

# Meteorología

**PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA  
EN TEMAS METEOROLÓGICOS**

**Versión impresa  
Versión en línea**

**ISSN 0325-187X  
ISSN 1850-468X**

**Volumen 34**

**Números 1 y 2**

**Año 2009**

## **CONTENIDO:**

*Ramiro Saurral y Vicente Barros:*

**ESTUDIO DE LA CLIMATOLOGÍA Y LA HIDROLOGÍA DE LA CUENCA  
DEL PLATA EN UN CONJUNTO DE MODELO CLIMÁTICOS GLOBALES** 5-15

*Claudia Palese, Jesús M. Gardiol<sup>2</sup> y Jorge L. Lassig:*

**MAPAS DE VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO EN EL CENTRO-  
ESTE DE LA PROVINCIA DE NEUQUEN** 17-27

*Cristian Valenzuela, Aída I. Della Maggiora, Laura Echarte, Matías  
Cambareri y Mauro Polizzi:*

**EVAPOTRANSPIRACIÓN Y EFICIENCIA EN EL USO DE AGUA EN  
INTERCULTIVOS MAÍZ-SOJA VS CULTIVOS PUROS** 29-37

## **Notas y Correspondencia**

*Claudia Simionato y coautores:*

**TALLEX - EXPERIMENTOS CON FLUJOS ROTANTES EN LA  
FORMACIÓN DE METEORÓLOGOS Y OCEANÓGRAFOS.** 39-50

# Meteorología

**PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS**

**DIRECTORA**

OLGA C. PENALBA

**EDITORES EJECUTIVOS**

CLAUDIA CAMPETELLA  
ANDREA CARRIL  
YANINA GARCÍA SKABAR  
LAURA VENEGAS

**CONSEJO EDITORIAL**

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

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

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

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

Indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts y en Latindex  
Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas

© 2010 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario  
Intendente Güiraldes 2160  
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2° Piso  
C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.  
Registro de la Propiedad Intelectual en trámite  
ISSN: Versión impresa 0325-187X – Versión en línea 1850-468X

Impreso en Buenos Aires, Argentina

## ***Editorial***

*Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar un nuevo Volumen de la Revista Meteorologica. El mismo ha sido posible gracias a la contribución de los autores y el Centro Argentino de Meteorólogos por su apoyo continuo.*

*El Comité Editorial agradece a los científicos argentinos y extranjeros por su tarea de evaluación de los artículos, garantizando de esta forma la calidad científica de los mismos.*

*Meteorologica forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas. La calidad editorial de la revista es evaluada permanentemente en el Área de Publicaciones Científicas del CAICYT. Desde el año 2005, Meteorologica se encuentra indexada en "Meteorological & Geostrophysical Abstracts" y Latindex. El Comité Editorial de Meteorologica está trabajando para incorporarla al portal Scielo (Scientific Electronic Library Online: [www.scielo.org](http://www.scielo.org)). Este portal es una biblioteca electrónica que conforma una red iberoamericana de colecciones de revistas científicas en texto completo y con acceso abierto, libre y gratuito. En los próximos meses, los Volúmenes editados a partir de 2004 estarán disponibles en formato electrónico y a través de SciELO. De esta forma daremos mayor visibilidad a la producción científica en el área y facilitaremos el acceso directo a la publicación a un mayor número de investigadores.*

*Invitamos a nuestros lectores que continúen enviando sus trabajos de investigación, aplicación y/o servicios en Meteorología para ser incorporados en la sección Artículos de Investigación o Notas y Correspondencia.*

*Los autores y lectores pueden comunicar sus inquietudes relacionadas con la revista a la cuenta de correo electrónico: [meteorologica@at.fcen.uba.ar](mailto:meteorologica@at.fcen.uba.ar).*

*Este Volumen está dedicado a la memoria de un colega y amigo, Dr Jesús Gardiol. La Dra María Isabel Gassmann comparte con todos nosotros un afectuoso recordatorio.*

*La Dirección*



## ***RECORDATORIO***



### ***JESÚS MARÍA GARDIOL***

El 12 de enero de 2010 fallece el Dr. Jesús María Gardiol. Nacido en Buenos Aires, el 24 de diciembre de 1953, decide estudiar Meteorología en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN) de la Universidad de Buenos Aires (UBA), donde se recibe como Licenciado en 1979. Antes de finalizar sus estudios comienza a trabajar en el Servicio Meteorológico Nacional y dicta clases como Ayudante de Segunda en la FCEN. Luego de recibirse, comienza su carrera como investigador e ingresa como docente de dedicación exclusiva en la UBA. Decide orientar su formación académica hacia una rama no explorada dentro del otrora Departamento de Cs. Meteorológicas, iniciando así una nueva área de investigación: la Meteorología Agrícola. Se doctora en 1989, presentando una tesis en la que desarrolla un modelo para evaluar los efectos a campo de las cortinas rompevientos. Mientras realiza su doctorado viaja al exterior (Israel y Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas) para especializarse en el área. Luego de doctorarse, establece estrechos vínculos de investigación con docentes e investigadores de la Unidad Integrada INTA Balcarce – Facultad de Cs. Agrarias (Universidad Nacional de Mar del Plata). Allí participa como Profesor en el dictado de la materia Agrometeorología y en cursos de la especialidad para la Maestría de Producción Vegetal de esa universidad y realiza una intensa actividad de investigación. Mientras tanto, continúa su actividad académica en la FCEN – UBA como Profesor Adjunto y participa activamente en la creación de la primera maestría de la Universidad de Buenos Aires: la Maestría en Meteorología Agrícola. Durante el transcurso de su carrera como investigador forma a varios tesisistas de grado y de posgrado, acompañado por su inseparable amiga, la Dra. Alicia de Garín. Publica numerosos trabajos en revistas científicas y varios capítulos de libros. Es invitado a dictar numerosas conferencias tanto en el país como en otros países de Latinoamérica, convirtiéndose en un referente para la especialidad.

Además de su labor de investigación, durante los años que trabaja en la FCEN realiza una extensa actividad de gestión. Es Consejero por el Claustro de Graduados en el Consejo Directivo, Secretario Académico de la FCEN durante 5 años y Director del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO) durante 8 años. Previamente participa en distintos períodos como representante de su claustro, tanto como graduado o como profesor, en los Consejos Departamentales del DCAO.

Más allá de sus logros como meteorólogo, no podemos olvidar resaltar su carismática personalidad. Al rememorar al individuo a uno le vienen a la mente las palabras honesto, afectuoso, enérgico, fiel a sus principios y, por sobre todas las cosas, humilde. Una bellísima persona. Te vamos a extrañar siempre, amigo mío.

Dra. María Isabel Gassmann



## **ESTUDIO DE LA CLIMATOLOGÍA Y LA HIDROLOGÍA DE LA CUENCA DEL PLATA EN UN CONJUNTO DE MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES**

Ramiro Saurral y Vicente Barros

Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA-CONICET/UBA) y  
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO-UBA), Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 25 de Marzo de 2010, en su versión final el 31 de Agosto de 2010)

### **RESUMEN**

La Cuenca del Plata provee de agua potable a millones de personas a través de cinco países en Sudamérica. En el contexto de un potencial cambio futuro en las condiciones medias del clima, los caudales de los ríos de la cuenca podrían verse afectados y en este sentido es de sumo interés poder inferir estos posibles cambios en los caudales para década venideras. El objetivo de este trabajo es determinar la habilidad de tres modelos climáticos globales (CNRM-CM3, ECHAM5-MPI/OM y GFDL-CM2.0) en simular los caudales observados de los principales ríos de la Cuenca del Plata. Para ello, se emplearon las salidas de precipitación y temperatura de esos modelos climáticos para forzar un modelo hidrológico distribuido durante la última década del siglo XX (1990-1999). Los resultados muestran que los tres modelos presentan serias deficiencias en la representación del ciclo hidrológico y que esas diferencias están principalmente explicadas por los importantes errores que tienen en los patrones de precipitación y temperatura sobre el sur de Sudamérica. Esto determina un fuerte impedimento al potencial uso que se podría dar a estos modelos para inferir posibles cambios futuros en los caudales de los ríos de la región.

*Palabras clave:* ciclo hidrológico, modelos climáticos, Cuenca del Plata

## **STUDY OF THE LA PLATA BASIN CLIMATOLOGY AND HYDROLOGY IN A SET OF GLOBAL CLIMATE MODELS**

### **ABSTRACT**

Hydrological modeling is a potent tool that can be useful to, among other things, determine the potential future availability of fresh water on Earth. In particular, the La Plata Basin supplies fresh water to millions of people across five countries. In a context of possible future changes on climate, river streamflows could be affected and in this sense it is of crucial importance to infer these potential changes for the upcoming decades. The objective of this paper is to determine the ability of three climate models (CNRM-CM3, ECHAM5-MPI/OM and GFDL-CM2.0) to simulate the observed discharges of the main La Plata Basin rivers. To force the distributed hydrology model, climate models output data included daily minimum and maximum temperature and

precipitation during the last decade of last century (1990-1999). Results show that the three models display serious deficiencies to adequately capture the hydrological cycle of the basin and that these deficiencies are mainly due to the important errors in the temperature and precipitation fields over southern South America. This fact poses a strong limitation in the potential use of these models to perform inferences about future changes across the basin.

*Keywords:* hydrological cycle, climate models, La Plata Basin

## 1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca del Plata, en el sur de Sudamérica, es la quinta cuenca más importante del mundo (en términos de superficie ocupada) y la segunda más grande de Sudamérica detrás de la del río Amazonas. Abarca un área de más de 3 millones de kilómetros cuadrados y comprende territorios pertenecientes a cinco naciones: Brasil, Bolivia, Paraguay, Uruguay y Argentina (Figura 1), proveyendo de agua potable a cientos de millones de personas en la región. La cuenca es particularmente sensible a las variaciones climáticas tales como los eventos El Niño y La Niña (Camilloni y Barros 2000; Berri y otros 2002) y es usualmente afectada por prolongados períodos de precipitaciones intensas que desencadenan inundaciones (Camilloni y Barros 2003), alternándose con largos períodos con precipitaciones deficitarias que, por el contrario, dan lugar a intensas sequías (Penalba y Vargas

2008; Doyle y otros 2008; Llano y Penalba 2010). Algunos trabajos han mostrado que la hidrología de la cuenca es también altamente dependiente de factores no atmosféricos, como por ejemplo el uso del suelo (Saurral y otros 2008).

Dada la sensibilidad de la hidrología de la cuenca a cambios en las condiciones medias del clima, es interesante poder determinar cómo se vería afectada la disponibilidad de agua dulce en la región ante un contexto de cambio climático. En la actualidad la herramienta más difundida en el ambiente científico para inferir los cambios futuros en el estado medio del clima son los modelos de circulación general acoplados océano-atmósfera (MCG). Existe una amplia variedad de este tipo de modelos, varios de los cuales fueron utilizados durante el último informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático de la Organización de las Naciones Unidas (IPCC). El objetivo de este trabajo es el de determinar hasta qué medida pueden emplearse los datos obtenidos de algunos de esos modelos para simular el ciclo hidrológico de la Cuenca del Plata en el presente mediante la utilización de un modelo hidrológico, analizando no sólo las diferencias entre el caudal observado y el simulado sobre las diferentes subcuencas de la región, sino también estudiando los problemas que los MCG tienen para representar los campos medios de las variables meteorológicas utilizadas como forzantes para el modelo. Este trabajo está organizado del siguiente modo: en la sección 2 se describen los datos y la metodología empleados. En la sección 3 se presentan los resultados de las simulaciones del ciclo hidrológico de los diferentes ríos de la Cuenca del Plata. La sección 4 contiene las comparaciones de las climatologías de precipitación y temperatura entre las observaciones y los modelos climáticos, y finalmente la sección 5 presenta la discusión y las conclusiones del trabajo.

