together with physical tests will help determine the condition of the concrete.

**Keywords:** Petrography - Concrete - ARS.

---

\*Investigador Adjunto s/d, \*\*Investigador Principal, \*\*\*Técnico Asociado

## **1. INTRODUCCIÓN**

Una cantidad cada vez mayor de obras en las que el hormigón es uno de los componentes fundamentales, se hallan afectadas por distintas patologías las que una vez en desarrollo es casi imposible remediarlas y no existen medios para detenerlas. (Léger *et al.*, 1996; Cole *et al.* 1988; Qinhua *et al.* 1997; Marfil *et al.* 2001; Marfil *et al.* 2001a).

Sin dudas, que el estudio previo detallado de sus componentes relacionados con el medio donde se instalará la estructura, si bien no evitaría totalmente el desarrollo de los procesos propios de la maduración y posterior envejecimiento, neutralizaría las reacciones químicas y físicas tempranas, algunas de ellas muy destructivas que acortarán notablemente su vida útil. En el estudio de hormigones que presentan patologías tales como deterioro por la reacción álcali-sílice es de vital importancia el muestreo en obra a fin de evaluar las características superficiales, el estrechamiento de las juntas, aumento de volumen, fracturamiento, desprendimiento de los agregados y todo fenómeno que se considere de interés para su análisis. (Rodrigues 1999; Prezzi 1998; Marfil *et al.* 1993).

Para el estudio de un hormigón endurecido deben seguirse los siguientes pasos:

1. El muestreo y análisis de la obra: Debe ser realizado por el profesional con experiencia en este tipo de trabajos.
2. Observación de las muestras con estereomicroscopio: En esta etapa se visualiza el estado general de los testigos, desarrollo de fisuras, manchas blanquecinas, cristalización de sales, presencia de geles, etc. En el caso de observar productos de neoformación se procederá a su separación para su posterior estudio por otras técnicas analíticas específicas.
3. Estudio con microscopio de polarización: Se confeccionan las secciones delgadas necesarias. En ellas se identifican los agregados gruesos y finos, las alteraciones, presencia de especies deletéreas, reacción de borde entre el agregado y la pasta, estado del mortero y presencia de microfisuras.
4. Difractometría de rayos X: Se utiliza en el análisis de productos de neoformación, minerales de alteración y composición del agregado separados con el estereomicroscopio. Se identificarán todos los materiales cristalinos tales como ettringita, carbonatos, sulfatos, aluminosilicatos (ceolitas), portlandita, entre otros.
5. Microscopía electrónica de barrido (SEM): Permite estudiar en detalle los productos de reacción, basándose en las morfologías de las especies cristalinas desarrolladas como consecuencia de la reacción álcali-sílice, analizar las superficies de las especies deletéreas, interfase, interfase pasta-agregado, etc.
6. EDAX: Permite determinar los componentes químicos de los productos observados en el SEM y calcular su composición.

## **2. CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS**

El examen cuidadoso del hormigón en esta primera etapa es de fundamental importancia ya que permite definir el estado general del hormigón, grado de deterioro, características de la fisuración, presencia de exudados, cambios de volumen, estran-

gulamamiento de las juntas, desprendimientos de determinados sectores y la relación con su emplazamiento.

Contribuye notablemente disponer de testigos del hormigón, ya que permite la determinación visual de las características del mortero, de la interfase pasta-agregado, presencia de fisuras, estado de conservación de la pasta, desarrollo de productos de neoformación (carbonato de calcio, portlandita, ettringita, yeso, ceolitas, etc.) y su extracción basándose en el tipo cristalino de cada especie apoyándose con estereomicroscopio para la observación de los detalles.

Algunos de estos materiales son fácilmente identificables por su desarrollo cristalino, tal es el caso de la ettringita ( $\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12}\cdot 26\text{H}_2\text{O}$ ). Forman cristales blandos, muy finos, aciculares, los que a veces crecen como prismas cortos. Se desarrollan principalmente en el interior de cavidades formadas por aire atrapado, como se muestra en la fotomicrografía 1 (Fm 1). Si el hormigón se encuentra en un grado avanzado de deterioro cristaliza en el interior de microfisuras, tapiza la superficie, comúnmente en espacios abiertos (Fm 2).

Los productos de la reacción álcali-sílice (ceolitas) no son identificables con este método ya que constituyen materiales masivos sin desarrollo de cristales visibles con estereomicroscopio, debido a su pequeño tamaño (Fm 3). Sin embargo esta metodología es de gran ayuda para separar el material para su posterior análisis por otras técnicas tales como difracción de rayos X y SEM-EDAX.

El carbonato de calcio puede presentarse tanto en forma masiva como en cristales característicos de calcita. En algunos casos dependiendo del medio (pH, presencia de cationes libres), también pueden cristalizar otros carbonatos. En la Fm 4 se muestra la superficie de un testigo de hormigón con un marcado proceso de carbonatación.

Con respecto a los agregados es posible determinar el grado y tipo de alteración, en especial la presencia de especies mineralógicas potencialmente deletéreas u otras que por sus características morfológicas podrían ser reactivas. En las Fm 5 y Fm 6 se observan clastos de rocas metamórficas (esquistos verdes) y areniscas silíceas, con bordes de reacción que obliteran la interfase pasta-agregado.

En la Fm 7 se observa un testigo de hormigón con claras evidencias de reacción desarrolladas tanto en los clastos del agregado grueso como en el mortero. Este último presenta un importante deterioro, reflejado principalmente en los poros de aire atrapado y poros del hormigón, donde el material de neoformación colmata a los huecos o los rellena parcialmente.

La Fm 8 muestra un hormigón con marcado microfisuramiento característico de la reacción álcali-sílice.

### 3. ESTUDIOS CON MICROSCOPIO DE POLARIZACIÓN

El estudio del hormigón endurecido en secciones delgadas permite el análisis detallado de la composición petrográfico-mineralógica de los agregados gruesos y finos, las alteraciones que presentan y la determinación de las características de la pasta, porosidad, contenido de aire intencionalmente incorporado, presencia de fisuras y grado de deterioro.

## *Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-sílice...*

El estudio con microscopio de polarización se puede dividir en dos etapas:

- 3.1 Estudio petrográfico de los agregados.
- 3.2 Estudio de la pasta y de la interfase pasta-agregado.

### **3.1 Estudio petrográfico de los agregados**

La identificación de los minerales y rocas que constituyen los agregados en el hormigón estudiado es de vital importancia para determinar si existen componentes potencialmente deletéreos que puedan provocar daño en el material objeto de estudio. En el caso que se haya presentado alguna patología, como puede ser el desarrollo de la reacción álcali-sílice permitirá concluir cuales fueron las especies responsables del deterioro.

En la Fm 9 se observa clastos de cuarzo con extinción ondulante. Es ampliamente mencionado en la bibliografía que el cuarzo tensionado, microcristalino y de grano fino son considerados potencialmente reactivos frente a la RAS. Su velocidad de reacción es muy lenta por lo que en general no es detectado en los métodos de ensayo convencionales tales como barras de mortero, (IRAM 1637-ASTM C-227) método acelerado (ASTM C-9 P214), (en general, si se aplican, debe extenderse el tiempo del ensayo, más que el establecido en la norma). Mientras que en el método de ensayo químico (IRAM 1650-ASTM C-289), la cantidad de sílice disuelta determinada es baja. De allí la importancia del análisis petrográfico, permite la identificación de estos materiales con microscopio de polarización, podría alertar sobre su potencial reactividad y permitiría fijar pautas que condicionen los ensayos complementarios.

El cuarzo tensionado se presenta tanto en el agregado fino como en el grueso constituyendo principalmente rocas metamórficas (cuarcitas), e incluso rocas graníticas que han sufrido procesos de deformación. En las rocas sedimentarias (areniscas silíceas), la matrix por lo general es criptocristalina o amorfa y por lo tanto, altamente lixiviable en el hormigón.

El vidrio volcánico presente en los agregados también es un material potencialmente deletéreo en hormigones con elevado contenido de álcalis en su composición. Su presencia es fácilmente detectable por este método ya que se comporta como una sustancia amorfa. Se puede presentar fresco, en especial formando parte de los agregados finos (Fm 10), o constituyendo la pasta de rocas volcánicas vítreas. En este último caso puede presentarse fresco o alterado principalmente a minerales arcillosos del grupo de la montmorillonita, como se muestra en la Fm 11. Si bien el vidrio volcánico finamente dividido puede ser utilizado como material puzolánico, el tamaño de partícula de los agregados hace que su comportamiento sea potencialmente reactivo cuando el contenido de álcalis en el hormigón es elevado.

La calcedonia, tridimita y variedades de sílice criptocristalinas son altamente reactivas. Son frecuentes de encontrar como clastos aislados de areniscas o como fragmentos de rocas principalmente de origen volcánico (riolitas, riodacitas, dacitas). Abundan en las crustificaciones superficiales de cantos rodados y agregados finos, individualmente o asociados a procesos de carbonatación y silicificación.

Cuando se realiza el estudio petrográfico de un agregado deben identificarse sus minerales de alteración. No se debe definir genéricamente, por ejemplo vulcanitas, ya que éstas pueden contener o no vidrio volcánico y si lo tienen, puede estar fresco o alterado. En la Fm 12, se observa un hormigón donde en el agregado fino predominan las rocas volcánicas básicas con textura intergranular. Las tablillas de plagioclasa encierran cristales de piroxeno, principalmente augita, en los espacios intergranulares. Hay vidrio relíctico. Son abundantes los minerales opacos. Entre los espacios intergranulares es frecuente observar áreas muy alteradas donde se destaca la presencia de montmorillonita, reemplazando masas vítreas. Con estas características la roca es calificada como reactiva.

### 3.2 Estudio de la pasta y de la interfase pasta-agregado

Una vez estudiadas las características petrográfico-mineralógicas de los agregados, se evalúan las características del mortero. Se sugiere tener en cuenta las siguientes características:

*Microfisuramiento:* Debe determinarse si las microfisuras se encuentran dispersas en la pasta o tienen continuidad y afectan también a los agregados. En el primer caso corresponden al fisuramiento por contracción por secado, son generalmente muy finas y se encuentran vacías (Fm 13). En cambio si estas fracturas tienen continuidad, afectan a los clastos de los agregados, (Fm 14) son en general más anchas que las anteriores y están rellenas por un material que puede ser isótropo y/o anisótropo (Fm 15), el hormigón presenta signos de reacción. El producto desarrollado en el interior de las fracturas corresponde a ceolitas identificadas por sus propiedades ópticas, especialmente bajo color de interferencia, bajo índice de refracción, elongación positiva, entre otras. En la Fm 16 se muestra una microfisura rellena por un material amorfo (gel) que ha comenzado a cristalizar dando lugar a la formación de ceolitas (z).

*Interfase pasta-agregado:* En hormigones sanos el contacto es neto, (Fm 17) mientras que si el hormigón presenta signos de deterioro, se observan bordes de reacción (Fm 18) contactos de carie, (Fm 19) en algunos casos los clastos se presentan separados de la pasta y es frecuente observar productos de reacción desarrollados en los bordes de los clastos. En la Fm 20 se muestra un clasto de cuarzo tensionado con desarrollo de ceolitas en su borde.

*Estado de la pasta:* En hormigones sanos la pasta se presenta homogénea (Fm 21), los poros de aire se encuentran vacíos, (Fm 22), mientras que en hormigones que presentan deterioro, los poros de aire se encuentran parcial o totalmente rellenos con ettringita (Fm 23 y 24). La Fm 25 muestra un detalle de un poro con ettringita. Si el proceso de degradación se encuentra en estado avanzado es frecuente la ceolitización de la pasta (Fm 26 y 27). En general, este proceso va acompañado por una abundante carbonatación en la pasta (Fm 28).

## 4. DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X

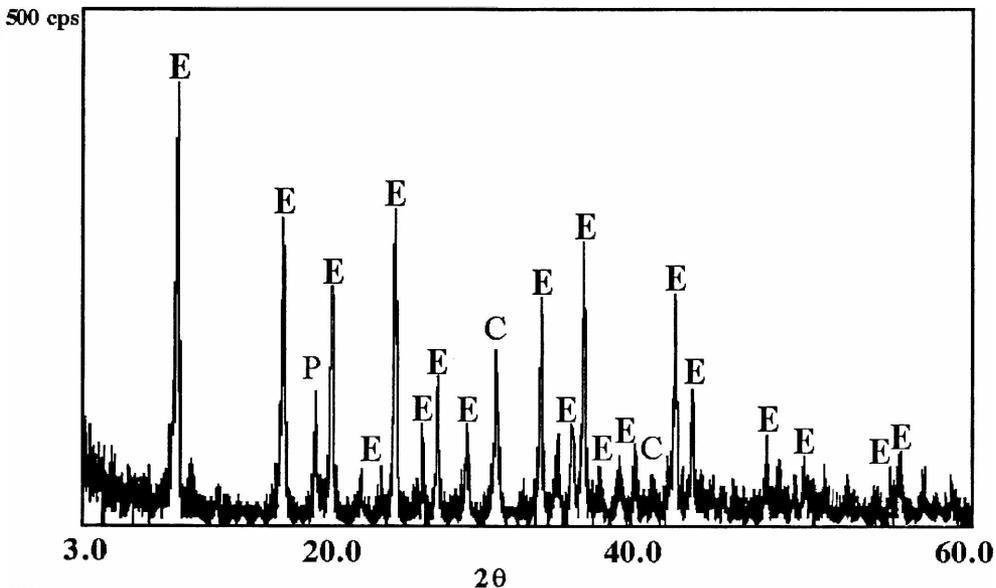
La difracción de rayos X es una técnica de gran ayuda en la identificación de los materiales de neoformación. Estos son separados en la primera etapa del estudio

*Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-sílice...*

bajo estereomicroscopio, agrupando especies con características mineralógicas semejantes ya que cuanto más simple sea la muestra, más posibilidades de éxito tendrán en la identificación.

Aún en mezclas, permite identificar con seguridad las especies presentes. En el caso de productos masivos, no identificados con estereomicroscopio, son claramente determinados por DRX, tal es el caso de calcita, portlandita, ettringita y ceolitas. La condición principal es que deben presentarse en estado cristalino. Para casos especiales deberá recurrirse a métodos de concentración para eliminar incógnitas (distintas densidades, características magnéticas, morfologías que provoquen diferencias físicas, etc.). El principal problema en la determinación de productos de reacción, en especial ceolitas y ettringita, es la escasa proporción en que se encuentran. La separación de material puro y en cantidad suficiente se hace dificultosa. En general en los espectros que se obtienen aparecen las reflexiones de cuarzo y feldespato correspondientes a los agregados ya que no es posible eliminarlos en el proceso de separación.

En la figura 1 se muestra un difractograma de ettringita, asociado con portlandita y calcita, el resto corresponde al cuarzo y feldespato del agregado. En la figura 2 se muestra un espectro correspondiente al producto de la reacción álcali-sílice. Es una ceolita del grupo de la clinoptilolita.



**Figura 1.** Difractograma de rayos X de ettringita (E), asociada con portlandita (P) y calcita (C).

Esta técnica también resulta de utilidad en la identificación los minerales de alteración de los agregados, especialmente de las arcillas. Determinar la presencia de estas últimas, en especial las del grupo de la montmorillonita, es muy importante

debido a su capacidad de intercambio catiónico, propiedades expansivas e inestabilidad en el medio.

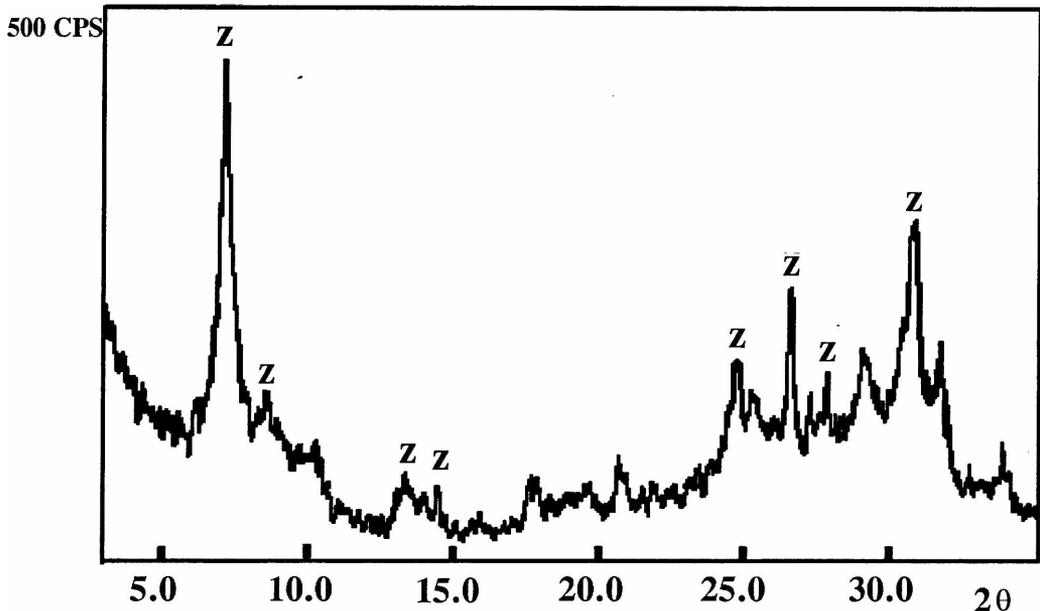


Figura 2. Diffractograma del producto de la reacción álcali-sílice (RAS) separado de un hormigón deteriorado. (Z) ceolita del grupo de la clinoptilolita.

En primer lugar se estudia la muestra total. Posteriormente se le elimina la fracción clástica y se dispersa el material con ultrasonido. Luego se decanta en cilindrobureta durante 2 horas, se extrae y se extiende sobre portamuestra de vidrio. Se seca a 40 °C y se irradia en condiciones normales. Si se comprueba la presencia de reflexiones en 14/15 Å, se tratará la muestra con etilen glicol. Para ello se deja en atmósfera saturada durante 24 horas, con el propósito de determinar la capacidad de hinchamiento. Si el hinchamiento se manifiesta (a 16-18 Å) se está en presencia de una smectita, sino será una clorita, aunque también podría ser un interestratificado.

## 5. MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO Y EDAX

Los productos de neoformación separados con estereomicroscopio son observados con microscopio electrónico de barrido. Con esta técnica es posible observar la morfología de los materiales y analizar su composición química con EDAX.

La ettringita se presenta en cristales fibrosos asociada frecuentemente a cristales hexagonales de portlandita ( $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ), (Fm 29, 30 y 31). Los espectros de EDAX característicos se muestran en la figura 3 (S, O, Al y Ca).

La ceolita se presenta desde muy pobremente cristalizada, en forma masiva o de gel hasta con hábito cristalino característico (Fm 32, 33 y 34). La composición química

### *Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-sílice...*

de las ceolitas es variable debido a su elevada capacidad de intercambio catiónico. Son aluminosilicatos hidratados de Ca, K y/o Na (figura 4).

Los espectros de EDAX muestran desde ceolitas cálcicas a sódico - potásicas.

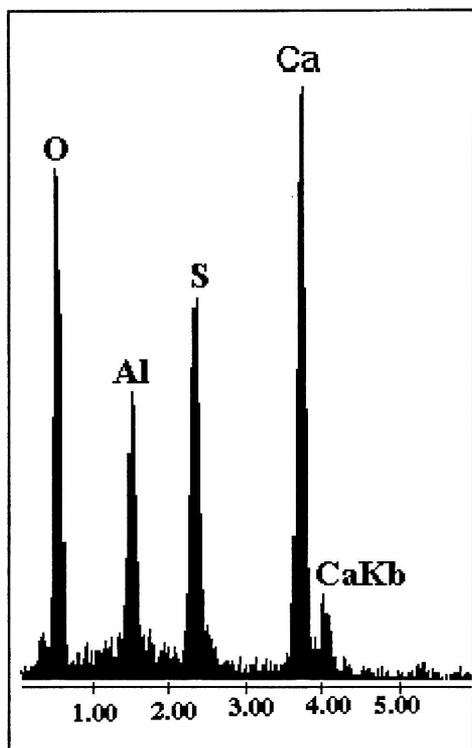


Figura 3. EDAX de ettringita

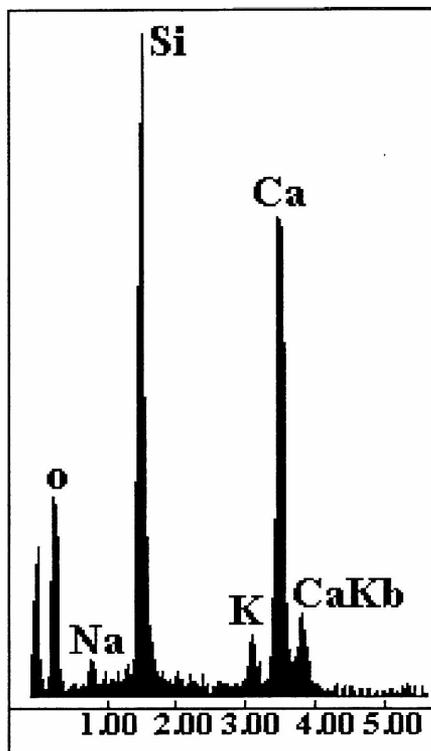


Figura 4. EDAX de ceolita

## 6. CONCLUSIONES

El análisis petrográfico de los materiales pétreos que se utilizarán, constituye un estudio imprescindible en la etapa de proyecto de una obra.

Un hormigón sano se caracteriza por un escaso desarrollo de microfisuras, buena compacidad de la pasta, contactos agregado-mortero netos y falta de productos de neoformación.

Los indicadores sobresalientes que se destacan en un hormigón que ha sido afectado por un proceso de degradación por reacción álcali-sílice son: microfisuras desarrolladas en la pasta que afectan a los agregados, bordes de reacción, contactos de caries, productos de reacción en el interior de microfisuras, en los poros, en la interfase pasta-agregado y ceolitización de la pasta.

Los principales materiales que integran los agregados potencialmente reactivos son el vidrio volcánico fresco o alterado principalmente a minerales arcillosos de grupo

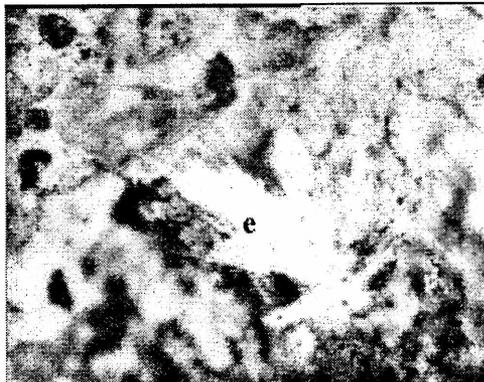
de la montmorillonita, calcedonia y/o variedades de sílice criptocrystalina y cuarzo tensionado (con extinción ondulante).

El análisis petrográfico de un hormigón endurecido, aporta claras evidencias acerca de su estado.

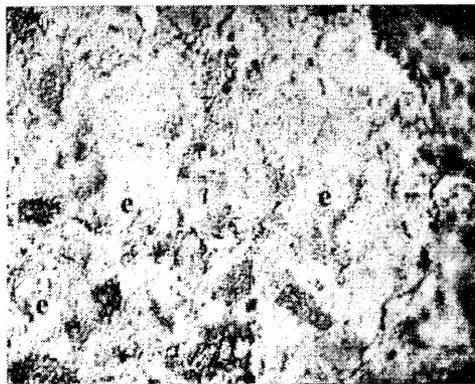
## REFERENCIAS

- ASTM C-9 P214, 1990. Accelerated method. Book of standards, 04.02, 739.
- ASTM C-227, 1995 Mortar bar method. Book of standards, 04.02, 45.
- ASTM C-289, 1995. Chemical method. Book of standards, 04.02, 159.
- Cole, R. G. and P. Horswill, 1988. Alkali-silica reaction: Val de la Mare dam, Jersey, case history. Proc. Instn. Engrs. Part 1, vol. 84, 1237-1259.
- IRAM 1637, 1966. Reacción álcali-árido. Método de la barra de mortero para la determinación de la reactividad alcalina potencial.
- IRAM 1649, 1968. Reactividad alcalina potencial en áridos. Método de ensayo químico. 3-15.
- Léger, P.; P. Côté and R. Tinawi, 1996. Finite element analysis of concrete swelling due to alkali-aggregate reactions in dams. Computers & Structures, vol. 60, N° 4, 601-611.
- Marfil, S. A. y P. J. Maiza, 1993. Zeolite crystallization in portland cement concrete due to alkali-aggregate reaction. Cement and Concrete Research, vol. 23 N° 6, 1283-1288.
- Marfil, S. A. and P. J. Maiza, 2001. Deteriorated pavements due to the alkali - silica reaction. A petrographic study of three cases in Argentina. Cement and Concrete Research, vol. 31. N° 7, 1017-1021.
- Marfil, S. A.; P. J. Maiza y R. C. J. Salomón, 2001a. Pavimentos de hormigón de la ciudad de Bahía Blanca. Su comportamiento frente a la RAS. Revista de la Asociación de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente. N° 16, 146-152.
- Prezzi, M.; P. J. Monteiro and G. Sposito, 1998. Alkali-silica reaction. Part 2: The effect of chemical admixtures. ACI Materials Journal, vol. 25, N° 1, 95-101.
- Qinhua, J. and L. Weiqing, 1997. Investigations on concrete railway ties suffering from alkali-silica reaction. Cement and Concrete Research, vol. 27, N° 1, 107-113.
- Rodrigues, F.; P. Monteiro and G. Sposito, 1999. The alkali-silica reaction. The surface charge density of silica and its effect on expansive pressure. Cement and Concrete Research, vol. 29, 527-530.

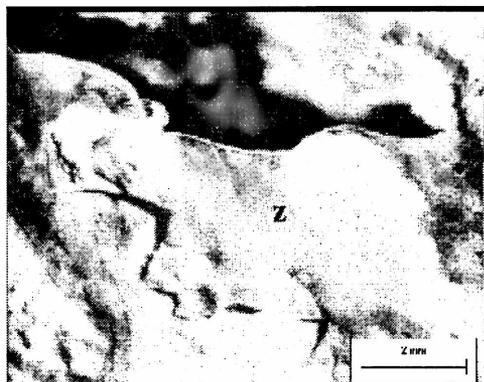
*Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-sílice...*



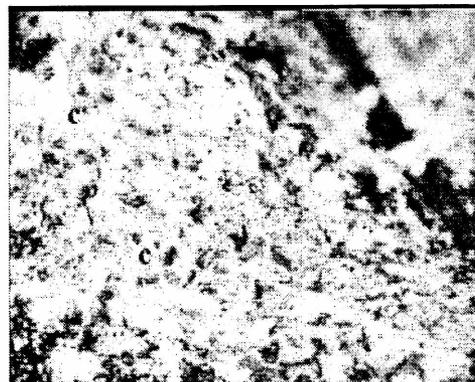
Fm1: Ettringita (e) desarrollada en el interior de una cavidad de aire



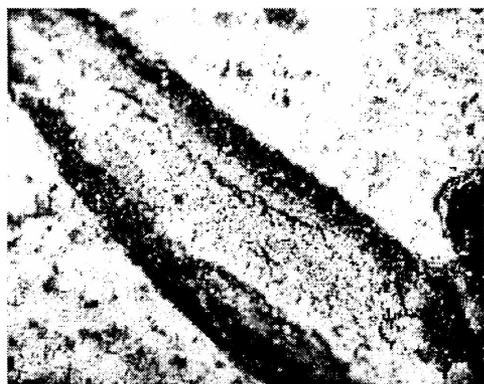
Fm2: Cristales de ettringita(e), sobre la superficie del hormigón



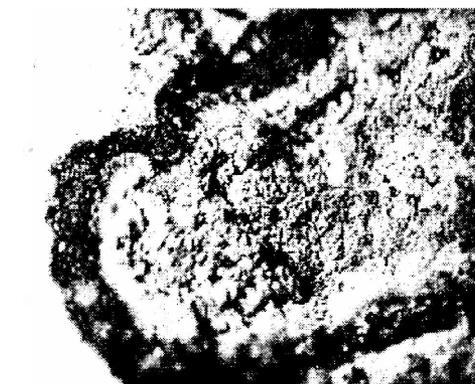
Fm3: Ceolita (z) desarrollada en un hormigón deteriorado por la reacción alcali-sílice



Fm4: Carbonato de calcio (c) tapizando la superficie del hormigón



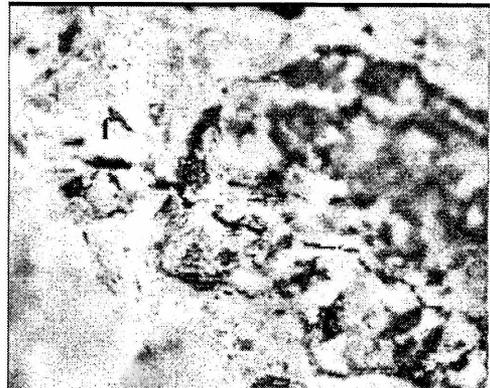
Fm5: Clastos de agregado grueso con su borde fuertemente afectado por el proceso de alteración



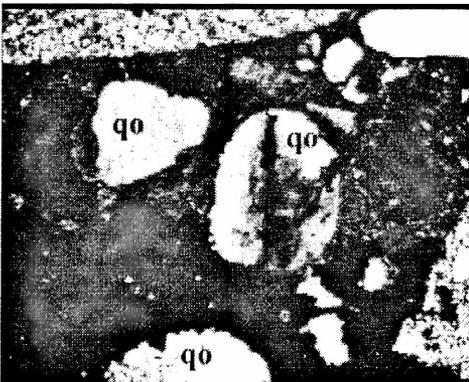
Fm6: Borde de reacción sobre un clasto de agregado grueso



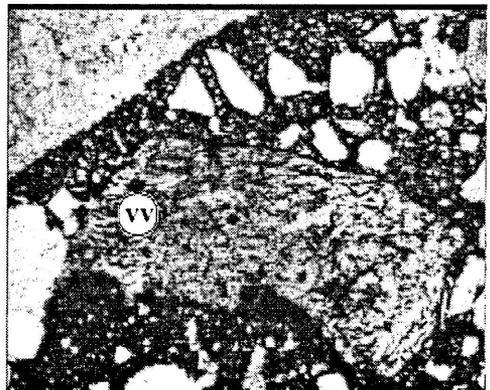
Fm7. Hormigón deteriorado por la RAS . El proceso de reacción afecta a los clastos y al mortero



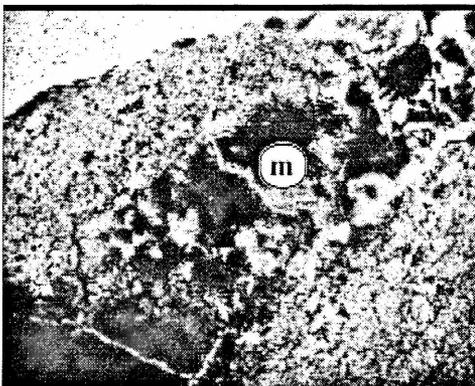
Fm8. Microfisura (f) que afecta al hormigón y a un clasto del agregado grueso



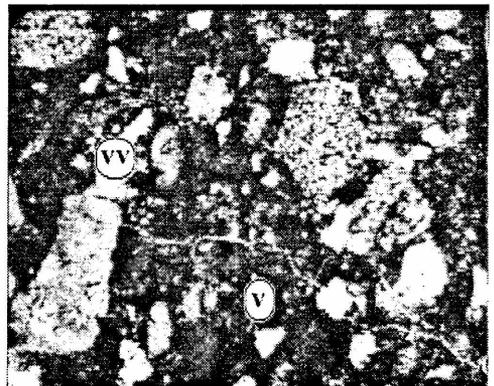
Fm9. Clastos de cuarzo con extinción ondulante (qo) nicoles cruzados



Fm10. Vulcanita vitrea (vv) con avanzado proceso de desvitrificación principalmente a montmorillonita

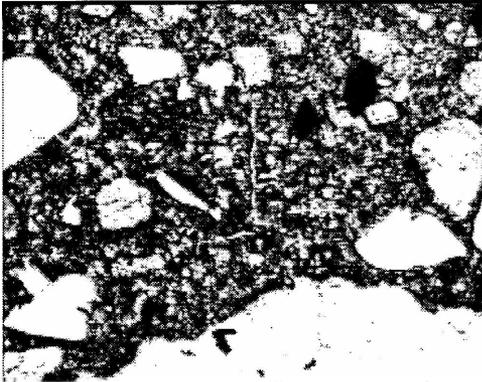


Fm11: Clasto de vulcanita vitrea en el que el vidrio se presenta alterado a montmorillonita (m)

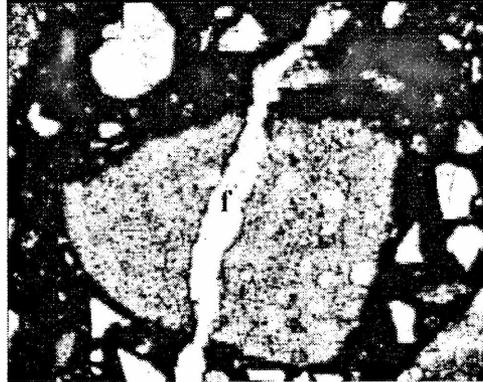


Fm12: Vidrio volcánico fresco(v) vulcanitas vítreas (vv)

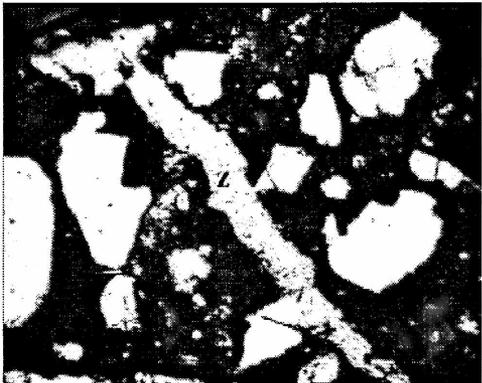
*Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-sílice...*



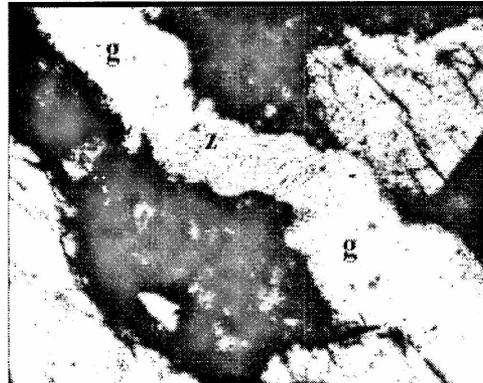
FM13: Hormigón sano con microfisuras propias del proceso de fraguado



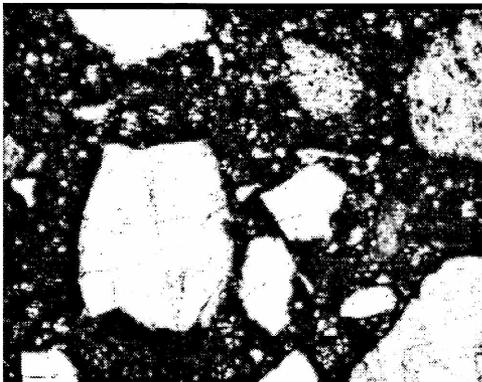
FM14: Fisura (f) en un hormigón deteriorado por la RAS que afecta a un clasto del agregado grueso



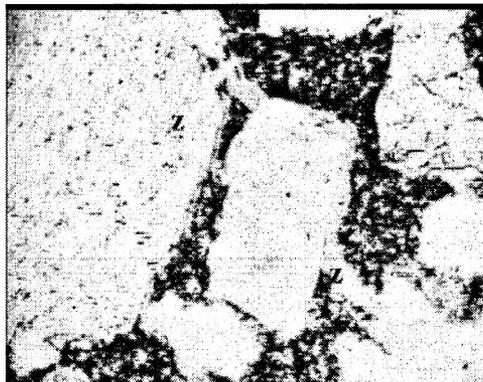
FM15: Fisura rellena con Ceolita (z)



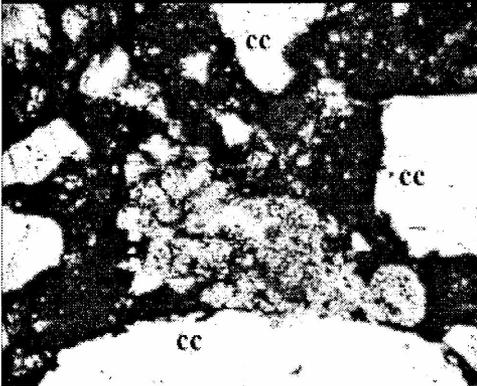
FM16: Microfisura desarrollada en un hormigón deteriorado rellena por gel (g) que ha cristalizado parcialmente a ceolita (z)



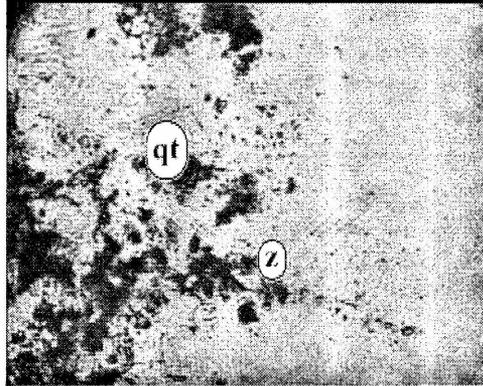
FM17: Hormigón sano. Los contactos agregado-pasta son netos



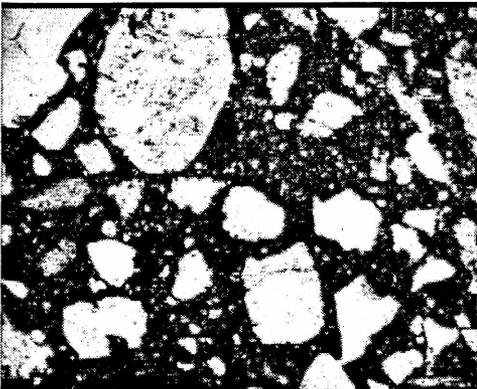
FM18: Hormigón deteriorado por la RAS. En los contactos agregado-pasta se ha desarrollado ceolita (z)



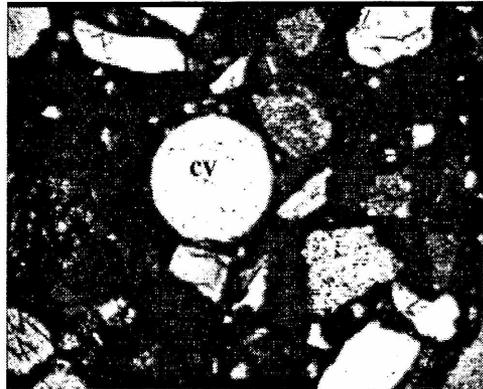
FM19. Contacto de caries (cc) entre elastos y pasta en un hormigón deteriorado



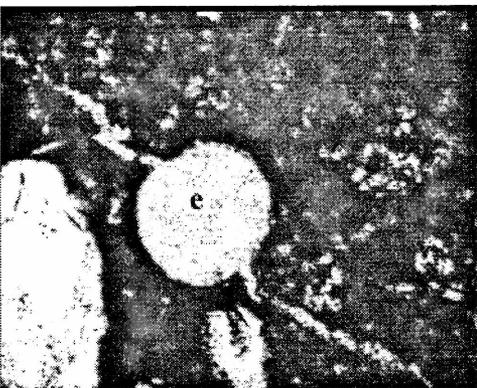
FM20. Ceolita (z) desarrollada en el borde de un elasto de cuarzo tensionado (qt)



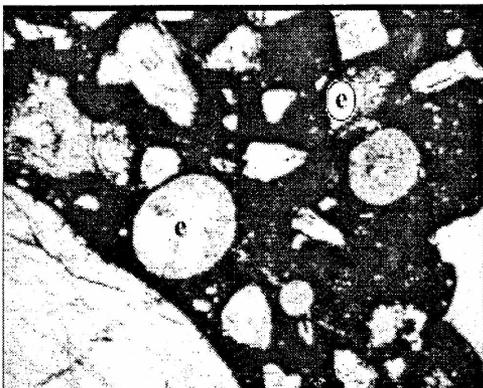
FM21. Vista general de un hormigón sano



Fm22. Cavity de aire accidental (cv) vacía en hormigón sano



Fm23. Cavity de aire entrampado rellena con ettringita (e) con una microfisura asociada



Fm24. La cavity se encuentra parcialmente rellena con ettringita (e)

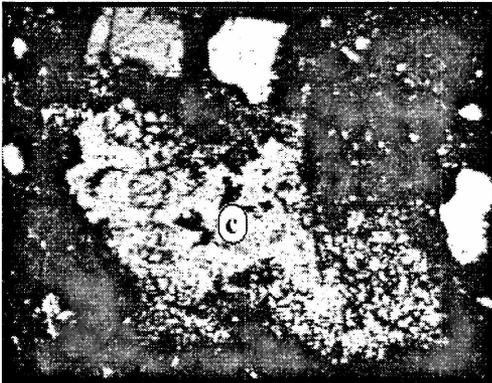
*Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-silice...*



Fm25. Detalle de una cavidad de aire con ettringita (e)



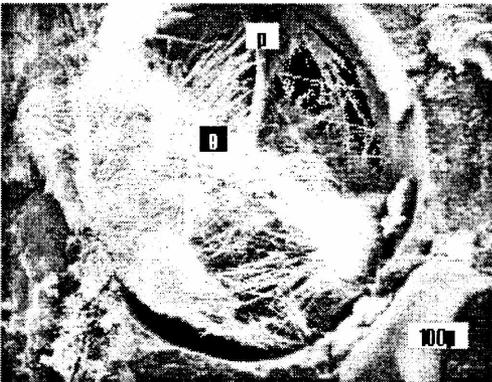
Fm26. Avanzado estado de coarsización (z) en la pasta. Se muestran elastos de cuarzo con extinción ondulante (qt) con contactos de grietas



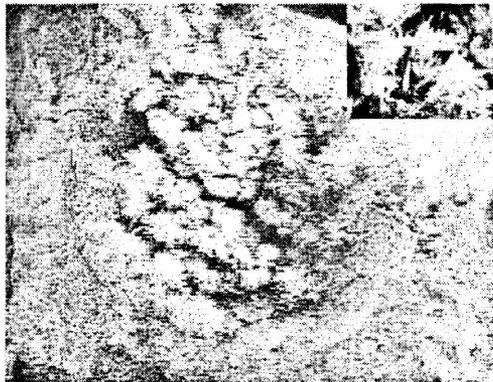
Fm27. Hormigón deteriorado con un fuerte proceso de carbonatación (c) en la superficie



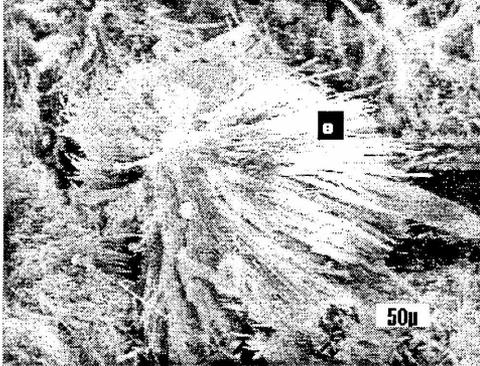
Fm28. Idem anterior con luz paralela



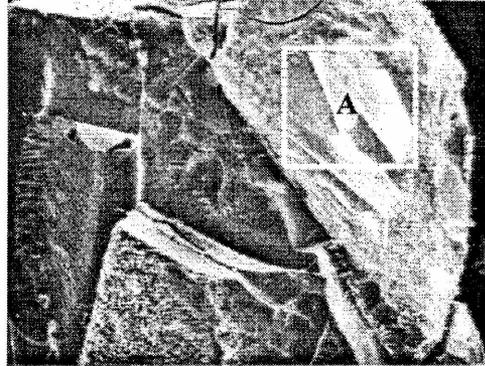
Fm29. Ettringita (e) y portlandita (p) desarrolladas en el interior de una cavidad de aire accidental



Fm30. Cristales de ettringita en forma de ramilletes



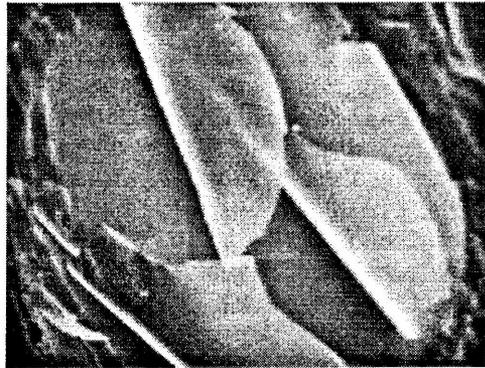
Fm31: Nido de cristales de ettringita (e) sobre la superficie de un hormigón deteriorado



Fm32: Ceolita obtenida de una zona de contacto agregado reactivo - pasta



Fm33: Ceolita masiva



Fm34: Cristales de ceolita.  
Corresponden a un detalle de sector A de la Fm32

## **CÁLCULO DE LA RECARGA DE ACUÍFEROS MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LAS CURVAS DE RECESIÓN DE HIDROGRAMAS FLUVIALES COMPUESTOS**

**Jorge Carrica<sup>1</sup> y Carlos Robledo<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Geología. UNS. San Juan 670. (8000) Bahía Blanca.