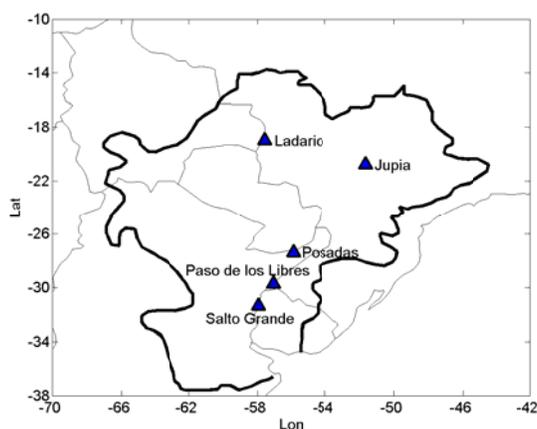


Figura 1. Dominio de la Cuenca del Plata (línea negra gruesa) y ubicación de los puntos de cierre.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

En este trabajo se emplearon datos de salidas de tres MCG: el francés CNRM-CM3 (Salas-Meliá y otros 2005), el alemán ECHAM5-MPI/OM (Roeckner y otros 2006) y el estadounidense GFDL-CM2.0 (Delworth y otros 2006). Las variables meteorológicas empleadas fueron temperatura mínima y máxima diaria y precipitación diaria. Los modelos tienen resoluciones horizontales que varían entre  $1.88^\circ \times 1.88^\circ$  hasta  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$  y los datos se obtuvieron del sitio web del Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI, [www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about\\_ipcc.php](http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php)). Para la simulación del ciclo hidrológico se utilizó el modelo hidrológico distribuido VIC (Liang y otros 1994, 1996; Nijssen y otros 1997), el cual resuelve ecuaciones de balance de energía y de masa de agua en un grillado regular cuya resolución (tanto temporal como espacial) es determinada por el usuario. En este caso, se empleó una resolución temporal de un día y una resolución horizontal de  $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ , por lo que los forzantes diarios meteorológicos fueron regrillados a esa resolución antes de realizar las simulaciones usando el método de kriging. El modelo emplea además información de uso de suelo (obtenida del Global Soil Data Task 2000) y de tipo de cubierta vegetal (University of Maryland's 1-km Global Land Cover products, Hansen y otros 2000). Las salidas incluyen información a escala diaria, mensual y anual de escurrimiento superficial y sub-superficial y evapotranspiración en cada punto de grilla, por lo que posteriormente se emplea un modelo de ruteo (Lohmann y otros 1996, 1998) que integra el escurrimiento por sub-cuencas hasta puntos de cierre seleccionados. Para simular el ciclo hidrológico de la cuenca se emplearon datos diarios de temperatura y precipitación de una gran variedad de estaciones de superficie en el dominio en cuestión, en el período 1/1/1990-31/12/1999 (diez años completos). Las distribuciones de las estaciones de precipitación y temperatura diarias se presentan en las Figuras 2 y 3, respectivamente. La distribución de estaciones de lluvia no es uniforme a través de la cuenca, con una gran cantidad de datos en el este del dominio (en particular, sobre las cuencas de los ríos Paraná y Uruguay) y mucha

menor densidad de estaciones en la cuenca del río Paraguay. En cuanto a temperatura, la distribución es mucho más homogénea a través de la región. Para llevar a cabo las simulaciones forzadas con los modelos climáticos, se emplearon datos diarios de las mismas variables (temperatura y precipitación) y en el mismo período. Con el fin de comparar la calidad de las simulaciones se seleccionaron algunos puntos de cierre en cada una de las tres principales sub-cuencas: Ladario en la cuenca alta del río Paraguay, Jupíá y Posadas en el río Paraná y Paso de los Libres y Concordia en el río Uruguay. La ubicación de los distintos puntos de cierre se muestra en la Figura 1. La capacidad del modelo para simular los caudales de los diferentes ríos se determinó calculando el BIAS, el coeficiente de correlación (R) y el estadístico NSE, definidos a continuación:

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - Q_i^{OBS})}{\sum_{i=1}^n Q_i^{OBS}} \times 100\%$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - \overline{Q^{SIM}}) \cdot (Q_i^{OBS} - \overline{Q^{OBS}})}{\sqrt{\frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - \overline{Q^{SIM}})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i^{OBS} - \overline{Q^{OBS}})^2}}$$

$$NSE = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{SIM} - Q_i^{OBS})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{OBS} - \overline{Q^{OBS}})^2} \right]$$

donde  $Q^{SIM}$  es el caudal simulado y  $Q^{OBS}$ , el observado. El estadístico NSE toma un valor máximo de 1 cuando el ajuste es perfecto y se considera que valores por encima de 0,5 indican un buen ajuste. Estos mismos estadísticos fueron previamente utilizados en otros análisis de la calidad de simulaciones hidrológicas en la Cuenca del Plata (Su y otros 2008).

Se emplearon datos de precipitación de la base de precipitación mensual CMAP (Xie y Arkin 1997) y de temperatura de la base de datos CRU (Jones y

otros 1999; Jones y Moberg 2003) para realizar una climatología de la cuenca en el período 1980-1999 y compararla con las climatologías surgidas de los MCG.

### 3. SIMULACIÓN DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LOS MODELOS CLIMÁTICOS

#### 3.1. Río Paraná

Las partes alta y media de la cuenca del río Paraná

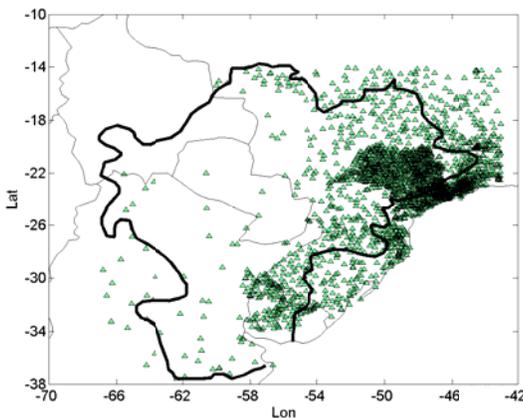


Figura 2. Ubicación de las estaciones con datos de precipitación diaria.

presentan un máximo de caudal a finales del verano, principalmente debido al máximo de precipitación observado en esta época del año sobre la naciente del río, en tanto que el mínimo de caudal, consistente con la disminución de las precipitaciones sobre el sudeste de Sudamérica, tiene lugar a mediados-fines del invierno (Berbery y Barros 2002).

En la Tabla I se muestran los valores de los estadísticos calculados para determinar la calidad del ajuste del modelo hidrológico. La Figura 4 muestra los resultados de las simulaciones del ciclo hidrológico del río Paraná en Jupiá y en Posadas. En Jupiá el modelo VIC es capaz de reproducir correctamente los caudales observados a nivel mensual, mostrando sólo una leve sobreestimación durante el mes de febrero. Los estadísticos confirman la calidad del ajuste, con valores de correlación entre las series mensuales de caudal de 0,90 y valores de NSE de 0,56, superior al umbral de 0,5 (Tabla I).

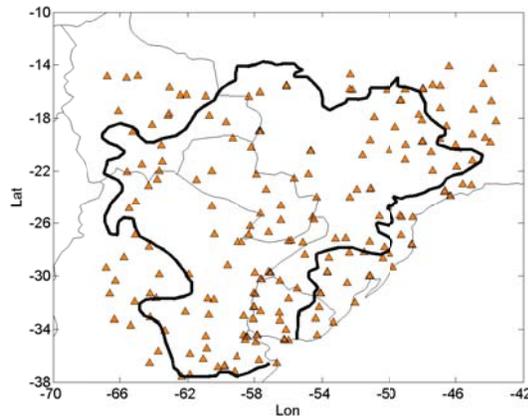


Figura 3. Ubicación de las estaciones con datos de temperatura mínima y máxima diarias.

En el caso de Posadas también presenta resultados buenos, aunque el ajuste no es tan satisfactorio como en el caso de Jupiá, lo cual puede apreciarse no sólo gráficamente sino también comparando los valores de los distintos estadísticos, incluso con valores de NSE inferiores a 0. Esto se debe a la presencia de una gran cantidad de diques y represas aguas arriba de Posadas, lo cual no es tenido en cuenta en las simulaciones efectuadas con el modelo hidrológico. Los modelos climáticos, por su parte, tienen problemas principalmente para representar el máximo de caudal durante los meses de verano: el exceso de caudal durante el mes de febrero es de más del 100% en el caso del GFDL2.0 y en el CNRM, en tanto que el ECHAM5 presenta una marcada subestimación durante la época cálida (de casi el 50%). En invierno, en cambio, los modelos representan con bastante precisión los bajos valores de caudal del río. En Posadas, por su parte, los errores del verano siguen presentes en CNRM y GFDL2.0. El modelo alemán ECHAM5 presenta una marcada subestimación del caudal no sólo durante el verano sino también a lo largo del resto del año.

#### 3.2. Río Uruguay

El río Uruguay posee un comportamiento notablemente diferente al Paraná en términos de caudal, dado que la naciente del río recibe lluvias no sólo en el verano sino también en el invierno, principalmente gracias a la actividad transiente que

da lugar a un máximo de precipitación sobre el sur de Brasil y Uruguay (Vera y otros 2002). Esto determina que el hidrograma anual sea mucho más regular y con menor amplitud que en el caso del Paraná. De hecho, el pico de caudal se observa durante finales del invierno y comienzos de la

primavera, como un compromiso entre las precipitaciones y la disminución de evapotranspiración debida a las menores temperaturas propias de la estación fría. El modelo hidrológico presenta también resultados satisfactorios al simular el hidrograma de este río,

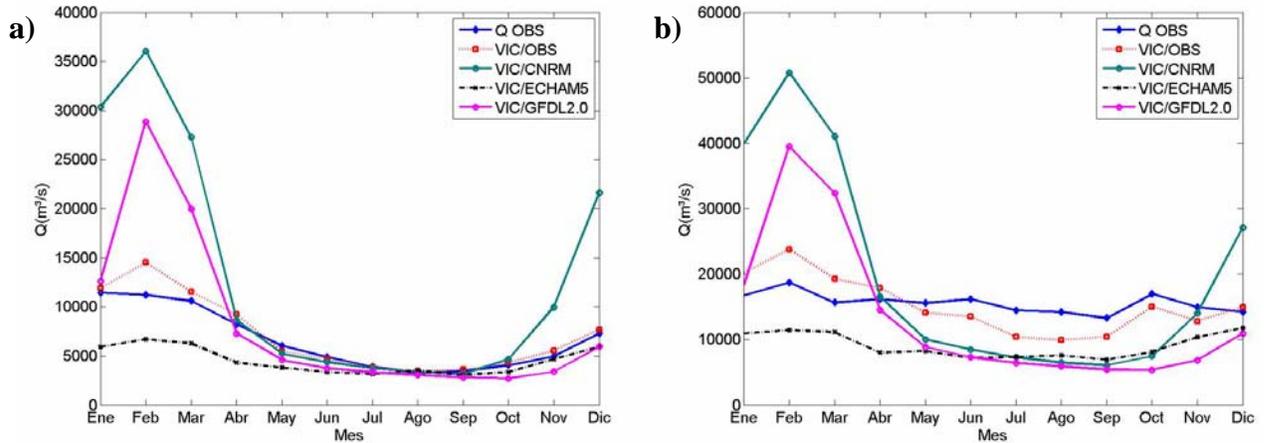


Figura 4. Hidrograma medio anual del río Paraná observado (curva azul) y en base a las simulaciones forzadas con observaciones (curva roja), con los datos del modelo CNRM-CM3 (curva verde), del modelo ECHAM5 (curva negra) y del modelo GFDL2.0 (curva rosa) en a) Jupiá; y b) Posadas. Los valores están expresados en unidades de  $m^3 s^{-1}$ .

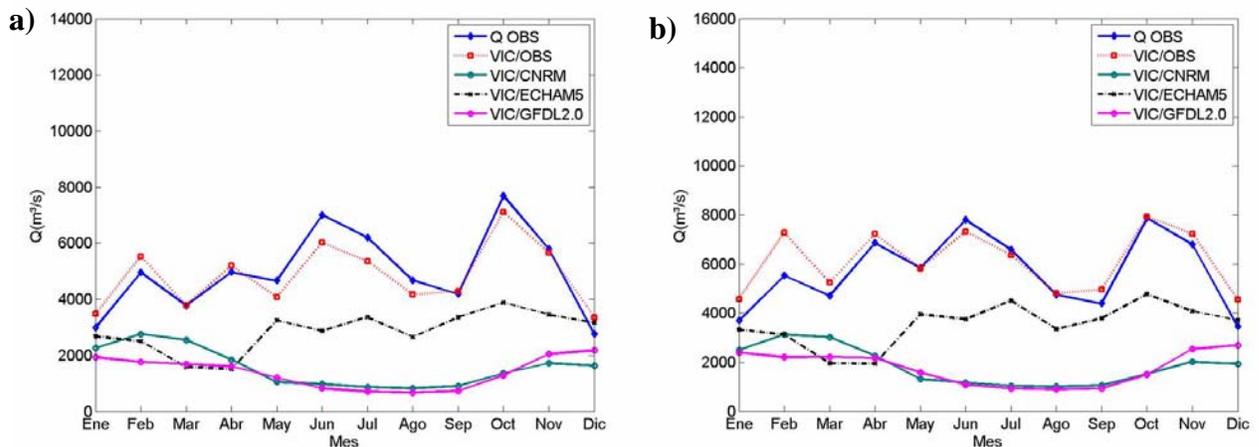


Figura 5. Ídem Figura 4, pero para el río Uruguay en a) Paso de los Libres; y b) Salto Grande.

tanto en Paso de los Libres como en Salto Grande (Figura 5), siendo capaz de capturar la poca variabilidad presente en los caudales y mostrando sólo ligeras diferencias en algunos meses. El caudal medio anual simulado es prácticamente igual al observado ( $4972 m^3 s^{-1}$  y  $4840 m^3 s^{-1}$  respectivamente para el caso de Paso de los Libres) y los estadísticos muestran que el ajuste mensual es

muy bueno, con un  $R=0,98$  en Paso de los Libres y valores de NSE de entre 0,92 y 0,93 (Tabla I). En el caso de las simulaciones con los MCG, tanto el CNRM como el GFDL2.0 presentan serias dificultades para captar la marcha del caudal a lo largo del año: ambos modelos tienen un máximo de caudal en el verano y un mínimo en el invierno, de un modo muy similar al del río Paraná. El

ECHAM5, en cambio, es mucho más realista, con máximos caudales durante la época fría y a comienzos de la primavera, de manera que cualitativamente la simulación del ciclo hidrológico con este modelo es muy similar a la simulación realizada con las observaciones, aunque

en términos numéricos el caudal medio anual es notablemente inferior al observado. Este patrón se observa tanto para el caso de Paso de los Libres (Figura 5a) como para el de Salto Grande (Figura 5b)

Tabla I. Caudal medio observado ( $Q_{obs}$ ) y simulado usando observaciones ( $Q_{sim}$ ), y valores de BIAS, R y NSE para los cinco puntos de cierre considerados. Las unidades de caudales son  $m^3 s^{-1}$ .

Estación	$Q_{obs}(m^3 s^{-1})$	$Q_{sim}(m^3 s^{-1})$	BIAS	R	NSE
Jupíá	6614	7161	7,96	0,90	0,56
Posadas	15598	15202	-1,48	0,68	<0
Paso de los Libres	4972	4840	-2,70	0,98	0,93
Salto Grande	5692	6114	6,69	0,97	0,92
Ladario	1442	2051	42,53	0,34	<0

### 3.3. Río Paraguay

El hidrograma del río Paraguay presenta un patrón bastante distinto con respecto a los otros ríos de la cuenca, principalmente debido a la topografía de esta sub-cuenca.

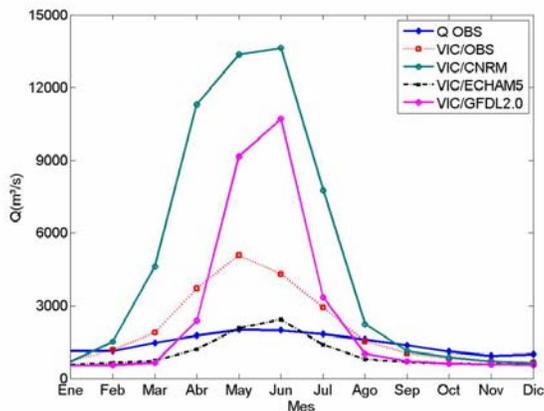


Figura 6. Ídem Figura 4, pero para el río Paraguay en Ladario.

La pendiente del terreno en la naciente de este río es extremadamente pequeña (Tossini 1959) y esto determina que el desplazamiento del agua sea muy lento, incluso llevando a que el escurrimiento generado en la naciente del río demore entre 5 y 10 meses en alcanzar la parte baja de la cuenca (Camilloni y Barros 2000). El modelo VIC tiende a

presentar problemas en representar los caudales de los ríos cuyas pendientes son muy pequeñas, como es el caso del río Paraguay. En este caso se puede apreciar cómo el modelo hidrológico forzado con las observaciones tiende a sobreestimar el caudal de abril-mayo-junio y a subestimarlo durante el resto del año (Figura 6). En el caso de las simulaciones forzadas con los MCG se observa que tanto GFDL2.0 como CNRM presentan una fuerte sobreestimación del máximo de caudal durante el otoño mientras que ECHAM5 presenta una leve subestimación durante esa época. Durante el resto del año, los tres MCG tienden a ser algo más realistas en sus simulaciones, aunque en todos los casos se observa una tendencia a una subestimación con respecto al caudal observado.

## 4. CLIMATOLOGÍA DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN EN LOS MODELOS CLIMÁTICOS

Para explicar las posibles causas de la mala representación del ciclo hidrológico en la cuenca, se computaron las climatologías de precipitación y temperatura “observadas” y se las comparó con las climatologías de cada uno de los modelos. En la Figura 7 se muestra la precipitación media anual en la base de datos CMAP y en cada uno de los modelos climáticos. Puede verse que los tres modelos presentan una subestimación de la

precipitación en especial sobre el centro y sur de la cuenca, con un máximo de subestimación sobre el noreste de Argentina. Sobre el extremo norte de la cuenca tanto ECHAM5 como GFDL2.0 también subestiman los montos de lluvia en tanto que, por el contrario, CNRM simula más precipitación de la que en realidad ocurre. Un aspecto interesante se da sobre el sur de Brasil y el norte de Uruguay: el único modelo climático que logra representar el máximo de precipitación en esa región es el ECHAM5, en tanto que los otros dos modelos muestran importantes subestimaciones. Ese máximo de precipitación se explica fundamentalmente por la lluvia de invierno asociada al pasaje de perturbaciones transientes (Vera y otros 2002), y tanto CNRM como GFDL2.0 no logran captar ese máximo de actividad sinóptica durante la época fría. Sobre el extremo oeste de la cuenca, los totales de precipitación dependen fuertemente de la resolución horizontal de los modelos, e incluso la base de datos que se utilizó en este trabajo como “observacional” tiende a mostrar valores suavizados, sin los máximos locales asociados a la cordillera que en realidad sí ocurren.

La Figura 8 presenta los campos de diferencias de

precipitación total anual para cada uno de los modelos con respecto a CMAP. Los 3 MCG subestiman la lluvia sobre el centro y sur de la cuenca, incluso en valores de más de 1000 mm en el caso del modelo francés CNRM. También se aprecia que el ECHAM5 es el que menos subestima el máximo de lluvia sobre el sur de Brasil y norte de Uruguay, en tanto que sobre el noroeste de la cuenca y en la región de cordillera la tendencia es a una subestimación de las precipitaciones. El promedio de las diferencias (Figura 8d) sigue ese mismo patrón (demostrando que en general existe poca variación entre modelos), con valores de subestimación promedio de entre 750 y 1000 mm sobre el centro de la cuenca y una aceptable representación de los acumulados sobre la parte norte de la cuenca, en la naciente del río Paraná. En materia de temperaturas (Figura 9), los tres MCG simulan condiciones ligeramente más cálidas que las observadas sobre el centro de la cuenca, en la región noreste de Argentina, con valores de unos 2 grados por encima de lo real. Sobre el resto de la cuenca en general la comparación muestra resultados aceptables, aunque ECHAM5 es excesivamente cálido también en la naciente del río Paraguay.

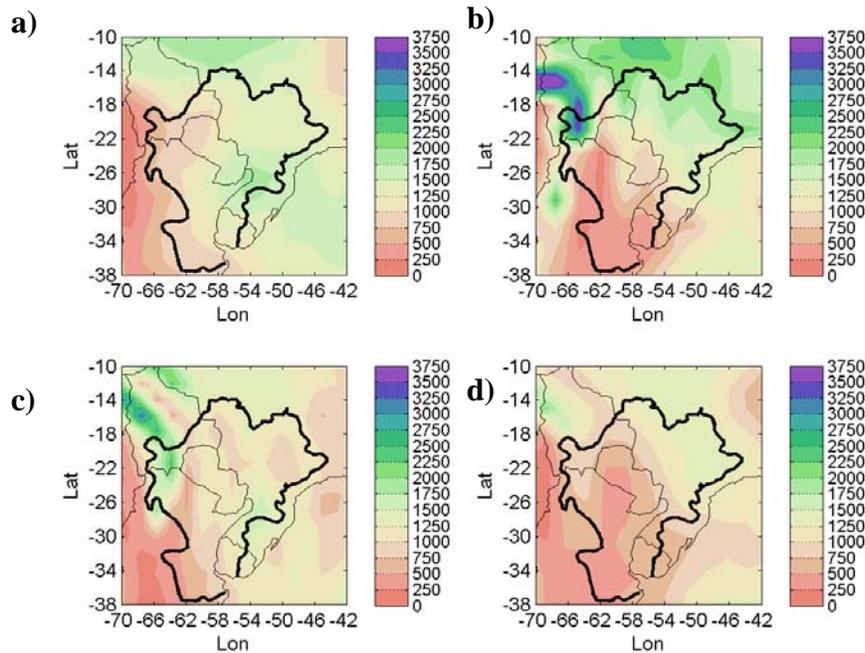


Figura 7. Precipitación media anual en a) CMAP; b) CNRM-CM3; c) ECHAM5; y d) GFDL2.0. Los valores están expresados en unidades de mm.

Sobre el oeste de la cuenca, una vez más los valores están fuertemente influenciados por la resolución horizontal y la forma en que cada modelo representa al gradiente de alturas de la Cordillera de los Andes.

## 5. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

El modelo hidrológico VIC fue capaz de simular adecuadamente los caudales de los principales ríos de la Cuenca del Plata cuando fue forzado con observaciones de temperatura y precipitación. Los mejores resultados se obtuvieron sobre la cuenca alta del río Paraná (Jupíá) y sobre el río Uruguay. En el caso del Paraná Medio (Posadas), los

estadísticos demostraron un ajuste no tan satisfactorio principalmente debido a la presencia de diques y represas aguas arriba de ese punto de cierre, lo cual no es tomado en cuenta por el modelo hidrológico. En el caso del río Paraguay, en tanto, los errores en las simulaciones sobre Ladario se debieron a la escasez de estaciones de precipitación y a la pequeña pendiente de la cuenca. Por tal motivo, las intercomparaciones entre los modelos climáticos globales y las observaciones deben realizarse principalmente en la parte alta de la cuenca del Paraná y en la del río Uruguay, dado que en los otros casos hay una componente de error asociada al mismo modelo hidrológico.