<sup>2</sup> Departamento de Matemáticas. UNS. Av. Alem 1253 (8000) Bahía Blanca.

### **RESUMEN**

Se verifica la aplicabilidad de un método de estimación de la recarga a un acuífero libre aluvial alojado en el valle del arroyo Napostá Grande mediante el análisis de la curva de recesión de hidrogramas fluviales compuestos. El método, basado en las fórmulas tradicionales de Meyboom y Rorabough, ha sido adaptado para su empleo en hidrogramas compuestos generados por distintos mecanismos de recarga de acuífero y permite discriminar los volúmenes de agua drenados al arroyo merced a cada uno de ellos. La recarga calculada resulta compatible con la determinada por otros métodos como los balances hidrológicos y técnicas hidroquímicas. Se concluye que la recarga indirecta por parte del acuífero loésico regional que enmarca el valle es la principal fuente de alimentación al acuífero aluvial superando a la recarga por agua de lluvia y al almacenamiento de ribera que se produce dentro del valle. El método puede resultar de utilidad para estimar la recarga en cuencas drenadas por cursos efluentes con escasa información piezométrica seriada de las riberas como la estudiada, pero debe disponerse de un sólido conocimiento hidrogeológico del área.

**Palabras Claves:** Recarga-Hidrogramas fluviales compuestos

### **ABSTRACT**

The applicability of a method of ground water recharge estimation to an alluvial phreatic aquifer in the valley of Napostá Grande river is verified using the streamflow curve recession from hydrographs composed. Based on the traditional formulas of Meyboom and Rorabough the method has been adapted for its use in hydrographs composed generated by different recharge mechanisms, it allow discriminate the volume drained by each of them. The recharge calculated is equivalent with those determined by water balance and hydrochemistry methods. The main water supply to the alluvial aquifer taking place from the indirect recharge of regional loessic aquifer, it is higher than rain water recharge and bank storage. Having an important hydrogeologic knowledge of an area the method can be useful for estimating the recharge in river basins with efluent stream and continuous water level information near the stream.

**Keywords:** Recharge- Streamflow hydrographs composed

### **1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS**

Desde principio del siglo pasado varios investigadores han planteado matemáticamente el régimen de descarga de un acuífero libre con desagüe a nivel variable en régimen no influido y a partir de ella estimar el volumen de agua almacenada en el acuífero producto de la recarga (Boussinesq, 1904 y Maillet, 1905, en Custodio y Llamas, 1983). En cuencas drenadas por cursos efluentes la recarga del acuífero puede

estimarse a partir de la separación del caudal básico de hidrogramas fluviales con extensos registros de aforos asumiendo que el caudal básico (descarga del acuífero) es o está en relación directa de la recarga (Meyboom, 1961, en Rutledge and Daniel, 1994; Rorabough, 1964; Mau and Winter, 1997; Arnold *et al.*, 2000). Sin embargo, la descarga puede ser menor que la recarga debido a la explotación del acuífero, la evapotranspiración desde acuíferos someros, la existencia de flujos subterráneo profundos etc. (Halford and Mayer, 2000). Por otra parte, el caso de un curso alimentado por dos acuíferos de características distintas genera hidrogramas fluviales compuestos, situación que limita el uso de métodos tradicionales (desarrollados para hidrogramas simples) y el cálculo del caudal básico requiere de laboriosas técnicas de separación gráfica a partir de la curva de recesión de cada acuífero (Linsley *et al.*, 1982).

La cuenca superior y media del arroyo Napostá Grande ha sido seleccionada como potencial área de explotación del recurso hídrico subterráneo para abastecimiento adicional a la ciudad de Bahía Blanca y alrededores (Bonorino *et al.*, 1990; Carrica, 1998), por lo que resulta de sumo interés determinar las áreas de recarga y los mecanismos por los que se produce y estimar su magnitud. Este trabajo cuantifica la recarga que, por distintos mecanismos, recibe el acuífero aluvial que rellena el valle del arroyo a través del análisis de la curva de recesión de hidrograma fluviales compuestos. No hay antecedentes del uso de este tipo de metodologías en cursos de la región, a excepción del uso de técnicas simples de separación gráfica del caudal básico realizados por Carrica (1998) y Carrica y Bonorino, (2000).

## 2. ASPECTOS METODOLÓGICOS

Los métodos de cálculo de la recarga basado en los fórmulas de Meyboom, 1961 y Rorabough, 1964 (en Rutledge and Daniel, 1994) expresan la descarga subterránea a un curso (caudal base) como una función compleja del tiempo después del evento de recarga. Esta función puede ser aproximada, después de un “tiempo crítico” a una ecuación que expresa el logaritmo de la descarga subterránea como una función lineal del tiempo. El “tiempo crítico” ( $T_c$ ) después del pico de crecida es una función lineal del índice de recesión ( $K_r$ ) que expresa el tiempo en días requerido para que la recta que representa la descarga subterránea disminuya un ciclo logarítmico, siendo:

$$T_c \sim 0,2144 K_r \quad (1)$$

El volumen potencial total de descarga subterránea ( $V$ ) es una función lineal del caudal inicial (al comienzo de la curva de recesión),  $Q_0$  y del  $K_r$ ; expresándose (Meyboom, 1961; en Rutledge y Daniel, 1994):

$$V = Q_0 \cdot K_r / 2,3026 \quad (2)$$

Si se asume el principio de que la descarga o caudal básico es igual a la recarga,  $V$  equivale a la recarga del acuífero.

### *Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...*

El método de Rorabough, o de “desplazamiento de la curva de recesión” estima directamente la recarga en base a los caudales extrapolados de las curvas de recesión en  $T_c$  antes ( $Q_1$ ) y después ( $Q_2$ ) del pico de crecida, siendo:

$$R = 2 (Q_2 - Q_1) K_r / 2,3026 \quad (3)$$

Estos métodos ha dado resultados aceptables en cuencas de menos de 1.300 Km<sup>2</sup> con  $K_r$  inferiores a 300 días y para hidrogramas simples, (Rutledge and Daniel, 1994; Mau and Winter 1997; Arnold *et al.*, 2000; y Scanlon *et al.*, 2002). Para alcanzar resultados fiables conviene realizar el análisis a escala diaria y extender el método a varios años, además de poseer un detallado conocimiento hidrogeológico de la cuenca (Martí Vallbona, 1997; Halford and Mayer, 2000; Ketchum *et al.*, 2000).

En base a estos conceptos se desarrolló un método de cálculo de la recarga para hidrogramas compuestos que se aplicó utilizando registros de aforos seriados de caudales medios diarios de dos cortas series. Las series abarcan de 1936 a 1944 y de 1988 a 1990 (12 años completos) para la estación de aforo Cerro del Aguila y de 1963 a 1967 y mas el año 1990 (seis años completos) para la estación de aforo Puente Canesa, ubicada unos 47 Km del curso aguas debajo de la anterior. Figura 1.

### **3. AREA DE ESTUDIO**

Comprende unos 710 Km<sup>2</sup> de las cuencas hidrográficas superior (196 Km<sup>2</sup>) y media (514 Km<sup>2</sup>) del arroyo Napostá Grande, las que se ubican en el sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. Los valles extraserranos, de importancia para este estudio, ocupan unos 36 Km<sup>2</sup> de la cuenca superior y 70 Km<sup>2</sup> de la media.

#### **3.1. Características generales**

La cuenca en su totalidad forma parte de la vertiente sudoccidental de las Sierras Australes y abarca unos 1.237 Km<sup>2</sup>, figura 1. Está delimitada al norte por las sierras, al oeste por la cuenca del río Sauce Chico, al este por la del arroyo Napostá Chico y al sur por el estuario de Bahía Blanca, lugar donde desemboca el arroyo.

El clima de la zona es de transición entre el templado húmedo de la llanura pampeana y el de estepa dominante en la Patagonia. El módulo pluviométrico anual alcanza los 753 mm en la cuenca superior y algo menos, unos 680 mm, para la cuenca media.

El balance hidrológico global es levemente deficitario, condición que se acentúa en verano (Carrica, 1998). Los suelos son someros y su desarrollo en profundidad está limitado por la presencia de tosca. Se trata de molisoles de textura limosa cuya capacidad de almacenaje de agua media de 216 mm. Dentro de los valles, donde los niveles de tosca están ausentes, los suelos presentan un desarrollo mayor.

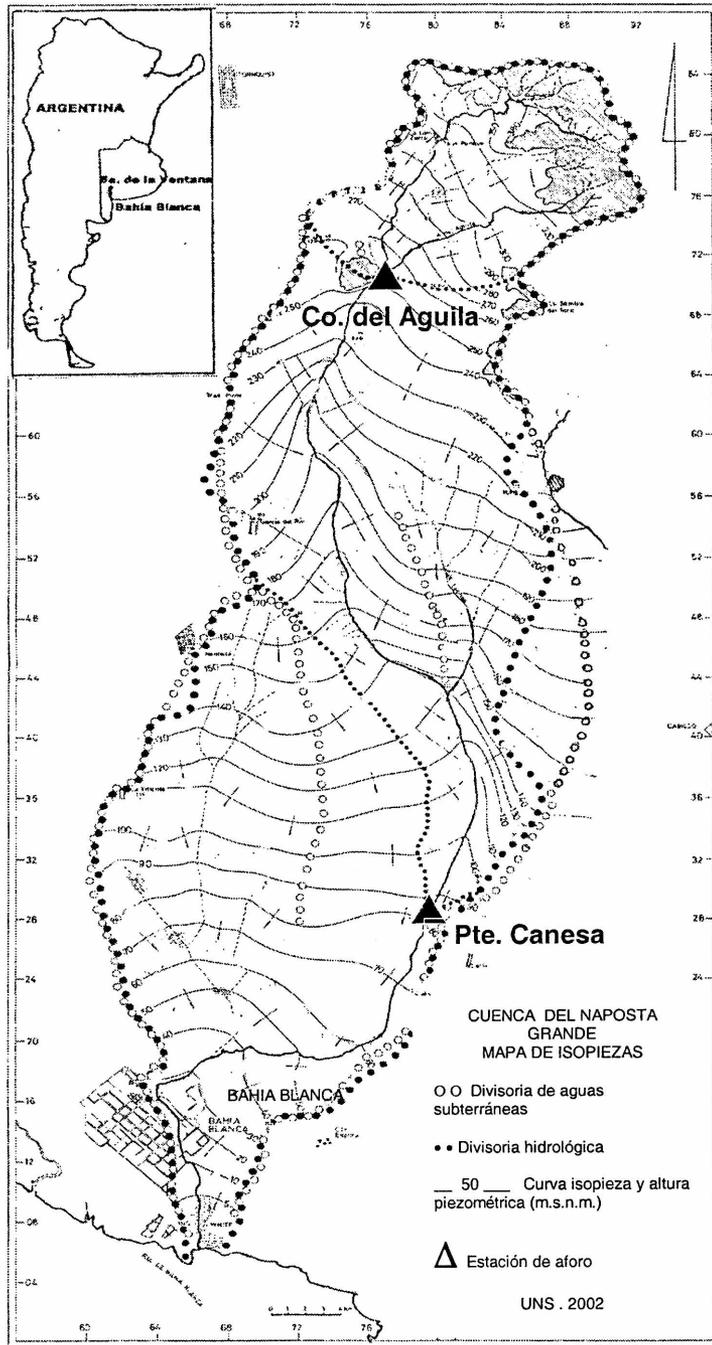


Figura 1. Area de la cuenca y mapa de isopiezas de la capa freática.

### *Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...*

La cuenca presenta en su mayor parte un relieve de llanura de suave pendiente hacia el sur, constituyendo el único elemento orográfico las Sierras Australes que presentan relieves abruptos con crestas que alcanzan 1.200 m.s.n.m. La red de drenaje la integran cursos permanentes y semipermanentes de densidad moderada y su diseño y funcionalidad permite subdividir a la cuenca, para su estudio, en tres sectores: cuenca superior, media e inferior. El arroyo, que presenta un régimen permanente, ingresa a la llanura como un curso maduro de marcada aloctonía, encajonado entre barrancos de 4 a 6 metros de altura producto del rejuvenecimiento del paisaje. Su módulo fluviométrico anual es de 0,4 m<sup>3</sup>/s con un coeficiente de escurrimiento de 0,13 para la cuenca superior (Estación de aforo Cerro del Aguila) y de 0,9 m<sup>3</sup>/s y 0,06 respectivamente para la cuenca media (Puente Canesa).

La red de drenaje se presenta bien integrada sobre el sistema serrano, pero no así en el piedemonte donde los cursos de vertiente pierden definición por infiltración en los materiales coluviales y aluviales modernos constituyendo la principal zona de recarga regional de los acuíferos. Los afloramientos de las rocas paleozoicas acuífugas, que abarcan un 30% de la cuenca superior, las fuertes pendientes, la redondez de su morfología en planta y la mayor densidad de drenaje, generan vías de escurrimiento de carácter torrencial, por lo que el sector es considerado un área generadora de avenidas, apreciación que condice con los fuertes caudales picos y cortos tiempo base observados en los hidrogramas de crecidas de la estación de aforo Cerro del Aguila. El comportamiento de la cuenca media es fundamentalmente de conducción de los excesos hídricos del área generadora, no obstante existe una importante adición de caudales subterráneos ya que el arroyo presenta un comportamiento efluente con respecto a la capa freática.

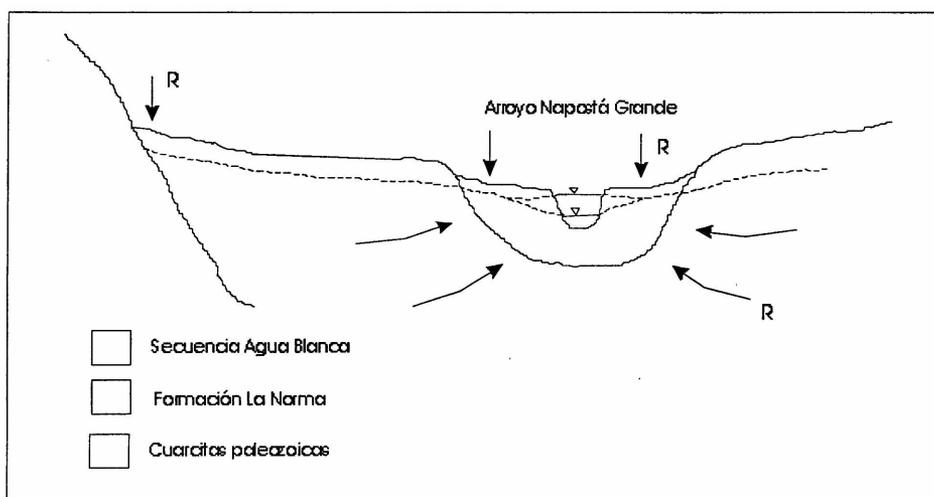
En síntesis, las características geomorfológicas, geológicas y edáficas, condicionan los caracteres morfológicos y funcionales del escurrimiento superficial y subterráneo. Las sierras y los valles de vertiente favorecen el escurrimiento de tipo torrencial; el piedemonte constituye el área de recarga regional de los acuíferos y los valles extraserranos actúan como zonas de recarga local y descarga del acuífero regional.

### **3.2. Aspectos hidrogeológicos**

A excepción de los afloramientos de rocas cuarcíticas paleozoicas que conforman las sierras y el basamento hidrogeológico de la región, el área de estudio está cubierta por una potente pila sedimentaria cenozoica, dentro de la que interesan, por su importancia hidrogeológica, los “sedimentos pampeanos” o Formación La Norma del Mioceno Superior-Plioceno, (De Francesco, 1992) y los sedimentos fluviales de la Secuencia Agua Blanca del Pleistoceno Medio-Holoceno; (Zavala y Quattrocchio, 2001 ) que rellenan los valles. Figura 2.

Los sedimentos pampeanos se encuentran ampliamente distribuidos en toda la cuenca en posición aflorante o subaflorante y constituyen el acuífero libre y la zona no saturada de la región. Son sedimentos loésicos compuestos por arenas finas, limos y limos-arcillosos cementados por carbonato de calcio, presentando comunes zonas de

entoscamiento que los tipifican. Dada la complejidad de los procesos sedimentarios que le dieron origen, son frecuentes las anisotropías hidrolitológicas locales dando lugar a una alternancia de niveles acuíferos-acuitardos (sistema multicapa) cuyo hidroapoyo es de difícil identificación dado el pasaje transicional de estos sedimentos a las formaciones del Mioceno subyacentes. No obstante, desde el punto de vista hidrogeológico regional los sedimentos pampeanos se comportan como un solo sistema de transmisión de agua más o menos homogéneo. En el área de estudio se detectaron espesores máximos de unos 180 metros, mientras que en el área pedemontana se acuña hacia los afloramientos serranos. La transmisividad promedio del acuífero es de  $150 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$  con conductividades hidráulicas que varían localmente entre  $0,5$  y  $3 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  y coeficientes de almacenamiento de  $0,12$  a  $0,08$  para los primeros 100 metros de espesor (Carrica, 1998). Los valores de permeabilidad son mayores que los esperables por su granulometría y grado de cementación, dado que su porosidad secundaria (macroporos, microfisuras, etc.) es mayor que la primaria.



**Figura 2. Perfil esquemático hidrogeológico transversal del valle del Arroyo Napostá Grande. R: recarga**

El relleno sedimentario de los valles extraserranos está compuesto por una secuencia de origen fluvial, de 6 a 7 metros de espesor, compuesta por psefitas y psamitas que pasan hacia arriba a limos friables correspondientes a la Secuencia Agua Blanca, cuya sección inferior constituye el acuífero freático en ese sector. Las características hidrolitológicas intrínsecas de éstos sedimentos, y la casi ausencia de escurrimiento superficial dentro del valle evidencian su relativa alta permeabilidad, así como la de los suelos que la cubren. Estos sedimentos constituyen los abarrancamientos antes mencionados que encajonan al curso.

Los límites hidrogeológicos son simplemente divisorias de aguas subterráneas de la capa freática, existiendo una continuidad hidráulica del acuífero en cuencas vecinas, a excepción del sector serrano donde aflora el basamento hidrogeológico.

### *Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...*

La recarga global del acuífero en la cuenca superior ha sido estimada por métodos del balance hidrológico, tanto a nivel de cuenca como de parcelas experimentales, e hidroquímicos (balance del ión cloruro) y se cifra entre un 7 y un 9 % de la precipitación anual media (Lexow 2002, Carrica y Lexow, 2002). Los sectores preferenciales de recarga son el piedemonte serrano y los valles extraserranos, claramente individualizados por las oscilaciones estacionales de niveles piezométricos y por la composición química e isotópica del agua subterránea. (Carrica, 1998). La recarga por agua de lluvia dentro del valle estimada a través del balance hidrológico de parcelas experimentales es muy variable en el espacio y en el tiempo, obteniéndose valores entre 11 y 24 % de la precipitación para períodos cortos de tiempo (Bonorino y Carrica, 2000; Lexow 2002). Dentro del área de estudio, la evapotranspiración directa de la capa freática es poco importante en términos de volumen de agua, dada a la escasa cobertura arbórea existente y la profundidad del nivel freático dentro del valle, unos 5 a 6 metros, mientras que en el resto de la cuenca supera los 10 metros. El uso de las aguas subterráneas de la cuenca se limita a la extracción mediante pequeñas bombas, en su mayoría accionadas por molinos de viento, para consumo pecuario y humano de los establecimientos rurales de la zona, por lo que, en términos del balance hidrológico de la cuenca, el volumen explotado es insignificante. Estas observaciones permiten, en principio, aproximar la tasa de recarga al caudal básico del arroyo.

### **3.3. Relación agua superficial y aguas subterráneas.**

La morfología de la capa freática (figura 1) denota una relación directa con la geología y geomorfología y evidencia la continuidad hidráulica existente entre aguas superficiales y subterráneas. Al ingresar en la llanura los cursos se presentan marcadamente efluentes con respecto a la capa freática constituyendo el caudal básico la descarga subterránea del acuífero al curso. Los sedimentos de la Secuencia Agua Blanca que rellenan el valle del arroyo conforman un acuífero aluvial, con recarga de distinta procedencia (figura 2). Por una parte reciben recarga indirecta ( $R_i$ ) producto de la descarga subterránea del acuífero freático multicapa alojado en los sedimentos pampeanos que enmarcan el valle, a lo cual se le suma la recarga por agua de lluvia ( $R_d$ ) a través de su zona no saturada y recarga localizada por almacenamiento de banco o ribera ( $R_b$ ) producto de las crecidas del arroyo. El volumen total de recarga merced a los tres mecanismos de aporte mencionados tienen un punto de descarga en común que es el propio arroyo constituyendo el escurrimiento ó caudal base ( $Q_b$ ).

El primero de los mecanismos de recarga mencionados es más o menos constante en el tiempo y se manifiesta en el mapa de isopiezas de la figura 1, en donde la dirección general del flujo subterráneo regional de la capa freática converge hacia los valles de los cursos efluentes. Por su parte, la recarga por agua de lluvia dentro del valle queda evidenciada por las oscilaciones estacionales de los niveles freáticos observadas en pozos y por las características hidroquímicas e isotópicas de las aguas subterráneas, (Carrica, 1998; Lexow, 2002), mientras que el almacenamiento de banco es el más difícil de identificar y cuantificar dada la falta de información piezométrica contercana al curso y su existencia surge de las evidencias hidrogeológicas del valle e

hidrológicas del curso (alturas limnimétricas en las crecidas), (Carrica, 1998). Los dos últimos mecanismos son de naturaleza estocástica y pueden actuar concurrentemente con los restantes o independientemente de ellos, según la magnitud de la tormenta y la condición de humedad antecedente de la cuenca.

#### **4. ANALISIS DE LAS CURVAS DE RECESIÓN**

La forma de las curvas de recesión de los hidrogramas de crecidas del arroyo varían conforme el predominio del mecanismo de recarga del acuífero drenante. Carrica y Bonorino, (2000), seleccionaron y analizaron las curvas de recesión de 42 hidrogramas de crecidas bajo diversas condiciones de humedad antecedente de la cuenca y con disímiles caudales pico y tiempos de recesión. Los resultados obtenidos muestran que, después de una tormenta de cierta magnitud y cuando la condición de régimen no influido perdura suficientemente en el tiempo, las curvas de recesión de los hidrogramas, en escala semilogarítmica (logaritmo del caudal versus tiempo), conforman cronológicamente tres tipos de rectas frecuentemente bien marcadas.

Cada recta de recesión responde al predominio temporal de la descarga subterránea debida a cada uno de los mecanismos de recarga señalados (figura 3.) La primera, denominada arbitrariamente Tipo I, presenta un bajo Kr evidenciando una descarga rápida y de corta duración que respondería principalmente al almacenamiento de banco, mientras que cronológicamente la recta Tipo II señalaría el predominio de la descarga producto de la recarga por agua de lluvia en el valle, y si las condiciones de régimen no influido perduran en el tiempo, se dibuja el tercer tipo de recta, Tipo III, de mayor Kr, que sería la respuesta de la descarga del acuífero loésico regional. En esta última condición, el acuífero aluvial del valle actuaría como simple transmisor. Naturalmente los tres tipos de curvas presentan sectores de superposición donde el predominio de uno u otro fenómeno queda enmascarado. Además es frecuente que las curvas de recesión sean interrumpidas por el advenimiento de una nueva crecida, presentando solo ocasionalmente los tres tipos descriptos.

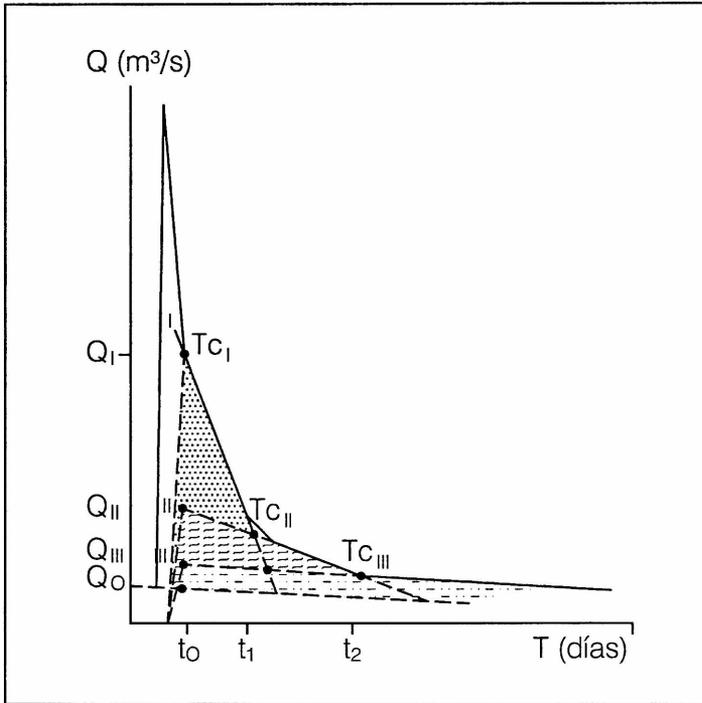
El índice de recesión (Kr) define la denominada "curva de recesión característica" (Master Recession Curve), (Rutledge and Daniel, 1994) que para hidrogramas simples de una misma estación de aforo es aproximadamente constante. Para los aforos de C° del Aguila se determinó un valor medio de Kr de 21 días para la curva Tipo I (Kr I); un Kr II de unos 125 días para la curva Tipo II y un Kr III variable con la estación del año y con el almacenamiento del acuífero, pero que para los meses invernales ronda los 240 días. Para Puente Canesa se obtuvieron valores promedios de Kr I = 36 días; Kr II = 125 días y Kr III también variable, entre 500 y 760 días, aunque calculado con menos datos que los anteriores (Carrica y Bonorino, 2000).

En este caso, las metodologías de cálculo de la recarga antes descriptas en el apartado 2, son inaplicables debido a que contemplan una única curva de recesión con un único Kr. En el caso particular del método de Rorabough resultaría imposible determinar el  $Q_1$  extrapolado de la curva de recesión después del pico, especialmente la curva Tipo I por su corta duración y la Tipo III por tener un Kr muy grande. Sí, en cambio, puede estimarse el volumen de agua drenado merced a cada mecanismo a

*Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...*

partir de la ecuación (2) de Meyboom restando el volumen calculado para cada curva de recesión. De esta forma, el volumen total de agua drenado que se adjudica al almacenamiento de banco ( $V_1$ ) sería la resta del correspondiente a la curva de recesión Tipo I del correspondiente a la Tipo II entre  $t_0$  (origen de la curva de recesión) y  $t_1$ ; figura 3, resultando:

$$V_1 = 1/2,3026 [(K_{rII} - K_{rI}) Q_I(t_1) + K_{rI} Q_I(t_0) - K_{rII} Q_{II}(t_0)] \quad (4)$$



**Figura 3. Hidrograma esquemático semilogarítmico de una crecida del Arroyo Napostá Grande.**

Análogamente puede calcularse el volumen de agua drenado adjudicado a la recarga por agua de lluvia ( $V_2$ ) y el que sería aportado por el acuífero loésico regional ( $V_3$ ).

$$V_2 = 1/2,3026 [(K_{rIII} - K_{rII}) Q_{II}(t_2) + K_{rII} Q_{II}(t_2) - K_{rIII} Q_{III}(t_0)] \quad (5)$$

$$V_3 = K_{rIII}/2,3026 [Q_{III}(t_0) - Q_0(t_0)] \quad (6)$$

En la curva tipo III que representa la curva de agotamiento del acuífero loésico, el  $Q_0(t_0)$  es el caudal básico antes del pico de crecida extrapolado después del mismo conforme el método de Rorabough. Por otra parte, el estudio de casos realizado por Carrica y Bonorino (2000) permitió establecer una muy buena aproximación entre el

tiempo inicial ( $t_0$ ) que indica el comienzo de la curva de agotamiento determinado por separación gráfica del hidrograma y el tiempo crítico ( $T_c$ ) calculado mediante la ecuación de Rorabough (1), de tal modo que el  $T_c$  puede asumirse como el tiempo a partir del cual la totalidad del caudal drenado es descarga subterránea al curso. Los  $T_c$  calculados para cada curva marcan aproximadamente el comienzo del predominio de cada una de ellas en el hidrograma. En el caso de las curvas de recesión de los hidrogramas de Cerro del Aguila, el  $T_c$  I,  $T_c$  II y  $T_c$  III corresponden a aproximadamente 4, 27 y 51 días respectivamente, (figura 4) y para Puente Canesa resultan  $T_c$  I = 8 días y  $T_c$  II = 26 días (figura 5).

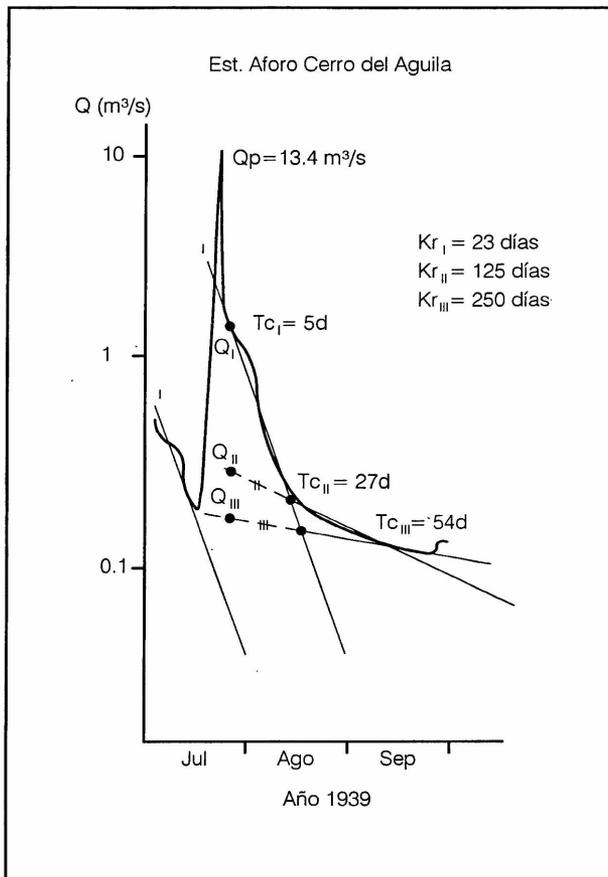


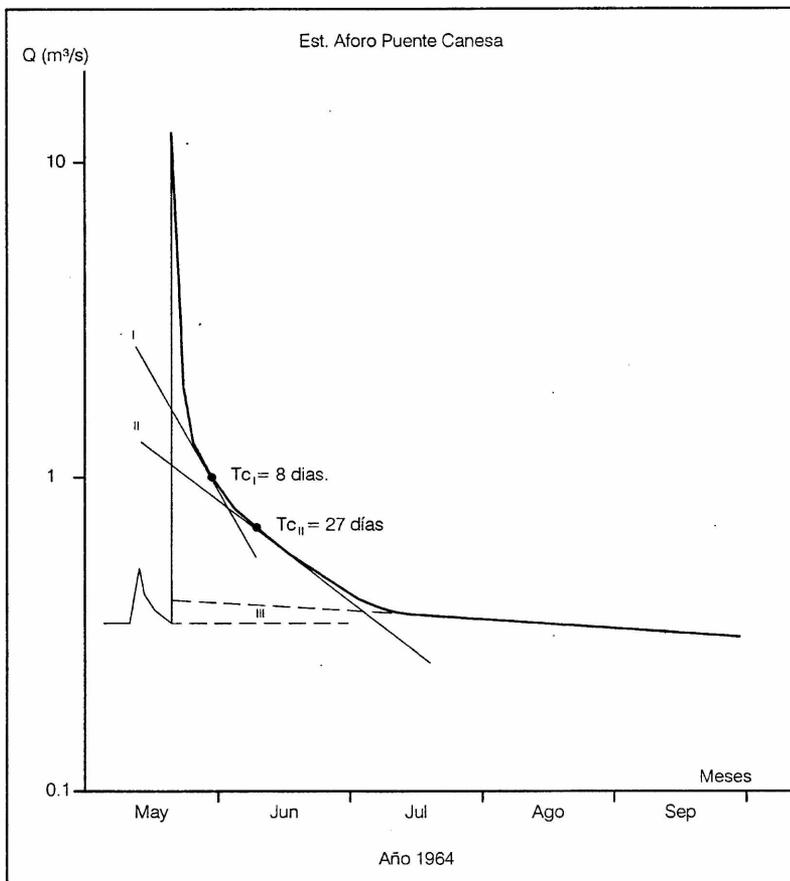
Figura 4. Hidrograma fluvial típico en la Estación C° del Aguila. Invierno de 1939.

## 5. RESULTADOS

Aplicando las fórmulas (4) y (5) a los hidrogramas diarios del período 1936-1944 y 1988-1990 de la estación Cerro del Aguila y del período 1963-1967 de Puente Canesa y asumiendo que los volúmenes calculados son equivalentes a la recarga producida por cada uno de los mecanismos descritos (item 3.2); la recarga anual que recibiría el

### Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...

acuífero aluvial por almacenamiento de banco (Rb), por agua de lluvia en el valle (Rd) y, por diferencia, el que le aportaría el acuífero loésico (Ri). Los resultados se exponen en la Tabla 1.



**Figura 5. Hidrograma fluvial de la Estación Puente Canesa mostrando los tres tipos de rectas de recesión. Otoño-invierno de 1964.**

El escurrimiento superficial en la cuenca superior es alto (48% del  $E_f$ ) valor que se justifica por la presencia de los afloramientos rocosos, las fuertes pendientes y una mayor y mejor integrada red de drenaje. En cambio, cuando se le suman los caudales aportados por la cuenca media, que provienen casi exclusivamente de la descarga subterránea al curso, el  $E_d$  representa solo un 30 % del escurrimiento fluvial total.

Si bien la recarga calculada con los registros de Puente Canesa es mayor debido a la mayor área de aporte involucrada, la relación recarga versus área de aporte es menor, lo que ratifica que la cuenca superior es la principal área de recarga regional y la cuenca media funciona principalmente como zona de conducción. La recarga del acuífero aluvial por parte del acuífero loésico regional (Ri) es superior a la recarga por

lluvia dentro del valle (Rd) y a la que se produce por almacenamiento de banco (Rb) a pesar de que los sedimentos y suelos que rellenan el valle presentan mejores características intrínsecas para la recarga. La explicación a estas diferencias de volumen está en la magnitud de áreas de recarga involucradas y de la presencia del piedemonte serrano, principal área de recarga regional, en contacto directo con los niveles acuíferos de los sedimentos pampeanos.