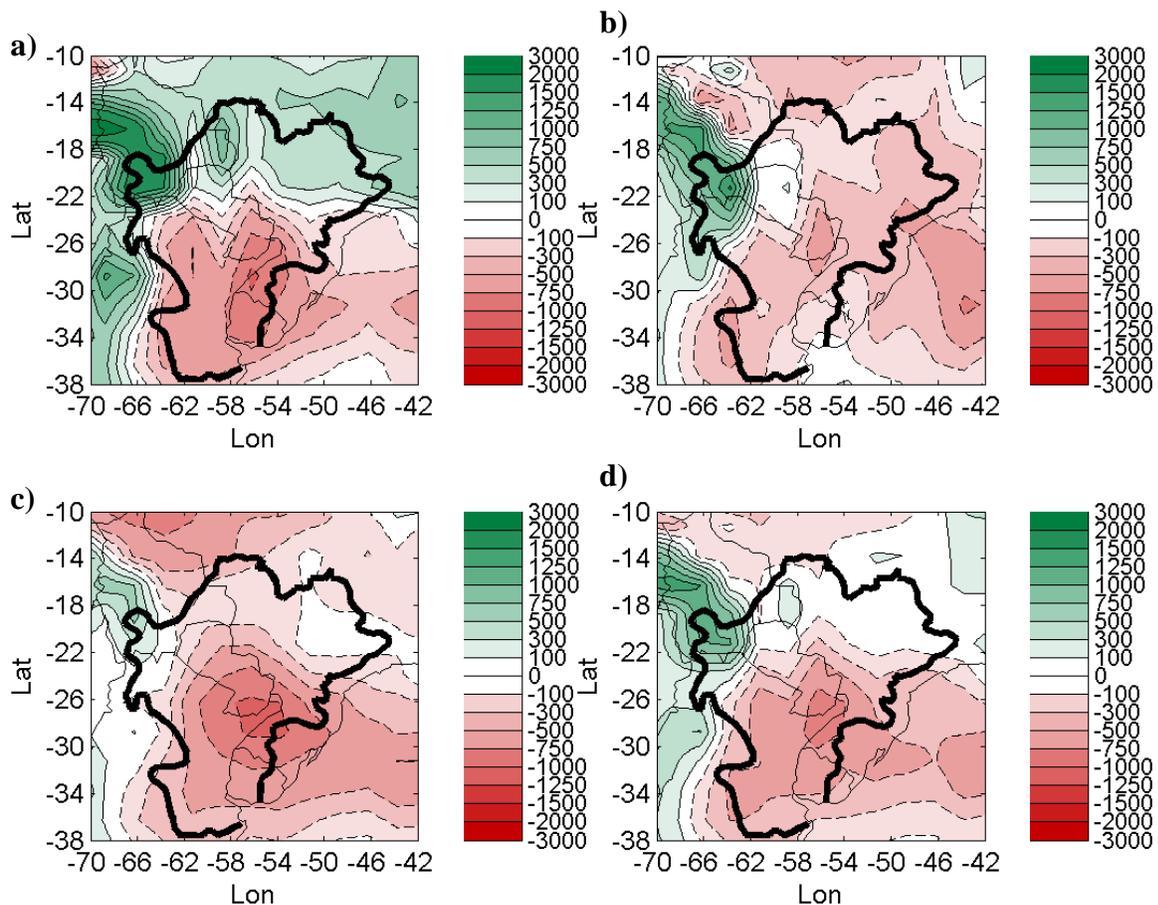


Figura. 8. Diferencia entre la precipitación media anual en CMAP y en a) CNRM-CM3; b) ECHAM5; y c) GFDL2.0; y d) promedio de las diferencias de los tres modelos respecto a CMAP. Los valores están expresados en unidades de mm.

En este caso, en las tres principales sub-cuencas de la Cuenca del Plata se mostró cómo los tres MCG analizados fallan en la simulación de los caudales medios de los ríos. En el caso del río Uruguay, el principal problema lo presentan los modelos CNRM y GFDL2.0 al no capturar el máximo de lluvia de la estación fría (no se muestra). ECHAM5 sí logra representarlo, y eso repercute en una mejor representación del hidrograma medio anual en los puntos de cierre Paso de los Libres y Salto Grande. Sin el máximo de lluvia del invierno, el hidrograma del río Uruguay sería muy similar al del río Paraná, tal cual lo muestran las simulaciones con CNRM y GFDL2.0. En el caso del río Paraná, el principal factor determinante es la forma en que los modelos simulan el máximo de lluvia de verano sobre el sudeste de Sudamérica, en la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (o SACZ, por sus siglas en inglés; Nogués-Paegle y Mo 1997). Un análisis de los campos de precipitación de verano

(no se muestra) indica que el modelo francés sobreestima fuertemente las cantidades de lluvia sobre la naciente del Paraná en la época cálida, en magnitudes del orden de 3-4 mm por día (270-360 mm si se considera todo el verano). En cambio, los otros dos modelos subestiman los montos de lluvia en esa zona: el ECHAM5, de hecho, representa muy mal la circulación de verano sobre esa región del sudeste de Brasil, sin siquiera capturar adecuadamente la convergencia de humedad en niveles bajos sobre la franja donde se posiciona la SACZ (no se muestra). En el invierno, sobre esa porción de Sudamérica la lluvia es prácticamente nula y eso es lo que muestran los modelos. Sobre el río Paraguay, el análisis es menos confiable no sólo porque en esa zona la densidad de estaciones de precipitación se reduce drásticamente, sino también porque el tipo de topografía que tiene la cuenca representa dificultades serias para el modelado hidrológico usando el modelo VIC.

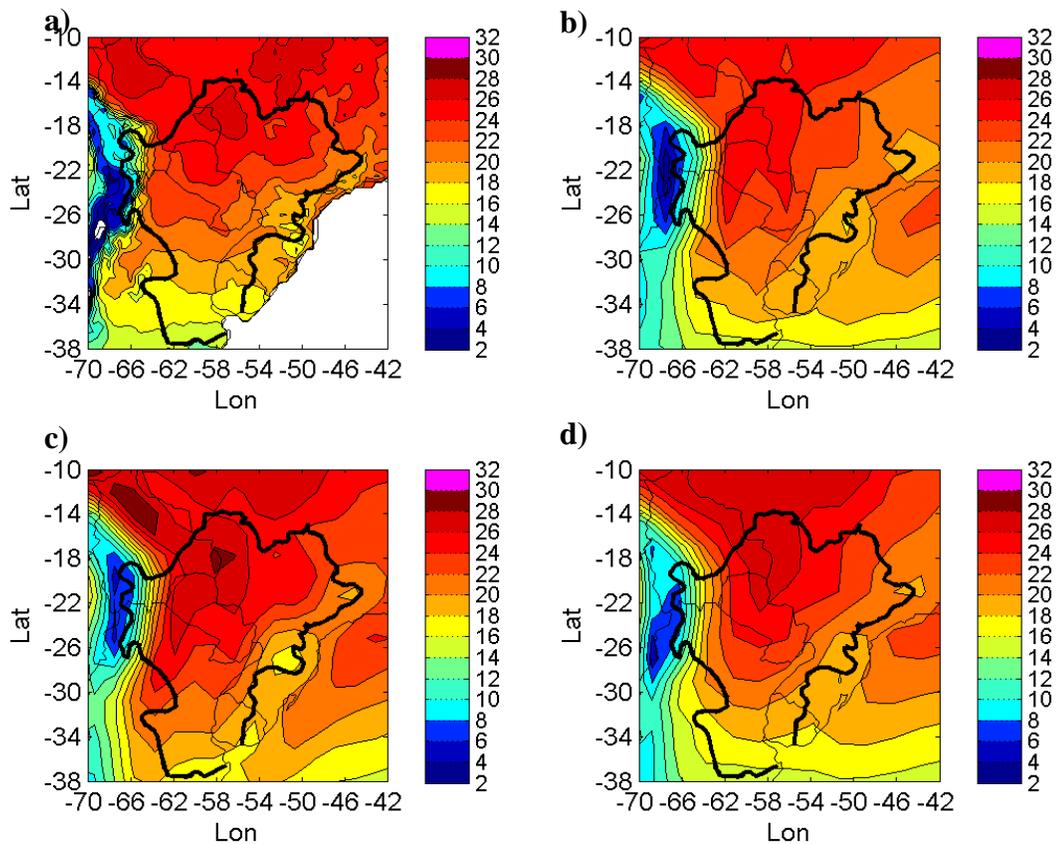


Figura 9. Temperatura media anual en a) CRU; b) CNRM-CM3; c) ECHAM5; y d) GFDL2.0. Los valores están expresados en unidades de °C.

Estos resultados demuestran cómo los datos provenientes de los modelos climáticos globales deben ser usados con precaución. En particular, la resolución horizontal que tienen estos modelos es todavía relativamente baja (en promedio, 150 km) y eso determina que los aspectos regionales del clima no sean bien representados. Por tal motivo, y hasta que la capacidad computacional de los centros mundiales de desarrollo y aplicación de modelos climáticos aumente, deberá seguir empleándose otras metodologías para mejorar los datos crudos como paso previo a su utilización: ya sea anidando modelos regionales, aplicando técnicas de downscaling estadístico, etcétera. Estos resultados también imponen una cierta restricción a la utilización de los escenarios futuros de temperatura y precipitación simulados por estos modelos, principalmente debido a que los problemas en las simulaciones del clima actual tendrán un comportamiento desconocido en el futuro, acotando al menos parcialmente su utilidad.

Agradecimientos: La investigación que llevó a este trabajo fue parcialmente financiada por el proyecto European Community's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under Grant Agreement 212492 (CLARIS LPB: A Europe-South America network for climate change assesment and impact studies in La Plata Basin) y por los proyectos PICT07-00400, CONICET PIP5400 y UBACyT-X033. Los autores desean agradecer al Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) por recopilar y poner a disposición de la comunidad científica las salidas de los modelos climáticos.

## REFERENCIAS

- Berbery, E. H. y Barros, V. R., 2002: The hydrological cycle of the La Plata Basin in South America. *J. Hydrometeor.*, **3**, 630-645.
- Berri, G. J., Ghiotto, M. A. y García N. O., 2002: The influence of ENSO in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. *J. Hydrometeor.*, **3**, 57-65.
- Camilloni, I. A. y Barros, V. R., 2000: The Paraná River response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. *J. Hydrometeor.*, **1**, 412-430.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 2003: Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *J. Hydrol.*, **278**, 94-106.
- Delworth, T., Broccoli, A., Rosati, A., Stouffer, R., Balaji, V., Beesley, J., Cooke, W., Dixon, K., Dunne, J., Dunne, K., Durachta, J., Findell, K., Ginoux, P., Gnanadesikan, A., Gordon, A., Griffies, S., Gudgel, R., Harrison, M., Held, I., Hemler, R., Horowitz, L., Klein, S., Knutson, T., Kushner, P., Langenhorst, A., Lee, H., Lin, S., Lu, J., Malyshev, S., Milly, P., Ramaswamy, V., Russell, J., Schwarzkopf, M., Shevliakova, E., Sirutis, J., Spelman, M., Stern, W., Winton, M., Wittenberg, A., Wyman, B., Zeng, F. y Zhang, R., 2006: GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: Formulation and simulation characteristics. *J. Clim.*, **19**, 643-674.
- Doyle, M. E., Saurral, R. I. y Barros, V. R., 2008: Drought conditions in northeastern Argentina. Preprints, *XV Brazilian Congress of Meteorology*.
- Global Soil Data Task, 2000: Global Soil Data Products CD-ROM (IGBP-DIS). Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center. [Available online at <http://daac.ornl.gov/SOILS/guides/igbp.html>]
- Hansen, M. C., DeFries, R. S., Townshend, J. R. G. y Sohlberg, R., 2000: Global land cover classification at 1 km resolution using a classification tree approach. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1331-1364.
- Jones, P. D. y Moberg, A., 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *J. Climate*, **16**, 206-223.
- \_\_\_\_\_, New, M., Parker, D. E., Martin, S. y Rigor, I. G., 1999: Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Reviews of Geophysics*, **37**, 173-199.

- Liang, X., Lettenmaier, D. P. y Wood, E. F., 1996: One-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer Variable Infiltration Capacity model. *J. Geophys. Res.*, **101** (D16), 21403-21422.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y Burges, S. J., 1994: A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GSMs. *J. Geophys. Res.*, **99** (D7), 14415-14428.
- Llano, M. P., y Penalba, O., 2010: A climatic analysis of dry sequences in Argentina. *Int. J. Climatol.*, doi: 10.1002/joc.2092.
- Lohmann, D., Nolte-Holube, R. y Raschke, E., 1996: A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parameterization schemes. *Tellus*, **48A**, 708-721.
- \_\_\_\_\_, Raschke, E., Nijssen, B. y Lettenmaier, D. P., 1998: Regional scale hydrology: 1. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing scheme. *Hydrol. Sci. J.*, **43**, 131-141.
- Nijssen, B. N., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wetzel, S. W. y Wood, E. F., 1997: Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resour. Res.*, **33**, 711-724.
- Nogués-Paegle, J., y K. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.
- Penalba, O. C. y Vargas, W. M., 2008: Variability of low monthly rainfall in La Plata Basin. *Meteorol. Applic.*, **15**, 313-323.
- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornblueh, L., Manzini, E., Schlese, U. y Schulzweida, U., 2006: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Clim.*, **19**, 3771-3791.
- Salas-Meliá, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Gueremy, J., Marquet, P., Planton, S., Royer, J. y Tyteca, S., 2005: Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. CNRM working note 103.
- Saurral, R. I., Barros, V. R. y Lettenmaier, D. P., 2008: Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi: 10.1029/2008GL033707.
- Su, F., Hong, Y. y Lettenmaier, D. P., 2008: Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) and its utility in hydrologic prediction in the La Plata Basin. *J. Hydrometeorol.*, **9**, 622-640.
- Tossini, L., 1959: Sistema hidrográfico y Cuenca del Río de la Plata. Contribución al estudio de su régimen hidrológico. Anales de la Sociedad Científica Argentina, III y IV, Tomo CLXVII, 41-64.
- Vera, C. S., Vigliarolo P. K., y Berbery E. H., 2002: Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 684-699.
- Xie, P. y Arkin, P., 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.



## MAPAS DE VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO EN EL CENTRO-ESTE DE LA PROVINCIA DE NEUQUEN

Claudia Palese<sup>1</sup>, Jesús M. Gardiol<sup>2†</sup> y Jorge L. Lassig<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Mecánica Aplicada (FI-UNC), Neuquén, Arg.

<sup>2</sup> Departamento de Cs. de la Atmósfera y los Océanos (FCEyN-UBA), Buenos Aires, Arg.

(Manuscrito recibido el 29 de Marzo de 2010, en su versión final el 18 de Octubre de 2010)

### RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es generar dos mapas con la distribución de la velocidad media del viento a 10 y 30 metros de altura sobre el suelo. Se utilizó un modelo diagnóstico que satisface la ecuación de conservación de la masa, que trabaja sobre una malla a la que se le superpuso información geofísica en punto de retículo elaborada con datos de sensores remotos. La información de la capa límite atmosférica se obtuvo de modelos atmosféricos. Se usaron datos de viento de superficie y de altura. En el mapa de la velocidad del viento media anual a 10 metros de altura se observa que el área estudiada tiene velocidades entre 4,0 y 5,0 m/s. Los máximos (5,5 a 6,0 m/s) se ubican en zonas donde se exceden los 600 metros snm. En el mapa a 30 metros de altura los máximos tienen velocidades superiores a 6,5 m/s. Se observan diferencias de 0,1 m/s en valor absoluto entre las velocidades medidas y las calculadas por el modelo. Las direcciones de mayor frecuencia e intensidad tienen menor error en los resultados. Los productos obtenidos representan adecuadamente el régimen general de vientos de la zona.

*Palabras clave:* viento superficial, mapa de velocidad media, campos de viento medio.

## MAPS OF AVERAGE WIND VELOCITY IN CENTER-EAST OF THE NEUQUEN PROVINCE

### ABSTRACT

The objective of this work is to produce two maps with the distribution of the average wind speed to 10 and 30 meters above ground level. Was utilized a diagnostic model, that it satisfies the conservation of mass. A mesh is set up throughout the region of interest. It was used remote sensing data to obtain geophysical dates, in each point of the mesh. The atmospheric boundary layer information was obtained of atmospheric models. The calculations of the wind field are carried out with surface data and upper-wind data. In the map of the average velocity of the wind to 10 meters above ground level is observed velocities between 4.0 m/s and 5.0 m/s. The maximums (5.5 to 6.0 m/s) are located where the height exceeds 600 meters above sea level. In the field of the average wind velocity to 30 meters above ground level, the maximums have velocities over 6.5 m/s. Differences of 0.1 m/s (absolute value) are observed between the velocities measures and them calculated by the model. The wind directions of greater frequency and velocity have smaller error. The results obtained of the fields of velocities represent adequately the wind climatic of the

zone.

*Keywords:* near-surface wind, maps of average velocity, wind field.

## 1. INTRODUCCIÓN

El estado provincial de Neuquén quiere convertir el sistema económico actual de la zona de la meseta al norte de la ciudad de Neuquén, basado en la explotación de petróleo y gas, en un proyecto de desarrollo agroforestal y pecuario, que está orientado a crear nuevas instancias de producción. Con este objetivo, se está construyendo un sistema de riego proyectado a través de un canal que cruzará toda la zona desde el Embalse Mari Menuco hasta la ciudad de Neuquén, que posibilitará este desarrollo a través del abastecimiento de agua potable. La conducción principal del canal tendrá una longitud total de 39.400 m.

El potencial suministro de agua potable a las viviendas de los pobladores rurales y el riego de las parcelas fomentarán la producción de hortalizas y frutales, que mejorará notablemente la dieta de las familias. El proyecto incluye capacitación para la implantación de especies forestales como cortinas rompevientos y la implementación de un vivero.

Una de las condiciones ambientales más importantes que se necesitan conocer es la distribución del viento sobre el terreno, ya que su efecto en el norte patagónico es un factor significativo a tener en cuenta debido a que son afectados la estructura y el funcionamiento de los sistemas fruti-hortícola y forestales. El viento causa transferencia y remoción del suelo por erosión eólica, caída de frutos y rotura de ejemplares frutícolas y forestales, derribo durante tempestades, reducción en el rendimiento. Los ejemplares rotos quedan expuestos al ataque de insectos y a contraer enfermedades. El daño producido por el viento implica luego importantes pérdidas económicas.

La susceptibilidad al daño eólico es función de características tales como: especie, órgano, altura, diámetro, densidad, profundidad y anchura arraigadas. Se pueden observar grandes diferencias en el riesgo al daño eólico que dependen de las distintas características topográficas y climáticas.

Los trabajos sobre mapas de vientos generalmente están orientados a la generación de energía eólica pero también fueron utilizados para estudiar los efectos de la acción del viento en zonas naturales y

agroforestales (Suárez y otros, 1999; Quine, 2000; Achberger y otros, 2002).

El objetivo de este trabajo es generar mapas con la distribución de la velocidad media del viento a 10 m y 30 m de altura sobre el suelo con un modelo que satisface la ecuación de conservación de la masa.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Modelo ArgentinaMap

La distribución de la velocidad media del viento cercana al suelo se estudia empleando el modelo ArgentinaMap que es una actualización realizada por el Centro Regional de Energía Eólica -CREE- del programa comercial WindMap™ desarrollado por Brower & Company. El modelo WindMap está basado en el código NOABL (Numerical Objective Analysis of Boundary Layer -Análisis Objetivo de la Capa Límite Atmosférica-) desarrollado en la década del '70 por el Departamento de Energía de los EE.UU., utilizado para estudios de evaluación del recurso eólico, y subsecuentemente modificado por Brower & Co. (Sherman, 1978, Brower, 1999). El modelo WindMap junto con el modelo MASS (Mesoscale atmospheric simulation model) son los componentes principales del Sistema MesoMap (Brower y otros, 2001; citado en Brower y otros, 2004).

ArgentinaMap es un modelo de diagnóstico, del tipo de interpolación objetiva junto con un conjunto de ecuaciones primitivas que proporciona datos de viento medio de un área. El modelo satisface la ecuación de conservación de la masa o ecuación de continuidad que tiene la siguiente expresión general, asumiendo condiciones estacionarias y fluido incompresible:

$$\partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial w / \partial z = 0$$

El modelo calcula el campo de velocidad del viento, que se desvía la mínima cantidad posible de un campo de viento inicial derivado de datos observados. El ajuste necesario para lograr cero divergencia se determina mediante la resolución iterativa de

un conjunto de ecuaciones en derivadas parciales, por el método de elementos finitos. Para ello se establece una malla tridimensional a lo largo de la región de interés y las variables claves se definen en los centros de cada celda de la grilla. El campo de viento se ajusta en cada punto hasta que la divergencia se reduce por debajo de un nivel de tolerancia.

Dos factores tienen un gran efecto sobre los resultados de este modelo, y son los cálculos relativos dados por los ajustes horizontales y verticales del campo de viento. En los ajustes horizontales, la velocidad inicial en cada punto de la grilla resulta de interpolar con funciones de punto que ponderan los registros de viento con pesos inversamente proporcionales a la distancia. En los ajustes verticales, el modelo utiliza, en la capa de superficie, un perfil de viento logarítmico que tiene en cuenta la interpolación horizontal previa, la rugosidad aerodinámica de la superficie y la estabilidad de la atmósfera. Por encima de la capa de superficie y hasta el tope de la capa límite atmosférica, el modelo asume una interpolación utilizando el viento geostrofico. En la atmósfera libre el modelo asume una variación lineal dada por el incremento de la velocidad con la altura en esta capa superior.

La actualización realizada en el modelo ArgentinaMap consiste en una ampliación de la cantidad de nodos del grillado en ambas direcciones horizontales, que permite mejorar la resolución espacial; y una ampliación en la cantidad de registros de viento que se pueden ingresar, que posibilita el análisis de períodos más extensos.

Una descripción resumida del modelo se encuentra en Palese (2009). Este modelo fue utilizado para elaborar los mapas eólicos de la provincia de Mendoza (Hualpa y Milani, 2007) y del centro y oeste de Massachussets, EEUU (Potts y otros, 2001).

## 2.2. Topografía

El dominio de aplicación del modelo abarca desde 38,50° S a 39,05° S y desde 68,75° O a 68,00° O, que corresponde a una malla de 336 nodos en  $\bar{x}$  y 319 nodos en  $\bar{y}$ , que representa una superficie de 60 km x 56 km (3.360 km<sup>2</sup>) (Figura 1). La resolución espacial horizontal es de 178 m.

Los datos de la elevación del terreno se ingresan a través de archivos en formato raster o vectorial. Los datos orográficos Shuttle Radar Topography

Mission (SRTM) se obtuvieron del United State Geological Survey (USGS). Estos tienen una resolución espacial de 90 m (3 segundos de arco), un error en la horizontal de 20 m y en la vertical de 16 m.

La altura mínima de la zona es de 254 m y se encuentra ubicada en El Salitral y la máxima altura es 701 m y está en la Sierra Barrosa. La altura media es de 384 m.

## 2.3. Rugosidad aerodinámica superficial

El software permite entrar un mapa de longitud de rugosidad ( $z_0$ ), que tiene que tener idénticas dimensiones y formato que el archivo del mapa topográfico. Dado que de la zona de estudio no hay disponible este tipo de cartografía se confeccionó un mapa de rugosidad aerodinámica superficial. Para ello se utilizó una metodología indirecta (Palese, 2005) que consiste en asociar las rugosidades con el tipo de vegetación o cobertura del suelo que se determinaron utilizando las imágenes ópticas del sensor MMRS/SAC-C del 20 de Diciembre de 2002.

La información satelital fue corregida geométricamente para dotarla de una validez cartográfica y se la calibró radiométricamente, para convertir los niveles digitales a valores de radiancia, y estos a reflectividad con la finalidad de otorgar un significado físico a la información.

Tabla I: Asignación de la rugosidad al esquema de clasificación.

Clase	$z_0$ (m)	DESCRIPCIÓN
1	0,0009	Superficie libre de agua
2	0,005	Suelo desnudo o con muy escasa vegetación baja (0.30 m)
3	0,05	Suelo cubierto con vegetación de 2 m de altura con suelo desnudo
4	0,4	Edificación baja.
5	0,8	Vegetación arbórea con alturas mayores a 4 m
6	1,0	Edificación alta.

La definición del esquema de clasificación se establece en la necesidad de detectar 6 clases (Tabla I). Para la asignación de clases se procesó la imagen satelital mediante una clasificación no supervisada de 3 de las bandas reflectivas basándose exclusivamente en la habilidad del sensor en detectar las firmas espectrales de los distintos tipos de cobertura.

ra y usos del suelo.

Los productos de este tipo de agrupamiento no son las clases informacionales, sino clases espectrales, por lo tanto, se necesitó reclasificar la información obtenida. Dado que las áreas urbanas se confunden con suelo desnudo se procedió a separarlas de la imagen y se las delineó manualmente.

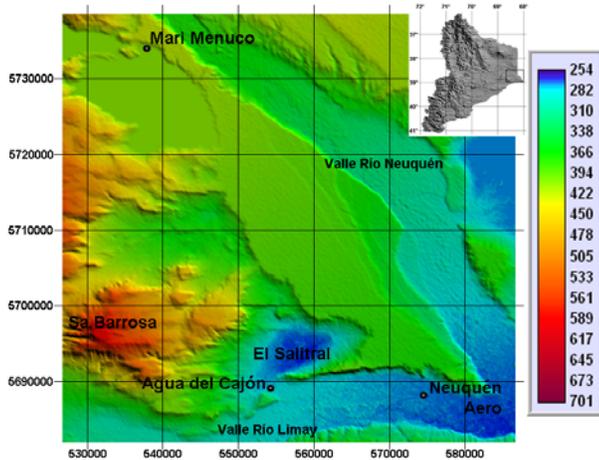


Figura 1: Mapa topográfico con leyenda de alturas sobre el nivel medio del mar en metros. Proyección Universal Transverse Mercator (UTM), faja 19 Sur (-19).