**TABLA 1: Cálculo de la recarga anual (en Hm<sup>3</sup>) del acuífero aluvial en la cuenca superior (1936-1944) y superior y media (1963-1967) del Napostá Grande. Leyenda: P: Precipitación Ef: escurrimiento fluvial, Ed: escurrimiento directo o superficial , Qb: escurrimiento o caudal básico.**

<b>Año</b>	<b>P</b>	<b>Ef</b>	<b>Ed</b>	<b>Qb</b>	<b>Rb</b>	<b>Rd</b>	<b>Ri</b>
1936	115,46	6,07	1,20	4,47	0,20	0,94	3,33
1937	101,59	7,85	2,84	5,01	0,21	0,81	3,99
1938	65,44	3,32	0,72	2,60	0	0	2,60
1939	139,69	15,53	8,35	7,18	1,38	1,85	3,95
1940	158,05	22,11	12,25	9,86	1,68	3,64	4,54
1941	137,54	18,79	10,30	8,49	1,95	3,44	3,10
1942	100,42	7,60	2,45	5,15	0,60	1,30	3,25
1943	113,31	14,46	9,00	5,52	1,32	1,18	3,02
1944	140,08	22,23	14,68	8,55	2,23	3,10	3,22
.....	.....	.....	.....	.....		.....	
1988	105,89	7,97	2,98	4,99	0,50	1,34	3,15
1989	136,95	14,24	5,22	9,02	2,07	3,77	3,18
1990	147,11	9,43	3,21	6,22	0,91	1,90	3,41
<b>Promedio</b>	<b>121,71</b>	<b>12,38</b>	<b>6,05</b>	<b>6,33</b>	<b>1,08</b>	<b>1,94</b>	<b>3,31</b>
<b>% de P</b>		<b>10,17</b>	<b>4,97</b>	<b>5,20</b>	<b>0,88</b>	<b>1,59</b>	

<b>Año</b>	<b>P</b>	<b>Ef</b>	<b>Ed</b>	<b>Qb</b>	<b>Rb</b>	<b>Rd</b>	<b>Ri</b>
1963	521	23,17	8,00	15,17	2,2	4,2	8,77
1964	598	25,96	9,69	16,27	1,6	4,8	9,87
1965	409	10,10	1,23	8,87	0,1	0,21	8,56
1966	602	26,90	10,96	15,94	1,2	6,15	8,59
1967	465	30,38	12,37	18,01	2,05	7,24	8,72
1990	472	30,57	2,56	28,01	1,9	15,5	10,58
<b>Promedio</b>	<b>411</b>	<b>24,51</b>	<b>7,48</b>	<b>17,03</b>	<b>1,50</b>	<b>6,35</b>	<b>9,18</b>

La recarga por agua de lluvia es un proceso variable en el espacio y tiempo que no solo depende de las características hidrogeológicas del acuífero receptor y de su zona de aireación, sino también de la magnitud de la tormenta y de la condición de humedad antecedente. Esta última está dada principalmente por el estado de las reservas de agua en el suelo y en el acuífero y por el grado de integración estacional de la red de drenaje

### *Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas...*

superficial, sin dejar de lado otras causas como la intensidad, duración y distribución de las precipitaciones, la capacidad de intercepción vegetal, la capacidad de infiltración y de almacenaje de agua de los suelos y la evapotranspiración. La recarga directa en el valle es mas o menos proporcional al área del mismo, alcanzando 52,5 mm o sea un 8,4 % de la P media (623 mm) en la cuenca superior (36 Km<sup>2</sup> de valle) y unos 60 mm (8,3% de la P de 720 mm) para la cuenca superior y media, valores muy similares a los obtenidos por Lexow (2002) y Carrica y Lexow (2002) (apartado 3.2).

Estimar el volumen de agua que aporta el acuífero loésico mediante esta metodología no resulta sencillo, ya que la curva de recesión del hidrograma se debe prolongar suficientemente en el tiempo en régimen no influido para que la curva de agotamiento de dicho acuífero (Tipo III) sea representativa. Una situación particular se produjo en 1988, cuando tras fuertes y sucesivas tormentas ocurridas en febrero y marzo que acumularon una precipitación total cercana a los 315 mm, le sucedieron 137 días sin lluvias significativas en la cuenca constituyendo, según los registros disponibles, uno de los períodos de sequía edáfica más largo; por lo que resulta válido suponer condiciones análogas a las de la ley de decrecimiento de caudales en función del tiempo en régimen no influido para el acuífero loésico. Carrica y Bonorino (2000) aplicaron la ecuación de Maillet al último tramo de la curva de recesión (tipo III) para un lapso de 102 días, obteniendo un coeficiente de agotamiento ( $\alpha$ ) de 0,002 días<sup>-1</sup> (equivalente a un Kr de 1120 días) y un volumen almacenado de 5,67 Hm<sup>3</sup>. El régimen de descarga calculado indica que si el acuífero no recibiera nuevos aportes agotaría sus reservas vivas en unos 500 días. Este ejemplo ratifica el concepto de que, mientras el valle del arroyo se comporta cualitativamente como un área de recarga preferencial del acuífero freático, cuantitativamente los volúmenes almacenados en el acuífero loésico son superiores debido a su mayor extensión areal y a la recarga localizada en el piedemonte.

Para estimar la recarga anual media total que recibiría todo el acuífero loésico en la cuenca superior, al valor de Ri (Tabla 1) hay que sumarle 3,75 Hm<sup>3</sup> anuales por escurrimiento subterráneo profundo que no drena a través de la estación de aforo (Carrica, 1998), por lo que cifra ascendería a unos 7 Hm<sup>3</sup> anuales. En términos de explotación de los recursos hídricos subterráneos potenciales de la cuenca superior, al valor anterior habría que añadirle la recarga por agua de lluvia en el valle, lo que totalizaría 8,9 Hm<sup>3</sup> anuales (7,3 % de la P del período), solamente para la cuenca superior. Esta cifra equivale, a los efectos de una referencia, a un 10% del consumo anual medio de agua potable de la ciudad de Bahía Blanca.

## **6. CONCLUSIONES**

Las modificaciones realizadas al método Meyboom para poder discriminar la procedencia y cuantificar los volúmenes drenados como caudal básico al arroyo Napostá Grande utilizando hidrogramas compuestos resultó una herramienta apropiada para estimar la recarga al acuífero drenante y determinar sus mecanismos de alimentación. El método puede resultar particularmente útil en cuencas con escasa información piezométrica seriada en las riberas, como la estudiada, siempre y cuando

se cuenta con un acabado conocimiento del modelo conceptual de funcionamiento del sistema hidrológico del área de estudio.

## REFERENCIAS

- Arnold J.G., Muttiah R.S. Srinivasan R and P.M Allen, 2000. Regional estimation of baseflow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology* 227:21-40
- Bonorino A.G., Carrica J., Albouy E, Torrente R y C. Lexow. 1990. Plan Integral de Abastecimiento de Agua a Bahía Blanca y Gran Bahía Blanca: Estudio de la provisión de agua mediante extracción de aguas subterráneas. Convenio MOP-UNS-CIC. Tomo IV: 76p.
- Carrica, J. C. ,1998. Hidrogeología de la cuenca del Arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral (inédita) Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Argentina. 215 p. y anexos.
- Carrica J. y G. Bonorino, 2000. Estimación de la recarga mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales. I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza, Ceará. Brasil. Resumen p.272 y Actas CD.
- Carrica J y C. Lexow, 2002. Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, Argentina. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress. Mar del Plata. Octubre 2002. Actas (en prensa).
- Custodio E. y M. Llamas, 1983. Hidrología Subterránea. Ed. Omega. Barcelona. 259 p.
- De Francesco F.O., 1992 a. Estratigrafía del cenozoico en el flanco occidental de las Sierras de Curamalal. Sierras Australes Bonaerenses. III Jorn. Geológicas Bonaerenses. Actas: 3-12. La Plata. Argentina.
- Halford K.J. and G.C. Mayer, 2000. Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from steams-discharge records. *Ground Water* 38: 331-342.
- Ketchum J.N., Donovan J.J. and W.H. Avery, 2000. Recahge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. *Hydrogeology Journal* 8 (6): 579-593.
- Lexow C, 2002. Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del A° del Aguila). Tesis Doctoral (inédita) Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Argentina. 174 p.
- Linsley R.K, Kohler M.A. and J.L Paulhus, 1982. *Hydrology for Engineers* (3ed ed.) Mc Graw Hill . New York, NY. 508 pp.
- Martí Vallbona, B. 1997. Métodos de la evaluación de la recarga utilizados en España para la planificación hidrológica: Precisión y Comparabilidad. Seminario sobre “La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica”. Las Palmas de Gran Canaria. Enero de 1997. AIH-GE-ITGE: 287-295 pp.
- Mau D.P. and T.C. Winter, 1997. Estimating ground water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a template humid climate, New Hampshire, USA. *Ground Water* 35: 291-304.
- Rorabaugh, M. I. , 1964. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. *International Assoc. of Scientific Hydrology. Publication* 63: 432-44.
- Rutledge A. and C. Daniel III, 1994. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground Water* 32: 180-189.
- Scanlon B.R., R W. Healy and P.G. Cook, 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 18-39.
- Zavala C y M. Quattrocchio, 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires. Argentina. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* 56 (1): 25-37.

## VARIABILIDAD DE LAS CONDICIONES HÍDRICAS EN LA REGIÓN SEMIÁRIDA PAMPEANA, ARGENTINA

**Beatriz Scian**

Dto. Agronomía, UNS, Bahía Blanca, Argentina, e-mail: mtscian@criba.edu.ar

### RESUMEN

En este trabajo se analizan las variaciones inter e intra-anales de la precipitación mensual para el período 1911-1999, en la región semiárida pampeana (RESAP) de Argentina. Sobre la base de un cambio en las condiciones climáticas, se estudian las precipitaciones por décadas, sobre el registro total de datos y por bandas espectrales de mayor energía en función de los ciclos por año. Haciendo uso del Índice de Precipitación Estandarizado a escala de 3 meses (IPE3), se analiza estadísticamente la ocurrencia de exceso o déficit de precipitación así como su duración para seis subregiones de la RESAP. Se determinan los porcentajes del área bajo distintas condiciones hídricas encontrándose que existe entre un 5% y 10% de aumento en las categorías de humedad débil y moderada del fin del período, a expensas de una disminución de las condiciones secas. Se confirma que la variabilidad en los rendimientos de trigo está ligada a las variabilidades hídricas durante su ciclo de cultivo que afectan a las subregiones del sur, sin ser esto consecuencia de variabilidad climática sino una característica de la región.

**Palabras clave:** anomalías de precipitación-trigo-Región semiárida pampeana-Argentina.

### ABSTRACT

In this paper inter and intra-annual monthly rainfall variability are analyzed for the period 1911-1999 in the semiarid pampean region of Argentina (RESAP). Decadic rainfall characteristics and spectral bands of maximum energy are studied, focused on a change in climatic conditions. The 3-month time scale Standardized Precipitation Index (SPI3) is applied to analyze the frequency and duration of extreme wet or dry conditions, for 6 subregions in the RESAP. Areal percentage under extreme conditions reveals that an increase between 5% to 10% in wet events occurred by the end of the period, on expense of dry conditions. Relation between wheat water requirements and yields are analyzed. It is assessed that yields variability is affected by rainfall variability mainly in southern RESAP subregions, being a regional characteristic and not a consequence of climatic variability.

**Key Words:** rainfall anomalies-wheat-Semiarid pampean region-Argentina.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las regiones físicas de transición o los bordes entre regiones climáticas húmedas y secas se caracterizan por su mayor variabilidad inter-annual en los elementos que condicionan su clima. Esto ocurre en la región conocida como Semiárida pampeana o pampa seca Argentina (RESAP) que comprende el sector oeste de la región pampeana y deja hacia el este a la pampa húmeda propiamente dicha. La RESAP basa su economía en la producción agropecuaria y por ende está fuertemente ligada a la disponibilidad de agua, cuya fuente primordial es la precipitación. Mucho se ha estudiado y escrito sobre las características de su clima, suelo, productividad y agro-economía (Burgos 1963, Burgos y Forte Lay 1978, Roberto, *et al.* 1994, Moscatelli G.

e I. Puentes 1996, Pizarro 1999). Uno de los primeros trabajos sobre el problema de las sequías en la región fue encarado por Prohaska (1960) quien enfatiza en su definición de zona semiárida su característica de “pertenecer un par de años a zonas húmedas y otros a zonas áridas, alternándose en forma irregular”. Por el contrario, el problema de las inundaciones en la Provincia de Buenos Aires tanto en la cuenca del Río Salado como del Vallimanca, fue exhaustivamente estudiado por el ingeniero Podestá (1940).

La ocurrencia de un año lluvioso o no, en el centro de Argentina se asocia a anomalías de la dinámica de los sistemas atmosféricos sobre las grandes cuencas oceánicas (González y Barros 1996, Grimm *et al.* 2000), la intensificación de una corriente en chorro en capas bajas en la planicie chaco-paraguaya al este de los Andes (Nicolini y Saulo 1995, Paegle 1998) responsable de la introducción de vapor de agua de origen amazónico y la otra fuente de vapor de agua proveniente del Océano Atlántico (Wang y Paegle 1996), así como a la conexión con anomalías de la circulación atmosférica de gran escala del tipo fenómeno de El Niño, (Pittock 1980, Vargas *et al.* 1999, Grimm *et al.* 2000).

En el análisis de ciclos húmedos y secos en la RESAP, enfocado mediante la aplicación del Índice de Severidad de Sequía de Palmer, Scian y Donnari (1997) encontraron que los periodos secos, húmedos y normales ocurren un 38%, 32% y 30% del tiempo, respectivamente. Climáticamente no hay marcadas diferencias en parámetros como la temperatura media entre el norte y el sur de la región (Casagrande y Vergara, 1996). Sin embargo, la distribución de las lluvias varía con máximos anuales en el norte (940mm) y mínimos hacia el sur y oeste (355mm). Además, el comportamiento observado de las precipitaciones en algunas localidades de la región, a través de los años difiere de un lugar a otro, afectando básicamente la productividad debido a las condiciones alternantes de sequía o de anegamiento así como deterioros del suelo por erosión hídrica y eólica. No sólo esta región, sino toda la región Pampeana sufrió de unas condiciones hídricas excepcionales debido al incremento de la precipitación desde la década del 70, mencionada y analizada en numerosa bibliografía así como los aspectos negativos en lo referente a inundaciones y a la falta de eficiencia de algunas obras hidráulicas (Vargas, 1987).

Desde la fitogeografía la RESAP comprende parte de las provincias pampeana y del espinal. A su vez es concurrente con la llamada Región ecológica triguera V Sur, que resulta ser la subregión más importante de las siete subregiones en que se ha dividido la región triguera de Argentina (INTA, 1981). Esta subregión aporta el 26.5% del volumen nacional de trigo en un área que representa el 20.6% del total de los rendimientos promedios más altos del país (Pizarro, 1999).

Las estimaciones regionales de la variación de la precipitación mensual obtenidas a partir de los resultados de los Modelos de Circulación General de la Atmósfera dan como respuesta a la duplicación del CO<sub>2</sub>, una variación de lluvias negativa y mayor en las estaciones de verano y otoño (en Cap. IV, Magrin 1997). Ante estas perspectivas, en la medida que se conozca mejor la variabilidad de la precipitación en la región, se estará en mejores condiciones de enfrentar la situación de un cambio climático. El objetivo de este trabajo se relaciona con el grado de homogeneidad de la región

semiárida pampeana, las variabilidades en sus ciclos húmedos y secos y la repercusión en la economía regional.

En este estudio se comienza analizando la región semiárida pampeana sobre la base del Índice de Aridez, luego se estudia la variabilidad inter-anual, decádica, intra-anual y la periodicidad de las lluvias durante gran parte del siglo XX, se categoriza para cada subregión los extremos secos y húmedos mediante condiciones del Índice de Precipitación Estandarizado a escala 3 meses (IPE3) y se determina la duración y magnitud de dichas condiciones así como las anomalías entre comienzo y fin del registro de datos. Finalmente, la productividad de cada cluster durante parte del período se analiza para el trigo.

## **2. METODOLOGÍA Y DATOS EMPLEADOS**

Al hacer una caracterización climática se deben establecer aquellas condiciones que adoptan las variables meteorológicas en su valor más probable estadísticamente es decir valores correspondientes a la esperanza matemática, o a un nivel de probabilidad previamente establecido. La fluctuación entre los valores observados de año en año, se ven reflejados en el desvío estándar de la variable. Cuando la variable en cuestión es la precipitación que tiene una distribución muy asimétrica según las escalas de tiempo, con un límite inferior de cero y extremo positivo variable, se suele aproximar la distribución de la lluvia mensual a una función teórica tipo Gamma, log-normal, raíz cúbica o Gamma incompleta. El empleo de anomalías de la variable es también adecuado cuando se trata de determinar la probabilidad de ocurrencia de un suceso extremo, que precisamente por ser excepcional debe estar restringido a ocurrir bajo condiciones muy "raras", para lo cual se deben fijar valores umbrales de baja probabilidad de ocurrencia.

El Índice de Precipitación Estandarizado (IPE) tal como lo definen Edwards y McKee (1997), se emplea en este trabajo para establecer los niveles de condiciones hídricas extremas, secas y húmedas, para lo cual se extendió la clasificación a los valores positivos y se muestra en la Tabla 1. El IPE se calcula a partir de una serie de precipitación mensual de al menos 30 años de registros continuos. Se obtienen nuevas series donde cada dato mensual es reemplazado por el total acumulado de los t-1 meses anteriores que incluyen al presente mes. Los períodos seleccionados son variables y t es un parámetro que puede fijarse en 1, 3, 6, 12...meses, asociados a las distintas escalas típicas que corresponden a los tipos de sequías. En particular la escala de 3 meses es la relacionada con las sequías agronómicas.

La función Gamma para ajustar las distribuciones de precipitación mensual fue reconocida por Forte Lay y otros (1984), como una de las de mejor ajuste para la región. Se la emplea para ajustar los datos históricos y para definir las relaciones entre probabilidad y precipitación. Es decir que para cada valor individual de precipitación se calcula la probabilidad acumulada teórica (según una Gamma) y manteniendo la equiprobabilidad se busca a través de la normal inversa el valor de la desviación de la precipitación respecto a una distribución de probabilidad acumulada normal. Esta desviación es el IPE para ese dato particular de precipitación. Este índice tiene por

definición una distribución normal con media cero y desvío estándar igual a la unidad,  $N(0,1)$ , por lo tanto el 86.6% de los casos se ubican entre los valores (-1.5,+1.5) y del resto, se adjudica la mitad a cada uno de los extremos (húmedos: 6.7% y seco: 6.7%). Aquellos meses en los cuales los porcentajes de las condiciones severas y extremas difieran de este valor, estarán expresando anomalías en la ocurrencia de extremos.

**Tabla 1. Categorías de condiciones hídricas según el IPE.**

IPE	Categoría
> 2.0	Humedad extrema
1.99 a 1.50	Humedad severa
1.49 a 1.0	Humedad moderada
0.99 a 0.5	Humedad débil
0.49 a -0.49	Condiciones normales
-0.5 a -0.99	Sequía débil
-1.0 a -1.49	Sequía moderada
-1.5 a -1.99	Sequía severa
< -2.0	Sequía extrema

El Índice de Aridez propuesto por la United Nations Education, Scientific and Cultural Organization, Food and Agriculture Organization (UNESCO-FAO), citado en Hatfield (1990), se expresa como el cociente entre la precipitación y la evapotranspiración anual media. Según sus valores determina las características de aridez de una región estableciéndose los siguientes límites: 0.0 a 0.3 clima desértico o árido, entre 0.3 y 0.5 clima semiárido, entre 0.5 y 0.75 clima subhúmedo y mayor de 0.75 clima húmedo. La evapotranspiración fue calculada según el método de Penman-Monteith empleando, cuando se disponía, los valores climáticos de las variables requeridas de las Estadísticas del SMN (humedad relativa, temperatura media, viento y heliofanía), o las observaciones de dichas variables provistas por las estaciones de INTA.

La ocurrencia de cualquier fenómeno meteorológico, en particular la precipitación, es consecuencia de la superposición de procesos físicos de distintas escalas, ya sea temporales y/o espaciales. Una herramienta muy utilizada en ciencias atmosféricas es el análisis de la información temporal en función de las frecuencias o ciclos por años, pues esta metodología permite determinar sobre que bandas de periodicidad se encuadran los procesos atmosféricos que más energía entregan a la variable estudiada. Se aplicó el análisis espectral clásico de Fourier (FFT) con un suavizado Hamming de 5 puntos, a las series de lluvia promedio areal mensual, previo filtrado del ciclo anual pues es conocido que el mismo representa el pico de mayor energía espectral.

El método de las k-medias (Mac Queen, 1967) se usa para determinar los grupos de localidades mejor asociados que conforman un cluster. Al dividir en clusters se fija

hasta 3 el número mínimo de elementos a fin de que un promedio areal de precipitación del cluster tenga representatividad. Se emplean las fórmulas clásicas de correlaciones de Pearson.

Los datos de precipitación fueron obtenidos del SMN, de la Cátedra de Agrometeorología de la Universidad de La Pampa, y de estaciones de extensión del INTA. A diferencia de las localidades del norte y este de la región pampeana, las series de observación sistemática de lluvia en la región, comienzan en la segunda década de 1900. Según los años, se dispuso de diferente número de datos repartiéndose la información de la siguiente manera: desde 1911 a 1913 el 92%, de 1913 a 1928 el 96%, de 1928 a 1982 el 100%, de 1982 a 1984 el 96%, de 1984 a 1989 el 92% y de 1989 a 2000 el 68%. La disminución en los porcentajes de los últimos años se debe en parte, al levantamiento de estaciones ferroviarias y en consecuencia a la eliminación de las redes pluviométricas conexas. Los rendimientos de trigo fueron obtenidos de la Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación y de la Asociación Argentina de Cooperativas Agrarias.

### **3. RESULTADOS**

#### **3.1 Índice de Aridez y Coeficiente de variación.**

Las localidades empleadas en este estudio se enumeran en la Tabla 2 junto a los valores anuales promedio de precipitación (P) para el período de 1961-1990, para el período total, su desvío estándar, la evapotranspiración potencial (ETP) y el Índice de Aridez (IA). El promedio areal de precipitación anual es de 663.2 mm con un desvío estándar de 129.0 mm y el promedio de ETP es 1156.4 mm con un desvío estándar de 84.3 mm. Varias de estas variables se presentan en los mapas de las figura 1.a), b), c) y d) con el fin de brindar una descripción de las características climáticas de la región.

En la figura 1.a) se determina la ubicación de las estaciones y la distribución de las isolíneas de igual valor del IA. Se observa una región central comprendida entre 0.5 y 0.75, con trazo grueso en el mapa, valores que según la FAO describen una región de clima subhúmedo. Hacia el norte y este de la isolínea de 0.75 se extiende la región de la pampa húmeda y al sur y oeste de la isolínea de 0.5 la región semiárida. No se registraron valores del IA menores a 0.3 y luego de este análisis se eliminaron 6 localidades por no satisfacer las condiciones de semi-aridez. Las características semiáridas también se evidencian a través del coeficiente de variación de la precipitación (CV), que se expresa como el cociente entre el desvío estándar y la precipitación anual media. Los mayores CV se ubican en la porción occidental de la RESAP (ver figura 1.b) con valores que exceden a 0.32. Obsérvese la isolínea de 0.28 que describe la misma ubicación que el IA de 0.5 en la figura 1.a). El período 1961-1990 tuvo precipitaciones superiores a las normales en casi toda la región (ver Tabla 1) y esto se acentúa en los valores obtenidos para el CV-(1961-90). En la figura 1.c), se puede observar que casi toda la región permanece con bajos valores del CV, excepto para el sector extremo oeste, donde persisten las condiciones de alta variabilidad típicas de zonas semiáridas. Uno se pregunta si este período fue menos variable que lo

normal o si el aumento de las lluvias enmascara los valores del CV. Lo cierto es que casi toda la RESAP se asocia a una poco marcada diferencia de los CV para ese período.

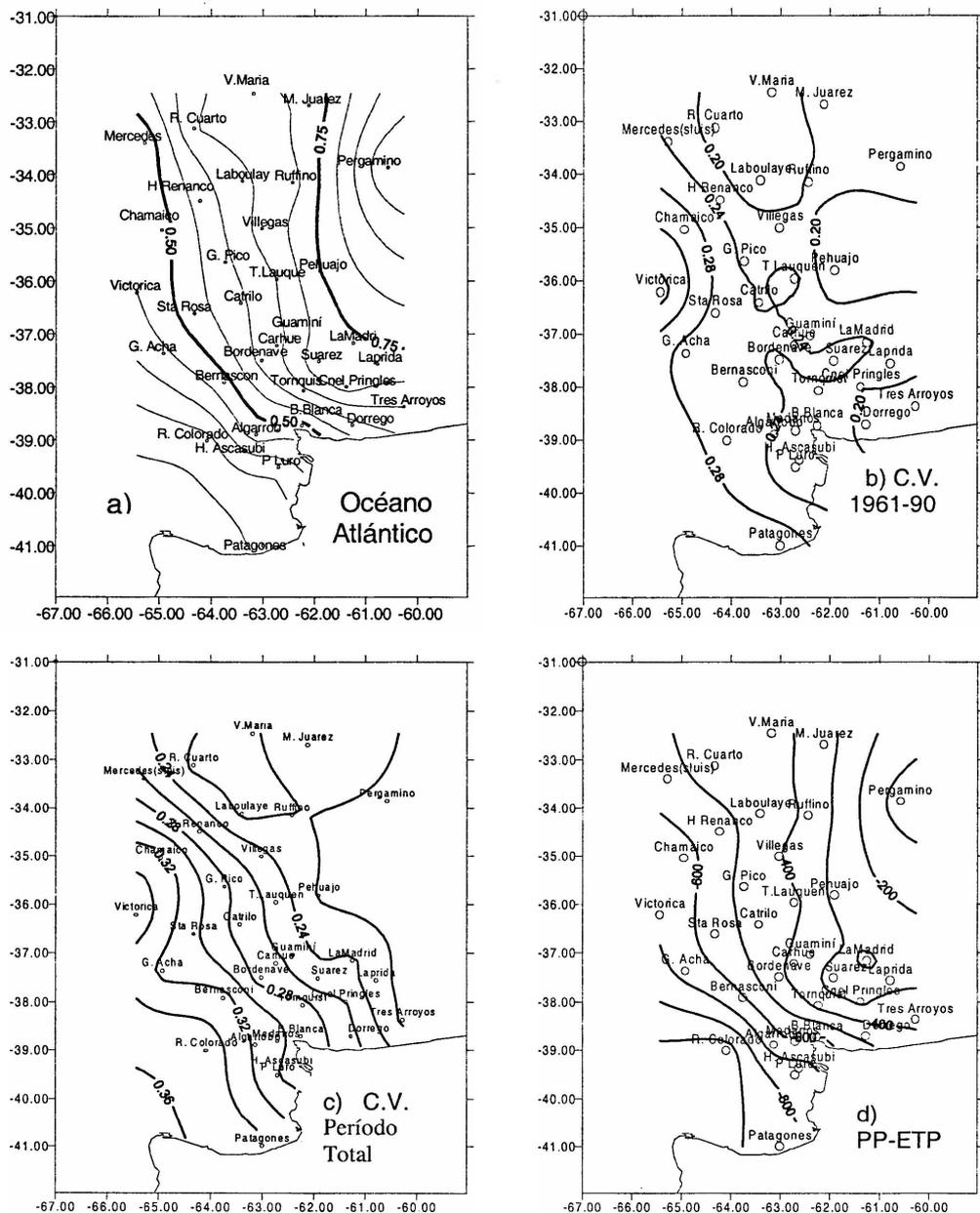
**Tabla 2. Estación, ubicación, precipitación anual (P) período 1961-90, P período total, desvío estándar, evapotranspiración potencial (ETP) y cociente P/ETP=IA. El \* indica localidades con menor cantidad de datos.**

Estación	Lat(°S)-Lon(°W)	P(mm) 1961-90	P (mm)	Desvío estandar	ETP (mm)	Indice Aridez	Período
M.Juárez	32° 42' - 62° 07'	896	830	196.3	1168	0.71	1900-1999
R. Cuarto	33° 07' - 64° 14'	862	815	175.5	1255	0.65	1900-1999
H. Renancó	34° 50' - 64° 22'	716	703	185.4	1243	0.56	1912-1999
G. Villegas	35° 01' - 63° 01'	940	825	203.0	1221	0.67	1900-1999
Gral. Pico	35° 42' - 63° 45'	738	690	196.1	1156	0.59	1907-1999
Victorica	36° 13' - 65° 26'	586	559	197.9	1253	0.45	1905-1999
Sta. Rosa	36° 34' - 64° 16'	652	621	188.0	1163	0.53	1902-1999
Catriló	36° 25' - 63° 26'	752	670	181.8	1138	0.59	1900-1995
Carhue	37° 13' - 62° 44'	732	695	186.8	1075	0.64	1911-1999
Chamaico	35° 03' - 64° 57'	618	588	194.1	1225	0.48	1908-1980
Gral. Acha	37° 22' - 64° 35'	561	518	162.9	1182	0.44	1900-1999
Guaminí	37° 02' - 62° 23'	793	713	176.6	1080	0.66	1900-1999
Bordenave	37° 51' - 63° 01'	691	664	178.5	1077	0.62	1928-1999
C. Suárez	37° 30' - 61° 55'	751	728	177.0	979	0.74	1900-1999
Bernasconi	37° 55' - 63° 45'	585	564	185.4	1172	0.48	1900-1999
Tornquist	38° 05' - 62° 13'	763	665	192.3	1038	0.64	1900-1999
C. Pringles	38° 00' - 61° 23'	792	742	194.0	1023	0.72	1904-1999
Ba. Blanca	38° 44' - 62° 15'	631	580	170.3	1212	0.48	1900-1999
C. Dorrego	38° 43' - 61° 16'	694	661	175.3	1141	0.58	1900-1999
Médanos*	38° 50' - 62° 42'	620	598	215.6	1203	0.50	1972-1999
Algarrobo*	38° 54' - 63° 08'	547	545	129.2	1191	0.46	1951-1997
Ascasubi*	39° 23' - 62° 37'	518	522	89.2	1296	0.41	1966-1999
R Colorado	39° 01' - 64° 05'	443	383	134.8	1367	0.28	1900-1988
La Madrid	37° 17' - 61° 15'	780	743	181.4	1061	0.70	1911-1988
Laboulaye	34° 08' - 63° 24'	839	774	167.4	1231	0.63	1903-1988
V. María	32° 28' - 63° 11'	811	772	168.6	1213	0.64	1900-1988
Rufino	34° 16' - 62° 43'	822	780	172.1	1164	0.67	1902-1981
T- Lauquen	35° 58' - 62° 44'	866	756	191.7	1181	0.64	1900-1988
P. Luro	39° 31' - 62° 42'	456	420	125.7	1163	0.36	1913-1985
T. Arroyos	38° 23' - 60° 16'	773	736	158.8	1113	0.66	1900-1997
Pehuajó	35° 49' - 61° 54'	895	835	181.3	1109	0.75	1900-1988
Pergamino	33° 52' - 60° 35'	971	938	203.2	984	0.95	1900-1996
Laprida	37° 34' - 60° 46'	824	754	170.7	1037	0.73	1904-1988
Patagones	40° 48' - 63° 00'	378	355	123.0	1192	0.30	1900-1999

Otra característica de la región la constituye el déficit hídrico anual. En una buena aproximación y a esa escala, la diferencia entre la precipitación y la ETP anual representa las condiciones de un balance hídrico, (ver figura 1.d). Toda la región está caracterizada por un balance de agua negativo, si bien se observa la influencia beneficiosa asociada al sistema serrano de Ventana, donde se incrementan las

*Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida...*

precipitaciones así como las mejores condiciones hacia el este. Una deficiencia de 600 mm anual indicaría el límite entre condiciones subhúmedas y semiáridas.



**Figura 1. a), b), c) y d). La Región Semiárida Pampeana (RESAP), a) localidades e Índice de Aridez, b) Coeficiente de Variación (C.V.) de la precipitación para el período 1961-1990, c) C.V. para el período total y d) déficit hídrico (mm).**

### 3.2 Variabilidad inter-anual, inter-decádica, ciclos.

Si bien se tiene información pluviométrica de la región desde comienzos de siglo, se eligió en principio, el segmento de mayor información areal para analizar las características interanuales. Las variaciones de las lluvias desde 1930 hasta fin de siglo obtenidas como promedio de las lluvias mensuales registradas en las localidades mencionadas en la Tabla 1, evidencian un incremento que alcanza un valor de 2.85 mm por década. La existencia de una tendencia tan fuerte no permite cuantificar ni comparar los valores extremos ocurridos. Por ello se recurrió a estandarizar la variable y quitar la tendencia. En la figura 2 se presenta la serie de las anomalías de la precipitación con un suavizado de 12 puntos, así obtenida. Se ha superpuesto una curva de ajuste por cuadrados mínimos la cual insinúa casi un ciclo completo sobre el registro total de la información, con una fase negativa desde 1920 a 1970 (50 años) y una fase positiva que parecería haber alcanzado durante los '90 su máxima amplitud. Los extremos positivos de la década del 10 son ahora los máximos del registro analizado.

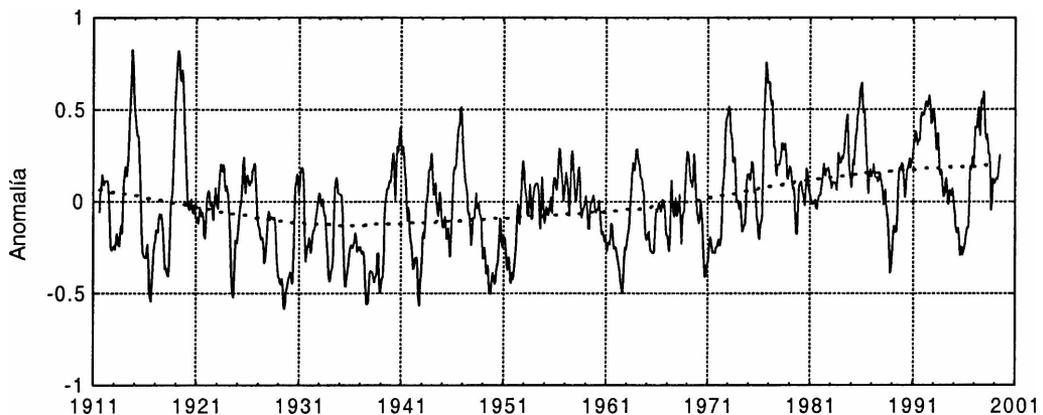
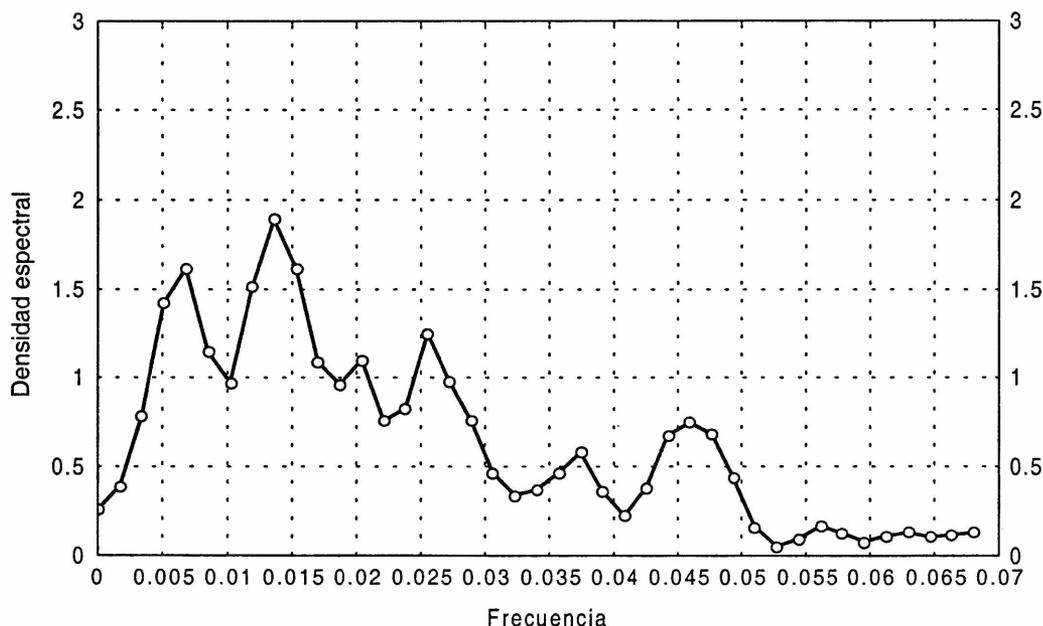


Figura 2. Anomalía de la precipitación estandarizada en la RESAP, con curva de ajuste por cuadrados mínimos.

Al analizar la serie media de precipitación espectralmente se consideró una serie de datos a partir de 1951, con 588 casos y otra serie completa, con 1056 casos. Los resultados obtenidos se grafican en las figuras 3 y 4, donde el eje de las abscisas se limitó a las frecuencias menores a 0.07 que representa un período de 1.2 años ya que se filtró la onda anual. De la observación de las figuras se puede afirmar que el hecho de una concordancia en algunos picos significativos (densidad espectral mayor a 1) refuerza la existencia de los mismos. Así es, entre las frecuencias de 0.01 (50 años) y 0.02 (4 años) se observa una ancha banda con importante energía espectral en varios picos. Para frecuencias altas son concurrentes los picos de 3.3 años (0.025) y 2 años (0.042). Pero para las “bajas” frecuencias, el método utilizado no es adecuado ya que trabaja sobre los armónicos del período total y es por lo tanto función del número de

datos, lo que hace que los resultados sean diferentes. Sin embargo, en el caso de la serie total (figura 4), una gran parte de la energía espectral está concentrada a partir de la frecuencia de 0.0052 (16 años) y en bajas frecuencias el pico corresponde a un ciclo de 44 años. Para el registro de 50 años la energía esta concentrada entre los 16 y 8 años, (figura 5).



**Figura 3. Densidad espectral de la serie de precipitación mensual media del período 1951-1999 en función de la frecuencia (ciclos/mes).**

Históricamente, en el análisis de la marcha anual de las lluvias en la región, las estadísticas climáticas establecen la existencia de dos máximos en el año, alrededor de octubre y en marzo. En las zonas más continentales, donde prevalece el calentamiento superficial y la advección de vapor de agua desde latitudes subtropicales este doble pico en la distribución se unifica y el máximo se produce en los meses estivales. El ciclo anual de la precipitación en la RESAP para un período de 30 años a comienzos de siglo, 1911-1940, muestra los máximos estivales y un mínimo en junio (figura 5). Considerando los últimos treinta años del siglo, período 1970-1999, los mismos se ubican en verano y en marzo y el mínimo en julio. Así mismo se observa que si bien se mantiene la forma de la onda anual los promedios mensuales aumentaron en el último período y se afirma que las fuertes tendencias positivas de la década del 70 se evidencian preferentemente en los incrementos en las lluvias estivales y dentro del período de noviembre a abril. En la Tabla 3 se presenta el porcentaje con respecto a la lluvia normal de cada mes y por década; las normales y desvío estándar se inscriben al final. Se puede observar que durante las 3 últimas décadas, excepto en junio y julio, todos los meses restantes superan los valores normales de precipitación.