En este trabajo la estimación de la exactitud alcanzada por este mapa temático se realizó comparando el inventario de la clasificación contra áreas de verificación, para construirse luego una matriz de error en donde se resumen los aciertos y desaciertos entre las clases del mapa y del terreno. El muestreo de las áreas test (terreno verdadero) se realizó mediante el método aleatorio simple, utilizándose 10 muestras por cada una de las clases 1, 2, 3 y 5 (Palese, 2009). El error general fue de 11 %, con un intervalo de confianza de 95 %. El Índice de ajuste general kappa,  $\kappa$ , resultó 80 %. Este índice delimita el grado de ajuste debido sólo a la exactitud de la clasificación, prescindiendo del causado por factores aleatorios.

En la Figura 2 se presenta el mapa de rugosidad aerodinámica superficial que se ingresó al modelo de flujo de aire ArgentinaMap.

La longitud de rugosidad  $z_0 = 0,05$  m ocupa 76,4 % del área; las superficies menos rugosas de  $z_0 = 0,0009$  m ocupan 7,8 %; y las más rugosas con  $z_0 = 1,0$  m 1,7 % de la superficie estudiada. El valle

cultivado ocupa 9,4 % y su  $z_0$  se estimó en 0,8 m.

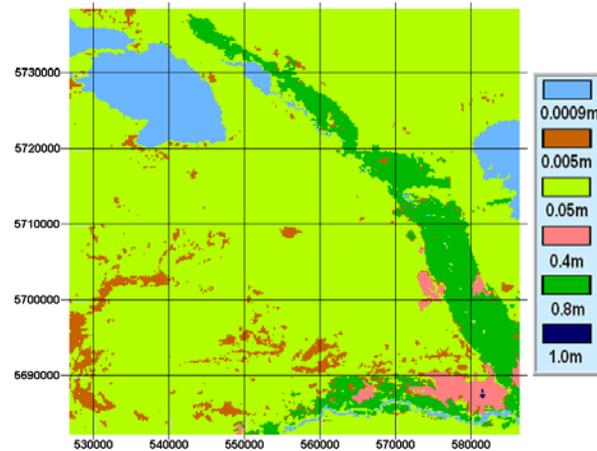


Figura 2: Mapa temático en el que se distinguen las 6 clases de longitud de rugosidad  $z_0$ . Proyección UTM -19.

## 2.4. Viento de estaciones de superficie

Los datos de dirección y velocidad del viento utilizados provienen de varias fuentes. En la Tabla II se presentan las estaciones de medición utilizadas, altura de los sensores, ubicación geográfica y fuente. Se realizó el relevamiento de las estaciones meteorológicas para comprobar y obtener una descripción a campo de la instalación de los anemómetros, distancia de los mismos a los obstáculos más cercanos, altura de dichos obstáculos, etc. Se comprobó que el área que los circunda es despejada de obstáculos y tienen una buena exposición a los vientos predominantes de la zona. El control de calidad de los datos fue una etapa importante en la elaboración de la información a incluir en el modelo.

En las series analizadas, las características del comportamiento del viento se ven reflejadas de manera similar que en la serie climática de Neuquén Aero (décadas 1961-1970, 1971-1980 y 1981-1990), las menores intensidades del viento ocurren en otoño mientras que las mayores en primavera-verano; y las calmas tienen una frecuencia máxima de ocurrencia en el otoño y un mínimo en primavera. Los vientos del NO son más frecuentes en otoño e invierno y los del SO en primavera y verano.

Tabla II: Ubicación de las estaciones de medición de viento de superficie, altura sobre el terreno del sensor e intervalo de medición.

	Neuquén Aero	Capex Ag. Cajón	Mari Menuco
Altura Anem.	10,0 m	2,5 m	4,0 m
Latitud	S 38° 57'	S 38° 56'	S 38° 32'
Longitud	O 68° 08'	O 68° 21'	O 68° 33'
Altura snm	271 m	307 m	416 m
Periodo	01/01/1995 31/12/2004	30/10/2000 26/07/2004	03/07/1996 30/06/1997
Int Med.	1 h	15 m**	15 m
Fuente	SMN	CAPEX	LISAMET

SMN: Servicio Meteorológico Nacional; LISAMET: Laboratorio de Imágenes Satelitales Meteorológicas (UNComahue); CAPEX: Central Térmica Capex. \*Con períodos faltantes ver texto. \*\*A partir Febrero/2003 cada 30 minutos.

En las Figuras 3 a 5 se presentan las distribuciones de frecuencia anual de la velocidad media a las que se les superpuso la función de densidad de probabilidad de Weibull ( $f(v)$ ), que tiene la siguiente expresión:

$$f(v) = (k/c)(v/c)^{k-1} \exp[-(v/c)^k]; v, c, k > 0$$

donde  $v$  es la velocidad media del viento,  $c$  es el parámetro de escala y  $k$  es el parámetro de forma. Esta distribución se utiliza para describir series de datos de velocidad del viento (Lassig y otros, 1999). Dado que las series difieren en la cantidad de datos debido a que tienen distintos períodos e intervalos de medición, y además, las mediciones corresponden a diferentes alturas sobre el nivel del mar y del sensor sobre el nivel del suelo, no se realiza una intercomparación entre ellas, sino que se muestra la concordancia con el comportamiento esperado para la zona. Neuquén Aero (Figura 3, izq.) presenta un máximo de ocurrencias en 2,0 m/s, Capex (Figura 4, izq.) tiene sus máximas frecuencias de ocurrencia entre 2,0 m/s y 3,0 m/s, y Mari Menuco (Figura 5, izq.) tiene máximas frecuencias entre 3,0 m/s y 4,0 m/s.

En Neuquén Aero (Figura 3, der.) la dirección más frecuente es el OSO y tiene la mayor velocidad media por dirección (4,5 m/s). Capex - Agua del Cajón -(Figura 4, der.) exhibe la mayor frecuencia en el OSO mientras que las mayores velocidades son del SSO con 5,8 m/s. En Mari Menuco (Figura

5, der.) las direcciones más frecuentes (SSE, OSO) no coinciden con la dirección de mayor intensidad asociada que es el O con 6,6 m/s.

En la Tabla III se muestran medidas estadísticas descriptivas de los datos de velocidad del viento a la altura de los sensores.

Tabla III: Velocidad media del viento ( $v$ ), desviación estándar ( $S$ ), velocidad máxima ( $v_x$ ), porcentaje de calmas y parámetros de forma ( $k$ ) y de escala ( $c$ ) de la distribución de Weibull, a la altura de medición.

	Neuquén Aero	Ag. Cajón Capex	Mari Menuco
$v$ (m/s)	3,1	3,8	3,7
$S$ (m/s)	2,5	2,8	3,1
$v_x$ (m/s)	25,3	19,7	21,9
% calma	9,4	2,6	10,2
$k$	1,9	1,8	1,7
$c$ (m/s)	3,4	4,1	4,3

## 2.5. Vientos de altura

Los vientos de altura (dirección e intensidad del viento geostrófico) se utilizan para calcular el campo inicial de vientos a lo largo del dominio del modelo desde el tope de la capa límite atmosférica hasta el nivel con dato de viento geostrófico más bajo ingresado, asumiendo una variación lineal dada por el incremento de la velocidad con la altura en la atmósfera libre superior. También entre el tope de la capa de superficie y el tope de la capa límite atmosférica el modelo asume una interpolación utilizando el viento geostrófico.

Se usaron los datos del sistema Global Data Assimilation System (GDAS/NOAA) dado que no se contó con series de datos aerológicos de los sondeos que realiza el SMN en Neuquén Aero. Se recopilaron 5 años de información (Abr/2000 a Mar/2005), de las 3, 9, 15 y 21 hora oficial argentina de las coordenadas geográficas correspondientes a Neuquén Aero.

Los niveles de presión utilizados fueron 850 hPa que tiene una altura media de 1.490 metros; 700 hPa cuya altura media es de 3.072 metros; y 500 hPa con una altura media de 5.685 metros, todas referidas al nivel medio del mar. En la Tabla IV se observan las principales características de los vientos de altura, en los tres niveles de presión los vientos predominan del Oeste.

Tabla IV: Velocidad media ( $v$ ), velocidades más frecuentes, dirección predominante y dirección del viento con mayor velocidad media de los vientos de altura en Neuquén Aero.

	850 hPa	700 hPa	500 hPa
$v$ (m/s)	9,5	11,9	18,9
Velocidad más frecuentes (m/s)	4,0 a 8,0 (30%)	12,0 a 16,0 (29%)	16,0 a 24,0 (16%)
Direc. de mayor velocidad media	O	O	ONO
	12,0 m/s	14,1 m/s	21,8 m/s

## 2.6. Estructura de la capa límite atmosférica

El modelo permite incorporar algunas parametrizaciones de la estructura y comportamiento de la capa límite atmosférica con valores calculados localmente, que los toma como constantes a lo largo del dominio. En este estudio se utilizaron los datos del

sistema GDAS del año 2004, de las 3, 9, 15 y 21 hora oficial argentina, de las coordenadas geográficas correspondientes a Neuquén Aero, aunque no están asociadas en el modelo ArgentinaMap a una posición (X, Y) de la malla.

Del análisis de estos datos se estableció que la capa límite atmosférica tiene, en promedio anual, un espesor de 693 metros. La capa de superficie tiene una profundidad de 180 metros.

La estabilidad atmosférica caracterizada con la longitud de Obukhov ( $L$ ) se estimó en forma indirecta (Palese, 2006) mediante una expresión que la relaciona con las clases de estabilidad de Pasquill y con la longitud de rugosidad. Los casos cercanos a la neutralidad tienen una frecuencia de ocurrencia anual de 60,7 %.

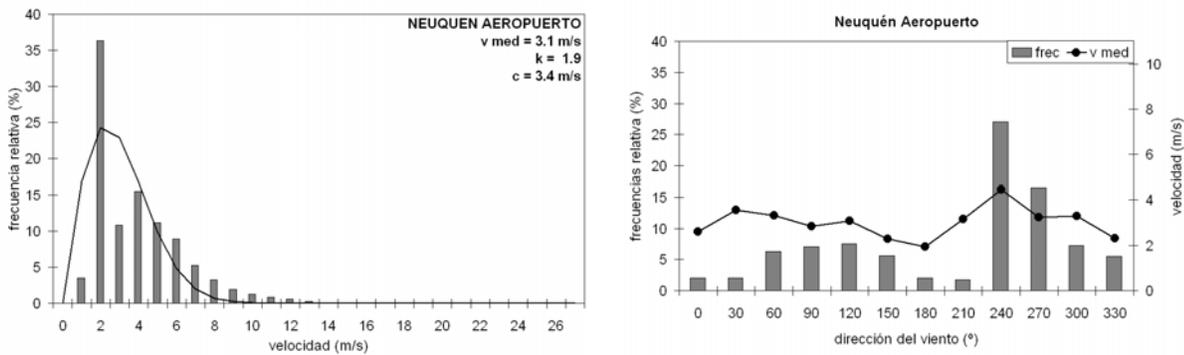


Figura 3: (Izq.) Distribución de frecuencia anual (%) de la velocidad media del viento.  $v_{med}$  es la velocidad media anual sin considerar las calmas,  $k$  y  $c$  son los parámetros de la distribución de Weibull. (Der.) Distribución de frecuencias anual de direcciones del viento (en barras) y de la velocidad media del viento por dirección (en líneas). Ambas al nivel del sensor en Neuquén Aero (10 m de altura sobre el suelo).

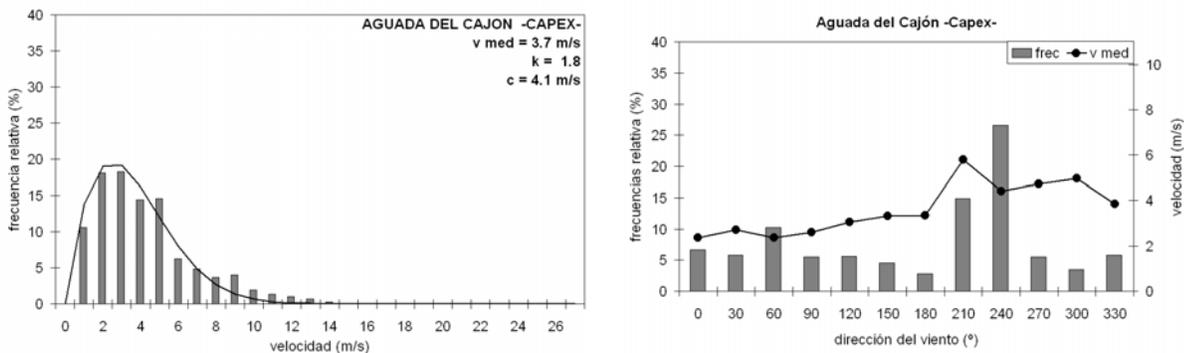


Figura 4: Ídem Fig. 3 al nivel del sensor en Aguada del Cajón -Capex- (2,5 m de altura sobre el suelo).

Mapas de velocidad media del viento...

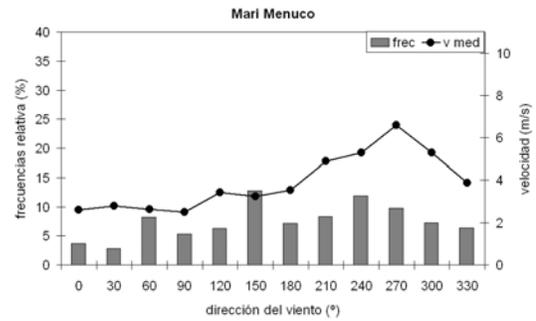
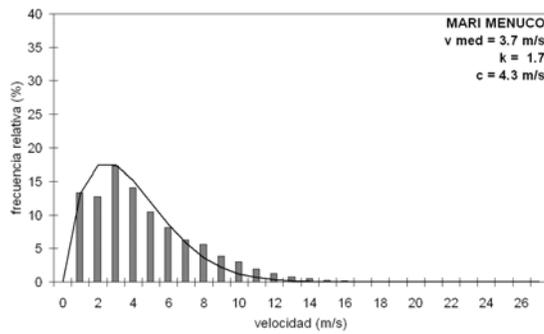


Figura 5: Ídem Fig. 3 al nivel del sensor en Mari Menuco (4 m de altura sobre el suelo).

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Mapas de viento

El campo de velocidad del viento media anual a 10 metros de altura sobre el suelo calculado por el modelo se observa en la Figura 6 en la que, al igual que en la Figura siguiente, se ha enmascarado la zona que no corresponde al territorio de la Provincia de Neuquén. El rango de velocidades está comprendido entre 2,7 m/s, ubicado en las zonas más bajas y rugosas, y 6,0 m/s en áreas de mayor elevación y menos rugosas. Se aprecia que en la zona del valle cultivado las velocidades son menores a 3,5 m/s.

El mayor porcentaje del área estudiada tiene velocidades entre 4,0 m/s y 5,0 m/s. Los máximos, entre 5,5 y 6,0 m/s, se ubican en las zonas donde la altura excede 600 metros snmm.

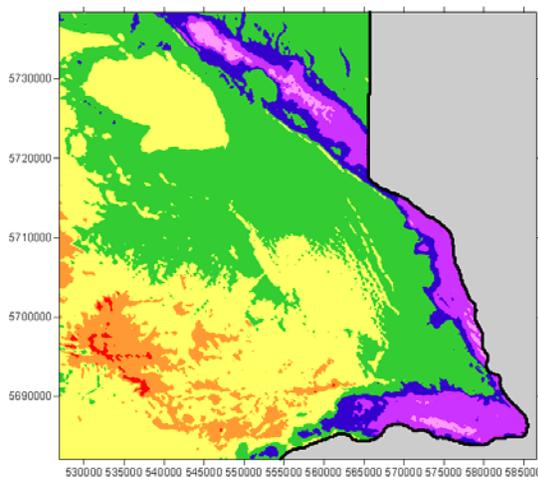


Figura 6: Velocidad media anual del viento (en m/s) a 10 metros de altura. Proyección UTM -19.

En la Figura 7 se observa el campo de la velocidad media del viento a 30 metros de altura sobre el suelo. Este campo de viento fue calculado a un nivel que sobrepasa la altura media de los árboles más altos, que se utilizan en la región como cortinas rompevientos. Las velocidades calculadas son mayores que 3,9 m/s y menores que 6,8 m/s. El mayor porcentaje del área estudiada tiene velocidades entre 5,0 m/s y 6,0 m/s. Los máximos se ubican en las mismas posiciones que en el mapa a 10 metros de altura.

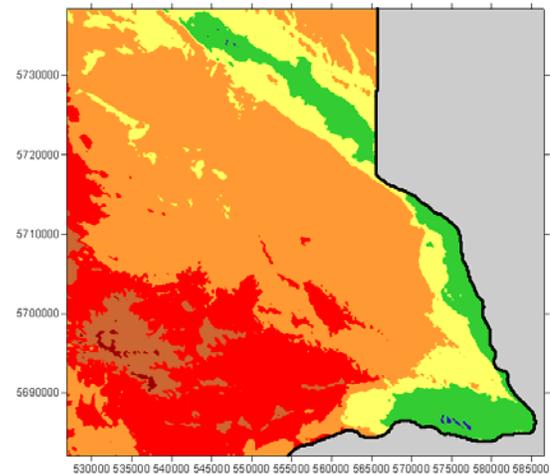


Figura 7: Velocidad media anual del viento (en m/s) a 30 metros de altura. Proyección UTM -19.

#### 3.2. Análisis del ajuste

El análisis del ajuste logrado por el modelo se realiza a través del cálculo de diferencias entre los datos medidos y los calculados. En la Tabla V se presentan dichas diferencias y se han resaltado las de mayor valor absoluto.

En Neuquén Aero el modelo proporciona un buen

ajuste entre los datos medidos y modelados. La dirección en la que ocurre mayor diferencia es 300°, con 0.6 m/s. Sin embargo, la dirección de mayor velocidad media y frecuencia de ocurrencia anual, 240°, fue modelada satisfactoriamente. El modelo sobreestima la velocidad media anual salvo en los sectores ESE (120 °) y O (270 °).

En Capex las diferencias son mayores que en Neuquén Aero. Desde el SSE al SO es subestimado y el sector NO es sobreestimado por el modelo, justamente en 330° es donde se produce la mayor diferencia, que es de 1,7 m/s. No obstante, los vientos de mayor frecuencia anual en esta estación son de

los 240°, y en este caso el modelo subestima la medición en -0,3 m/s. De las tres estaciones de medición es en la que se producen las diferencias más importantes.

En Mari Menuco los vientos más frecuentes, en el año, son desde 150° y 240°, en estas direcciones el modelo sobreestima y subestima el valor de la velocidad media anual en 0,1 m/s, respectivamente. Desde el SSE hasta el SSO pasando por el S el modelo sobreestima la medición en 0,1 m/s. Las diferencias más grandes se dan en el E, -1,0 m/s, y en el O, -1,2 m/s.

Tabla V: Velocidad media anual (m/s) observada y estimada usando ArgentinaMap, por dirección y al nivel de la medición de cada estación y diferencias ( $v$  modelada –  $v$  observada).

Dirección del viento (°)		0	30	60	90	120	150	180	210	240	270	300	330	Todas
<b>Neuquén Aero</b>														
Observado		2.6	3.6	3.3	2.8	3.1	2.3	2.0	3.2	4.5	3.3	3.3	2.3	3.1
Modelado		2.7	3.8	3.8	2.9	3.0	2.5	2.2	3.4	4.5	3.1	3.9	2.8	3.2
Diferencia		0.1	0.3	0.5	0.1	-0.1	0.2	0.2	0.2	0.0	-0.1	<b>0.6</b>	0.5	0.1
<b>Capex</b>														
Observado		2.4	2.7	2.4	2.6	3.1	3.3	3.3	5.8	4.4	4.7	5.0	3.8	3.8
Modelado		2.8	3.1	2.0	2.9	3.2	2.4	3.0	4.3	4.1	5.1	6.6	5.5	3.7
Diferencia		0.4	0.4	-0.3	0.3	0.2	-0.9	-0.3	-1.5	-0.3	0.4	1.6	<b>1.7</b>	-0.1
<b>Mari Menuco</b>														
Observado		2.6	2.8	2.6	2.5	3.4	3.3	3.5	4.9	5.3	6.6	5.3	3.9	3.7
Modelado		2.1	2.0	1.7	1.5	2.5	3.3	3.7	5.0	5.2	5.4	4.4	3.3	3.6
Diferencia		-0.5	-0.8	-0.9	-1.0	-0.9	0.1	0.1	0.1	-0.1	<b>-1.2</b>	-0.9	-0.6	-0.1

La velocidad media anual del viento, teniendo en cuenta todas las direcciones, es adecuadamente modelada puesto que se observan diferencias de 0,1 m/s en valor absoluto, Neuquén Aero es sobreestimada y las otras dos estaciones son subestimadas.

Con los errores porcentuales calculados entre los valores de velocidad modelados y los medidos, que se produjeron en cada dirección y en cada estación se calcularon las frecuencias de ocurrencia de errores con la finalidad de poder comparar los resultados. La Tabla VI contiene la distribución de frecuencias absolutas del error porcentual. Se aprecia que los errores porcentuales más frecuentes son menores o iguales a 10 %. En Neuquén Aero una sola dirección tiene un error porcentual mayor a 20 %, en Capex son cuatro las direcciones en la que se supera este porcentaje y en Mari Menuco cinco direcciones. El error general, es decir, considerando todas las estaciones y todas las direcciones, es 14,8 %. El error general en cada estación es: en

Neuquén Aero 8,6 %, en Capex 18,2 % y en Mari Menuco 17,4 %. Estos valores concuerdan con los mencionados en Potts y otros (2001).

Tabla VI: Distribución de frecuencias del valor absoluto del error porcentual.

Error %	Neuquén		Mari		Total
	Aero	Capex	Menuco		
<b>0.0 a 5.0</b>	5	0	4		9
<b>5.1 a 10.0</b>	3	5	0		8
<b>10.1 a 15.0</b>	1	1	1		3
<b>15.1 a 20.0</b>	2	2	2		6
<b>20.1 a 25.0</b>	1	0	1		2
<b>25.1 a 30.0</b>	0	2	2		4
<b>30.1 a 35.0</b>	0	1	0		1
<b>35.1 a 40.0</b>	0	0	1		1
<b>40.1 a 45.0</b>	0	1	1		2

En la valoración del ajuste también se utiliza el error cuadrático medio (RMSE) y el error medio debido a que estos estadísticos permiten medir la

precisión de la modelación (Jorba i Casellas, 2005). El RMSE proporciona la medida de las diferencias en promedio entre los valores modelados y los observados. El error medio da información sobre la tendencia del modelo a sobreestimar o subestimar la velocidad media y cuantifica el error sistemático. En la Tabla VII se presentan los resultados de estos estadísticos por dirección y el total. Se observa que las direcciones de mayor error son 300 ° y 330 °, que son dos direcciones que tiene baja frecuencia de ocurrencia. Opuestamente, el menor error se produce en la dirección de mayor ocurrencia en la región, 240 °. Los valores de error medio indican que en general y en la mayoría de las direcciones el modelo tiende a subestimar las mediciones. En el NO se producen las mayores diferencias y son positivas.

Tabla VII: RMSE y error medio por dirección.

Dirección (°)	RMSE (ms <sup>-1</sup> )	Error medio (ms <sup>-1</sup> )
0	0,39	0,00
30	0,52	-0,02
60	0,64	-0,25
90	0,61	-0,23
120	0,51	-0,26
150	0,55	-0,23
180	0,25	0,02
210	0,86	-0,37
240	0,21	-0,14
270	0,71	-0,30
300	1,10	0,45
330	1,07	0,53
Todas	0,11	-0,03

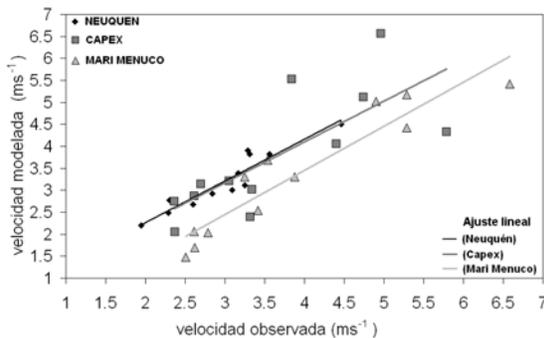


Figura 8: Velocidad media anual observada vs. velocidad media anual modelada por dirección, a la altura de medición y ajuste lineal.