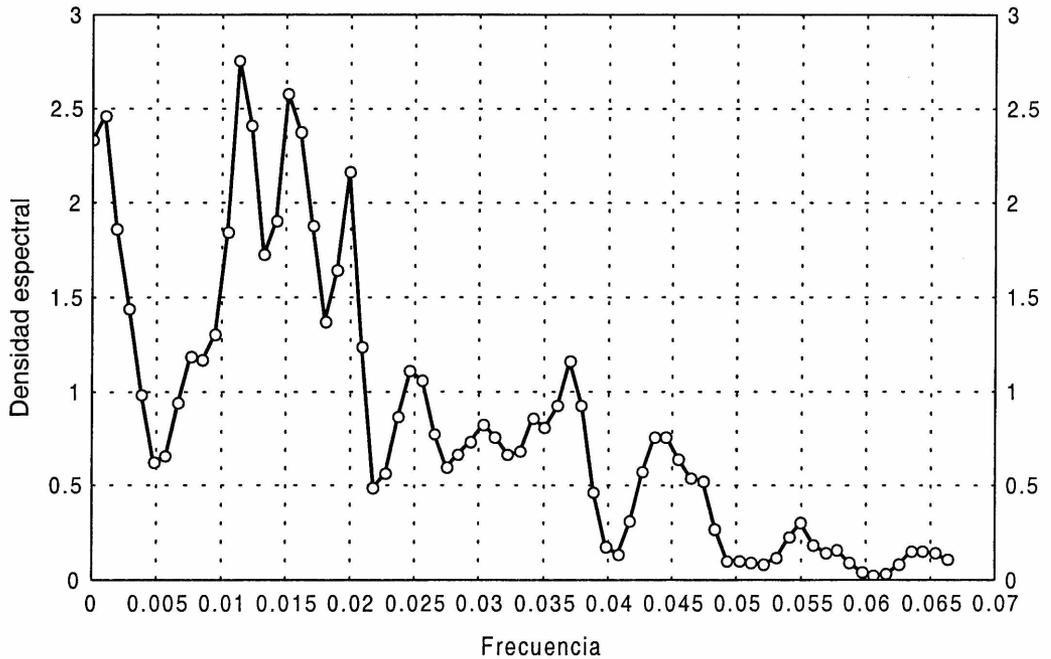


Figura 4. Densidad espectral de la serie de precipitación media mensual del período 1911-1999 en función de la frecuencia (ciclos/mes).

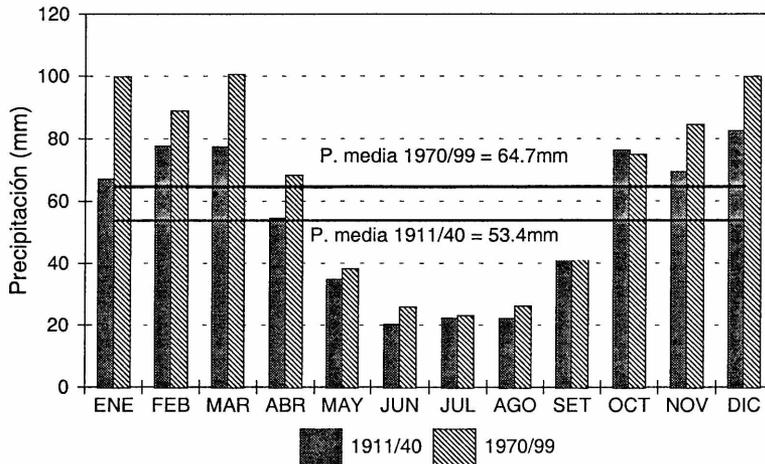


Figura 5. Onda anual de la precipitación mensual (mm) para el período 1911-1940 (barras grises) y para 1970-1999 (barras rayadas).

**Tabla 3. Porcentaje de precipitación de cada mes respecto al valor normal de la década y valor promedio de la precipitación mensual (mm) con su desvío estándar.**

Décadas	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1911/20	0.97	1.24	0.79	1.32	0.95	0.71	1.11	0.94	0.90	1.04	0.95	1.02
1921/30	0.81	0.96	0.88	0.72	0.98	0.83	0.92	1.08	0.93	0.99	0.96	0.96
1931/40	0.80	0.80	0.90	0.69	1.03	0.94	0.82	0.97	1.06	1.11	0.79	0.95
1941/50	0.71	0.97	1.04	1.02	1.13	0.86	1.17	0.97	1.03	0.85	0.85	0.69
1951/60	1.03	0.83	1.03	1.02	1.01	1.51	1.22	0.70	0.94	0.98	0.94	0.89
1961/70	0.89	0.78	1.04	0.85	0.70	1.01	0.80	0.85	0.92	0.97	1.25	1.00
1971/80	1.14	1.34	1.07	1.08	0.89	1.12	0.86	1.06	1.01	1.09	1.06	1.08
1981/90	1.29	1.07	1.21	1.11	1.13	0.61	1.33	1.17	1.22	1.06	1.07	1.00
1991/00	1.42	1.01	1.06	1.24	1.21	1.46	0.76	1.30	1.01	0.93	1.15	1.46
Precip. Media	77.8	77.7	90.4	59.9	35.3	24.3	23.4	22.2	43.1	73.1	77.1	84.5
Desvío Estandar	33.8	39.8	38.2	34.0	22.6	21.5	21.2	17.9	24.8	34.2	31.5	38.2

### 3.3 Condiciones hídricas por subregiones o Clusters.

Una vez analizado el comportamiento de las lluvias a distintas escalas temporales para toda la región semiárida enfocamos el análisis de la distribución espacial de las condiciones hídricas por subregiones. Para discriminar subregiones homogéneas en base a las lluvias mensuales se consideró agrupar las localidades por cluster. Para ello se trabajó con una matriz de datos formada por 25 variables (localidades) y un número de filas correspondiente al número de datos, mes a mes y año a año. Se definieron de este modo 6 conglomerados o clusters (Cl) que se muestran en la figura 6. Las localidades que componen cada subregión y su precipitación anual media son, de norte a sur:

Cl1: Río Cuarto, V. María, Laboulaye, Rufino, Villegas (815.4mm),

Cl2: Huinca Renanco, Chamaico, Pico, T-Lauquen (738.1mm),

Cl3: Victorica, Rosa, Gral Acha, Bernasconi, Bordenave (589.9mm)

Cl4: Guamini, Lamadrid, Suarez y Pringles (747.5mm)

Cl5: Tornquist, B. Blanca, Dorrego (651.7mm)

Cl6: Luro, Colorado, Ascasubi, Algarrobo (436.9mm) .

Las series de la lluvia mensual para cada subregión siguen el comportamiento de la serie media (figura 2) con los máximos al comienzo de la década del 10, mínimos en las décadas del 40 y 50 y un incremento hacia fin del registro, mucho más marcado en las tendencias, en particular para el cluster 2. En la figura 7 se ha representado la marcha anual de la precipitación media para cada cluster, donde se observa las principales diferencias en los meses de máximos valores de lluvia. En marzo se produce el máximo general de lluvias mientras que el segundo máximo, pese a

ubicarse en la estación estival, tiene diferencias que fluctúan entre octubre (CI6), enero (CI1) y diciembre.

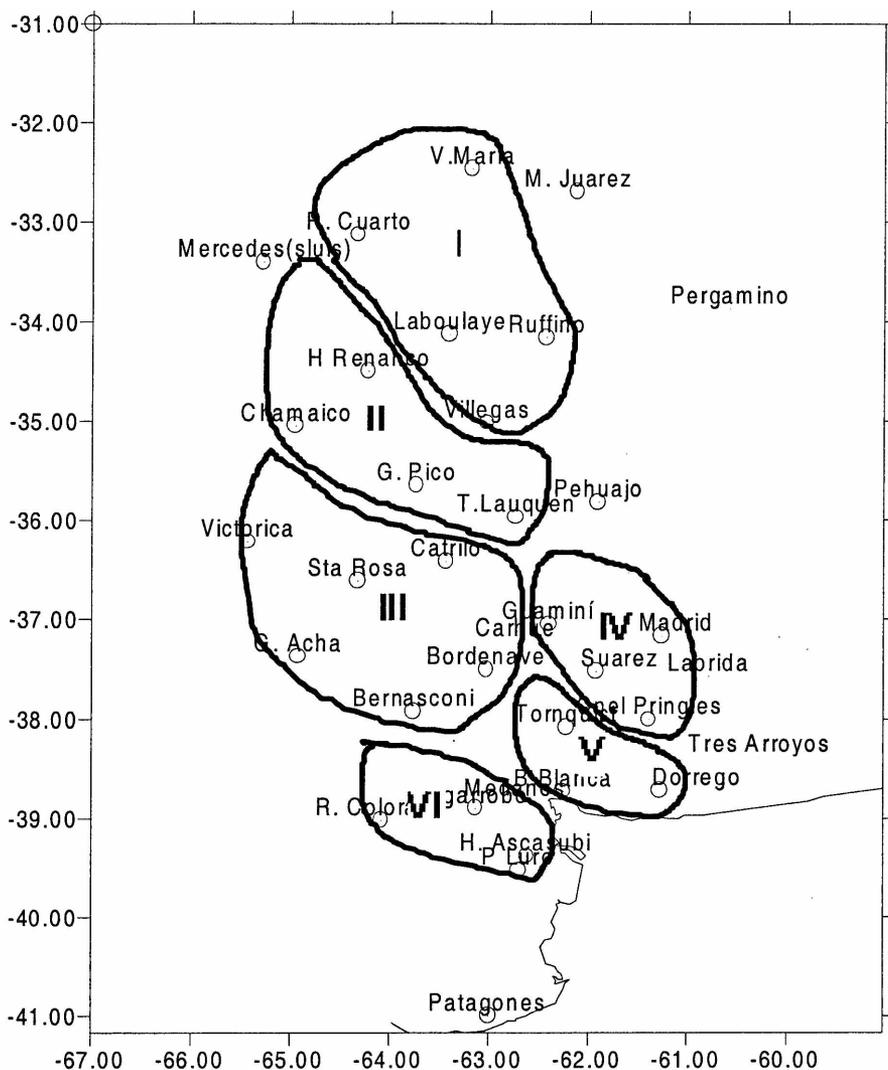
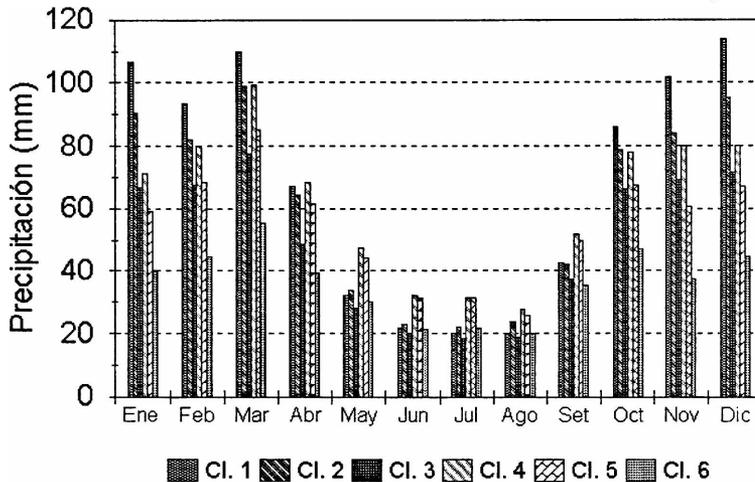


Figura 6. Ubicación de los 6 clusters o sub-regiones de la RESAP.

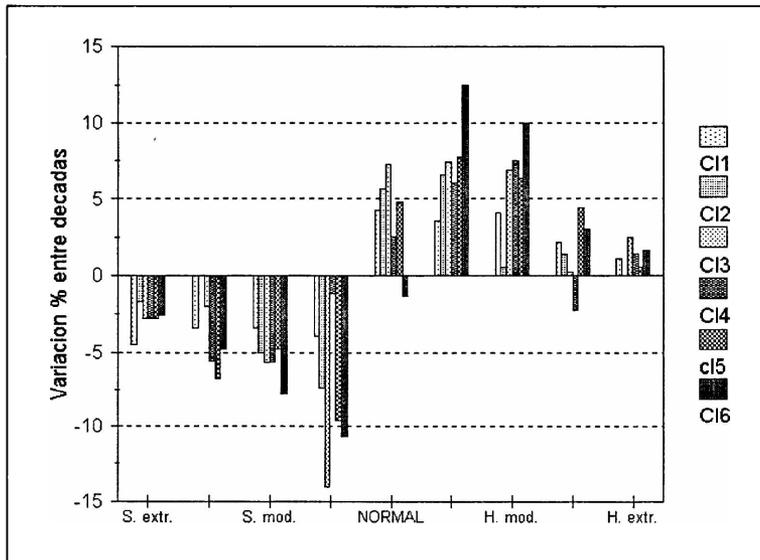
Se calculó para cada cluster el porcentaje de tiempo en que se observan las condiciones de déficit o exceso de lluvia según el IPE3 pues la escala de 3 meses es la que tiene más vinculación con las condiciones de humedad en el suelo, factor importante para el uso agrícola, (Scian, 1997). En la figura 8 se presenta el porcentaje de variación de las condiciones hídricas de cada subregión ocurridas entre el período 1911-40 y 1970-99. Vemos que se incrementó entre un 5% y 10% la ocurrencia de situaciones húmedas en la RESAP. En general, las mayores diferencias se produjeron

*Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida...*

en las condiciones de humedad débil y moderada a expensas de la disminución de los casos de condiciones secas. Los mayores incrementos se producen para el Cl6, superando el 10%. Los resultados obtenidos para cada uno de los clusters, expresado como porcentaje de ocurrencia de cada categoría se presentan en la Tabla 1-A del Anexo.



**Figura 7. Onda anual de la precipitación mensual (mm) para cada uno de los 6 clusters de la RESAP.**



**Figura 8. Variación porcentual de las condiciones de déficits o excesos hídricos por categorías del IPE3 (ver texto) y por clusters, entre los períodos 1911-40 y 1970-99.**

Conocidos estos porcentajes se tiene una repuesta a la intensidad y frecuencia de las distintas condiciones hídricas, mes a mes y por subregión. Una característica muy importante para los fines agronómicos es la duración de un episodio extremo, ya sea de sequía o húmedo. Para su estudio se consideraron los casos de episodios de distinta longitud, desde un mes a más de 6 meses, bajo condiciones de IPE3 cuyo valor absoluto exceda a un desvío estándar y los resultados se resumen en la Tabla 4. El porcentaje de los episodios secos disminuye en general, con la duración del mismo. Para los CI2, CI3 y CI5, el 50% de los casos bajo dichas condiciones extremas duran 1 mes y para el CI6 el 13% de sequías extremas duran 4 meses. Por el contrario en los episodios húmedos hay una tendencia a persistir hasta 3 meses que es mayor para algunos clusters que la correspondiente a episodios de dos meses, como en los CI3 y CI5.

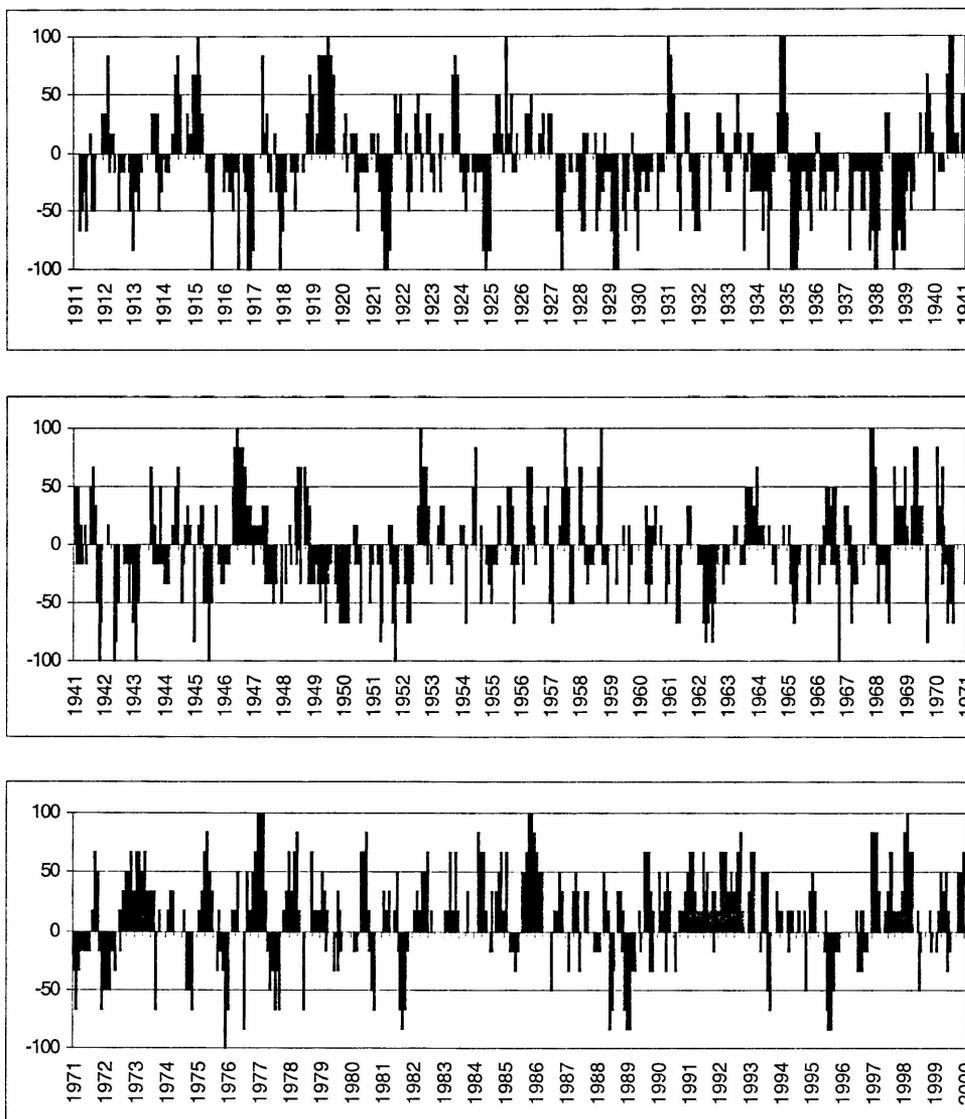
**Tabla 4. Porcentaje de tiempo bajo distintas condiciones hídricas (ver texto) para episodios de distinta duración en meses, y por sub-regiones de la RESAP.**

Seco: IPE3 < -1.0		% de episodios con duración en meses bajo condiciones hídricas						
Húmedo: IPE3 > 1.0		1 mes	2 meses	3 meses	4 meses	5 meses	6 meses	7 o más
CI1	Seco	37.2	26.9	16.7	11.5	2.6	3.8	1.3
	Húmedo	38.5	16.7	34.6	3.8	5.1	0.0	1.3
CI2	Seco	48.2	21.0	18.5	5.0	3.7	2.5	1.2
	Húmedo	36.4	18.2	31.8	3.0	7.8	0	3.0
CI3	Seco	48.4	23.7	14.0	7.5	3.2	1.1	2.1
	Húmedo	21.1	26.8	32.4	11.3	1.4	4.2	2.8
CI4	Seco	42.4	20.0	22.4	5.6	1.9	1.9	2.8
	Húmedo	36.8	16.2	29.4	7.4	2.9	4.4	4.4
CI5	Seco	50.0	23.2	17.0	4.9	1.2	2.4	1.2
	Húmedo	22.0	25.0	33.8	10.3	1.5	5.9	1.5
CI6	Seco	45.9	18.8	16.5	12.9	3.5	2.4	0.0
	Húmedo	25.0	25.0	31.6	9.2	6.6	2.6	0.0

Vemos que cada subregión tiene un comportamiento de episodios húmedos o de sequía diferente pues puede ocurrir que las mismas condiciones de deficiencia o exceso de agua se presenten en algunas subregiones y en otras no. Para ello se estudió mes a mes, a lo largo de los años el área que simultáneamente estaba en condiciones fuera de lo normal, o sea, fuera del intervalo (-1.0, +1.0). En la figura 9 se presentan los resultados como porcentajes (barras), donde el semieje de las ordenadas positivo-negativo corresponde a anomalías positivas-negativas, el 50% corresponde a 3 clusters

### Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida...

bajo una misma condición y 100% si todos los clusters están bajo condiciones extremas.



**Figura 9. Porcentaje del área de la RESAP bajo condiciones extremas secas o húmedas desde 1911.**

Se reconocen algunos de los picos enumerados en la bibliografía (Scian y Donnari, 1997) y que afectaron a toda la región como los años húmedos de 1915, 1919, 1946/47, 1977 y 1985/86 así como los secos de 1916/17, 1924/25, 1929, 1935. En particular, se evidencian algunas situaciones donde simultáneamente hay regiones con anomalías

positivas y otras negativas (a fines de 1996), pero la última sequía que afectó a toda la región fue a fines de 1975. Según estos resultados las sequías de 1962, 1988 y 1995 no afectaron simultáneamente, a la región en su totalidad.

### 3.4 Producción triguera por subregiones.

El cultivo predominante en la región es el trigo, cuyo ciclo puede considerarse se extiende desde mayo a diciembre. Una de las condiciones críticas para su desarrollo es la falta de agua durante el ciclo de cultivo (Cantamutto *et al.*, 1990; Travasso *et al.*, 1994). Los rendimientos promedios observados a partir de los datos por partido superan en algunas campañas los 2500 kg ha<sup>-1</sup> y los mayores valores se producen en las subregiones 1 y 4. La marcha oscilante de los mismos se muestran en la figura 10.a) y b), durante 15 campañas trigueras, desde 1979 a 1993. Las pendientes de las rectas de ajuste indican que los rendimientos crecieron en toda la región y oscilan entre 19 (Cl6) y 55 (Cl2) kg ha<sup>-1</sup> y por año (ver Tabla 5). Se distinguen bajos valores asociados a las malas condiciones hídricas de 1981/82 y 1988/89.

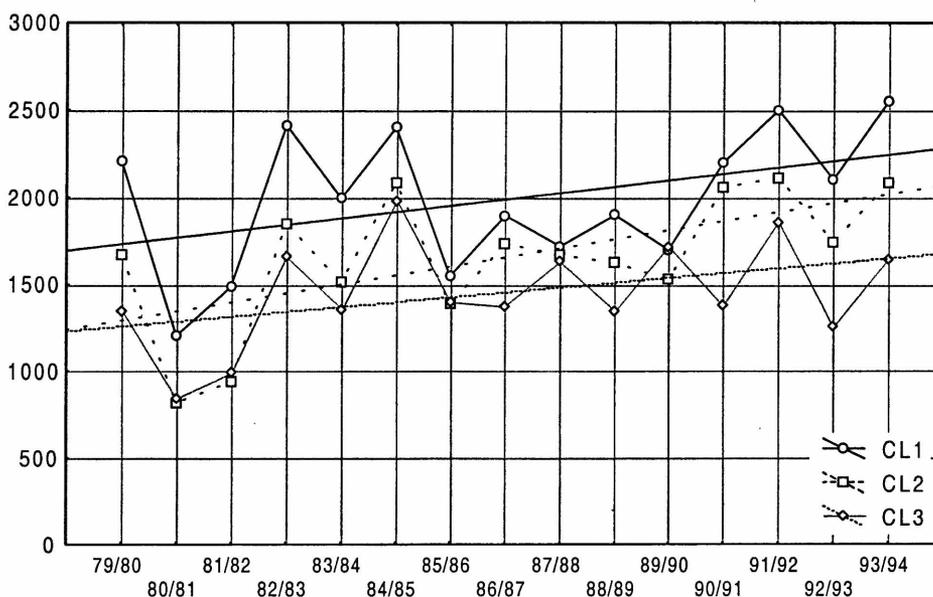


Figura 10.a) Rendimientos (kg ha<sup>-1</sup>) de trigo para los clusters Cl1, Cl2 y Cl3.

En particular, cuando se correlacionaron las series de la precipitación acumulada para el ciclo del cultivo en las subregiones 4, 5 y 6 con los rendimientos se obtuvieron los siguientes valores para el coeficiente de correlación (r): r (Cl4) = 0.4556, r (Cl5) = 0.7961 y r (Cl6) = 0.6310. Los resultados indican que para los Cl5 y Cl6 la disponibilidad de agua durante el ciclo del cultivo explica un alto porcentaje (entre un 40% y más de 60%) de la variabilidad de los rendimientos de trigo. En algunas campañas la productividad del Cl5 supera al Cl4 precisamente en los años donde la

*Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida...*

precipitación acumulada es también mayor (1980, 1989, 1991 y 1992). Las correlaciones entre rendimientos y precipitación acumulada obtenidas para los clusters restantes, (1, 2 y 3) cuya marcha puede verse en la figura 10. a), no han sido buenas.

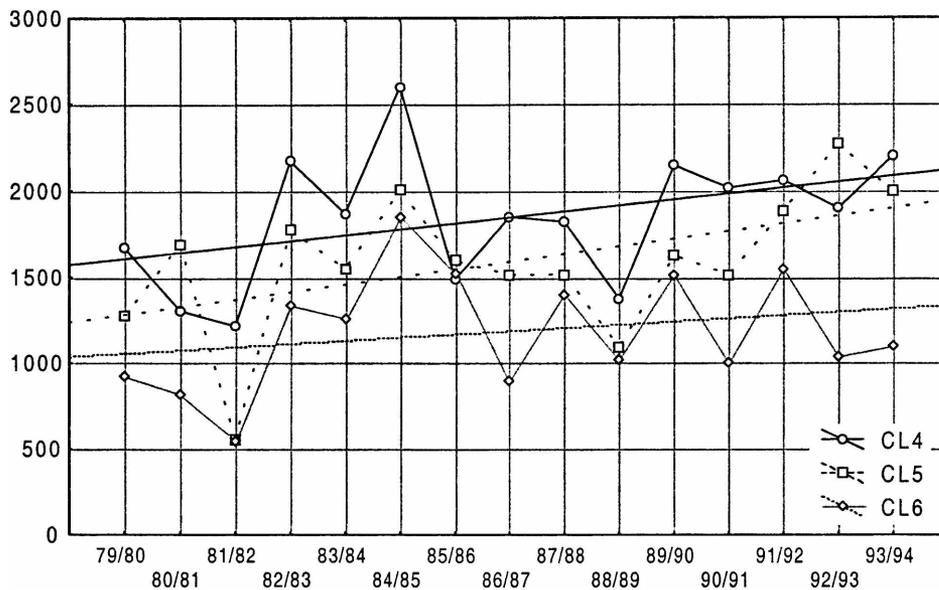


Figura 10.b). Rendimientos (kg ha<sup>-1</sup>) de trigo para los clusters Cl4, Cl5 y Cl6.

Tabla 5. Tendencias lineales en los rendimientos de trigo (columna 2), en las precipitaciones mensuales (columna 3) y en las lluvias acumuladas en el ciclo mayo-diciembre (columna 4), para el período 1979-1994 en cada una de las sub-regiones de la RESAP.

Región	Rendimiento (kg/ha) año <sup>-1</sup>	Precipitación mm año <sup>-1</sup>	Prec. Acumulada mm año <sup>-1</sup>
Cl 1	36	-0.35	6.8
Cl 2	55	0.26	3.7
Cl 3	28	0.74	7.9
Cl 4	34	0.56	7.4
Cl 5	44	0.81	13.9
Cl 6	19	0.26	9.0

En el período analizado cada una de las subregiones han tenido comportamientos distintos y para su mejor comprensión se estudian las tendencias obtenidas en los

rendimientos, así como en las precipitaciones mensuales y en los valores de lluvia acumulados para el ciclo del trigo, (ver Tabla 5). Los mayores rendimientos por año se obtuvieron en la subregión 2 pese a que no es la que experimentó en el período los mayores incrementos ni acumuló en el ciclo las mayores cantidades de lluvia. El cluster 5 confirma la relación mayores rendimientos con mayores precipitaciones. Por el contrario, el cluster 1 con una tendencia negativa en sus precipitaciones muestra un crecimiento similar en los rendimientos que la región del cluster 4, con una tasa de lluvias positiva. A la luz de estos resultados se interpreta que en algunas subregiones el elemento climático no tiene tanta incidencia en los rendimientos de trigo, por cuanto deben existir otras variables, tecnológicas, genéticas, etc., que inciden con mayor peso en la productividad. En el ANEXO se incluye la precipitación acumulada por año y por cluster (Tabla 2-A).

#### **4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

La climatología de la precipitación en la RESAP analizada en este trabajo mantiene en vigencia resultados previos sobre su variabilidad inter-anual e intra-anual. Se pudo establecer que la región semiárida sufrió las menores variabilidades anuales durante el período 1961-90 respecto al período total, si bien superó a las lluvias normales. Tal región correspondería a la zona al este de la isolinia del CV de 0.28 en la figura 1.c).

El análisis de las series de precipitación en la RESAP por métodos espectrales indica que las bandas de mayor energía son concurrentes con las de otras variables meteorológicas como la temperatura superficial, la temperatura de la superficie oceánica y la presión a nivel del mar a escala global. Allan (2000) analizando los espectros de series históricas de las anomalías de la temperatura superficial del mar y de la presión a nivel medio del mar sobre el océano Pacífico, detectó señales climáticas de relieve en las bandas de 2-2.5, 2.5-7, 11-13, 15-20, 20-30 y 60-80 años, y también una tendencia secular de largo período. North y Stevens (1998) presentan las densidades espectrales obtenidas para la temperatura global media anual de superficie en donde destacan una banda Solar central correspondiente al intervalo entre 16.67 a 7.69 años, una banda ancha correspondiente a un pico en 2.7 años (0.0308) o Quasi-bianual, la banda inter-anual centrada alrededor de los períodos de 3.5 (0.0238) y 4.4 años (0.0189), y un pico en 2.2 años (0.0378). También mencionan la banda de los eventos ENSO entre 7 y 2 años y otra banda correspondiente a fluctuaciones de baja frecuencia. Estos resultados indican la existencia de patrones dominantes en la variabilidad climática que se detectan al analizar serie temporales y se asocian a distintos fenómenos de escala global. Coincidentemente, se pudieron detectar también en las series de precipitación de la RESAP, como ser los ciclos de 2, 3.3 y 11 años, que se ubican dentro de las bandas mencionadas por dichos autores, no así el ciclo de 44 años. Es conveniente indagar sobre estas bandas significativas empleando otros métodos que permitan una mejor definición en las bajas frecuencias.

Al aplicar el método de asociaciones y obtener 6 subregiones dentro de la RESAP se han manifestado las diferencias en las distribuciones de eventos extremos secos y

húmedos empleando el índice de Precipitación Estandarizado (IPE) a escala 3 meses. La duración de estos eventos expresada como porcentajes (Tabla 5) posibilita establecer que ante condiciones extremas secas, existe hasta un 50% de probabilidad de que dure solo 1 mes. Para el CL1 se obtiene una frecuencia de 27% de que duren 2 meses y una duración de 3 meses tiene un 22% de ocurrencia para el CL4. Este análisis nos muestra que si una sequía se instala en la región, afecta con distinta duración a todos los clusters pero principalmente a dos, el CL6 y el CL4. Asimismo, el CL2 y el CL5 tienen entre un 88% y 90% de ocurrencia de episodios secos de hasta 3 meses de duración. Contrariamente, los episodios húmedos de más de 6 meses ocurren con más frecuencia en CL2 y en CL4. En el CL1, el 90% de los extremos húmedos tiene una duración de hasta 3 meses. Este comportamiento tan dispar de las subregiones tiene un aspecto positivo en el hecho de la no simultaneidad de condiciones extremas, (fig. 9).

Para calcular la productividad de trigo de cada subregión se tuvieron que agrupar los rendimientos por partido o departamento, esto incidió en que algunas subregiones no pudieron ser bien representadas y cuantificadas, por ocupar sectores parciales de partidos. Pese a esto, se logra detectar diferencias significativas entre los rendimientos para cada cluster al aplicar un test t-Student de diferencia de medias. Toda la región experimentó un incremento en los rendimientos durante esos años que es mayor en la subregión 2. Díaz-Zorita (1992) analizando los rendimientos de trigo para la RESAP Central, región que corresponde a parte de los clusters 2 y 3, obtiene una tendencia anual de 8.3 kg ha<sup>-1</sup> para el período 1923-1969 y de 39.7 kg ha<sup>-1</sup> para 1970-1991. Dichas mejoras, estima el autor, fueron generadas por la adopción diferencial de mejores tecnologías de producción.

En promedio, los rendimientos de trigo de los clusters 1 y 4 son los mayores y comparables. La subregión 5 experimentó la mayor tendencia en las lluvias acumuladas durante el ciclo de cultivo de trigo (13,9 mm para el período 1979-1994) y si bien logra incrementos en los rendimientos (44 kg ha<sup>-1</sup> y por año) no ocurre lo mismo en la subregión 2. Allí se invierten los resultados porque concurrente con un incremento menor (3.7 mm) y sin una variación importante de sus condiciones hídricas entre principio y fin del período de estudio (ver figura 8), experimenta un crecimiento de 52 kg ha<sup>-1</sup> y por año. Este comportamiento nos hace reflexionar sobre algunas condiciones inherentes a la región que no sean las de oferta de agua. Es decir, frente a un incremento similar en las lluvias algunas regiones mejoraron sus rendimientos y otras no, como es el caso de la subregión del cluster 6, que fue beneficiada con un aumento relativo de las condiciones húmedas (más del 10%) en la última parte del período de estudio (ver figura 8), pero no fue suficiente con tener una buena oferta de agua para impactar en los rendimientos de trigo, pues muestra un crecimiento anual de sólo 19 kg ha<sup>-1</sup>. Esta característica indica la importancia que pueden llegar a tener otras variables en los rendimientos de trigo, como ser el tipo de cultivar, la fertilización aplicada y las características y condiciones de los suelos.

En resumen, podemos afirmar que la particularidad de la RESAP más destacada lo constituye el hecho de ser una región de transición entre la zona húmeda y árida, que sufrió durante los últimos años un notable incremento en sus precipitaciones anuales, principalmente debido a los incrementos en los valores de los meses estivales pero no

alteró la distribución anual de la lluvia. Se comprobó que el principal incremento afectó a las condiciones de humedad débil y moderada para todas las subregiones, con una variación entre comienzo y fin de siglo de entre un 5% y 10%. Dichas subregiones analizadas en función de la duración e intensidad de situaciones extremas muestran distintos comportamientos una de otra. Se confirma que la variabilidad de los rendimientos de la RESAP depende en gran medida de condiciones hídricas favorables en el período del cultivo. Se considera sin embargo, que otras variables importantes para la producción se relacionan con las condiciones propias del suelo de la región así como biológicas y de manejo.

Del estudio retrospectivo y los ciclos de bajas frecuencias en la precipitación de la región podemos inferir que el estado actual de las condiciones hídricas está en su fase extrema positiva. Según Labraga (1997), las estimaciones de las anomalías de precipitación ante un calentamiento global indicarían una disminución de las lluvias mayor en verano que en otoño, conclusiones éstas que cuentan con un mayor grado de consenso entre los resultados de varios modelos climáticos. Las perspectivas indicarían que las condiciones de humedad extrema en la región observada en los últimos años se revertirían a déficits, según los resultados que contemplan para el año 2043 alcanzar una duplicación en la concentración del CO<sub>2</sub> ([www.cenpat.edu.ar/calentamientog/](http://www.cenpat.edu.ar/calentamientog/)).

**Agradecimientos:** Este trabajo de investigación ha sido financiado por el subsidio del CONICET PIP 454/98. Un especial agradecimiento a los Ings. Agrs. G. Casagrande y G. Vergara de la Universidad Nacional de La Pampa y al Sr. R. Ibaldi de la Asociación Argentina de Cooperativas Agrarias de Bahía Blanca por suministrar información pluviométrica y de producción triguera de la zona.

## REFERENCIAS

- Allan, R.J., 2000. ENSO and climatic variability in the last 150 years. In: 'El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability, Global and Regional Impacts'. (Eds, H.F. Diaz and V. Markgraf). Cambridge University Press, Cambridge University, UK. (In Press), citado en *Historical degradation episodes: global climate and economic forces and their interaction with natural grazing systems*, G.M. McKeon, W.B. Hall, K.A. Day, S.J. Crimp, A. Peacock and D.M. Orr, Climate Impacts and Natural Resource Systems, Natural Sciences Precinct, 80 Meiers Rd, Indooroopilly-4068, Australia.
- Burgos, J. 1963. El clima de las regiones áridas en la R. Argentina, RIA XVII (4),385-403.
- Burgos J.; J. Forte Lay, 1978. Capacidad de almacenaje de agua en los suelos de la región pampeana, Taller Argentino-Esotodounidense sobre Sequías, Mar del Plata, dic.1978, 22 p.
- Cantamutto, M.A., F.E. Mockel y A.R. Vallati, 1990. Empleo de las lluvias en el período vegetativo del trigo como predictoras de las respuestas a la fertilización, Rev. Facultad de Agronomía, 11(2-3), 133-142.
- Casagrande, G. y G. Vergara, 1996. Características climáticas de la región, Cap. 2, en: *Labranzas en la Región semiárida Argentina*, INTA, Centro Regional La Pampa-San Luis, 11-17.
- Díaz-Zorita, Martín, 1992. Parámetros edáficos y productividad de cultivos de *Triticum aestivum* en suelos de la Región Semiárida Pampeana Central, Tesis de Magister en Cs. Agrarias, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina, 123 pág.

### *Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida...*

- Edwards, D. C. and T.B. McKee, 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales, Climatology Report No. 97-2, Colorado State University, 155 pp.
- González, M.H. y V. R. Barros, 1996. Aspectos estadísticos del ciclo anual de precipitación y sus anomalías en Argentina Subtropical, Meteorologica, Vol 21, 15-26.
- Grimm, A. L., Barros, V. R. and Doyle, M.E., 2000. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña Events, *J. Climate*, 13, Nro. 1, 35-58.
- Hatfield, J.L., 1990. Agroclimatology of semiarid lands, in *Advances in Soil Science*, Vol. 13. Springer-Verlag, New York, p. 9 -26
- INTA, 1981. El Cultivo del Trigo, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Colección Principales Cultivos de la Argentina, 185 pág.
- Labraga, Juan C., 1997. The Climate Change in South America due to a doubling in the CO<sub>2</sub> concentration: Intercomparison of General Circulation Model Equilibrium Experiments, *Int'l J. Climatology*, 17, 377-398.
- MacQueen, J.B., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations, *Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, 1. 281-297.
- Magrin, G., 1997. En Cap. IV, Informe final del Sub-Proyecto vulnerabilidad y Mitigación relacionada con el impacto del cambio global sobre la producción Agrícola, Proy. de Estudio sobre el cambio climático en Argentina, ARG/95/G/31-PNUD-SECYT, Buenos Aires, 290 pag.
- Moscattelli G. e Ines Puentes, 1996. Caracterización edáfica de la región, Cap. 3, en: Labranzas en la Región semiárida Argentina, INTA, Centro Regional La Pampa-San Luis, 19-30.
- Nicolini, M and Saulo, C., 1995. Experiments using the LAHM/CIMA model over Argentina in convective situations: Preliminary results of precipitation fields. Preprints: International Workshop on Limited-area and Variable Resolution Models, Beijing, 333-338.
- North, Gerald R. and Mark J. Stevens, 1998. Detecting Climate Signals in the Surface Temperature Records, *J. Climate*, 11, 563-577.
- Paegle, J., 1998. A comparative review of South American low-level-jets, *Meteorologica*, Vol. 23, Nros. 1 y 2, 73-81.
- Pittock, A.B. , 1980. Patterns of climate variation in Argentina and Chile-I. Precipitation, 1931-60, *Mon. Weath.Rev.*, 108, 1347-1360.
- Pizarro, Jose B., 1999. Análisis de la evolución de la producción triguera argentina. *Revista de Tecnología agropecuaria*, INTA Pergamino, vol. 4, Nro. 10, 41-46.
- Podestá, C., 1940. Las lluvias de Octubre de 1939 son la confirmación de mi plan de desagües y verificación de mis predicciones, *Revista La Ingeniería*, Buenos Aires, mayo, 328-343.
- Prohaska, F.J., 1960. El problema de las sequías en la región semiárida pampeana y la sequía actual, *Revista IDIA*, Noviembre, 53-67.
- Roberto, Zinda E., G. Casagrande y E.F. Viglizzo, 1994. Lluvias en la Pampa Central, tendencias y variaciones del siglo, Centro Regional La Pampa-SanLuis, No.2, 25 pág.
- Scian, B. and Donnari, M., 1997. Retrospective analysis of the PDSI in the Semi-arid Pampas region, Argentina, *Int'l J. Climatology*, Vol. 17, 313-322.
- Scian, B., 1997. Comparación entre el índice de precipitación estandarizado y otros índices hidrológicos para la región pampeana, *Meteorologica*, Vol. 22, No. 2, 37-47.
- Travasso, M., R. Delecolle, Ch. Baldy, 1994. Principales factores agroclimáticos determinantes del rendimiento del trigo en el sur bonaerense, *RIA*, 25 (2), 33-40.
- Vargas, W.M., 1987. El clima y sus impactos. Implicancias en las inundaciones del noroeste de Buenos Aires, *Boletín Informativo Techint*, Nro. 250, 9-44.
- Wang, M. and J. Paegle, 1996. Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux, *J. Geophys. Res.*, 101, 7291-7302.

ANEXO

**Tabla 1-A. Ocurrencia(%) de condiciones hídricas por subregion de la RESAP, en base al IPE3.**

CLUSTER 1	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Seqúa ext	1.14	1.14	1.12	2.25	3.37	2.25	2.25	1.12	3.37	1.12	1.12	4.49
Seq. Sev	4.55	5.68	6.74	1.12	3.37	4.49	3.37	6.74	10.11	7.86	3.37	4.49
Seq. Moder	6.82	7.95	8.99	13.48	8.99	10.11	11.24	6.74	5.62	5.62	12.36	6.74
Seq.debil	12.50	11.36	14.61	14.61	15.73	15.73	14.61	15.73	7.87	12.36	14.61	13.48
NORMAL	40.91	44.32	39.33	39.33	33.71	35.96	38.20	37.08	43.82	41.57	40.45	33.71
Hum. debil	17.05	11.36	11.24	13.48	16.85	15.73	14.61	16.85	13.48	19.10	13.48	24.72
Hum. mod	12.50	12.50	10.11	7.87	7.87	6.74	8.99	11.24	8.99	7.87	10.11	10.11
Hum. sev	4.55	4.55	4.49	4.49	8.99	6.74	4.49	4.49	6.74	2.25	2.25	1.12
Hum. ext	0.00	1.14	3.37	3.37	1.12	2.25	2.25	0.00	0.00	1.12	2.25	1.12
CLUSTER 2	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Seqúa ext	2.27	3.41	2.25	2.25	4.49	2.25	1.12	2.25	4.49	1.12	1.12	3.37
Seq. Sev	4.55	3.41	4.49	3.37	1.12	8.99	7.87	5.62	3.37	8.99	6.61	4.49
Seq. Moder	11.36	5.68	6.74	8.99	10.11	4.49	8.99	11.24	4.49	7.87	7.87	10.11
Seq.debil	9.09	18.18	16.85	20.22	14.61	7.87	11.24	6.74	19.10	7.87	17.98	6.74
NORMAL	40.91	40.91	39.33	34.83	40.45	44.94	44.94	42.70	38.20	43.82	34.83	47.19
Hum. debil	14.77	10.23	17.98	20.22	14.61	17.98	11.24	14.61	15.73	15.73	20.22	12.36
Hum. mod	7.95	10.23	3.37	2.25	5.62	7.87	7.87	8.99	7.87	10.11	6.74	10.11
Hum. sev	6.82	6.82	5.62	4.49	6.74	3.37	4.49	7.87	4.49	2.25	2.25	4.49
Hum. ext	2.27	1.14	3.37	3.37	2.25	2.25	2.25	0.00	2.25	2.25	3.37	1.12
CLUSTER 3	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Seqúa ext	0.00	2.27	1.12	2.25	3.37	3.37	1.12	2.25	1.12	3.37	4.49	4.49
Seq. Sev	5.68	4.55	4.49	1.12	2.25	5.62	5.62	4.49	5.62	4.49	2.25	1.12
Seq. Moder	13.64	6.82	13.48	12.36	11.24	7.87	10.11	7.87	14.61	6.74	5.62	13.48
Seq.debil	14.77	19.32	15.73	22.47	14.61	10.11	15.73	14.61	7.87	17.98	17.98	11.24
NORMAL	34.09	34.09	29.21	29.21	40.45	43.82	40.45	41.57	39.33	38.20	40.45	40.45
Hum. debil	17.05	17.05	17.98	13.48	11.24	13.48	7.87	13.48	15.73	11.24	16.85	13.48
Hum. mod	6.82	9.09	12.36	12.36	10.11	8.99	11.24	7.87	8.99	8.99	3.37	8.99
Hum. sev	4.55	4.55	4.49	3.37	3.37	4.49	5.62	5.62	4.49	7.87	5.62	4.49
Hum. ext	3.41	2.27	1.12	3.37	3.37	2.25	2.25	2.25	2.25	1.12	3.37	2.25
CLUSTER 4	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Seqúa ext	2.27	4.55	2.25	1.12	1.12	2.25	3.37	2.25	2.25	4.49	2.25	2.25
Seq. Sev	6.82	3.41	4.49	4.49	4.49	3.37	6.74	5.62	3.37	3.37	7.87	3.37
Seq. Moder	12.50	6.82	11.24	11.24	11.24	11.24	6.74	8.99	17.98	6.74	3.37	7.87
Seq.debil	7.95	9.09	12.36	19.10	13.48	11.24	10.11	13.48	2.25	12.36	14.61	16.85
NORMAL	38.64	47.73	34.83	33.71	37.08	42.70	39.33	37.08	40.45	41.57	44.94	40.45
Hum. debil	14.77	12.50	19.10	13.48	16.85	13.48	15.73	16.85	17.98	14.61	12.36	14.61
Hum. mod	11.36	13.64	11.24	10.11	7.87	6.74	13.48	6.74	6.74	11.24	6.74	6.74
Hum. sev	4.55	1.14	1.12	5.62	3.37	6.74	4.49	7.87	7.87	4.49	6.74	4.49
Hum. ext	1.14	1.14	3.37	1.12	4.49	2.25	0.00	1.12	1.12	1.12	1.12	3.37

*Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida...*

Tabla 1-A. Continuación

CLUSTER 5	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Sequía ext	1.14	1.14	3.37	1.12	3.37	0.00	3.37	0.00	1.12	1.12	4.49	3.37
Seq. Sev	7.95	9.09	4.49	5.62	6.74	7.87	4.49	8.99	5.62	5.61	6.74	4.49
Seq. Moder	6.82	9.09	10.11	8.99	3.37	7.87	6.74	6.74	7.87	6.74	1.12	1.12
Seq.debil	17.05	12.50	11.24	16.85	15.73	17.98	15.73	15.73	11.24	16.85	16.85	23.60
NORMAL	36.36	32.95	39.33	38.20	42.70	39.33	37.08	32.58	48.31	38.20	42.70	38.20
Hum. debil	13.64	20.45	12.36	15.73	12.36	10.11	19.10	19.10	11.24	17.98	13.48	12.36
Hum. mod	9.09	10.23	11.24	5.62	7.87	4.49	6.74	12.36	7.87	7.87	7.87	12.36
Hum. sev	6.82	3.41	7.87	3.37	4.49	8.99	4.49	2.25	4.49	4.49	4.49	3.37
Hum. ext	1.14	1.14	0.00	4.49	3.37	3.37	2.25	2.25	2.25	1.12	2.25	1.12
CLUSTER 6	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Sequía ext	0.00	2.27	1.12	4.49	2.25	2.25	3.37	3.37	1.12	3.37	2.25	3.37
Seq. Sev	9.09	4.55	5.62	3.37	6.74	6.74	4.49	2.25	4.49	4.49	4.49	4.49
Seq. Moder	12.50	11.36	8.99	10.11	5.62	7.87	11.24	7.87	11.24	5.62	8.99	8.99
Seq.debil	11.36	13.64	16.85	13.48	16.85	13.48	10.11	20.22	13.48	19.10	15.73	13.48
NORMAL	35.23	37.50	37.08	32.58	35.96	39.33	37.08	29.21	37.08	37.08	38.20	40.45
Hum. debil	15.91	11.36	13.48	16.85	16.85	11.24	19.10	17.98	16.85	11.24	13.48	10.11
Hum. mod	9.09	13.64	7.87	14.61	10.11	11.24	11.24	14.61	10.11	12.36	10.11	13.48
Hum. sev	5.68	3.41	5.62	4.49	4.49	6.74	3.37	3.37	3.37	4.49	1.12	3.37
Hum. ext	1.14	2.27	3.37	0.00	1.12	1.12	0.00	1.12	2.25	2.25	5.62	2.25

Tabla 2-A. Precipitación mensual acumulada (mm) en un ciclo típico del trigo en la RESAP, para los clusters 1 al 6 durante los años 1979-1994.

	Cl 1	Cl 2	Cl 3	Cl 4	Cl 5	Cl 6
1979	483.40	430.00	366.58	429.50	313.20	228.43
1980	411.72	278.48	275.66	394.75	409.33	208.03
1981	352.40	437.60	267.12	324.88	292.00	152.88
1982	397.10	333.73	304.44	449.88	430.47	256.50
1983	476.25	407.03	249.90	456.53	362.57	240.78
1984	389.95	445.64	425.00	562.63	513.23	465.75
1985	604.75	640.23	566.18	745.15	515.00	347.90
1986	529.50	381.00	245.84	449.00	355.30	321.10
1987	462.85	404.67	329.10	404.38	377.47	209.10
1988	295.59	401.97	282.52	253.88	240.74	225.50
1989	360.25	343.65	458.48	564.50	585.00	477.00
1990	512.90	438.30	301.10	605.67	479.33	326.00
1991	580.85	438.05	497.56	519.83	542.33	290.00
1992	476.00	586.35	615.52	558.67	632.00	387.00
1993	523.50	375.25	313.02	523.67	500.00	298.50
1994	553.50	408.75	338.98	470.00	522.00	355.50

## UNA VERIFICACIÓN DE PRONÓSTICOS PROBABILÍSTICOS DE PRECIPITACIÓN

**Nora E. Ruiz y Héctor H. Ciappesoni<sup>1</sup>**

Departamento de Ciencias de la Atmósfera

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

<sup>1</sup>Servicio Meteorológico Nacional

### RESUMEN

En este trabajo se han aplicado los resultados provenientes de un estudio climático sinóptico de campos de variables meteorológicas de altura en relación con el diagnóstico y pronóstico de la precipitación en distintas localidades de Argentina. Se realizó una evaluación de pronósticos de probabilidad de precipitación diaria a 24 horas durante el año 1993 (de enero a noviembre) para tres localidades de la provincia de Buenos Aires. Estos pronósticos provienen de regresiones estadísticas basadas en predictores seleccionados, los cuales representan una síntesis objetiva de la información sinóptica en 500 mb.

Se efectuaron las verificaciones de este sistema experimental de pronóstico probabilístico de precipitación diaria que fue adaptado e implementado para su uso operativo en la Oficina de Pronóstico del Servicio Meteorológico Nacional, en la zona de Capital Federal y Gran Buenos Aires (representada por la estación meteorológica Ezeiza), en el centro de la provincia de Buenos Aires (Azul) y en el sudoeste de la misma (Bahía Blanca). Las verificaciones del método de pronóstico propuesto tanto en forma regional o areal como en términos probabilísticos han sido relativamente buenas, no así las verificaciones hechas en forma categórica. El pronóstico de la precipitación es sumamente complicado por lo que se hace necesario focalizar su tratamiento en forma probabilística y areal.

De todas maneras, dado que el método tiene en cuenta parámetros que están directamente relacionados con los mecanismos que provocan movimientos verticales de ascenso que son necesarios para la producción de precipitación, el seguimiento diario de la evolución de la probabilidad de precipitación da una idea clara de las perturbaciones sinópticas que pueden afectar la región bonaerense.

**Palabras claves:** precipitación, modelos numéricos, climatología sinóptica.

### ABSTRACT

In this work results obtained from a synoptic-climatological study based on meteorological variables and their relationship with precipitation have been applied in order to contribute to the objective interpretation of numerical weather products from the large-scale in terms meteorological weather at surface by means of statistical methods. Evaluation of daily precipitation probability forecasts has been performed during 1993 (January to November) for three meteorological stations of the Province of Buenos Aires. These probability forecasts come from statistical regressions based on selected predictors, which represent an objective synthesis of 500 mb synoptic information. Verification of this weather forecasting system has been performed considering Ezeiza, Azul y Bahía Blanca.

Verification results in regional terms and in probabilistic terms have been relatively good. It is not the case for categorical verifications. The problem of precipitation forecast is highly complex so that it is necessary to carry it out mainly in probabilistic and areal terms. Anyway, since the method proposed takes into account parameters related to mechanisms involved in

## *Una verificación de pronósticos probabilísticos de precipitación.*

synoptic vertical motion that favour precipitation, the daily evolution of this probability of precipitation clearly reflects the synoptic perturbations that may affect the region of Buenos Aires.

**Keywords:** precipitation, numerical models, synoptic climatology.

### **1. INTRODUCCIÓN**

La gran complejidad de los procesos responsables de la precipitación en una localidad dada hace que los modelos determinísticos de pronóstico de precipitación sean prácticamente inutilizables, al menos en nuestro país, desde un punto de vista operativo. De ahí que las técnicas estadísticas se deban emplear necesariamente para este propósito.

Uno de los métodos más usados que combina los modelos numéricos (dinámicos) de predicción del tiempo con los modelos estadísticos es el método "perfect prog" (Glahn, 1982). Con esta técnica se hace uso de los archivos de datos disponibles (registros históricos) para derivar relaciones estadísticas entre el elemento meteorológico en cuestión, en este caso la precipitación diaria, y valores concurrentes de distintos parámetros de la circulación que sean relevantes. Estas relaciones o ecuaciones de regresión se pueden aplicar luego a las salidas pronosticadas provenientes de los modelos numéricos, que simularían la circulación observada, obteniéndose así pronósticos automáticos de un dado elemento. Este trabajo tiene el objetivo de verificar los resultados de una técnica para producir pronósticos probabilísticos de precipitación diaria. Cabe mencionar que el desarrollo y la implementación de métodos estadísticos objetivos de diagnóstico y/o pronóstico pueden resultar una ayuda o considerarse como una guía para los pronosticadores en el momento de formular la previsión.

El trabajo de investigación presente es una continuación de trabajos previos del autor sobre pronóstico de ocurrencia de precipitación diaria combinando métodos estadísticos y numéricos (Ruiz y Vargas, 1998; Ruiz *et al.*, 1999; Ruiz, 2001) que tienen el propósito de contribuir a la interpretación objetiva de los productos del análisis y la predicción numérica de gran escala en términos de fenómenos de tiempo meteorológico en superficie, como es la precipitación. En este estudio se trata de evaluar la eficiencia de la vorticidad relativa en 500 mb, como variable representativa de la circulación, en la previsión de la lluvia a través de la verificación de los pronósticos objetivos obtenidos.

La metodología aplicada para la selección de los predictores que conforman el sistema de pronóstico estadístico que se verificará se señala brevemente en la sección 2, al igual que la base de datos utilizada. En la sección 3 se realiza una evaluación y verificación de los pronósticos de probabilidad de precipitación diaria a 24 horas durante el año 1993 (de enero a noviembre) para la zona de Capital Federal y Gran Buenos Aires (representada por la estación meteorológica Ezeiza), el centro de la provincia de Buenos Aires (Azul) y el sudoeste de la misma (Bahía Blanca), y se discuten distintos métodos de verificación. Finalmente, en la sección 4 se presentan las conclusiones.

### **2. BASE DE DATOS Y METODOLOGÍA**

Se utilizaron los análisis objetivos diarios de alturas geopotenciales en 500 mb de las 12:00 UTC elaborados en el SMN desde junio de 1983 a julio de 1987, y se calcularon los

campos de vorticidad geostrófica relativa, que es uno de los parámetros más vinculados a los movimientos verticales, para representar la circulación atmosférica de la gran escala. Se emplearon en este estudio los datos de precipitación diaria correspondientes al mismo período de las estaciones Ezeiza, Azul y Bahía Blanca. La ocurrencia de precipitación se consideró como una variable dicotómica, con valor 1 si la precipitación acumulada desde las 9 h de un día hasta las 9 h del día siguiente era  $\geq 0.1$  mm, y 0, en el caso contrario. La muestra total se separó en dos: época cálida (de noviembre a abril) y época fría de mayo a octubre).

Se estudió la climatología sinóptica de la precipitación (predictando) en relación con los campos de vorticidad de 500 mb (considerando cada punto de grilla como potencial predictor representante de la circulación de la gran escala). La capacidad de esta variable para discriminar la ocurrencia o no-ocurrencia de precipitación en diferentes localidades del país se evaluó mediante la obtención de campos de correlación biserial (Ruiz, 2002), asumiendo la precipitación como una variable binaria. En particular esta técnica permite visualizar la circulación de escala sinóptica y la distribución de los centros de vorticidad ciclónica y anticiclónica en el nivel de 500 mb asociados con la precipitación, además de los gradientes involucrados. Se advierte que cada localidad exhibe un patrón diferente de anomalías de vorticidad asociado con la lluvia respectiva que responde al comportamiento climático-dinámico de la tropósfera media que favorece los movimientos verticales de escala sinóptica tendientes a la producción de precipitación, como se discute en Ruiz, 2001.

A través de esta metodología se seleccionó un conjunto de predictores posibles (los puntos de grilla o zonas mejor correlacionadas con la lluvia, es decir, los que explican la mayor parte de la variabilidad del predictando) para generar un sistema de pronóstico objetivo de precipitación. Para ello, mediante el empleo de técnicas estadísticas de pronóstico, Análisis Discriminante Múltiple (Miller, 1962) y Estimación de la Regresión de las Probabilidades de un Evento (Miller, 1964), se evaluaron ecuaciones de regresión, las cuales se implementaron en forma operativa en el sistema de pronóstico del SMN. Los predictores de lluvia seleccionados y las ecuaciones de regresión en cada caso se encuentran explícitamente indicados en Ruiz y Vargas, 2001.

### **3. VERIFICACIÓN**

#### **3.1. Muestra independiente.**

La muestra independiente utilizada en la verificación corresponde al año 1993, desde enero a noviembre, exceptuando septiembre (los análisis diarios en 500 mb de este mes no estaban disponibles). Con respecto a la precipitación, se utilizaron las series diarias de Ezeiza, Azul y Bahía Blanca, y adicionalmente se contó con la información de precipitación diaria de las estaciones meteorológicas del país facilitadas por el Centro de Cómputos del SMN.

#### **3.2. Resultados y discusión.**

## Una verificación de pronósticos probabilísticos de precipitación.

Como se mencionó previamente, se generaron dos conjuntos separados de ecuaciones para el predictando precipitación; por lo tanto, la verificación se hará teniendo en cuenta si el mes es cálido o frío de acuerdo con la estratificación propuesta.

### a) Porcentajes de acierto.

En primera instancia, se evaluaron los porcentajes de acierto mensuales en base a tablas de contingencia construidas suponiendo acierto si la probabilidad de precipitación superaba (era inferior) a la probabilidad climatológica de precipitación y en efecto precipitaba (no precipitaba). Esto implicaría un pronóstico categórico de ocurrencia o no-ocurrencia de lluvia. Los porcentajes de acierto mensuales, figura 1, oscilan entre 40% y 80%, con un promedio anual de 61% para Buenos Aires, 55% para Azul y 63% para Bahía Blanca. Estos resultados son comparables a los obtenidos en la muestra dependiente, los que se hallaban entre 60% y 70% (Ruiz y Vargas, 2001), por ello se puede extraer la conclusión de que las ecuaciones de regresión de las cuales proviene este pronóstico son bastante estables y son válidas para el nuevo conjunto de datos.

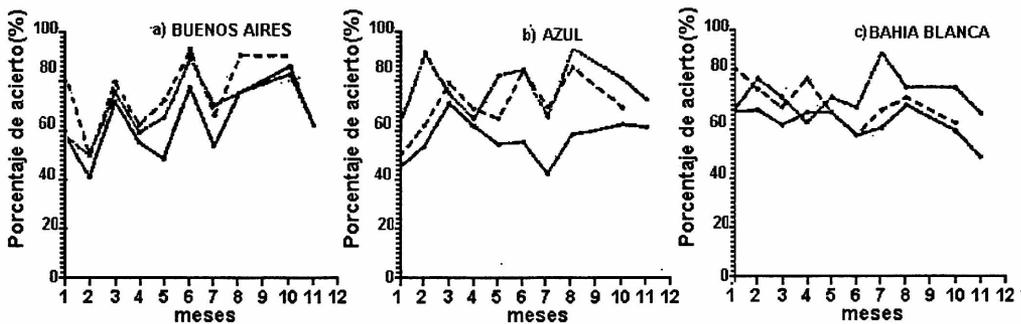


Figura 1. Porcentajes de acierto de los pronósticos probabilísticos de precipitación diaria en el año 1993 suponiendo acierto si la probabilidad de precipitación diaria pronosticada es: 1) > probabilidad climática (—), 2) > probabilidad climática y llovió en alguna estación dentro de los 300 km (---) y 3) > 40% (...) para a) Buenos Aires, b) Azul y c) Bahía Blanca. La información del mes de septiembre está ausente.

De todos modos, estos porcentajes de acierto no son tan buenos; sin embargo, si los mismos se evalúan considerando acierto de pronóstico de lluvia si al menos precipitó en alguna estación dentro de un radio de 300 km (verificación regional y no puntual), estos porcentajes de acierto mejoran notablemente, sobre todo en Buenos Aires y Azul (figura 1), con un promedio anual de 73%, 67% y 71%, respectivamente para cada estación. (El radio definido para la verificación regional podría reducirse si se dispusiera de la información de una red pluviométrica más densa y de series completas).

Por otro lado, si se establece que a través del método propuesto necesariamente se debe tomar una decisión entre las dos posibilidades, sí/no precipitación, se debe predeterminar el criterio de decisión estadística a usar, esto es, a partir de qué probabilidad se acepta una alternativa u otra. La elección de este valor crítico de probabilidad depende de un compromiso entre el error producido por las "sorpresas" (no se pronosticó precipita-

ción y llovió) y el error producido por las "falsas alarmas" (se pronosticó precipitación y no llovió). De acuerdo a lo que el usuario priorice con respecto a los costos o pérdidas provocadas por un tipo de error u otro, el valor apropiado de esta probabilidad crítica se puede modificar.

En el caso de estudio se asumió un valor crítico arbitrario de 40%, con lo que se redujo la probabilidad de que existan falsas alarmas en desmedro de los aciertos de lluvia. No obstante, los porcentajes de acierto (figura 1) fueron mayores que en la primera situación, particularmente en Azul y Bahía Blanca (promedios anuales de 66%, 73% y 74% para Buenos Aires, Azul y Bahía Blanca, respectivamente). Esto podría deberse a que en general el método sobrestima la probabilidad de precipitación y con una probabilidad crítica o de corte mayor se evita, en parte, este problema, aunque por otro lado se favorecen los casos de acierto sin precipitación que es lo que climatológicamente predomina en la provincia de Buenos Aires.

**b) Skill-Score.**

Una forma de evaluar si estos pronósticos son mejores a los que se hubieran obtenido mediante la predicción de la probabilidad climatológica del lugar es a través del índice Skill-Score (Panofsky y Brier, 1965). En la figura 2 se muestran los valores obtenidos. Con la probabilidad de corte igual a la climatológica, los resultados son malos (con excepción de algunos meses en Buenos Aires), especialmente en Azul. Nuevamente, la verificación regional es bastante buena (Skill-Score de 0.43, 0.27 y 0.26 para Buenos Aires, Azul y Bahía Blanca, respectivamente) y la verificación bajo la condición de probabilidad de corte de 40% es fluctuante, dado que su tendencia a la no precipitación, como se mencionó antes, es castigada por este parámetro.

**c) Errores en el pronóstico categórico de precipitación.**

Con respecto a los errores por sorpresa y falsa alarma que se detectaron en esta verificación (con probabilidad de corte igual a la climatológica), se puede señalar lo siguiente teniendo en cuenta lo que sucedió en el día previo:

1) Falsas alarmas. Sólo en el 15% de los casos el método sigue pronosticando precipitación cuando ya dejó de llover. Esto significa que, en general (85%), los errores de sobrestimación de días con lluvia por parte del pronóstico provienen de situaciones en las que en el día o los días previos había manifestaciones de circulación anticiclónica en altura (45%) o de situaciones donde el método detecta el pasaje de una vaguada sin precipitación asociada (39%). Al comparar estos errores se observa que existe un leve predominio del método a sobrestimar el pronóstico de precipitación en situaciones meteorológicas con características anticiclónicas que, en particular, pueden ser bien reconocidas por el pronosticador (es decir, existen elementos en principio visibles para sospechar que este pronóstico es falso).

2) Sorpresas. En la mitad de los casos de errores por sorpresa el método detectó una perturbación dinámica el día anterior, la cual provocó lluvia en ese día previo en el 30% de los casos y en el 17% no. En la otra mitad el método no detectó ninguna perturbación con anterioridad, aunque sí existió en el 31% de los casos que resultaron ser sorpresas también, y en el 20% restante no. Para un pronosticador en una Oficina de Pronósticos, la situación más comprometida es pronosticar la ocurrencia de precipitación dado que el día anterior no llovió porque, en los otros casos, el hecho de que haya llovido el día previo lo

## Una verificación de pronósticos probabilísticos de precipitación.

alerta, y desde este punto de vista el valor de la predicción es mayor en el primer caso, donde el error es del 20% dentro de todos los errores por sorpresa.

Por lo expuesto arriba, sería importante que el pronosticador siguiera la evolución diaria del pronóstico probabilístico de precipitación, como se verá más adelante.

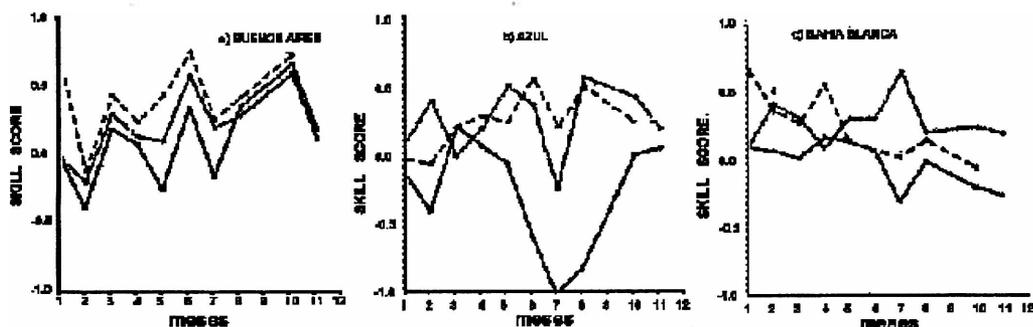


Figura 2. Índices Skill-Score de los pronósticos probabilísticos de precipitación diaria en el año 1993 suponiendo acierto si la probabilidad de precipitación diaria pronosticada es: 1) > probabilidad climática (—), 2) > probabilidad climática y llovió en alguna estación dentro de los 300 km (---) y 3) > 40% (...) para a) Buenos Aires, b) Azul y c) Bahía Blanca. La información del mes de septiembre está ausente.

### d) Pronósticos probabilísticos.

Es necesario advertir que al reducir el pronóstico de precipitación a un problema dicotómico, sí/no, se incurre generalmente en un grave error como consecuencia de la naturaleza física tan compleja de este fenómeno meteorológico, a pesar de que el mismo presente una cierta organización temporal y espacial (Barrera, 1988). Tampoco es recomendable su pronóstico en forma puntual dada la gran variabilidad espacial de la precipitación, si bien existen configuraciones espaciales de correlación características asociadas a los distintos sistemas precipitantes (Barrera, 1988). Por estas razones, surge la necesidad del tratamiento y uso del pronóstico de la precipitación en términos probabilísticos.

Para su verificación se empleó el estadístico  $P$  (Panofsky y Brier, 1965) definido como

$$P = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^r \sum_{i=1}^N (f_{ij} - E_{ij})^2$$

donde:

$r$  = categorías de la variable pronosticada (aquí  $r=2$ , sí precipita ( $r=1$ ) o no precipita ( $r=2$ ))

$f_{ij}$  = probabilidad pronosticada

$E_{ij}$  = variable que toma el valor 1 ó 0 de acuerdo a si el evento ocurrió en la categoría  $j$  o no

Para pronósticos perfectos este parámetro será nulo y para los peores pronósticos posibles valdrá 2. (El peor pronóstico posible es pronosticar probabilidad 1 o certeza para un evento que no se materializó, o lo contrario).

Si  $p_1, \dots, p_r$  son las probabilidades climatológicas respectivas de cada categoría 1, ..., r y si diariamente se las pronostica, entonces  $P$  llegará a un valor límite ( $P_c$ ) y valdrá:

$$P_c = 1 - \sum_{j=1}^r p_j^2$$

En la tabla siguiente se indican estos valores críticos para cada época y localidad para que sean comparados con los obtenidos mensualmente (figura 3).

Estación	invierno			verano		
	$p_1$	$p_2$	$P_c$	$p_1$	$p_2$	$P_c$
Buenos Aires	0.27	0.73	0.39	0.30	0.70	0.42
Azul	0.24	0.76	0.36	0.27	0.73	0.39
Bahía Blanca	0.23	0.77	0.35	0.27	0.73	0.39

En general, se puede observar que en términos probabilísticos los pronósticos han sido mejores que en términos categóricos. El promedio de  $P$  en Buenos Aires en la época fría es 0.36 y en la estival, 0.49, con lo cual se evidencia que en invierno los pronósticos probabilísticos superan a la climatología y, por otra parte, son mejores que en verano, al menos para la muestra del año 1993. En Bahía Blanca, tanto en invierno como en verano los pronósticos probabilísticos de precipitación son relativamente buenos. (Observar que, por ejemplo, en febrero, julio, agosto u octubre el Skill-Score (figura 2) es nulo o negativo, pero desde el punto de vista probabilístico los pronósticos han sido bastante buenos).

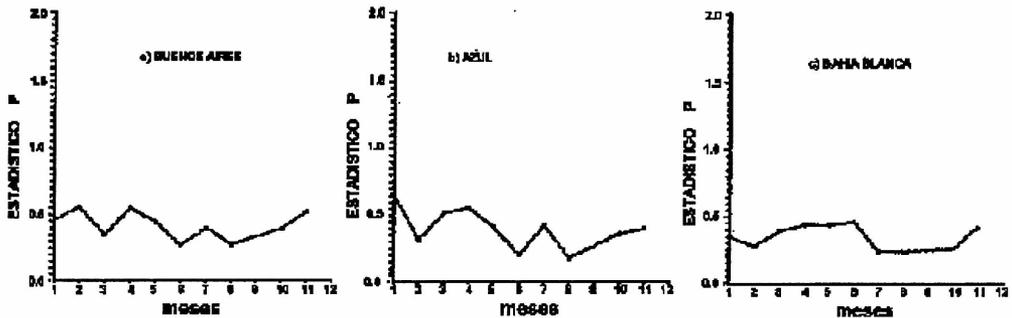


Figura 3. Estadístico P de los pronósticos probabilísticos de precipitación diaria en el año 1993 para a) Buenos Aires, b) Azul y c) Bahía Blanca. La información del mes de septiembre está ausente.

De todos modos, dado que el método tiene en cuenta parámetros que están directamente relacionados con los mecanismos que provocan movimientos verticales de ascenso que son necesarios para la producción de precipitación, no sólo es importante para el pronosticador el valor aislado de la probabilidad, sino el seguimiento diario de su

## Una verificación de pronósticos probabilísticos de precipitación.

evolución (lo que da una idea clara de las perturbaciones sinópticas que pueden afectar la región bonaerense). En la figura 4 se muestra la evolución diaria de las probabilidades de precipitación para algunos meses particulares.

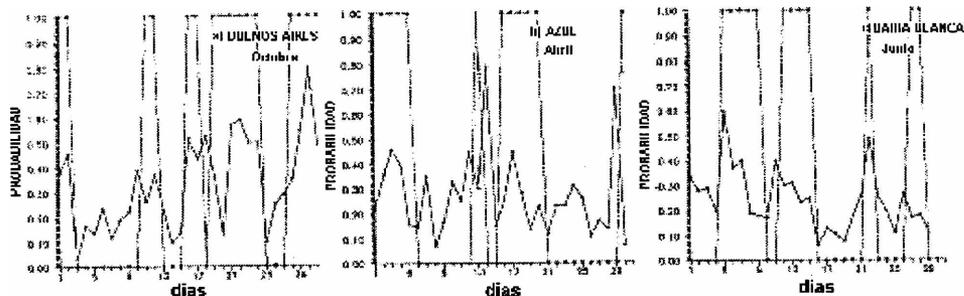


Figura 4. Evolución temporal de los pronósticos probabilísticos de precipitación diaria (—) y precipitación observada como variable binaria (...) para a) Buenos Aires en octubre, b) Azul en abril y c) Bahía Blanca en junio del año 1993.

Observemos que, en Buenos Aires en octubre  $P$  tiene un valor de 0.40 (aproximadamente el climatológico) y, sin embargo, la marcha diaria de la probabilidad guarda una estrecha relación con lo que realmente ocurrió, señalando, por ejemplo, desde el día 3 al 9 la presencia de condiciones anticiclónicas (secas) o desde el 15 al 24, de condiciones ciclónicas (exceptuando el día 20).

En Azul en el mes de abril, la relación también es buena, y aunque el pico del día 14 es alto y no precipitó en Azul, sí lo hizo en los alrededores. Lamentablemente no se dispuso de datos pluviométricos de las estaciones vecinas para evaluar el pico del día 29.

En Bahía Blanca para el mes de junio, es notable la correspondencia entre la probabilidad y la precipitación ocurrida, sin embargo,  $P$  fue de 0.47 (figura 3).

## 4. CONCLUSIONES

Se efectuaron las verificaciones del sistema experimental de pronóstico probabilístico de precipitación diaria desarrollado para tres localidades de la provincia de Buenos Aires que fue adaptado e implementado para su uso operativo en la Oficina de Pronóstico del SMN.

En cuanto a la verificación de los pronósticos en forma categórica y puntual, los resultados no son buenos. Pero es sabido que no es posible localizar exactamente en qué punto va a llover dentro de un área afectada por un sistema precipitante, dada la naturaleza estocástica de la precipitación. Lo que sí es posible es establecer una probabilidad de que estos sistemas afecten a la provincia de Buenos Aires mediante la extracción y síntesis de la información de la circulación de escala sinóptica que es, en parte, responsable de su formación. De aquí que las verificaciones del método de pronóstico propuesto tanto en forma regional o areal como en términos probabilísticos hayan sido relativamente exitosas. Se debe insistir en que el problema del pronóstico de la precipitación es sumamente

complicado por lo que se hace necesario focalizar su tratamiento en forma probabilística y areal.

Por otra parte, dado que la metodología utilizada permite disponer de una predicción automática y objetiva sobre la base de las salidas de modelos numéricos de pronóstico del tiempo a 24, 48, 72 y 96 horas, es posible obtener las probabilidades de precipitación pronosticadas para estos lapsos de tiempo, lo que constituye una herramienta objetiva importante para el pronosticador en el momento de formular los pronósticos.

Cabe aclarar que las regresiones estadísticas empleadas no incluyen ninguna medida de la humedad como predictor potencial de la lluvia, lo cual constituye una gran fuente error en los resultados. El trabajo actual se centra en encontrar otros parámetros predictores que expliquen la varianza restante de la precipitación.

**Agradecimientos:** Agradecemos a la Universidad de Buenos Aires (1/X102), al Servicio Meteorológico Nacional y a Anpcyt PICT99 07-06921.

## REFERENCIAS

- Barrera, D. F., 1988. Análisis climático-estadístico de las estructuras temporales y espaciales de la precipitación diaria en meso-escala. Aplicación al filtrado y corrección de errores de observación. Tesis doctoral. Dpto. de Meteorología, FCEyN, UBA.
- Glahn, H. R., 1982. Statistical Weather Forecasting. En: Probability, Statistics, and Decision Making in Atmospheric Sciences. Murphy A. H. y Katz R. W. (Eds). Westview Press, Boulder, Colorado, 289-329.
- Miller, R. G., 1962. Statistical Prediction by Discriminant Analysis. Meteor. Monograph, 4, N°25, Boston, Am. Meteor. Soc., 54 pp.
- Miller, R. G., 1964. Regression Estimation of Event Probabilities. Tech. Report N°1, Contract GWB-10704, The Travelers Research Center, Inc., Hartford, Conn., 153 pp.
- Panofsky, H. A. y Brier, G. W., 1965. Some Applications of Statistics to Meteorology. The Pennsylvania State University, Pennsylvania, 224 pp.
- Ruiz, N. E., Vargas, W. M., 1998. 500 hPa Vorticity Analyses over *Argentina*: Their Climatology and Capacity to Distinguish Synoptic-scale Precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, 60, 77-92.
- Ruiz, N. E., Vargas, W. M. y Ciappesoni, H. H., 1999. Mid-troposphere variables and their association with daily local precipitation. *Meteorological Applications*, 6, 273-282.
- Ruiz, N. E., 2001. Vorticity patterns for rainy and dry episodes in Argentina. Enviado para su publicación a la revista *Meteorology and Atmospheric Physics*, Springer Wien New York.
- Ruiz, N. E. y Vargas W. M., 2001. Application of statistical weather forecasting techniques to precipitation occurrence in Argentina. Enviado para su publicación a la revista *Meteorology and Atmospheric Physics*, Springer Wien New York.
- Ruiz, N. E., 2002. Biserial correlation between vorticity field and precipitation: Rainfall diagnosis and prediction. *Geofísica Internacional*, 41, N° 2.

## MONTHLY MORTALITY CHANGES RELATED TO TEMPERATURE IN BAHÍA BLANCA, ARGENTINA

Alicia Capelli de Steffens<sup>1</sup> Maria Cintia Piccolo<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Depto. de Geografía, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca, Argentina

<sup>2</sup>Instituto Argentino de Oceanografía, C.C N° 804, 8000 Bahía Blanca, Argentina

### ABSTRACT

This paper examines the monthly mortality rates related to mean monthly temperatures in Bahía Blanca city, located in the southwestern region of the Buenos Aires province, Argentina. Bahía Blanca is a typical temperate mid-latitude city with a population of 300,000. The 5 year period, 1988 to 1993, was analysed. Mortality data were supplied by the Sanitarian Region I of the Argentine Health and Social Action Service. Mean monthly temperatures for Bahía Blanca were obtained for the same period from a station run by the Argentine Meteorological Service located inside the city. Standard statistical methods were used to examine the meteorological and mortality information. Data indicated that the primary meteorological correlation for the monthly variation in mortality is the outdoor temperature. A correlation was found between the mean monthly temperature and the mortality rates, and the mortality rates appears to be further affected by the individual month temperatures deviations from their respective long-ranging mean.

**Keywords:** mortality rate, biometeorology, air temperature, Bahía Blanca.

### RESUMEN

Este trabajo examina la relación existente entre la mortalidad y las temperaturas medias mensuales de la ciudad de Bahía Blanca, localizada en el Sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Bahía Blanca es una típica ciudad de clima templado de latitudes medias con una población de 300.000 habitantes. Se analizó un período de cinco años, 1988-1993. Los datos de mortalidad fueron proporcionados por la Región Sanitaria I del Ministerio de Salud de la Provincia de Buenos Aires. Los datos meteorológicos fueron obtenidos de una estación perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional localizado en la misma ciudad. Se utilizaron métodos estadísticos estándar para estudiar la información meteorológica y de mortalidad. Los datos indican que la temperatura del aire sería un factor significativo para explicar la variación de la mortalidad. Se encontró una correlación entre la temperatura media mensual y la mortalidad mensual. Además las anomalías de la temperatura mensual podrían ser un elemento que explique en parte las variaciones en la mortalidad mensual.

**Palabras claves:** mortalidad, biometeorología, temperatura del aire, Bahía Blanca.

### 1. INTRODUCTION

Biometeorology deals with the identification of the relationship between a biological response and atmospheric events. Climatic stress on humans depends on a large number of variables both in the environment and in the individual human. This type of stress is associated with a persons metabolic rate, ability to perspire, weight and age. Temperature is the most significant meteorological parameter to take into account when studying climatic stress. The environmental factor of concern are maximum and minimum temperature, more specifically, its sudden temperature changes, humidity and wind speed. Previous

experiments indicate that the exposure to unfavourable temperatures leads directly to death (Landsberg, 1981).

Research on the effects of meteorological variables on mortality has been very intense in the last three decades. Some of this research has been in Japan, where Cech and Momiyama have studied the effects of weather on mortality in their regions for decades (Binkley, 1998). Research has been also performed in other countries as well. Keatinge *et al.* (1989) have observed variations in seasonal mortality of people in Wales, England and they analysed causal factors. They conclude that brief excursion outdoors by people aged 70-74 rather than low temperatures indoors were the causes of mortality in winter. Tanaka and Tokudome (1991) found a relationship between hypothermia and death from cold in urban areas which is correlated with males in their forties and fifties. They detect that 84% of urban hypothermia cases occurred when the outdoor temperature was below 5°C, and 50% of death from cold occurred when the outdoor temperature was between 0°C to 5°C. The number of heart attack and other forms of cardiovascular death varies systematically with air temperature over time scales between daily and seasonal periods. Frost *et al.* (1998) examined rates of heart attack death in those over age 65 in four urban Canadian environments with different thermal climates and found that the highest death rates occurred close to the warmest and coldest temperatures regardless of absolute temperature values. It has been shown that in The Netherlands, all cause of mortality, has a bimodal peak in the first month of the year, after which it declines to reach a plateau in late spring (Mackenbach *et al.*, 1992). In that country mortality is lowest at the end of August, after which it rises steeply again. This winter excess peak of all cause of mortality is due primarily to cardiovascular diseases (66%) and respiratory conditions (13%).

In the literature a great deal of work can be found on the subject (i.e., Bridger and Helfhand, 1968; Truppi, 1983; Keatinge, 1986; Piccolo *et al.*, 1988; Kunst *et al.*, 1991; Tan, 1991; Yao *et al.*, 1991). However there are not too many works done in South America and particularly in Bahía Blanca, Argentina.

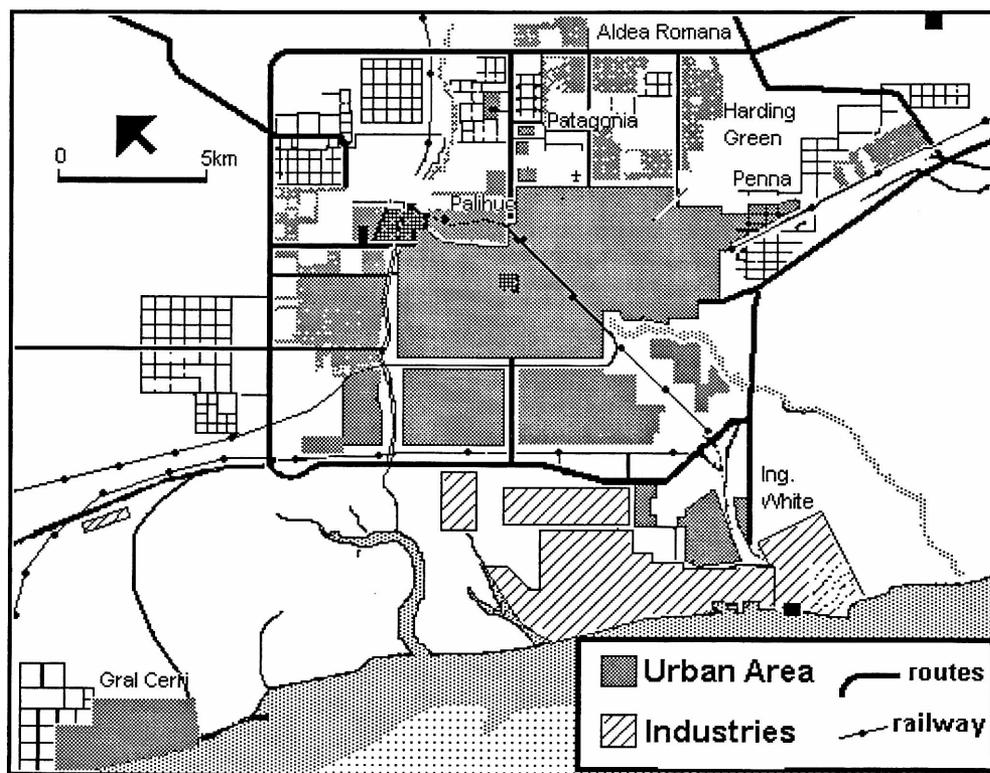
To the author's knowledge only one study has been done in the association between the weather and illness in Bahía Blanca (Piccolo *et al.*, 1988) and a few related to the relationship between weather conditions and mortality where only cold or warm temperature episodes were correlated with human death (Capelli *et al.*, 1995; Capelli *et al.*, 1997; Capelli *et al.*, 1997). Therefore, the objective of the present investigation is to describe the monthly changes in mortality in Bahía Blanca and to find the role of the temperature in this changes.

## **2. BAHÍA BLANCA CITY**

Bahía Blanca (38°44' S - 62°10'W) is situated on the southwest of the Buenos Aires province, Argentina (figure 1). It is a typical temperate midlatitude city which grew from a small military emplacement established in 1828 in his vast plain near the Atlantic Ocean, and at the margins of the *Napostá* stream. Currently it is a typical city with different build-up areas. A central square is bounded by multi-story buildings. The total population of the Bahía Blanca and suburban centres is of about 300,000, a medium-sized city in Argentina. The city is free from orographic effects, however, the *Napostá* escarpment divides the city

*Monthly mortality changes related to temperature in Bahía Blanca, Argentina.*

into two levels whose altitudes differ 70 m. The lower level is situated along the Bahía Blanca estuary and it encompasses the industrial activities, including a chemical, an electrical, a harbor and several fisheries. Ingeniero White (figure 1) is 10 km from the city. It concentrates the grain companies and has a fishing port. The central district, at about 25 m above sea level, contains the commercial and business areas. The upper level of the city is rapidly developing; it is a commercial and residential (Palihue, Patagonia neighbourhoods, figure 1) area where new shopping sectors have been established in the last several years. Nearby are the civil airport and a Military Base. Bahía Blanca is a very important educational centre; the Universidad Nacional del Sur is one of the most notable universities in the country. The surrounding area of the city is cultivated land, a rural area.



**Figure 1.** The Bahía Blanca city and its urban neighbourhoods (38°44' S - 62°10' W)

The climate of Bahía Blanca is continental in character with some modification due to its proximity to the sea. Winters and summers are well defined; the former has an average temperature of about 8°C and the latter around 22°C. The annual precipitation is 700 mm. It is high in spring and summer but it is insufficient in autumn and winter. The city is a very windy one. The prevailing winds are from the NW, N and SW. Annual mean velocity is about 20-25 km/h and it increases in the warm season. Frequently the disturbed weathers turn the daily conditions very uncomfortable, especially when dust is present (Capelli and Campo, 1994). The gusts reach values of 100 km/h.

In order to contribute to the study of urban climates in middle latitudes, the urban heat island was closely analysed in Bahía Blanca city. The heat island is a phenomenon derived from anthropogenic effects on the environment related to land use patterns. The results showed that the city generates a heat island both in summer and winter. On February, at the time of highest temperature (16 h), the city is cooler than the suburban areas with small or more widely separated buildings. Some distinct cells of fresh air are evident on the wooded parks which present the minimum value. At 20 h the nocturnal heat island is well developed in the city. The temperature near the central square is warmer than in its immediate surrounding and the intensity of the heat island is 7°C (Capelli *et al.*, 1985, Piccolo and Capelli de Steffens, 1985)

The heat island in winter presents some pattern differences. During the day there is not a significant heat island only a warm and small cell of 1°C appearing in the central area. At night the situation is different with the intensity of the heat island being 6°C. In spite the proximity to the sea, the city has a dry climate. There are small humidity spatial differences inside the city in all the seasons (about 20% in the day and only 10% at night) (Piccolo and Capelli de Steffens, 1987).

The comfort has been also studied in Bahía Blanca (Capelli *et al.*, 1991). The comparison between different comfort indexes determined that the Bahía Blanca population is under severe discomfort conditions when air temperature rises 36°C and relative humidity is about 50%. These conditions are met frequently in the summer season when in some cases the temperature reaches 42°C. In those situations all outdoors activities should be stopped.

### **3. METHODOLOGY**

Daily death data were supplied by the Sanitarian Region I of the Argentine Health and Social Action Service and were codified according the International Statistical Classification of Diseases and related Health Problems (1992), for the period 1988-1993. The information was also classified by age and sex. Meteorological data was obtained for the same period from a station located inside of the city. Mean temperatures for the same city was obtained by the Argentine Meteorological Service.

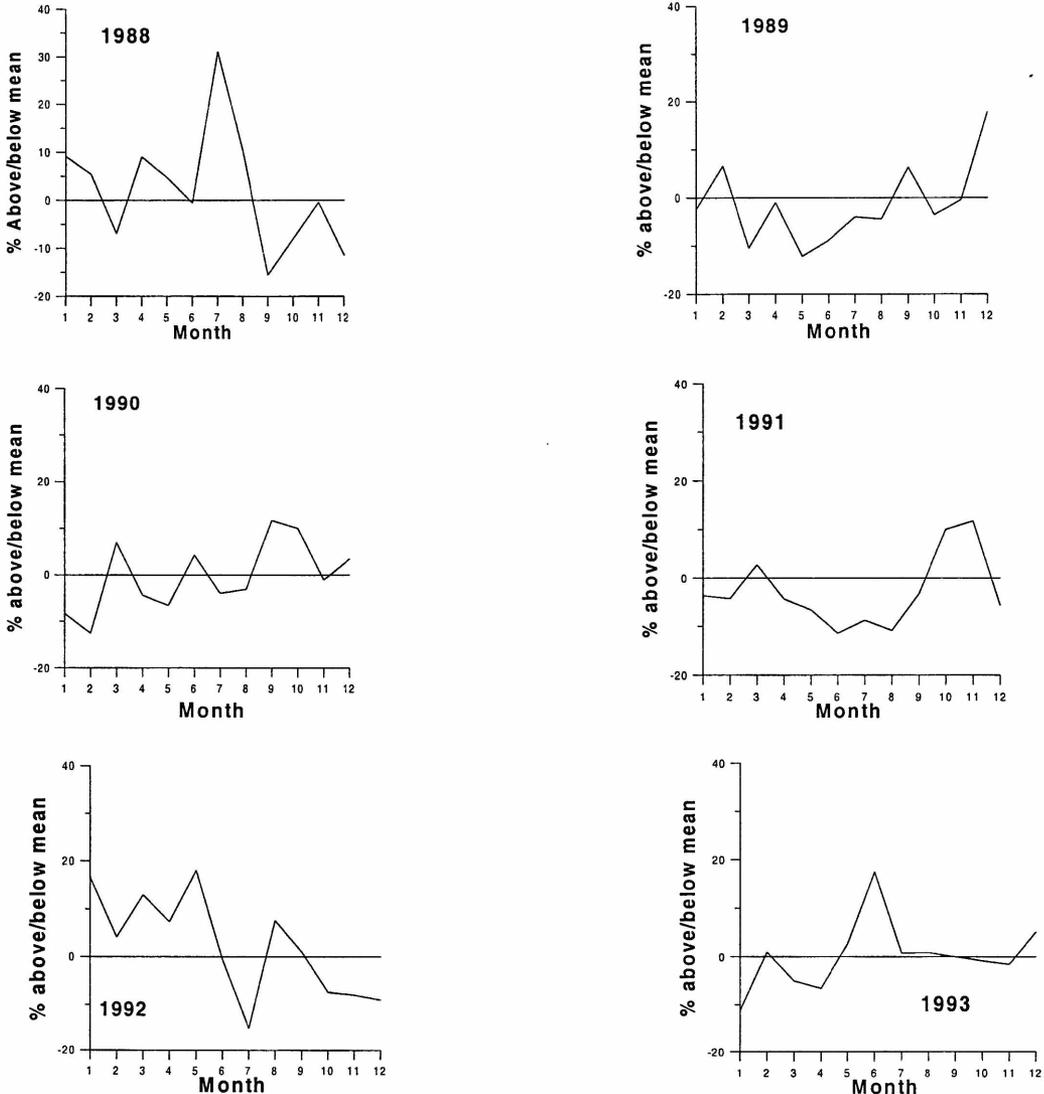
Descriptive statistical methods were applied to analyse the data. The methodology used in this paper was taken from Roenneberg and Aschoff (1990) and Lerchl (1998). The mortality data was expressed in two ways as a whole number and as per cent above and below the monthly mean (0%). Regression analysis was applied to find a possible relationship between the average monthly temperature and the corresponding mortality rates.

### **4. RESULTS AND DISCUSSION**

The analysis of the annual mortality rate in the city showed an average of 2231.8, that means that the city has a mean daily mortality of 6 persons. The percentage mortality rate above and below the mean for each year of the study period is presented in figure 2. This variable does not behave in the same manner every year, although there are some features

*Monthly mortality changes related to temperature in Bahía Blanca, Argentina.*

in common that will be discussed later. Some years present monthly mortality rates well above the monthly mean as in July 1988, May 1992 and June 1993. Others month, as March though August 1989 and April trough August 1991, show values below the monthly mean.



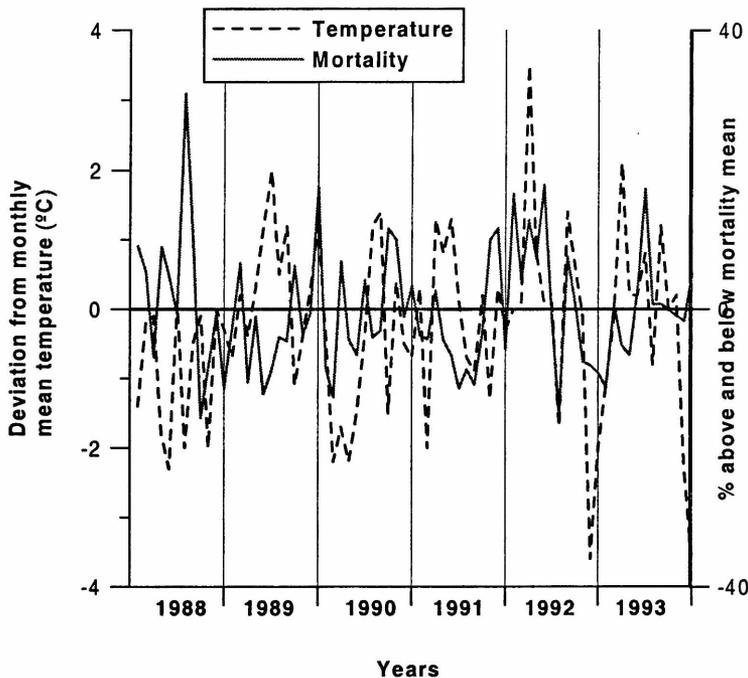
**Figure 2. Monthly variation of mortality rate for the period 1988-1993.**

If the anomalies of the mean monthly temperatures are analysed (figure 3) the year 1988 showed negative anomalies and 1992 presents the greatest positive and negatives ones. The maximum positive mortality rates, were registered in July 1988 with 31.01%

above normal, followed by values of 17.37 and 17.96% in May 1992 and June 1993, respectively. Mortality rates of 17.71% and 16.63% were found in December 1989 and January 1992, respectively. In the winter of 1988 the mean temperature was 5.3°C, this value was well below normal (7.2°C) because absolute minimum temperatures reached values of -11.7°C, with mean minimum temperatures of -1.2°C. The July mean minimum temperature for the city is 2.6°C. This fact explains the extreme mortality rate of the month of July.

To complete the meteorological comparison, figure 4 shows the relationship between the % of mortality above/below normal and the deviation of the monthly mean temperature from the average for the six years in study. In 1989 the mortality rates were mostly below normal because the temperatures were above normal most of the year. There is some correlation between temperature deviation from mean conditions and mortality rates. In general when the monthly temperatures are below normal the mortality rates increase.

Further analyses of the relationship between mortality rates and mean temperatures were completed studying the mortality rate associated with the deviation of the monthly temperatures ( $T_m$ ) with the climatological means (figure 4). During the study period 51 % of the  $T_m$  was between -1 and +1. However, more percentage is found when  $T_m$  is positive. Regression analysis was performed between monthly mortality and mean monthly temperatures. Figure 5 shows the regression curve with the 95 % confidence intervals. The regression coefficient was 0.65 ( $p < 0.000001$ ). Therefore, some correlation was found between those variables.



**Figure 3. Deviation from mean monthly temperature related to mortality rate.**

*Monthly mortality changes related to temperature in Bahía Blanca, Argentina.*

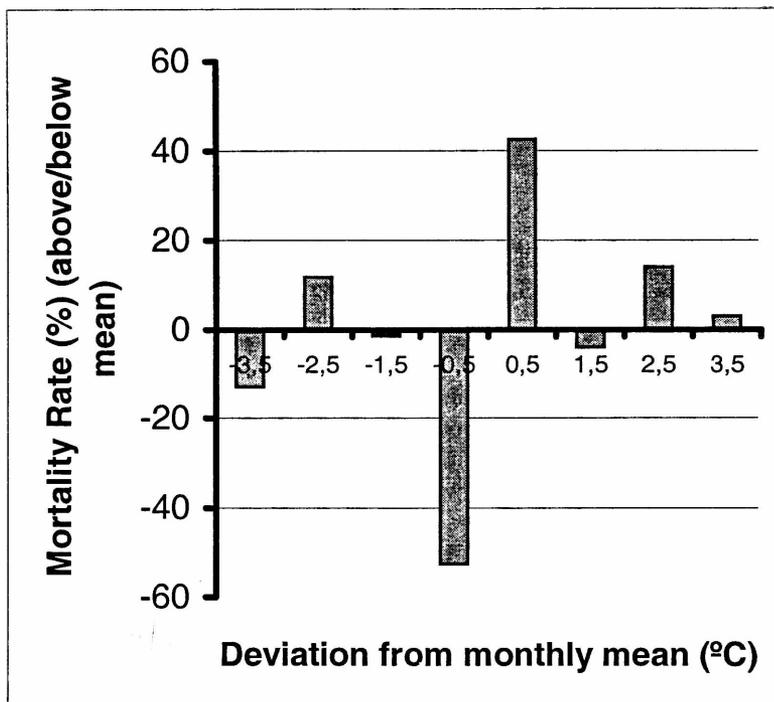


Figure 4. Effects of deviations of the mean temperatures on the mortality rates.

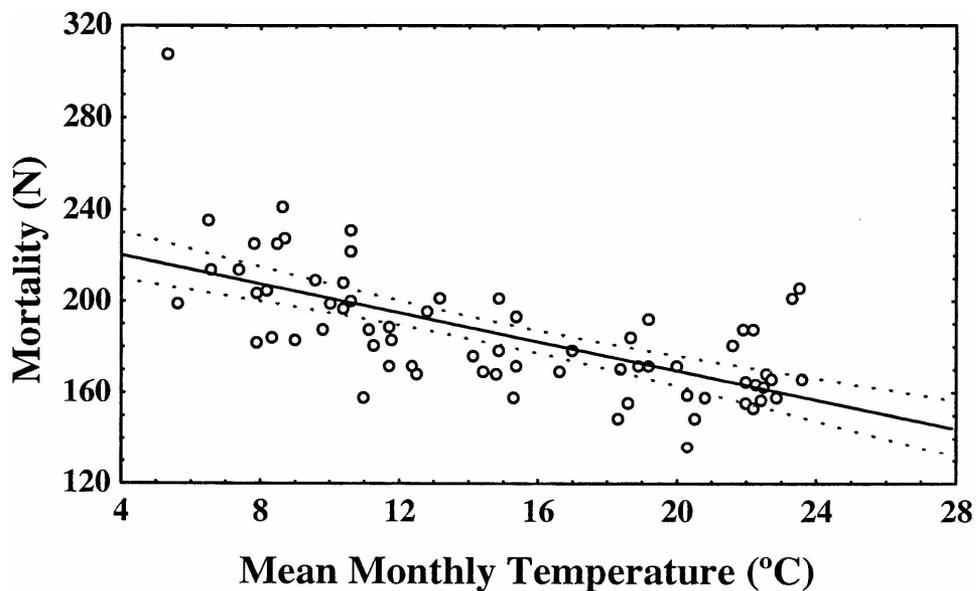


Figure 5. Regression line between mortality and mean monthly temperature

## 5. CONCLUSIONS

Bahía Blanca is a small city that had a fast development in the last decades, as new shopping, industries, etc. which created the need for the first background studies on the subject.

The analysis of the annual mortality rate in the city showed an average of 2231.8, that means that the city has a mean daily mortality of 6 persons. More than 50% of the mortality rate was not explained by the meteorological conditions, because they occur when the deviations in the mean temperatures are almost negligible (interval between  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). However, we observed 13% of a mortality rate above normal when the mean temperatures are higher than the normal ones (interval between  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). This may happen in any season or month of the year. Therefore, a decisive contribution of the weather conditions in mortality is found when a significant change in mean temperatures occurs in the city. A linear correlation equation between the two variables was found in the present study. This type of relationship is commonly found in the literature. Further studies taking into account other meteorological variables will be performed.

**Acknowledgments:** We wish to thank the following agencies and individuals: Universidad Nacional del Sur that provided funding support and the Región Sanitaria I of the Bahía Blanca city for the mortality information.

## References

- Binkley, M.S., 1998. Human mortality as related to biometeorological factors. Reprints of the 11 Biometeorology and Aerobiology, American Meteorological Society, 374-377.
- Bridger, C.A. and Hellfand, L.A., 1968. Mortality from Heat during July 1966 in Illinois. *International Journal Biometeorology*, 12, 51-70.
- Capelli de Steffens A.; Piccolo, M.C; Varela, P. y Ferrera, I., 1985. El Clima Estival bahiense. *Revista Universitaria de Geografía, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina, Vol. 1, N°1, 27-48.*
- Capelli de Steffens, Piccolo, M. C. y Campo de Ferreras, A. 1991. El confort estival de Bahía Blanca. Reprints CONGREGMET VI, "La Meteorología en la actividad productiva en la Argentina", Centro Argentino de Meteorólogos, Buenos Aires, 117 - 118.
- Capelli de Steffens A.; Campo de Ferreras, A. 1994. La transición climática en el sudoeste bonaerense. SIGEO 5. Dpto. de Geografía. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina, pp.76
- Capelli de Steffens, A., Piccolo, M.C. and Campo de Ferreras, A.M., 1995. Possible meteorological effects on mortality in Bahía Blanca, Argentina. *Annals Workshop Climatology and Air Pollution, International Association of Geography, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, 8-19.*
- Capelli de Steffens, A., Piccolo, M.C. y Campo de Ferreras, A.M., Bové, G., 1997. Aspectos bioclimáticos de la población en Bahía Blanca. Patrón de comportamiento estival. *Actas de las Primeras Jornadas Nacionales de Geografía Física, Universidad Nacional del Sur, 189-194.*
- Capelli de Steffens, A.; Piccolo, M.C. y Campo de Ferreras, A., 1997. The influence of cold waves on mortality in Bahía Blanca. *ACTAS 19a Reunión Científica de Geofísica y Geodesia, Universidad Nacional de San Juan, Argentina, 20-24.*
- Frost, D.B., Kaviani, M and Forest, C.M. 1998. Temperature and heart attack in canadian cities. 13<sup>th</sup> Conf. On Biometeorology & Aerobiology, American Meteorological Society, 329-332.

*Monthly mortality changes related to temperature in Bahía Blanca, Argentina.*

- International Statistical Classification of Diseases and related Health Problems, 1992. 10<sup>th</sup> Revision OMS, Ginebra, pp 1175.
- Keatinge, W.R., 1986. Seasonal mortality among elderly people with unrestricted home heating. *Br. Med. J.*, 293, 732-733.
- Keatinge, W.R., Coleshaw, S.R.K., and Holmes, J., 1989. Changes in seasonal mortalities with improvement in home heating in England and Wales from 1964 to 1984. *Int. J. Biometeorol.* 33, 71-76.
- Kunst, A.E., Looman C.W.N. and Mackenbach, J.P., 1991. Determinants of within-year fluctuations in mortality. *Tijdschr Sociale Gezondheidsz* 69, 123-131.
- Landsberg, H.E., 1981. The urban climate. Academic press, N.Y., pp 274.
- Lerchl, A, 1998. Changes in the seasonality of mortality in German from 1946 to 1995: the role of temperature. *Int. J. Biometeorol*, 42, 84-88.
- Mackenbach, J.P., Kunst, A.E. and Looman C.W.N., 1992. Seasonal variation in mortality in The Netherlands. *J. of Epidem. & Comm. Health* 46, 261-265.
- Piccolo, M.C. y Capelli de Steffens A.1985. Clima urbano bahiense: una experiencia de verano. *Contribuciones científicas. XLII Semana de Geografía. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Argentina, Tomo II, 382-396.*
- Piccolo, M. C. y Capelli de Steffens, A., 1987. Isla de calor invernal en Bahía Blanca. *Anales II Congreso Interamericano de Meteorologica V CONGREGMET (Argentina), Centro Argentino de , 14.1, 1-5.*
- Piccolo, M. C.; Perillo, G. M. E.; Ramon, C. G. and DiDio, V., 1988. Asthmatic outbreaks and meteorological parameters in Bahía Blanca, Argentina. *Annals of Allergy* 60, 107-110
- Piccolo, M.C.; Capelli de Steffens, Alicia; Campo de Ferreras, Alicia, 1989. Variación espacial del viento en el área de Bahía Blanca, *Revista Geofísica. (IPGH, México)*, 31, 205-220.
- Piccolo, M. C.; Capelli de Steffens, A. y Campo de Ferreras, A., 1994. Efecto del viento en complejos edificios bahienses. *Revista Geofísica, N° 41, IPGH, México, 5-19.*
- Roenneberg, T and Aschoff, J., 1990. Annual rhythm of human reproduction. I. Biology, sociology or both? *J. Biol. Rhythms*, 5, 195-216.
- Tan G., 1991. Weather-related human mortality in Shanghai and Guangzhou, China. Tenth Conference on Biometeorology and Aerobiology. AMS, 15-17.
- Tanaka, M and Tokudome S, 1991. Accidental hypothermia and death from cold in urban areas. *Int. J. Biometeorol*, 34, 242-246.
- Truppi, L. E., 1983. A mortality standard for heat wave and cold wave episodes. Sixth Conference of Biometeorology and Aerobiology, AMS, 1-5.
- Yao, C, Slattery, M.L., Jacobs, D.R., Folsom, A.R. and Nelson, E.T., 1991. Anthropometric predictors of coronary heart disease and total mortality: Findings from the US Railroad study. *Am. J. of Epidemiology*, 134, 11, 1278-1289.

**ABOUT THE VERTICAL STRUCTURE OF CURRENTS IN THE INTERMEDIATE RIO DE LA PLATA. OBSERVATIONAL STUDY**

**Walter C. Dragani<sup>1,2,3</sup>, Claudia G. Simionato<sup>2,3,4</sup> and Mario N. Nuñez<sup>2,3,4</sup>**

<sup>1</sup>Departamento Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, (1271) Ciudad de Buenos Aires

<sup>2</sup>Departamento Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN-UBA, Pabellón II, piso 2do., Ciudad Universitaria, (1428) Ciudad de Buenos Aires

<sup>3</sup>CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

<sup>4</sup>CIMA, Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, CONICET-UBA.

**ABSTRACT**

The Río de la Plata is one of the most important estuarine systems of the world and the most developed basin of eastern South America. Water levels and currents have been measured at many locations of the river and a number of depth-integrated (2-D) models have been applied to determine its circulation. Nevertheless, the three-dimensional characteristics of the currents have been never analyzed neither by means of direct observations nor by means of 3-D models. In this work current data measured using an Acoustic Doppler Current Profiler are presented to show the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata. In February 2-3 2000, a transect of approximately 16 Km long was repeated eleven times during 25 hours obtaining 1972 current profiles. After applying a specific processing, sinusoids with  $M_2$  (12.42 hours) period was fitted to the data series using least squares fitting method. The  $M_2$  amplitudes and phases of the EW and NS components of the current and both components corresponding to the mean flow (residuals) were obtained along the transversal section of the transect. Results showed that currents present strong vertical gradients not only in the phases of the semidiurnal constituent but also in the mean flux in the intermediate zone of the Río de la Plata. Although the intermediate Río de la Plata is a very shallow basin results reveal that the current from upper to bottom layers can rotate more than 90°. These results indicate that currents respond strongly to the local winds but their effects are mainly manifested at the upper layer. Finally, results indicate that 3-D baroclinic models (including temperature and salinity fields and a realistic atmospheric forcing) should be used in order to obtain a reliable and complete representation of currents especially at the intermediate and outer zone of the Río de la Plata.

**Keywords:** Intermediate Río de la Plata, acoustic Doppler current profiler, current profile, directed measurements.

**RESUMEN**

El Río de la Plata es uno de los sistemas fluviales más importantes del mundo y la cuenca más desarrollada del sudeste sudamericano. Los niveles del agua y las corrientes han sido medidos en un gran número de sitios del río y, por otro lado, diversos modelos integrados en la vertical (2-D) han sido aplicados para determinar su circulación. Sin embargo, hasta el momento, las características tridimensionales de las corrientes no han sido descritas ni mediante observaciones directas ni por medio de modelos 3-D. En este trabajo los datos de corrientes medidos con un Perfilador de Corrientes Acústico Doppler (del inglés ADCP) son presentados para mostrar la compleja estructura vertical de las corrientes en el Río de la Plata intermedio. Entre el 2 y 3 de febrero de 2000 se repitió once veces durante 25 horas una transecta de

### *About the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata. ...*

aproximadamente 16 Km de longitud obteniéndose un total de 1972 perfiles de corriente. Después de aplicar un procesamiento específico las series fueron ajustadas a sinusoides con periodo correspondiente a la componente de marea  $M_2$  (12.42 horas) utilizando el método de mínimos cuadrados. Se obtuvo así las amplitudes y fases de las componentes EW y NS de la corriente correspondientes a la  $M_2$  y las dos componentes para el flujo medio (residuos) a lo largo de la transecta estudiada. Los resultados muestran que las corrientes en la zona intermedia del Río de la Plata presentan intensos gradientes verticales no solo en las fases de las componentes semidiurnas sino también en las del flujo medio. Aunque el Río de la Plata intermedio es una cuenca muy somera los resultados revelan que las corrientes pueden variar su dirección en más de  $90^\circ$  entre las capas superior e inferior de la columna de agua. Estos resultados indican que las corrientes responden fuertemente a los vientos locales, pero sus efectos son principalmente manifestados en la capa superior. Finalmente, los resultados indican que para obtener una representación confiable y completa de las corrientes especialmente en las zonas intermedia y exterior del Río de la Plata deberían implementarse modelos baroclínicos 3-D que incluyan tanto los campos térmicos y salinos como así también forzantes atmosféricos realistas.

**Palabras claves:** Río de la Plata intermedio, perfilador de la corriente acústico Doppler, perfil de la corriente, mediciones directas.

## 1. INTRODUCTION

The Río de la Plata is a shallow and extensive estuary located on the eastern coast of South America at approximately  $35^\circ$  S. It has a NNW-SSE general orientation and is formed by the confluence of two of the most important rivers of South America. These are the Paraná and Uruguay rivers whose mean discharges are of  $16000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $6000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  respectively (Nagy *et al.*, 1997). The Río de la Plata ranks 5<sup>th</sup> and 4<sup>th</sup> worldwide in fresh water discharge and drainage area respectively. This system substantially contributes to the nutrient, sediment, carbon and fresh water budgets of the South Atlantic Ocean (Framiñan *et al.*, 1999). It affects the hydrography of the adjacent continental shelf, impacts important coastal fisheries, and influences coastal dynamics up to more than 400 Km north on the Brazilian shelf (Campos *et al.*, 1999; Piola *et al.*, 2000).

With a length of approximately 320 Km, the Río de la Plata width varies from 35 Km (La Plata-Colonia) to 220 Km (Punta Rasa-Punta del Este). Even though its total area is of about  $30,212 \text{ Km}^2$  its mean depth is only 10 meters (SHN, 1999a, b). The sediment transported in huge quantities by the rivers Paraná and Uruguay is responsible for the existence of several sandbanks that constitute one of the estuary's main features. The intermediate region goes from the imaginary line that joins La Plata and Colonia to another imaginary line connecting Punta Piedras with Montevideo (figure 1).

Tidal wave has mean amplitudes of 1.10 m at Punta Rasa and 0.25 m at Punta del Este (Balay, 1961). It takes to the wave about 12 hours to travel through the river and, consequently, two high water and one low water (or vice versa) take place simultaneously with very marked diurnal inequalities. The coincidence of large or even moderately high tides and large meteorologically induced surges, has historically

caused catastrophic floods in many coastal areas, threatening and claiming human lives and producing major economic and material damages (D'Onofrio, 1999).

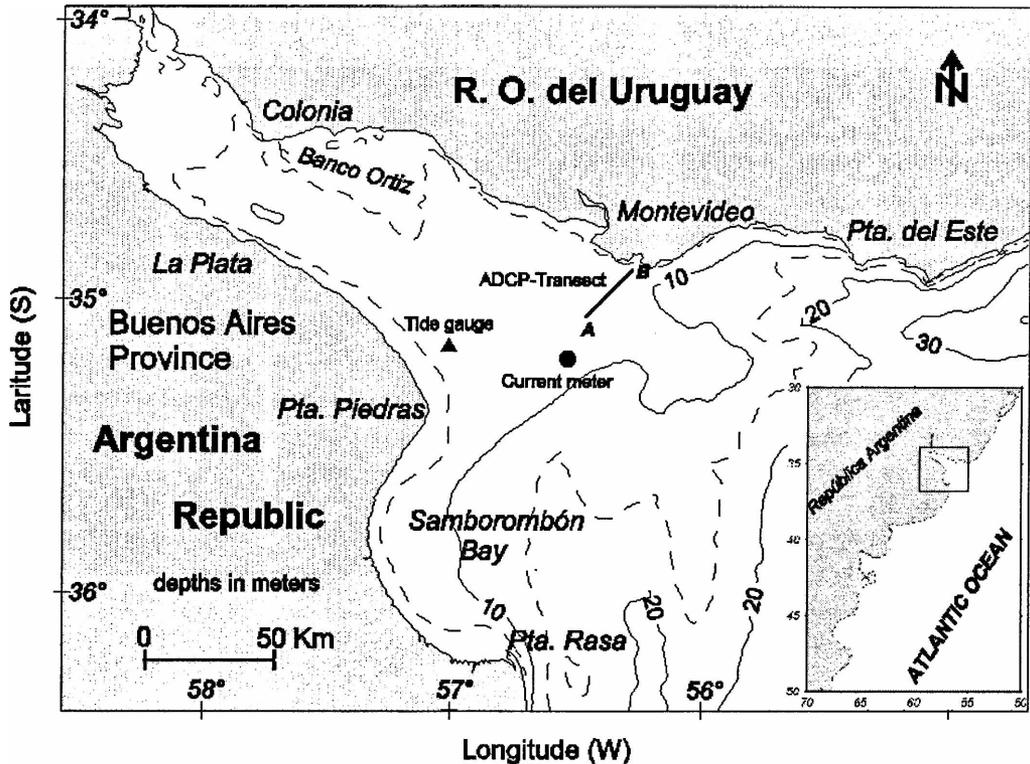


Figure 1. Río de la Plata river showing bathymetry and the AB transect studied with acoustic Doppler current profiler (ADCP) measurements. The bathymetry is contoured at 10-m intervals. Contours of 5 and 15 m (dashed) are also included. The tide gauge station and the location of the current meter are denoted with a triangle and a circle, respectively.

Current measurements in the Río de la Plata started at approximately 35 years ago. Since they have been intended mainly for navigation safety, the time series are of different length but usually rather short. Published data (CARP, 1989) show a hydrodynamic zoning whose limits are given by the direction and speed of the currents. Reversible currents (northwestward and southeastward in flood and ebb, respectively) flow parallel to the coast at the inner and intermediate zones but they are strongly rotatory at the outer zone on the Río de la Plata. Although the presence of Banco Ortiz constitutes a natural barrier to the flow of the Paraná river, this does not prevent the Paraná from contributing to the residual current with a significant ebb current component. The turbidity maximum is one of the major features in the estuary. It is clearly defined as a strong gradient in reflectance, a sharp change in watercolor and a strong vertical structure of currents (Framiñan and Brown, 1996; Framiñan *et al.*, 2001).

Several modeling attempts were done for the area in order to simulate the circulation in the Río de la Plata. Molinari (1986), Albarracín (1987) and Olalde (1988) were the first in modeling the Río de la Plata tidal dynamics using a depth-integrated model (Menéndez, 1985) and a very simplified tidal forcing at the mouth of the estuary. Guarga *et al.* (1991) implemented a depth-integrated model that was forced with four tidal constituents to represent the tide at the mouth and with a simplified atmospheric forcing for studying the surge. CARP (1992) presented the first hydrodynamic model applied to the Río de la Plata where sediment transport was included. Etala *et al.* (1995) was the first who implemented a depth-integrated model in order to forecast the storm surges in the Upper Río de la Plata. The model domain was nested into other one that included the whole Argentinian continental shelf and gave the boundary conditions to the Río de la Plata model.

In a set of papers, Glorioso and Simpson (1994), Glorioso and Flather (1995, 1997) and Glorioso (2000) studied the tidal propagation in the Patagonian shelf by means of 2-D and 3-D barotropic models. Their models included marginally the Río de la Plata, but as the estuary was very close to the boundary condition, their solution for it is not very reliable. Nevertheless, there are only two papers in refereed literature (O'Connor, 1991 and Veira and Lanfredi, 1996) which were very simple approaches to the understanding of the causes of the surge and the tides characteristics, not built with the intention of being used as a forecasting tool.

2-D depth integrated numerical models are not able to represent a realistic picture of currents especially at the intermediate and outer Río de la Plata. Recently, a 3-D baroclinic model was applied by Simionato *et al.* (2001) to investigate the location of the salinity front of the Río de la Plata. River run-off, tides and mean winds for summer and winter conditions were considered in order to find out the most important factors for the observed seasonal variability of this location. The vertical structure of current was not discussed in this paper.

Vertical current profiles were measured along three 16 Km long transects aboard LH ARA "Cormorán" during Riopla II campaign in summer 2000. Both of them were made near Punta Piedras and Montevideo, respectively, in the perpendicular direction respect to the coast. The last one was located between both transects but orientated in the NW-SE direction. The objective of this field task was to survey the estuarine turbidity maximum zone of the river. Participant institutions were Old Dominion University (Center of Coastal Physical Oceanography) and Rutgers University (Institute of Marine and Coastal Sciences) from USA and the SHN from Argentina. Current data were measured using an acoustic Doppler current profiler towed along the three predetermined transects. After a preliminary inspection, it was concluded that the transect located near Montevideo was the most convenient one to be analyzed in order to describe the vertical structure of currents.

The aim of this work is to show the spatial distributions of the current in the vertical section along the selected transect. This is a descriptive study of the horizontal and vertical structure of current, which gives a preliminary view of gradients not only in the semidiurnal constituent but also in the mean flux in the intermediate zone of the Río de la Plata. In addition, data collected during Riopla II are compared with current

meter data measured by Hidrovía SA and with water level measured at tidal station “Oyarvide Tower” (SHN tidal net). In section 2, field measurements and data processing are described. The vertical structures of the EW and NS components of mean flux and amplitudes and phases of both components of the main semidiurnal tidal constituent are shown in section 3. Finally, the main results and the conclusions of this work are presented in section 4.

## **2. OBSERVATION AND DATA PROCESSING**

The objective of the sampling plan was to complete as many repetitions as possible of the AB transect during a 25 hours period (figure 1). This would allow for the representation of the flow conditions at different times of the tidal cycles throughout the sampling transect. The sampling strategy consisted of towing 1220-kHz RD Instruments ADCP (Acoustic Doppler current Profiler) on the starboard side of SHN LH ARA “Cormorán”. The ADCP was towed looking downward along the AB transect. This transect was 16 Km long (from 56° 28’S, 35° 4’W to 56° 21.5’S, 34° 57’W, along the 040°-220° direction) and was repeated eleven times from February 2 0701 to 3 0738, 2000. The sampling path was tracked with a Global Positioning System (GPS). The ADCP sensors (four) were located approximately 0.5 m below the water surface and 15-20 m apart the ship. During this field experience heights of waves were lower than 0.5 m. The ADCP was programmed to get one current profile every 45 seconds obtaining a total amount of 1972 profiles in this transect. U (East-West) and V (North-South) components of the current were measured with 0.5-m vertical resolution and the GPS latitude and longitude of each profile were stored. The velocity measurements obtained at depths greater than the 85% of the water column were lost due to sidelobe effects because the transducer can be inclined up 30° to the vertical. This is layer of approximately 1-m depth located above the bottom. The methodology given by Joyce (1989) was considered for in situ calibration of ADCP from a moving ship.

The positions of the current profiles were disposed forming a narrow and elongated distribution over the theoretical AB transect. After a properly rotation of the reference system the position of each profile was given by means of the distance along the transect from the initial point A and the orthogonal distance which is related to the ship’s bias respect to the predefined (theoretical) transect. It was found that ship’s bias was, in general, lower than 15 m but it could reach a maximum value of 30 m. Bottom depths corresponding to each profile were obtained averaging the depths given by each one of the four sensors. After rotating the reference system the profiles were irregularly spaced along the transect. A computational program was implemented in order to interpolate them and to build a regular matrix in which profiles were located even 200 meters. U and V time series were obtained for each one of the 85 (in the horizontal) by 12 (in the vertical) nodes of the transversal section along the AB transect. Each time series was formed by eleven current data with variable sampling interval ranging from 2 to 4 hours, approximately. These time series were fitted to two sinusoids with  $M_2$  (12.42 hours) and  $O_1$  (25.82 hours) periods using least squares fitting techniques. This

procedure yields the  $M_2$  and  $O_1$  amplitudes and phases corresponding to U and V in addition to both components corresponding to the mean flow (residuals) at each one of the grid points of the aforementioned vertical section. Phases were referenced to the time of the initial profile (February 2 0701). The described processing methodology is based in the technique applied by Valle-Levinson and Lwiza (1995) in Chesapeake Bay.

Hourly sea level were gathered by a basic tide gauge with a floater and counterweight inside a vertical tube (UNESCO, 1985) at Oyarvide Tower. Tidal Tower is located at  $35^\circ 6'S$  and  $57^\circ 8'W$  and its position is shown in figure 1. Speed and direction of wind were also measured aboard the ARA LH "Cormorán" during the cruise. Data from a current meter installed at  $35^\circ 20'S$  and  $56^\circ 28'W$  (its position is also plotted in figure 1) were considered. The instrument was an Aanderaa RCM-5 programmed with an interval sampling of 10 minutes and moored at 3 m from the bottom at 6-m depth. Data series extended from August 13 to September 6, 1996. These data were used to compute the harmonic constants (Foreman, 1977; 1978) which were compared with the results obtained from ADCP data.

### 3. RESULTS

The results of this analysis are shown in figure 2. Amplitudes of the U component of the  $M_2$  constituent are quite homogeneous through the whole AB transect as seem in figure 2.a. In this figure it come out that low intensities characterize the upper layer (intensities ranging from 0 to 5 cm/sec) and slightly more intense values are observed at intermediate and bottom layers (from 5 to 15 cm/sec.). Phases of the U component of the  $M_2$  constituent (figure 2.b) show that besides the low depth a strong vertical gradient is present along the first 6 Km of the transect. At the upper layer phases range from  $0^\circ$  and  $-90^\circ$  and below it phases range from  $0^\circ$  to  $90^\circ$ . Between 6 and 16 Km the vertical structure of phases is fairly uniform except at the central part of the upper layer where they present a high degree of spatial variability in the gradients.

The structure of the V component amplitude associated to  $M_2$  constituent (figure 2.c) is fairly similar to amplitudes shown in figure 2.a, except between 0 and 2 Km, at the upper layer, where more intense currents are appreciated (from 20 to 30 cm/sec). Phases associated to V component (figure 2.d) are quite uniform through the whole transversal section especially between 11 and 16 Km. Between 0 and 6 Km of the AB transect, phases are lower near the surface than close to the bottom. This fact implies that maximum flood and ebb associated to the  $M_2$  constituent occur first at deeper layer.

According to O' Connor (1990) the  $M_2$  tide propagates as a Kelvin wave along the Río de la Plata. Considering that the  $M_2$  tidal amplitude near the cross-section is 0.15 m (it is supported by direct measurements) a simple calculation for the depth averaged velocity magnitude,  $U_K$ , can be approximate by (Pedlosky, 1979):

$$U_K = \sqrt{g/H} \eta = 21 \text{ cm/sec.} \quad (1)$$

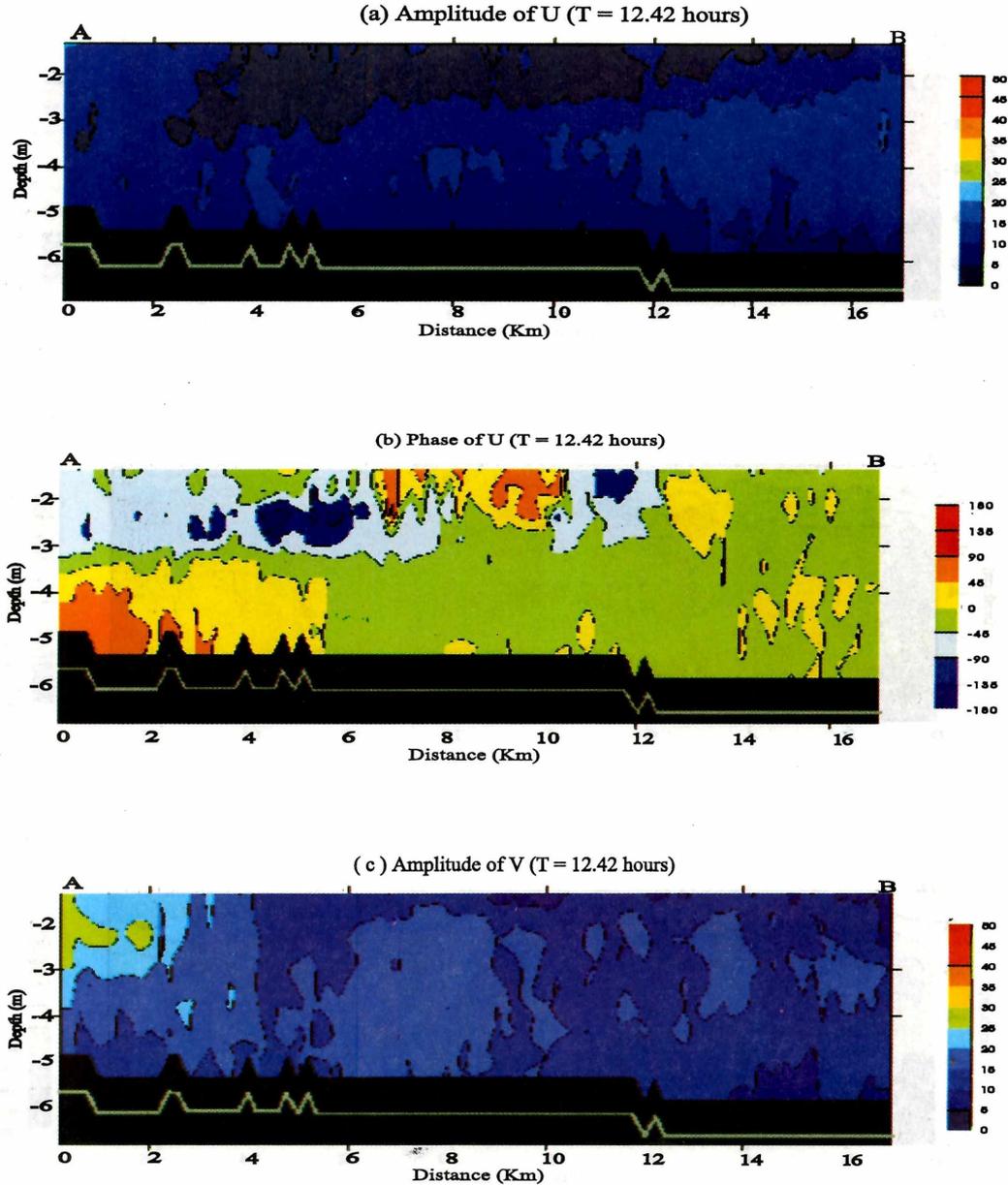


Figure 2. (a) Amplitude (centimeters per seconds) of the east-west component of the  $M_2$  tidal currents. Contour interval is 5 cm/sec. (b) Phase lag of the east-west component of the  $M_2$  tidal currents. Contour interval is  $45^\circ$ . (c) Amplitude (centimeters per seconds) of the north-south component of the  $M_2$  tidal currents. Contour interval is 5 cm/sec.

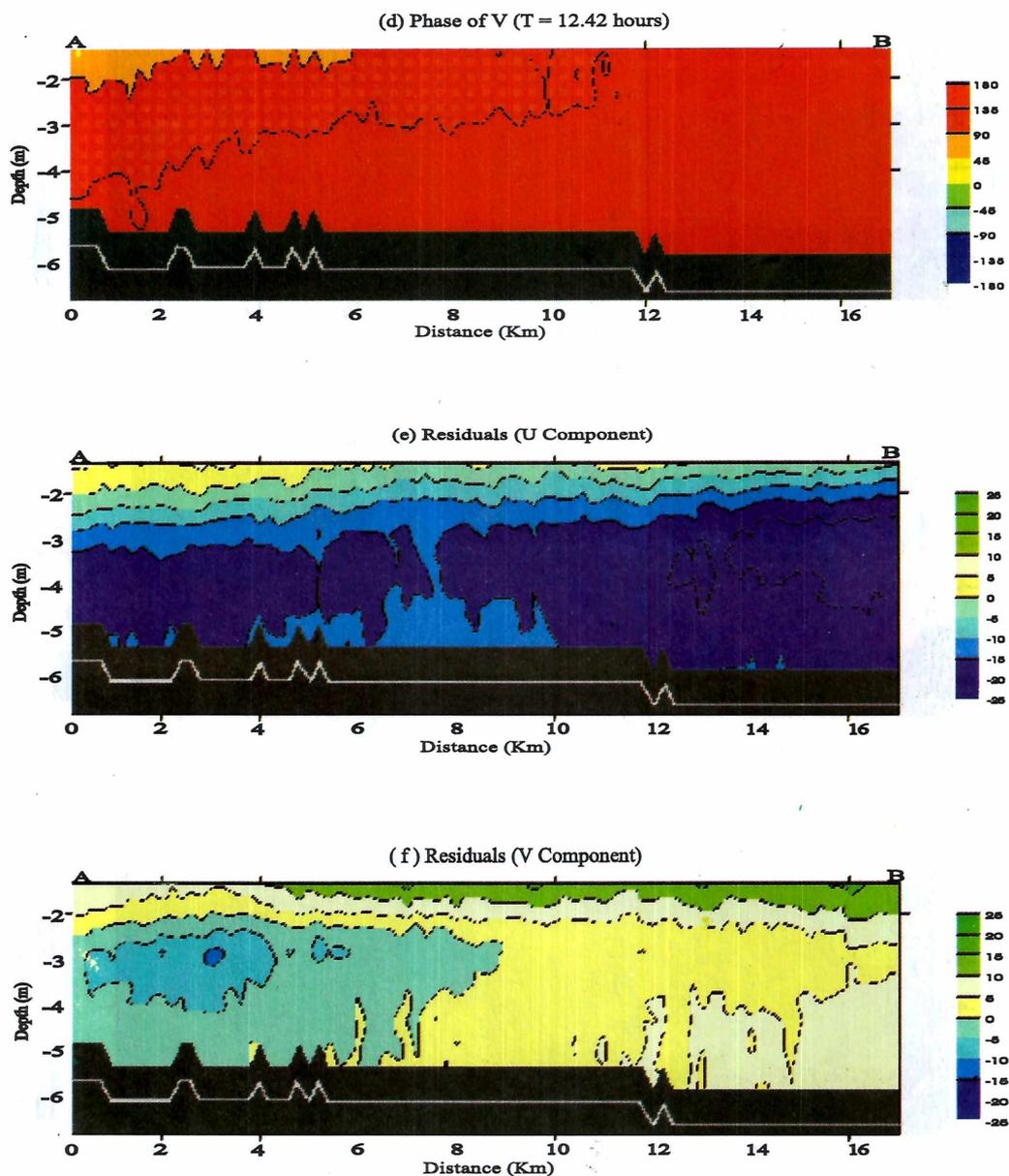


Figure 2. (d) Phase lag of the north-south component of the  $M_2$  tidal currents. Contour interval is  $45^\circ$ . (e) Speed (centimeters per seconds) of the east-west component of the residual currents. Contour interval is 5 cm/sec. (f) Speed (centimeters per seconds) of the north-south component of the residual currents. Contour interval is 5 cm/sec. The continuous grayish line shows the true bottom. The layer above the true bottom (approximately 1-m depth) can not be resolved by the ADCP measurements.

where  $g$  is the acceleration due to the gravity,  $H$  ( $=5$  m) the mean depth and  $\eta$  ( $=0.15$  m) the wave amplitude. This result is in accordance with the measurements taken near the point A. On the other hand, semidiurnal amplitudes calculated from this analysis compare well to those obtained from harmonic analysis from current data derived from a longer record measured in a point located southwestward the AB transect (figure 1). Amplitudes of 19.8 cm/sec and 21.2 cm/sec were obtained for U and V, respectively. A very good accordance is achieved for the V components but U component appears to be slightly higher than amplitudes obtained from our analysis.

Even though amplitudes and phases of the U and V components of the  $O_1$  constituent have been calculated, both of them seem to be poorly resolved because time series processed are only 25 hours long, that is, slightly shorter than the  $O_1$  period. Consequently, the results corresponding to the main diurnal constituent are not included in this work.

Distribution of the U component corresponding to the residuals (a rough estimation of the mean flow) shows a very strong vertical speed gradient (figure 2.e). At the upper layer the speed is very low. Between 0 and 7 Km current flows eastward (0-10 cm/sec) and at the rest of the upper section eastward and westward flows are alternated. Below 2-m depth currents present westward flow and the speed increases towards the bottom. Distribution of the V component of the residuals (figure 2.f) shows a very sharp vertical gradient between 0 and 4 Km. Here speed ranges from 10 cm/sec at the surface to  $-15$  cm/sec at around 3-m depth. At the northeastern part (from 9 Km to B point) the whole water column flows northward with the speed increasing upward.

It must be considered that residuals have been obtained from records of 25-hours long. Consequently, meteorological effects (especially wind stress) could not be properly filtered and then they would be included in results shown in figures 2.e and 2.f. Figure 3 shows that wind blew predominantly from N during the first 6 hours of this cruise and then it rotated towards S with a variable intensity range from 7 to 16 knots. Probably, this could explain why residual currents present a predominantly northward flow especially close to the coast and the highest speed close to the surface (figures 2.e and 2.f). In the intermediate zone of the Río de la Plata mean flow associated to freshwater discharge was calculated from data (CARP, 1989) resulting a value of 10 cm/sec. But it is only a rough estimation. An accurate value of mean flow can be only obtained by means of a very long data series, which is not available in the zone. In addition, freshwater discharge effect could not be discriminate from records of 25 hours long measured along the AB transect.

In order to give a more comprehensive representation of the vertical structure of current, the north and east components of the residual and the  $M_2$  current were composed to give the current vectors in two point of the transect. Isometric view of currents profiles (observed from the southwest) for two points located 3.2 Km (left panels) and 14.0 Km (right panels) from point A, along the AB transect for flood (upper panels) and ebb (bottom panels) conditions are displayed in figure 4. Current profiles are very alike during flood condition (upper panels) in both locations: currents flow northward in upper layers and turn leftward almost  $100^\circ$  with the depth. In contraposition, current profiles are pretty different between both locations during ebb

*About the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata. ...*

condition (bottom panels). Currents in the upper layer of both locations flow almost in opposite direction: south-southeastward close to point A and northward 14.0 Km from A. It can be explained because U component of the residual current (figure 2.e) and U and V  $M_2$  phases (figures 2.b and 2.d) present significant horizontal gradient in the upper layer between A and B. Below the upper layers, currents are more alike in both locations and present a predominantly westward flow.

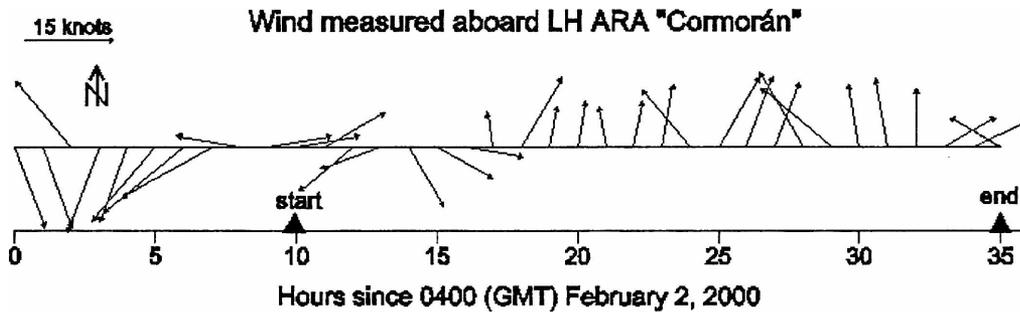


Figure 3. Wind conditions before and during the sampling period. Start and end times of the measurements are noted by triangles.

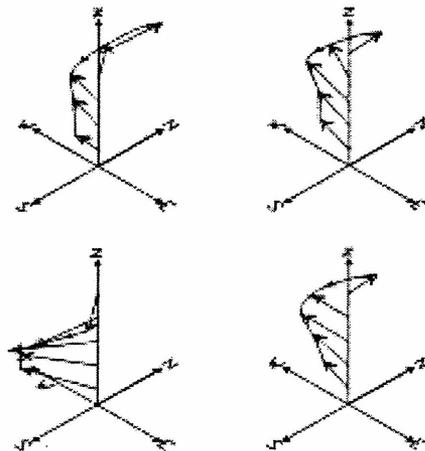


Figure 4. Isometric view of currents profiles (observed from the southwest) for points located 3.2 Km (left panels) and 14.0 Km (right panels) from point A, along the AB transect (Figure 1). Flood (upper panels) and ebb (bottom panels) conditions are displayed. Residuals and  $M_2$  tidal constituents were considered to compose the profiles. Current vectors are plotted even 1 m in depth, beginning from 1.33 m below the water level. A curve passing through the extreme of each vector (adjusted using spline method) is used to give the sense of the rotation of the current with the depth.

Wind blowing over the Río de la Plata from S or SE direction produces an increasing of water level whose effect are well known along the Buenos Aires coast (D'Onofrio *et al.*, 1999). During the ADCP measurements wind coming from south raised the water level more than half meter from the expected astronomical prediction (SHN, 2000). Figure 5 shows expected (tide) and measured water level at Oyarvide Tower. It can be seen that at the end of the ADCP measurements water level reached a height 1-m higher than the predicted tide. In general, an increasing of the sea level due to the wind (surge) is associated with a northward flow of the current. This effect can be noted in figure 2 f where values higher than 15 cm/sec can be appreciated in the top of the water column.

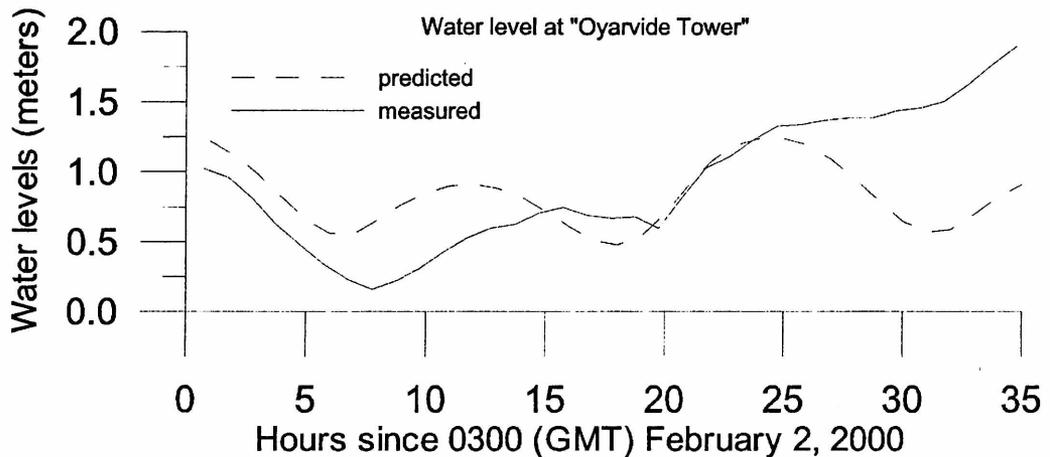


Figure 5. Observed sea levels gathered in "Oyarvide Tower" (solid) and predicted tide (meters).

#### 4. DISCUSSION AND CONCLUSION

Results presented in this work reveal that the vertical structure of the currents in the intermediate Río de la Plata display a very complex pattern. Amplitudes of the U and V components of the  $M_2$  constituent are weak and pretty homogeneous throughout the analyzed transversal section. In contraposition, distributions of phases reveal a strong vertical gradient especially for the east-west component. This distribution shows that maximum flood and ebb occurs first at the deepest layers - in general phases are greater near the bottom than the at the upper layer - especially at the southwestern part of the AB transect. Intensity of currents obtained along the AB transect are consistent with theoretical estimations obtained from a simplified expression resulting from the Kelvin wave theory. V component amplitudes match well with those resulting from the harmonic analysis of current data measured in a point located further southwestern of the point A and U component amplitudes result to be slightly lower.

### *About the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata. ...*

With regard to the residuals (a rough estimation of the mean current) it was shown that water column is mainly dominated by the wind stress especially at the northeastern part of the AB transect (close to the coast). In contraposition, at the offshore part of the AB transect the V component shows southward flow (opposite to the wind direction). This inversion in the current direction clearly reveals the presence of the turbidity front in the study area (Framiñan and Brown, 1996; Guerrero *et al.*, 1997; Framiñan *et al.*, 2001). It was also discussed that freshwater discharge could not be discriminate from the analyzed data.

It should be noted that results shown in this work are only representative of the day in which measurements were done and, consequently, they must not be neither generalized nor extrapolated to other locations of the river. These results are only presented in order to emphasize the very complex vertical structure of the currents associated to the semidiurnal and mean flow in the Río de la Plata. In several cases (section 1) the Río de la Plata was modeled using 2-D models. These are hydrodynamic depth-integrated models, which do not give any information about the vertical structure of the currents. Therefore their results should be only considered as a rough approximation of the mean circulation.

In order to get a more realistic picture of the dynamics of the Río de la Plata the 3-D baroclinic primitive equation HAMSOM model (Backhaus (1983; 1985) is being implemented at the estuary. This model was applied to many shelf seas worldwide (see, for example, Backhaus and Hainbucher, 1987; Stronach *et al.*, 1993; Simionato *et al.*, 2001). It is the first 3-D baroclinic numerical model specifically applied to the Río de la Plata to study the vertical structure of currents, salinity and temperature at the intermediate and outer region of the estuary. Nevertheless, it is clear that a more extensive program of field measurements is needed for testing and verification purposes. In this sense, ADCP and drifters measurements will be collected in the context of the UNDP/GEF project "Environmental Protection of the Río de la Plata and its Maritime Front". These measurements will be very valuable to further validation of model results.

**Acknowledgments.** Part of the research has been supported by BID-PICT 99-6215.

### REFERENCES

- Albarracín, J. I., 1987. Análisis de la hidrodinámica del Río de la Plata a partir de una simulación numérica, LHA-INCYTH -065-001-88, 141 pp.
- Backhaus, J. O., 1983. A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling. *Continental Shelf Research*, 2(4), 243-254.
- Backhaus, J. O., 1985. A three dimensional model for simulation of shelf sea dynamics. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*. 38(H.4), 164-187.
- Backhaus, J. O. and D. Hainbucher, 1987. A finite difference general circulation model for shelf sea and its applications to low frequency variability on the North European Shelf. In: *Three dimensional model of marine and estuarine dynamics*. J. C. Nihoul and B. M. Jamars, (Eds.). Elsevier Oceanographic Series. 45, Amsterdam, 221-244.

- Balay, M.A., 1961. El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. Publi. H-621. Servicio de Hidrografía Naval. Armada Argentina. Buenos Aires. 153 pp.
- Campos, J. D., C. A. Lentini, J. L. Miller and A. R. Piola, 1999. Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazilian Bight. *Geophysical Research Letters*, 26(14), 2061-2064.
- CARP, 1989. Estudio para la evaluación de la contaminación en el Río de la Plata. Comisión Administradora del Río de la Plata. Informe de Avance, SHN-SOHMA, 422 pp.
- CARP, 1992. Corrientes y sedimentos en el Río de la Plata. Inst. de Mec. de los Fluidos e Ing. Amb. 'Ing. Prof. Oscar J. Maggiolo', 116 pp.
- D'Onofrio, E. E., M. M. E. Fiore and S. I. Romero, 1999. Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research*, 19, 1681-1693.
- Etala, M. P., 1995. Un modelo para onda de tormenta en el Río de la Plata y plataforma continental. VI Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, 23 al 27 de octubre de 1995, Mar del Plata, Argentina, p 75.
- Foreman, M.G.G., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. *Pac. Mar. Sci. Rep.* 77-10, Inst. of Ocean Sci., Patricia Bay, Sidney, B. C., Canadá, 97 pp.
- Foreman, M.G.G., 1978. Manual for tidal currents analysis and prediction. *Pac. Mar. Sci. Rep.* 78-6, Inst. of Ocean Sci., Patricia Bay, Sidney, B. C., Canadá, 70 pp.
- Framiñan, M. B., M. P. Etala, E. M. Acha, R. A. Guerrero, C. A. Lasta and O. Brown, 1999. Physical characteristics and processes of the Río de la Plata estuary. In: Perillo, G. M., M. C. Piccolo, M. Pino (Eds), *Estuaries of South America. Their geomorfology and dynamics*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 161-194.
- Framiñan, M. B. and O. B. Brown, 1996. Study of the Río de la Plata turbidity front, Part I: spatial and temporal distribution. *Continental Shelf Research*, 16, 1259-1282.
- Framiñan, M. B., O. B. Brown, A. Valle-Levinson and A. Munchov, 2001. Turbidity maximum front in the Río de la Plata estuary: Physical characteristics and variability from remote sensing and in-situ data. Joint Assemblies of the IAPSO-IABO, 21-28 de octubre de 2001, Mar del Plata, Argentina.
- Glorioso P.D. and J.H. Simpson, 1994. Numerical modelling of the M2 tide on the northern Patagonian shelf. *Continental Shelf Research*, 14, 267-278.
- Glorioso P.D. and R.A. Flather, 1995. A barotropic model of the currents off SE South America. *Journal of Geophysical Research*, 100, 13427-13440.
- Glorioso P.D. and R.A. Flather, 1997. The Patagonian Shelf tides. *Progress in Oceanography*, 40, 263-283.
- Glorioso, P., 2000. Patagonian Shelf 3-D tide and surge model. *Journal of Marine Systems*, 24, 141-151.
- Guarga, R., Kaplán, E., Vinzón, S. y Rodriguez, H, 1991. Aplicación de un modelo de circulación al Río de la Plata. *Actas de las Jornada de Investigaciones Científicas en Materia de Contaminación de Aguas*, Montevideo, 57-65.
- Guerrero, R. A., E. M. Acha, M. B. Framiñan and C. A. Lasta, 1997. Physical oceanography of the Río de la Plata estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, 17, 727-742.
- Joyce, T. M., 1989. On in situ "calibration" of shipboard ADCPs. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 6, 2, 169-172.
- Menéndez, A., 1985. Simulación numérica de la circulación en el Río de la Plata. Informe LHA-INCYTH-S5-016-85, 113 pp.
- Molinari, G. N., 1986. Simulación numérica de la circulación en el Río de la Plata. LHA-INCYTH-S5-017-86, 116 pp.

*About the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata. ...*

- Nagy, G.J., C.M. Martinez, R.M. Caffera, G. Pedraloza, E.A. Forbes, A.C. Perdomo and J.L. Laborde, 1997. The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In: The Río de la Plata, An Environmental Review, An EcoPlata Project Background Report. Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia. 17-68.
- O'Connor, W. P., 1991. A numerical model of tides and storm surges in the Río de la Plata estuary". *Continental Shelf Research*, 11, 1491-1508.
- Olalde, A., 1988. Simulación numérica de la corriente de deriva en el Río de la Plata. LHA-INCYTH -065-002-88, 91 pp.
- Piola, A.R., E.J. Campos, O.O. Möller, M. Charo and C. Martinez, 2000. Subtropical Shelf Front off eastern South America, *Journal of Geophysical Research*, 105(C3), 6565-6578.
- Pedlosky, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag New York Inc., Woods Hole Oceanographic Institution, 625 pp.
- SHN, 1999a, Río de la Plata Medio y Superior, Carta Náutica H116, 4th ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SHN, 1999b, Río de la Plata Exterior, Carta Náutica H113, 2nd ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SHN, 2000. Tablas de Marea, pub. H-610, Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- Simionato, C.G., M. N. Nuñez and M. Engel, 2001. The Salinity Front of the Río de la Plata - a numerical case study for winter and summer conditions. *Geophysical Research Letters*. 28(13), 2641-2644. 2001.
- Stronach, J. A., J. Backhaus and T. S. Murty, 1993. An update on the numerical simulation of oceanographic processes in the waters between Vancouver Island and the mainland: the GF8 model. *Oceanography and Marine Biology: An annual Review* 31, 1-86.
- Unesco, 1985. Manual on sea level measurement and interpretation. Intergovernmental Oceanographic Comision, 83 pp.
- Valle-Levinson, A. and K. M. M. Lwiza, 1995. The effects of channels and shoals on exchange between the Chesapeake Bay and the adjacent ocean. *Journal of Geophysical Research*, 100, C9, 18551-18563.
- Vieira, A. and N. W. Lanfredi, 1996. A hydrodynamic model for the Río de la Plata. *Journal of Coastal Research*, 12(2), 430-446.

**NOTA TÉCNICA  
ERS-1 MODEL FOR SIGNIFICANT WAVE DETECTION**

**Maged Marghany**

Institute of Oceanography (INOS) - University College Science and Technology  
Malaysia. 20130 Mengabang Telipot, Kuala Terengganu, Malaysia.  
e-mail: mmm@kustem.edu.my

**ABSTRACT**

A quasi-linear transfer function has been applied to radar data (ERS-1) to model the significant wave height in two seasons. These seasons are the end of the southwest monsoon and the inter-monsoon period. The quasi-linear transfer model has been based on the azimuth cut-off. The results show that the significant wave height varied with the different period of the ERS-1 images. The modeled significant wave height are in good agreement with sea truth data. In conclusion, the quasi-linear transfer model can be used as monitoring model in detecting the significant wave height variation with different monsoon periods.

**Keywords:** azimuth cut-off, ERS-1, wave spectra, South China Sea.

**RESUMEN**

Se aplicó una función cuasi-lineal a datos de radar (ERS-1) para modelar las alturas de las olas significativas en dos estaciones del año. Estas corresponden al final de la estación del Monzón del SW y el período entre monzones. El modelo cuasilineal se basó en el corte por azimut. Los resultados muestran que la altura significativa de las olas varían en los diferentes períodos de las imágenes ERS-1. Loas alturas de las olas significativas modeladas están en buena correlación con los datos observados. Por lo tanto, el modelo puede ser utilizado para detectar la altura de las olas significativas en diferentes períodos del Monzón.

**Palabras claves:** espectro de olas, ERS-1, Mar del Sur de China.

**1. INTRODUCTION**

The wave studies from space along the coastal waters of Peninsular Malaysia are still in an early stage. They play a vital role in a number of natural processes (Populus *et al.*, 1991). The coastal wave dynamics induce a littoral transport of sediments. The redistribution of the sediment from period to period could induce erosion or sedimentation along the coasts (Komar, 1976). The coastal wave dynamics also play a major role in coastal engineering structures output. They are based on the available climate wave information. For instance, the degree of wave dynamic changes could affect the harbor localization and coastal engineering structure defenses such as jetties and wave breakers.

The coastal wave studies from space have been based on the microwave observation sensors. Microwave instruments such as the Synthetic Aperture Radar (SAR) have ability to work under heavy cloud cover and can cover a large spatial area of 100 km x 100 km as found with ERS-1 (Hasselmann and Hasselmann, 1991). However, the ocean wave studies by SAR are difficult because SAR wave imaging is

### *ERS-1 model for significant wave detection.*

usually dominated by motion induced effects. This means the effects of the velocity bunching and degradation in azimuthally resolution (Vachon *et al.*, 1994). The physical theory that could be used to determine the climate wave from SAR image is well understood. This theory assumed that there is linear relationship between the SAR image backscatter and sea truth conditions. In this case, a quasi linear model could be applied (Hasselmann and Hasselmann, 1991; Vachon *et al.*, 1994). The most important theme of the quasi-linear model is the azimuth cut-off. According to Vachon *et al.* (1997) the azimuth cut-off is the degree to which the SAR image spectrum is constrained in the azimuth direction. The azimuth cut-off is affected by the wind and wave conditions. The quasi-linear model should use the information of wind speed and significant wave height for modeling ERS-1 wave spectra with the real ocean waves. There are several studies that have been carried out (Hasselmann *et al.*, 1985, Hasselemann and Hasselmann, 1991; Vachon and Dobson, 1996; Vachon *et al.*, 1997) to develop wave spectra simulation model based on the azimuth cut-off information. This is because in SAR images, waves propagating are in the azimuth direction. Hasselmann *et al.* (1985); Vachon *et al.* (1994) Vachon *et al.* (1995) and Vachon *et al.* (1997) concluded that azimuthally-traveling wave components contribute an order of magnitude less to the tilt modulation than range-traveling waves.

The quasi-linear transform increase with an azimuth-oriented low-pass filter (Beal *et al.*, 1986; Vachon *et al.*, 1994). In this case, the cut-off wave-number depends upon the scene coherence time. Furthermore, this quasi-linear transform also includes a Gaussian low-pass filter (Vachon *et al.*, 1994; Hasselmann *et al.*, 1996; Zurk and Plant, 1996). In addition, the effective cut-off wavelength should have at least two contributions. First, owing to velocity bunching, sub-resolution scale scene motion contributes to a cut-off wavelength that is proportional to the standard deviation of the azimuth shift field. Second, the actual scatters within the scene have a finite life time (i.e., coherence time). Vachon and Raney (1991); Monaldo and David (1986) and Vachon *et al.* (1993) found that this coherence time leads to an intrinsic cut-off wavelength. Furthermore, Vachon and Dobson, (1996) stated that the coherence time might be considerably shorter than the lifetime of an individual Bragg-scale wave crest. The intrinsic coherence scene time decreases with increasing wind speed (Vachon and Raney, 1989, Vachon *et al.*, 1992).

Vachon *et al.* (1994) developed quasi-linear techniques to estimate the azimuth spectral width. This quasi-linear transform is forward-mapping directional wave buoy spectra onto ERS-1 SAR image. The width measurements are correlated with observed values for significant wave height or the azimuth shift and the local wind speed. This allowed definition of a quasi-linear transform that includes the velocity bunching deceleration effects and wind speed dependent coherence time effects. In addition, Vachon *et al.* (1994, 1997) used a cut-off wavelength to estimate SAR wave spectra. The cut-off azimuth wavelength is scaled as function of ocean wave conditions and could scale with the wind speed and significant wave height, which is related to the scene range-to-platform velocity ratio (Beal *et al.*, 1986; Hasselmann *et al.*, 1985; Vachon *et al.*, 1993). The larger this ratio, the more susceptible the SAR image spectrum becomes to imaging non-linearity and azimuth spectral cut-off.

The study area is located in the coast of Kuala Terengganu, on the eastern part of Peninsula Malaysia. This area is located in South China Sea between 5°15' N to 5°33' N and 103°10' E to 104°00' E. According to Maged (1994), the coastal water less than 50 nautical miles from shore are quite shallow with the deepest area being approximately 50 m. The bottom has gentle slopes, gradually deepening towards the open sea. According to Wong (1981); Chu (1984) and Lokman *et al.* (1995), Terengganu coastline is exposed to the highest waves during the northeast monsoon compared to the southwest monsoon and the transitional period. The maximum wave height is 4 m during the northeast monsoon period (Wong, 1981) and less than 1 m during southwest monsoon season.

The main objective of this work is to apply the quasi-linear model in order to determine the significant wave height variation between different periods along the coastal waters of Kuala Terengganu, Malaysia. This study will focus on the following hypothesis: (i) The azimuth cut-off wavelength varied from one season to another (ii) the azimuth cut-off model could be used to detect significant wave height and (iii) quasi-linear model could be suitable tool for modeling significant wave height along the coastal water of Kuala Terengganu Malaysia.

## **2. METHODOLOGY**

### **2.1. Data Acquisition**

The truth sea wave have been measured during the flight time of the ERS-1 pass over the by wave rider buoy from Malaysian Petronas Platform in the months of August, September and October 1993. The platform observations were obtained through the Malaysian Meteorological Service. These data included wave height and wave direction. These data were observed at Petronas oil platform at 5°02' N and 105° 3' E in the months of August, September and October 1993. These data were used for wave spectra modulation with ERS-1 data.

The wind data were collected by the Meteorological Station at Sultan Mahmud Airport, Kuala Terengganu and obtained from the Malaysia Meteorological Service in Kuala Terengganu. Wind speed data were used to determine the azimuth cut-off modeled from satellite data. The azimuth cut-off was used to model significant wave height from radar imageries.

### **2.2. SAR Data Analysis**

The ERS-1 data were acquired over the coastline of Chendering, Kuala Terengganu between 103°5' E to 103°50' E and 5°5' N to 5°20' N. These data were obtained on 8 August 1993, 10 September 1993 and 12 October 1993. August represents the end of southwest monsoon while September and October represent the transitional periods (Wong, 1981). In this study, a single SAR image frame comprising of 512 x 512 image pixels was extracted from ERS-1 imageries. The band used in this processing was Cvv-band. Each pixel represents a 12.5 m x 12.5 m area for ERS-1.

*ERS-1 model for significant wave detection.*

The entire image frame of ERS-1 corresponds to a 6.4 km x 6.4 km patch on the ocean surface. This frame size provides a sufficiently large area that at least 10 cycles of very long surface waves, up to 640 m in length, can be included in a single image frame. It is also small enough that the ocean can be reasonably assumed homogeneous within a frame (Beal *et al.*, 1986).

**2.3. 2-D Fourier Transfer Model for Spectra Detection from ERS-1 Data**

In order to extract information on wavelengths and significant wave height in radar imageries, the 2-D Fourier transformation was applied. The 2-D Fourier transformation ( $F(k_0)$ ) is given by

$$F(n_1.k_0, n_2.k_0) = N_2^{-1} \sum_{m_2=0}^{N-1} \sum_{m_1=0}^{N-1} x(m_1, m_2) e^{(-i2\pi n_1 k_0 m_1 \Delta x)} e^{-i2\pi n_2 k_0 \Delta x} \quad (1)$$

Where  $\Delta x$  is pixel length,  $k_0$  is  $1/L$ , which is a basic wave number, and  $n_1$  and  $n_2$  are integers representing different wave numbers. The wavelength estimated by applying the formula:

$$L = N \cdot \Delta x \quad (2)$$

where  $L$  is wavelength (m),  $N$  is number of pixel along one side and  $\Delta x$  is ERS-1 resolutions of 12.5 m (Populus *et al.*, 1991; Cornet *et al.*, 1993).

After 2-DFFT has been applied, a Gaussian filter was applied to remove the noise from the image and smooth the wave spectra into a normal distribution curve. Gaussian function to compute the filter weights is:

$$G(i, j) = e^{-\frac{((i-u)^2 + (j-v)^2)}{2(\sigma^2)}} \quad (3)$$

where  $(i,j)$  is a pixel within the filter window  $(u,v)$  is the center of the filter window and  $\sigma^2$  is square of Gaussian filter parameter. The filter weights  $W(i,j)$  are the normalized values of  $G(i,j)$  over the entire filter window. The sum of all weights is 1. The grey-level of a filtered pixel is the sum of  $W(i,j)$  and  $V(i,j)$  over all pixels in the filter window, where  $V(i,j)$  is the original value at location  $(i,j)$ .

**2.4. Quasi-linear Transfer Model**

In order to map observed SAR spectra onto the ocean wave spectra a quasi-linear model was applied. The simplified quasi-linear theory is explained below. According to the Gaussian Linear Theory, the relation between ocean wave spectra  $\psi(K)$  and SAR image spectra  $S_i(K)$  could be described by tilt and hydrodynamic modulation (RAR modulation). Following Vachon *et al.* (1995) SAR image spectra can map into

ocean wave spectra under the assumption of the quasi-linear modulation transfer function

$$S_{\varrho}(k) = R(K)H(K_x; K_c) \left[ \frac{T_{lin}(K)^2}{2} + \frac{T_{lin}(-K)^2}{2} \psi(-K) \right] \quad (4.0)$$

where  $H(K_x; K_c)$  is an azimuth cut-off function that depends upon the cut-off azimuth wave number  $K_x$  and  $R(K)$  is the SAR point spread function. The SAR point spread function is function of azimuth and range resolutions (Vachon *et al.*, 1997).  $T_{lin}$  is the linear modulation transfer function. According to Vachon *et al.*, (1994) linear modulation transfer function is composed of the real aperture radar (RAR) (the tilt modulation and hydrodynamic modulation), and the velocity bunching modulation. The SAR modulation transfer function (RAR MTF) is the coherent sum of the transfer function associated with each of these terms, i.e.,

$$T_{lin} = M_t(k) + M_d(k) + M_v(k) \quad (4.1)$$

The tilt modulation  $M_t(k)$  can be described by

$$M_t(k) = k_y \frac{4 \cot \theta}{1 \pm \sin^2 \theta} e^{\frac{i\pi}{2}} \quad (4.1.1)$$

where  $k_y$  is the range wave number and  $\theta$  is the local incident angle. Following Vachon *et al.*, (1994) the hydrodynamic modulation transfer function can be given by

$$M_d = 4.5\omega k \frac{\omega - i\mu}{\omega + \mu^2} \sin^2 \phi \quad (4.2.1)$$

where  $k$  is long wavenumber,  $\omega$  is the radian frequency of the long waves,  $\phi$  is the azimuth angle and  $\mu$  is the relaxation rate of the Bragg waves which is 0.5/s.

According to Alpers *et al.* (1981); Vachon *et al.* (1994, 1997), the velocity bunching can be contribute to linear MTF by following equation

$$M_v = \frac{R}{V} \omega \left[ \frac{k_x}{k} \sin \theta + i \cos \theta \right] \quad (4.3.1)$$

where  $R/V$  is the scene range to platform velocity ration, which is 115 s in the case of ERS-1 data.

## 2.5. Significant Wave Height Model

In order to estimate the significant wave height from the quasi-linear transform, we are developed the algorithm that was given by Vachon *et al.* (1994) to be fit with the boundary conditions of tropical coastal waters:

*ERS-1 model for significant wave detection.*

$$\lambda_c = \frac{R}{V} \int_{H_{s,0}}^{H_{s,n}} \int_{U_0}^{U_n} C_1(H_s)^{0.5} + C_2(U)^{0.1} dH_s dU \quad (5.0)$$

$H_s$  and  $U^2$  are the sea truth data of significant wave height and wind speed along the coastal waters of Kuala Terengganu, Malaysia. The measured wind speed was estimated for 10m height above the sea surface,  $(dH_s)$  and  $(dU)$  are the changes of significant wave height and wind speed along the azimuth direction. The subscripts of zero and n are indicated the interval period of sea truth data. The subscript zero means the average sea truth data collected before flight pass over by two hours while the subscript n is the average of sea truth data during flight pass over the study area,  $C_1$  and  $C_2$  are constants that function on the relation between azimuth wavelength cut-off and significant wave height and wind speed respectively. A least squares fit was used to find degree of correlation between cut-off wavelength, from equation (5.0), and the one calculated directly from the ERS-1 image. Then, the following equation was developed from Vachon *et al.* (1994) to estimate  $H_s$  from the ERS-1 image

$$H_s = \left[ \frac{V}{C_3 R} \right]^2 \int_{\lambda_{c0}}^{\lambda_{c0}} (\lambda_c)^2 d\lambda_c \quad (6.0)$$

where  $V/R$  is platform velocity-to-the scene range ratio and  $C_3$  is constant value that obtained from autocorrelation between azimuth cut-off and significant wave height. For the ERS-1,  $R/V$  is approximately 115 s.

### 3. RESULTS AND DISCUSSION

The 2-D Fourier spectra of SAR image during southwest monsoon (August 1993), and inter-monsoon periods (September and October, 1993) are presented in figures 1, 2 and 3. These ERS-1 spectra derived by 2-D Fourier transform are presented in polar plots by three circles. These circular areas indicate individual peak spectra propagation. The scale of swell peak spectra wavelengths is attached at the top of each polar plot. These scales indicate the change of wavelength spectra in the circular areas. The wavelength values decrease from the outer to inner circle. The distance of the peaks from the center is inversely proportional to its wavelength and the angular position of the peaks indicates the wave propagation direction. The Fourier spectra of single image inherently contain 180° ambiguities in the propagation direction. The wavelength spectra vary with distance and time. The offshore swell wavelengths were larger than onshore swell wavelengths during August, September, and October 1993 (figures 1, 2, 3). In August 1993, the offshore wavelengths ranged between 300 m to 75 m. In September and October 1993, the offshore wavelength ranged from 400 m to 100 m. Comparison between onshore swell wavelength spectra among the months indicated that the shortest wavelength was found in the month of August 1993.

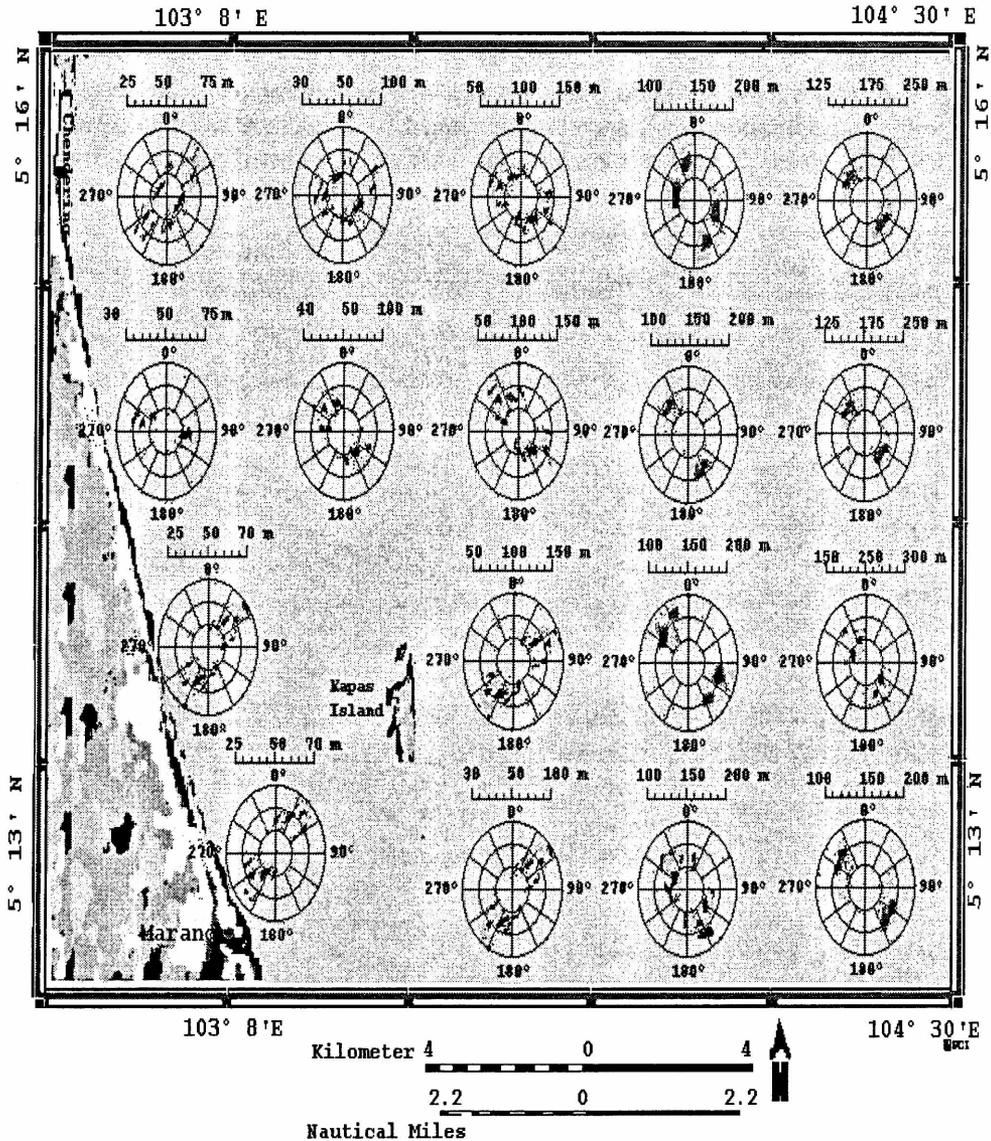
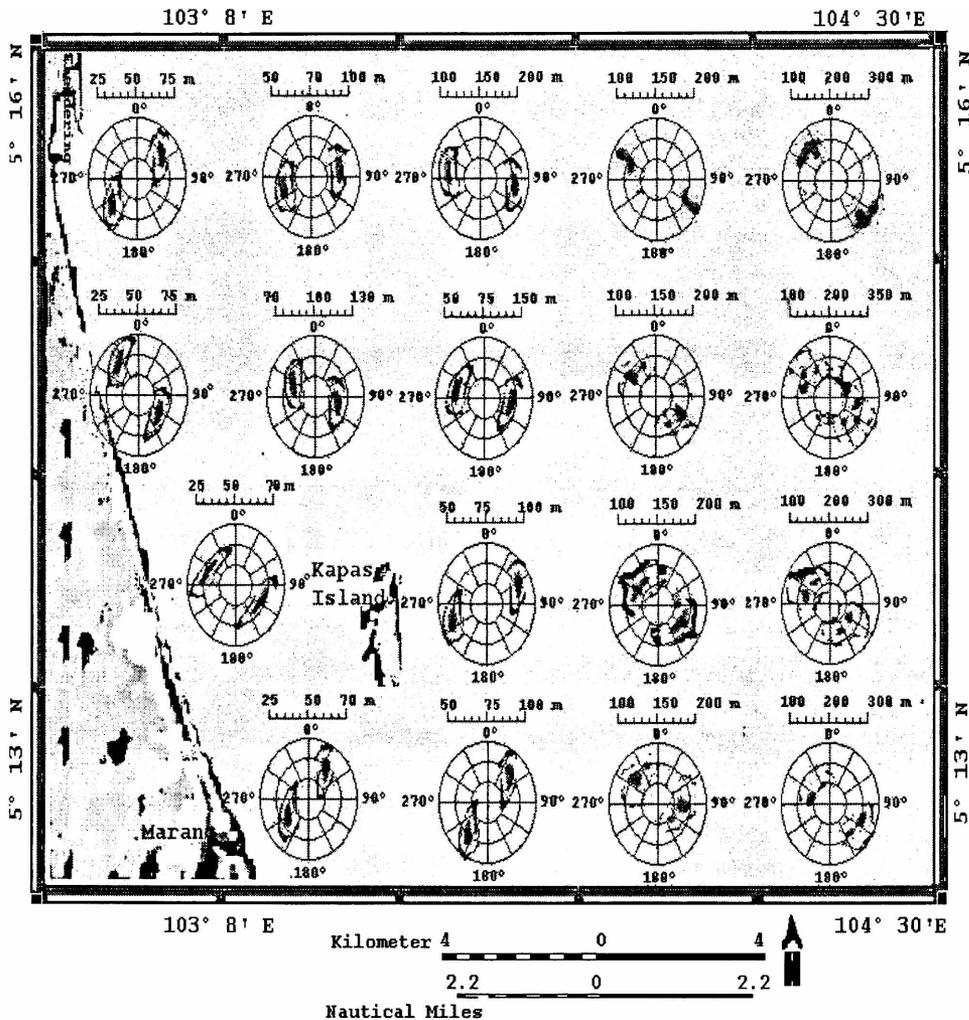


Figure 1. ERS-1 Wave Spectra in August 1993

The wavelengths derived from ERS-1 data during August 1993 in this study contradict the results of Ibrahim and Saumsudin (1996) and Maged and Mansor (1997). Maged and Mansor (1997) found an offshore wavelength, which ranged between 200 to 500 m. This cannot occur in the South China Sea especially during southwest monsoon season because the wind energy input is approximately less than  $1 \text{ N/m}^2$  (Maged, 1994). This low energy could not generate a storm wave or large swell. However, Maged and Mansor (1997) found that the maximum peak of energy wave

*ERS-1 model for significant wave detection.*

spectra was  $0.52 \text{ m}^2 \text{ sec}$  in August 1993. In general, wavelength derived from ERS-1 data for the different months (August, September and October 1993) are not similar to the findings of Valencia (1978); Morgen and Valencia (1983) and Feng (1994). Valencia (1978) stated that in August the swell wavelength ranged from 16 to 30 m. In September and October, swell wavelength ranged from 24 to 60 m. The resolution of an ERS-1 image is 12.5 m, this means that SAR cannot identify particular areas less than 12.5 m. So ERS-1 cannot detect wavelength less than 25 m.



**Figure 2. ERS-1 Wave Spectra in September 1993**

The disagreement between the present study and Valencia (1978) is based on the estimation of the onshore swell wavelength ( $L$ ) as function of time period ( $T$ ) by using equation typical of the linear wave theory ( $L = 1.56 T^2$ ). This equation is only valid for

deep water (Komar, 1976). In the present study the offshore swell wavelength found to be longer than onshore swell wavelength due to fetch effects.

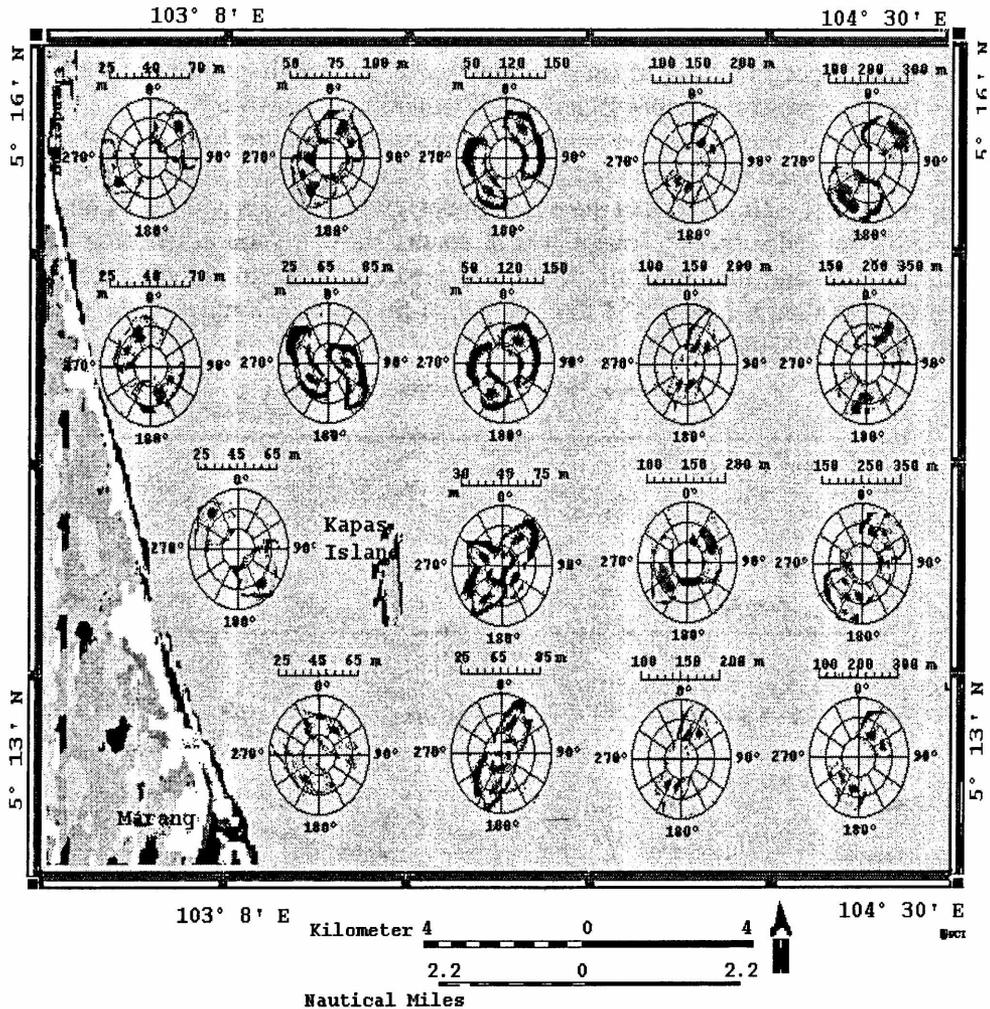


Figure 3. ERS-1 Wave Spectra in October 1993

The direction of spectra peaks varied from southwest monsoon and inter-monsoon period and with distance (offshore and onshore). The offshore swell spectra propagated from the southeast direction to the northwest direction in August and September 1993 (figures 1 and 2). However, in October 1993 the offshore swell spectra propagated from the northeast direction to the southwest direction (figure 3). The swell wavelength directions varied between the months. The offshore swell directions during August 1993 were propagated from southeast towards northwest. This result is similar to Wong (1981). August 1993 represent the consitions of the southwest monsoon. In this period, swells are propagated from southerly directions. The month of September and October 1993 represent the transitional period. The swell directions do not have any

*ERS-1 model for significant wave detection.*

specific direction. This is because of the variable wind pattern during the transitional period. This result is shown by Maged (1994) and Nasir *et al.* (1995). Obviously, the dominant feature was that the swell spectra changed their direction when it approached the Kapas Island and the Chendering headland. For instance, in September 1993 the offshore swell spectra with a 200 m wavelength changed its direction from south to the north when it approached Kapas Island and Chendering (figure 3).

The results of the regression models are presented in figure 4 and 5. They show a relationship between the estimated ERS-1 azimuth cut and the simulated one. The x-axis is the cut-off estimated from the wave model, and the y-axis is the azimuth cut-off estimated from radar spectra image. These results show a good correlation between modeled cut-off and measured cut-off. The degree of correlation of between the two model ( $R^2$ ) ranged between 0.61 to 0.78. These findings are similar to the studies of Vachon *et al.* (1994 and 1997a).

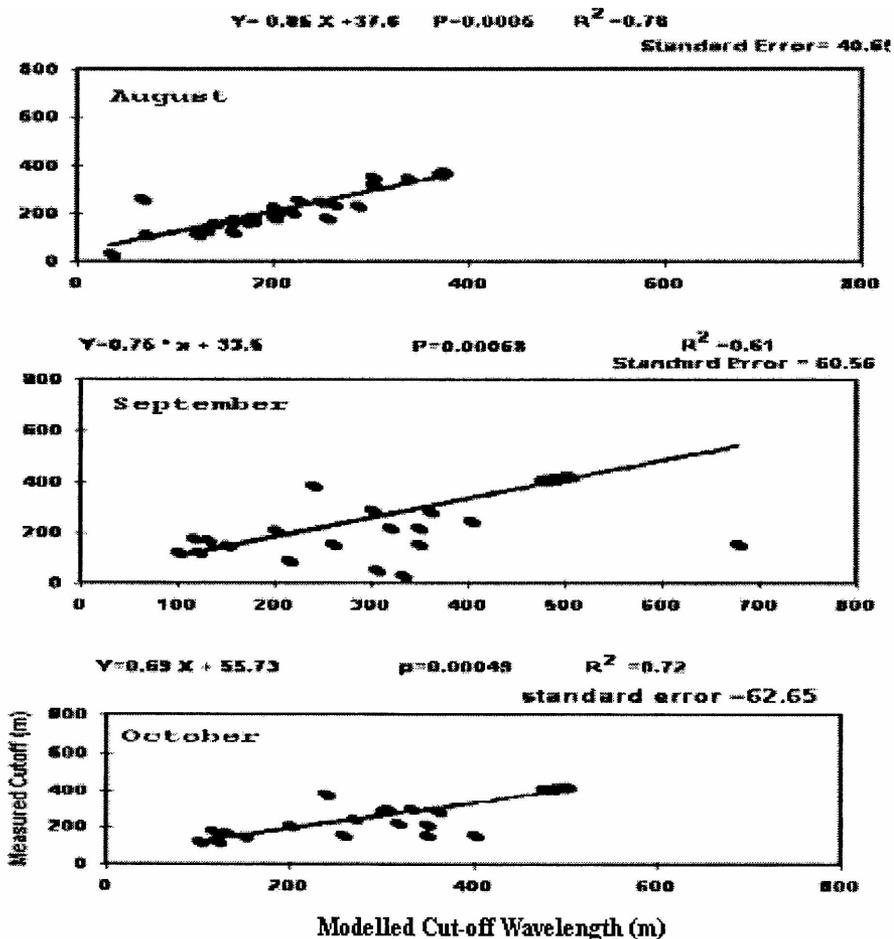


Figure 4. Azimuth cut-off model during, August, September and October 1993, respectively.

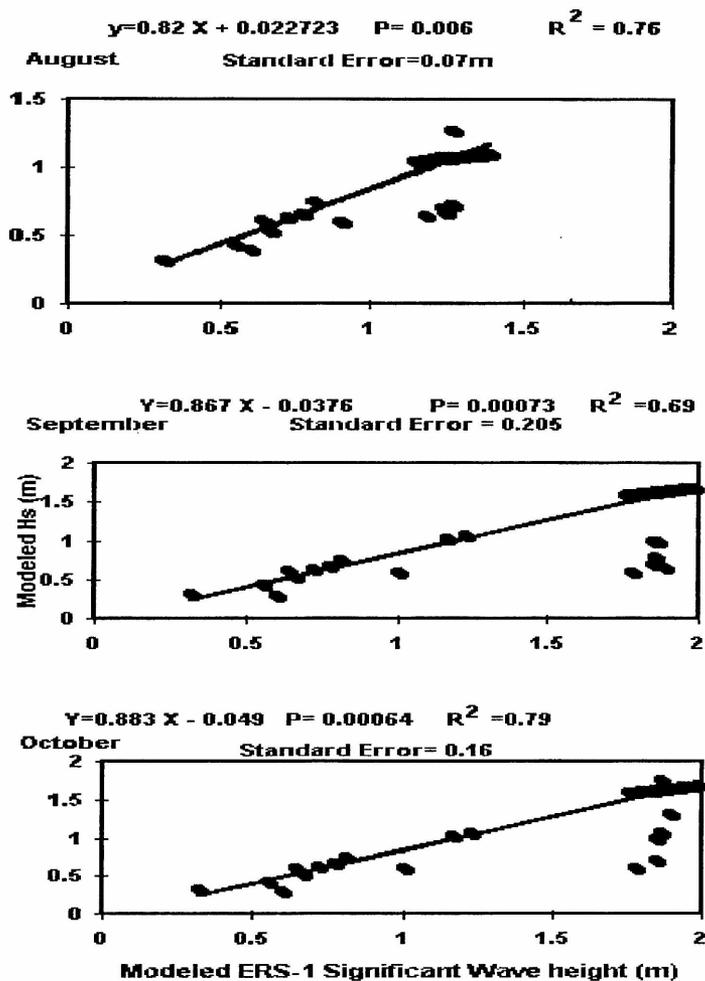


Figure 5. ERS-1 modelled significant wave Height

Regression models of ERS-1 significant wave height and wave model (predicted significant wave height from ground data) are in good correlation. The maximum significant wave height occurred in September and October 1993, meanwhile the minimum significant wave height occurred in August. The ERS-1 significant wave height ranged from 0.37 m to 2.0 m in September and October 1993. In August 1993 ranged from 0.25 m to 1.48 m (figure 4). These findings are similar to the studies by Vachon *et al.* (1994 and 1997). The quasi-linear transform reduced the non-linearity between the observed wave spectra by radar data and modeled wave spectra. It can be proposed that quasi-linear transform could be used to estimate significant wave height. The significant wave height simulated from quasi-linear transform agreed with the ground wave field data. These results are approximately similar to the studies by Valencia (1978), Supichai, (1995) and Ooi and Lim (1996). The variation of

### *ERS-1 model for significant wave detection.*

azimuthally cut-off values between southwest monsoon and inter-monsoon period could be attributed to the effect of different wind pattern.

## **4. CONCLUSION**

It was demonstrated that ERS SAR data could capture the variation of offshore and onshore ocean wave spectra. This methodology can be recommended for study the wave transfer. The onshore wavelength ranged between 25 to 70 m while offshore swell ranged from 100 to 350 m. The maximum wavelength (350 m) was found offshore during September and October. The azimuth cut-off based on the quasi-linear model could be used as operational tool to model the significant wave height. The maximum significant wave height was observed in September and October with 1.78 m. The variation of the azimuth cut-off due to the monsoon pattern change because of the change of wind pattern. This suggested that azimuth cut-off could be used in modelling the seasonal variation of significant wave height.

## **REFERENCES**

- Beal, R. C., T.W. Gerling, D.E. Irvine, F.M. Monaldo & D.G. Tilley, 1986. Spatial Variations of Ocean Wave Directional Spectra from Seasat Synthetic Aperture Radar. *J. Geophys. Res.*, 91: 2433-2449.
- Chu, T.E., 1984. Physical Environments of the East of Peninsular Malaysia. In T.E. Chu, and J.K. Charles (eds.) *Coastal Resources of East Coast Peninsular Malaysia An Assessment in Relation to Potential Oil Spills*. USM:Occ.Publi, pp.1-19.
- Cornet, Y., C. L. Anne & O., Andre, 1993. Significativity of Wavelength Computation Using Spatial Auto-correlation Theory on SAR Image of ERS-1. *Proceedings of Second ERS-1 Symposium*. Hamburg: Germany. pp. 941-944.
- Dobson F. W. & P. W. Vachon, 1994. The Grand Banks ERS-1 SAR Wave Spectra Validation Experiment: Program Overview and Data Summary. *Atmosphere-Ocean*, 32(1): 7-29.
- Feng, S.S, 1994. Waves in South China Sea. In Zhou D., Y. B. Liang and Z.C. Kui (eds.). *Oceanology of China Sea*. Kluwer Academic Publishers. London. Vol. 1. pp.135-140.
- Hasselmann, K., R.K.Raney, W.J.Plant, W.R. Alpers, R. Schuchman, D. R. Lyzenga, C.L. Rufenach, & M.J. Tucker, 1985. Theory of Synthetic Aperture Radar Ocean Imaging: AMARSEN View. *J. Geophys. Res.* 90:4659-4686.
- Hasselmann, K., & S. Hasselmann, 1991. On the Nonlinear Mapping of an Ocean Wave Spectrum into a Synthetic Aperture Radar Image Spectrum and its Inversion. *J. Geophys. Res.* 96: 101713-10729.
- Hasselmann, S., C. Bruning, K. Hasselmann & P. Heimbach, 1996. An Improved Algorithm for the Retrieval of Ocean Wave Spectra from Synthetic Aperture Radar Image Spectra. *J. Geophys.Res.* 101: 16615-16629.
- Ibrahim M.S. & A. Samsudin, 1996. Assessment of ERS-1 SAR Data for Some Applications in the Malaysian Coastal Zone. *Proceedings of the First Malaysian Remote Sensing Society Conference on Remote Sensing and GIS*. 25-27 November 1996. Kuala Lumpur.
- Keller, W.C., W. Plant, E.Terray, & R.A. Petitt, 1994. Microwave Backscatter from the Sea; The Modulation of Received Power and Doppler Bandwidth by Long Waves. *J.Geophys.Res.* 99: 9751-9765.

### *Maged Marghany*

- Komar, P.D., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. New Jersey: Prentice-hall, INC., Englewood Cliffs.
- Maged, M. M., 1994. *Coastal Water Circulation Off Kuala Terengganu*. M.Sc. Thesis. Faculty of Fisheries and Marine Science, Universiti Pertanian Malaysia.
- Maged, M.M., & S.B Mansor, 1997. "Offshore and Onshore Wave Spectra along Chendering Coastline: Proceedings of 18 th Asian Conference on Remote Sensing. October 23-27 1997. Nikko Hotel, Kuala Lumpur:Malaysia.pp.G-5-1-G-5-6.
- Monaldo, F.M., & C.R. Beal, 1995. Real Time Observation of Southern Ocean Wave Fields from the Shuttle Imaging Radar. *IEEE Trans. Geos. Rem. Sens.* 33(4):942-949.
- Morgen , R. & M.J. Valencia 1983. The Natural Environmental Setting. *In* J.R. Morgan and M.J. Valencia (eds.), *Atlas for Marine Policy in Southeast Asian Seas*. University of California Press. pp.8-12.
- Nasir, M.S., C. Alejandro & A.Yasin , 1996. Response of the South China Sea to Wind Speed Variations in the Early Stage of the North-east Monsoon. *Malay. J. Trop.Geog.* 27: 47-50.
- Ooi, S.H. & J. T. Lim, 1996. Global Climate Change-Possible Typhoon Related Impacts on Malaysia. Proceedings of Proceedings of the National Conference on Climate Change, 12-13 August 1996, Universiti Pertanian Malaysia, Serdang, Malaysia. pp.56-82 .
- Plant, W.J., 1992. Reconciliation of Theories of Synthetic Aperture Radar Imagery of Ocean Waves". *J. Geophys. Res.*, 97:7493-7501.
- Populus J., C.Aristaghes, L. Jonsson, J.M. Augustin, & E.Pouliquen, 1991. The Use of Spot Data for Wave Analysis. *J. Remote Sens. Environ.*36: pp.55-65.
- Raney R. K. & P. W. Vachon, 1991. SAR Imaging of Ocean Waves: Some Observations from LIMEX/LEWEX '87". *In* Beal, R.C. (ed.). *Directional Ocean Wave Spectra: Modeling, Predicting and Applying*. The John Hopkins University Press. pp: 98-103.
- Supichai, T., 1995. Wave Climate in the South China Sea As Observed by Topex/ Poseidon Satellite. Paper Presented at JSPS-VCC Joint Seminar on Marine Science. 6-8 December 1995, Faculty of Fisheries and Marine Science, Unversiti Pertanian Malaysia. Selangor: Malaysia.
- Valencia, M.J.,1978. The Physical Environment. *In* T.E. Chu, and J. A. Mathias (eds.) *Coastal Resources of West Sabah An Investigation into the Impact of Oil Spill*.USM: Sinaran Bros. Sdn. Bhd. p.3-43.
- Vachon P.W., R. Olsen, C. Livingstone, & N.G. Freeman 1988. Airborne SAR Observations of Ocean Surface Waves During LEWEX. " *IEEE Trans. Geoscience Rem. Sens.* 26: 549-562.
- Vachon P.W., & R.K. Raney 1989. Estimation of the SAR System Transfer Function Through Processor Defocus. *IEEE Trans. on Geoscience and Rem. Sens.*, 26 (6 ) 702-708.
- Vachon, P.W., & R.K. Raney, 1991. Resolution of the Ocean Wave Propagation Direction in SAR Imagery. *IEEE Trans. Geoscience Rem.Sens.* 29 (91):105-112.
- Vachon, P.W., A.S. Ghogal. & J.C., West, 1992. Airborne SAR Measurements of Ocean Waves during SWADE. *Proceeding of 15 th Canadian Symposium on Remote Sensing*, 1-4 June 1992. Toronto: Canada. pp. 352-356.
- Vachon, P.W., R.K. Raney, H. E. Krogstad & A. K. Liu, 1993. Airborne Synthetic Aperture Radar Observations and Simulations for Waves-in-Ice. *J.Geophys.Res.*98:16,411-16,425.
- Vachon, P.W., H.E. Krogstad & J.S. Paterson, 1994. Airborne and Spaceborne Synthetic Aperture Radar Observations of Ocean Waves. *Atmos-Ocean.* 32:910, 83-112.
- Vachon P.W., A. K. Liu & F.C. Jackson, 1995. Near-Shore Wave Evolution Observed by Airborne SAR During SWADE. *Atmos-Ocean.* 2: 363-381.
- Vachon, P.W. & F.W. Dobson, 1996. Validation of Wind Vector Retrieval from ERS-1 SAR Images Over the Ocean. *The glob. Atmos. and Ocean Syst.* 5:177-187.

*ERS-1 model for significant wave detection.*

Vachon, P.W. and J.W.M. Campbell & F.W. Dobson, 1997. Comparison of ERS and Radarsat SRS for Wind and Wave Measurement". Paper Presented at 3 rd ERS Symposium (ESA) 18-21 March, 1997. Florence, Italy.

Wong, P.P., 1981. Beach Change on a Monsoon Coast, Peninsular Malaysia. *J.Geol.Soc. Malaysia.* 14:47-59.

Wrytki, K. 1961. Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters, NAGA Report, Vol. (2). University California Scripps Insituite of Oceanography., La Jolla, CA. USA.

Zurk, L.M. & W.J. Plant, 1996. Comparison of Actual and Simulated Synthetic Aperture Radar Image Spectra of Ocean Waves". *J. Geophys. Res.* , 101:8913-8931.





## **Normas para los autores**

GEOACTA está editada por la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Está Constituida por secciones independientes, en cada una de la cuales se publican trabajos originales e inéditos, y que no se encuentren en evaluación simultánea en otras revistas, en forma de artículos o notas a los distintos dominios de la Geofísica, Geodesia, Geología, Vulcanismo, Oceanografía, Geografía, Meteorología, Geoquímica y temas con aplicación al medio ambiente.

El Consejo Editorial con la colaboración de otros especialistas en los distintos campos de la ciencia, considera el valor de cada uno de los originales entregados por los autores y decide sobre la conveniencia o no de su publicación (de los que, en cada caso informa al autor o autores), la sección en que se incluirá el artículo aceptado y el orden de publicación del mismo dentro de cada volumen.

El trabajo sometido al Consejo Editorial llevará además, al ser publicado, la fecha de recepción del mismo independientemente de si ha sido aceptado de inmediato o el Consejo Editorial lo ha devuelto para su revisión al autor y la entrega definitiva es posterior.

1. La presentación de los manuscritos será en castellano, francés o inglés. Se escribirán dos resúmenes, uno de ellos en el idioma del texto y otro en castellano. Si el idioma del texto es castellano, el segundo resumen se redactará en inglés. El resumen se escribirá sin indentación, colocando en primer lugar el que correspondiera al texto. Se escribirán no más de cinco palabras claves a continuación de cada resumen.

2. Se enviarán tres copias del manuscrito, junto con la dirección completa de los autores para la corrección del trabajo. La versión final se entregará en diskette 3.5" con procesador Microsoft Word.

3. Se utilizará papel Carta (21,59 x 27,94). Los márgenes superior, inferior, derecho e izquierdo serán iguales a 4 cm. La letra será Times New Roman, 11 puntos. El resumen, el abstract, las palabras claves, las referencias y las leyendas de las figuras se escribirán en 10 puntos. El título del trabajo debe ir en mayúscula y en negrilla, los autores y dirección en mayúscula y minúscula, todo irá centrado. Los autores se escribirán en negrilla. Dentro del texto los títulos irán numerados y en mayúsculas, y los subtítulos en mayúscula y minúscula, en ambos casos en negrilla y sobre el margen izquierdo. Los títulos deben ir separados por un solo espacio y no se debe dejar espacios entre párrafos.

4. Las figuras y tablas no excederán los límites de una caja de 15cm x 11cm. Se entregarán en copias listas para su reproducción o en archivos tipo TIF. Las leyendas de las figuras irán en hoja aparte. En el texto deben ser mencionadas como figura n. Las fotos deberán ser claras y de buen contraste. Las figuras y fotos en colores serán publicadas siempre que el autor asuma los gastos que estas demanden. Se sugiere establecer el lugar donde serán insertados en el texto.

5. Las referencias se detallan en orden alfabético de acuerdo al ejemplo:

## **REFERENCIAS**

- Gomez, R.A., 1990. La dinámica costera de la localidad de Monte Hermoso. Geoacta, vol. 3, 133-140.
- Lowell Wine, R., 1966. Statistics for Scientist and Engineers. Prentice-Hall, U.K. pp 671.
- Hart, B.S., 1995. Delta fornt estuaries. En: Geomorphology and Sedimentology or Estuaries. Perillo G.M.E. (Ed). Elsevier. Amsterdam, 207-226.

## **GEOACTA, 27, 2002**

Petrografía del hormigón endurecido afectado por la reacción álcali-sílice. <i>Silvina A. Marfil; Pedro J. Maiza y Rodolfo C. Salomón</i>	<b>1</b>
Cálculo de la recarga de acuíferos mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales compuestos. <i>Jorge Carrica y Carlos Robledo</i>	<b>16</b>
Variabilidad de las condiciones hídricas en la región semiárida pampeana, Argentina. <i>Beatriz Scian</i>	<b>30</b>
Una verificación de pronósticos probabilísticos de precipitación. <i>Nora E. Ruiz y Héctor H. Ciappesoni</i>	<b>53</b>
Monthly mortality changes related to temperature in Bahía Blanca, Argentina. <i>Alicia Capelli de Steffens and María Cintia Piccolo</i>	<b>62</b>
About the vertical structure of currents in the intermediate Río de la Plata. Observational study. <i>Walter C. Dragani, Claudia G. Simionato and Mario N. Nuñez</i>	<b>71</b>
<b>Nota Técnica</b>	
ERS-1 model for significant wave detection. <i>Maged Marghany</i>	<b>85</b>

*La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL, del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y del Instituto Argentino de Oceanografía.*