La relación lineal entre las velocidades medias

anuales observadas y las modeladas, por dirección se muestran en la Figura 8. Se advierte poca dispersión de la nube de puntos correspondientes a Neuquén Aero, mientras que Capex presenta la mayor dispersión. El coeficiente de correlación,  $R^2$ , es 0,8843 en Neuquén Aero, 0,5703 en Agua del Cajón (Capex) y 0,886 en Mari Menuco.

## 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se han presentado la metodología y los resultados del trabajo de analizar series cortas de viento y cartografiar el campo de velocidades del viento en niveles cercanos a la superficie (10 m y 30 m de altura sobre el suelo) con el modelo de flujo de aire ArgentinaMap, que satisface la ecuación de conservación de la masa.

La velocidad media anual del viento es adecuadamente modelada puesto que se observan diferencias de 0,1 m/s en valor absoluto, Neuquén Aero es sobreestimada y las otras dos estaciones son subestimadas. El análisis detallado, por estación de medición y por dirección del viento, del error relativo porcentual muestra valores menores a 10 % como los más frecuentes. Neuquén Aero, considerando todas las direcciones, presenta menor error, 8,6 %, respecto de las otras dos estaciones, (Capex, 18,2 %; Mari Menuco, 17,4%). Este hecho se debe, probablemente a que la serie de datos es la de mayor extensión (10 años) y a que el sensor está a 10 m de altura, condiciones que hacen que sea la estación más representativa. El modelo ArgentinaMap (WindMap) fue creado con la finalidad de realizar estudios de evaluación del recurso eólico. En este tipo de estudios se producen mapas generalmente a más de 50 m de altura sobre el suelo, las estimaciones que realiza el modelo por debajo de 10 m de altura presentan mayor error. Este hecho se debe probablemente a que el modelo utiliza una función potencial del campo de velocidades para lograr el campo no divergente y esta función luego es corregida para tener en cuenta la desviación respecto a las condiciones de estabilidad neutral y los efectos del terreno. Los errores que presentan Capex (medición a 2,5 m) y Mari Menuco (medición a 4 m) son más altos puesto que sus mediciones están hechas a baja altura.

Por otra parte, la baja correlación encontrada entre la velocidad modelada y la medida en Capex se puede deber a un efecto topográfico puesto que el

sensor está ubicado en una torre de medición, a 2,5 m de altura sobre el suelo, en el borde de una barda con un salto tipo escalón de 12 m de altura. Esta discontinuidad abrupta del terreno produce un efecto en la intensidad del viento que el modelo tiene dificultad de representar, dada la resolución espacial del mapa topográfico que es de 178 m y las funciones de interpolación que utiliza el modelo.

El error cometido en las estimaciones efectuadas en este trabajo tienen un nivel similar al informado en otros trabajos (Potts y otros, 2001).

Los resultados obtenidos demuestran que el modelo empleado es una herramienta adecuada para calcular el campo de velocidades, en la zona de estudio cuya topografía es algo compleja (cerros hasta 700 m, mesetas y valles).

Los resultados obtenidos de los campos de velocidades podrían mejorarse utilizando series climáticas de viento en Capex y Mari Menuco. Una de las herramientas utilizadas para lograr este objetivo es el método MCP (Medición Correlación Predicción) descrito en Rogers y otros (2005).

No obstante, los resultados encontrados en este trabajo constituyen una buena aproximación al patrón climático de viento, debido a que se ha incorporado a los cálculos 10 años de datos horarios de una estación (Neuquén Aero), además, las otras series si bien son de períodos más cortos, representan adecuadamente el régimen general de vientos de la zona.

Los mapas realizados se pueden aplicar en la caracterización de algunos aspectos de los principales factores eólicos adversos para un desarrollo agroforestal en el centro-este de la Provincia de Neuquén, por ejemplo, pueden emplearse para calcular el grado de erosividad y, distinguir zonas con mayor exposición que otras, ya sea en promedio (Palese, 2009) y por cada dirección del viento. También es posible realizar el cálculo de la distribución de los vientos extremos en el área que ocasionarían daños, con importantes pérdidas económicas, como voladura o rotura de ramas de ejemplares frutales como forestales, o problemas en la polinización.

Agradecimientos: al Prof. Dr. Héctor F. Mattio (Centro Regional de Energía Eólica –CREE-) por su guía en el uso del modelo. Los datos de viento de superficie fueron provistos por La Universidad Nacional del Comahue, el Servicio Meteorológico Nacional, y la empresa Capex, a través de gestiones

realizadas por el Ente Provincial de Energía del Neuquén –EPEN-. Los datos de viento de altura y los requeridos para los cálculos de capa límite atmosférica se obtuvieron del NOAA Air Resources Laboratory a través de su página Web. Agradecemos a los revisores por las sugerencias y comentarios aportados que ayudaron a mejorar el manuscrito.

El estimado colega Prof. Dr. Jesús María Gardiol falleció luego de la elaboración de este trabajo.

## REFERENCIAS

Achberger, C., Ekström, M. y Barring, L., 2002. Estimation of local near-surface wind conditions—a comparison of WASP and regression based techniques. *Meteorol. Appl.* **9**, 211–221.

Brower, M.C., 1999. Validation of the WindMap model and development of MesoMap. *Actas Windpower 1999*, American Wind Energy Association, Washington DC.

Brower, M.C.; Bailey, B. y Zack, J., 2001. Application and validation of the MesoMap System in different climatic regimes. *Actas Windpower 2001*, American Wind Energy Association, Washington DC.

Brower, M.C.; Zack, J.; Bailey, B.; Schwartz, M.N. y Elliott, D.L., 2004. Mesoscale modeling as a tool for wind resource assessment and mapping. *Actas 14<sup>th</sup> Conference on Applied Climatology*, Seattle, Washington State. USA.

Hualpa, F. y Milani, F., 2007. Mapa eólico de la Provincia de Mendoza, Informe Técnico Proyecto J-046, Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Mendoza, 60 pág.

Jorba i Casellas, O., 2005. Simulación de los campos de viento de la Península Ibérica y el área geográfica de Catalunya con alta resolución espacial para distintas situaciones meteorológicas típicas. Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Cataluña.

Lässig, J.L., Cogliati, M.G., Bastanski, M.A. y Palese, C., 1999. Wind characteristics in Neuquén, North Patagonia, Argentina, *J. of Wind Engineer-*

Mapas de velocidad media del viento...

ing and Industrial Aerodynamics, **79**, 183-199.

Palese, C., 2005. Longitud de rugosidad aerodinámica estimada de datos MMRS/SAC-C del Departamento Confluencia (Provincia de Neuquén). Primera aproximación, Anales IX Congreso Argentino de Meteorología, CCC-16, Bs.As. OCT/2005

Palese, C., 2006. Estimación de las condiciones de estabilidad atmosférica en el Departamento de Zapala de la Provincia de Neuquén, Actas en CD de la XI Reunión Argentina de Agrometeorología, SET/2006, La Plata.

Palese, C., 2009. Campo de viento en el centro-este de la Provincia de Neuquén, Tesis de Magíster, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.

Potts J.R., Pierson S.W., Mathisen P.P., Hamel J.R. y Babau V.C., 2001. Wind energy resource assessment of western and central Massachusetts. Actas American Institute of Aeronautics and Astronautics, AIAA-2001-0060, 11pág.

Quine, C.P., 2000. Estimation of mean wind climate and probability of strong winds for wind risk assessment. Forestry, **73** (3), 247–258.

Rogers, A.L. y Rogers, J.W., 2005. Comparison of the performance of four Measure-Correlate-Predict algorithms. J Wind Eng. and Ind. Aerodyn., **93**, 243-264.

Sherman, C.A., 1978. A Mass-Consistent Model for Wind Fields over Complex Terrain, J. Applied Meteorology, **98**, 875-883.

Suárez, J.C., Gardiner, B.A., Quine, Q.P., 1999. A comparison of three methods for predicting wind speeds in complex forested terrain. Meteorol. Appl. **6**, 329–342.



## EVAPOTRANSPIRACIÓN Y EFICIENCIA EN EL USO DE AGUA EN INTERCULTIVOS MAÍZ-SOJA VS CULTIVOS PUROS

Cristian Valenzuela<sup>1</sup>, Aída I. Della Maggiora<sup>1</sup>, Laura Echarte<sup>1,2</sup>, Matías Cambareri<sup>1</sup> y Mauro Polizzi<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Unidad Integrada Balcarce Facultad de Ciencias Agrarias, UNMDP-EEA INTA.

<sup>2</sup>Conicet Balcarce. Argentina

(Manuscrito recibido el 22 de abril de 2010, en su versión final el 11 de octubre de 2010)

### RESUMEN

En este trabajo se evaluó la evapotranspiración real (ETR) y la eficiencia en el uso de agua (EUA) del intercultivo maíz-soja bajo dos arreglos espaciales y en los respectivos cultivos puros. El experimento se realizó en la Unidad Integrada Balcarce Facultad de Ciencias Agrarias, UNMDP-EEA INTA durante la campaña 2007-08. Los tratamientos fueron: a) Intercultivo con dos surcos de soja y uno de maíz (2\_1), b) intercultivo con tres surcos de soja y dos de maíz (3\_2), c) maíz puro (M) y d) soja pura (S). El cultivo de maíz se sembró el 18/10 y el de soja el 3/12.

La ETR acumulada entre la emergencia de maíz y la madurez fisiológica de soja fue de 586,7, 564,8, 570,5 y 596,0 mm para 2\_1, 3\_2, M y S, respectivamente. La EUA en biomasa ( $EUA_B$ ) resultó significativamente más alta en M ( $44,5 \text{ kg}^{-1}\text{mm}^{-1}$ ) que en S ( $18,6 \text{ kg ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$ ), 2\_1 ( $35,3 \text{ kg ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$ ) y 3\_2 ( $35,3 \text{ kg ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$ ). La  $EUA_B$  de S fue significativamente menor que en los intercultivos. Las EUA en grano fueron 21,2, 5,5, 16,9 y 17,0  $\text{kg ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$  para M, S, 2\_1 e 3\_2, respectivamente. La significancia de las diferencias entre tratamientos coincidió con la descripta para la  $EUA_B$ .

*Palabras clave:* Intercultivo, maíz, soja, evapotranspiración, eficiencia en el uso de agua.

## EVAPOTRANSPIRATION AND WATER USE EFFICIENCY IN MAIZE-SOYBEAN INTERCROPS AND THE SOLE CROPS

### ABSTRACT

This work studies the real evapotranspiration (RET) and the water use efficiency (WUE) in a maize-soybean intercrop with two spatial arrangements and in their sole crops. The experiment was conducted in the UIB, FCA-UNMDP EEA INTA during the 2007-2008 season. Treatments were: a) 2 rows soybeans and 1 row maize intercrop (2\_1), b) 3 rows soybean and 2 rows maize intercrop (3\_2), c) sole maize and d) sole soybean. Crops were sown on October 18 (maize) and December 3 (soybean).

RET accumulated from maize emergence to soybean physiological maturity was 586,7, 564,8, 570,5 y 596,0 mm for 2\_1, 3\_2, sole maize and sole soybean, respectively.

Water use efficiency (WUE) as the quotient between accumulated shoot biomass and RET was significantly higher in sole maize ( $44,5 \text{ kg ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$ ) than in sole soybean ( $18,6$

kg ha<sup>-1</sup>mm<sup>-1</sup>), 2\_1 (35,3 kg ha<sup>-1</sup>mm<sup>-1</sup>) and 3\_2 (35,3 kg ha<sup>-1</sup>mm<sup>-1</sup>). WUE of sole soybean was significantly lower than those of the intercrops. WUE as the quotient between grain biomass and RET, were 21,2, 5,5, 16,9 y 17,0 kg ha<sup>-1</sup>mm<sup>-1</sup> for sole maize, sole soybean, 2\_1 and 3\_2 intercrop, respectively. Significant differences were like those found for shoot biomass WUE.

*Keywords:* intercropping, maize, soybean, evapotranspiration, water use efficiency

## 1. INTRODUCCIÓN

La optimización de la productividad del recurso agua es un aspecto importante para el desarrollo de sistemas agrícolas sustentables. El intercultivo es una alternativa productiva que puede mejorar la captación y/o eficiencia en el uso de agua comparado con los cultivos puros (Caviglia y otros 2004). Se trata de un sistema de producción en el que se cultivan dos o más especies en la misma área, en forma simultánea, durante parte o todo su ciclo de vida (Ofori y Stern 1987). La captación de agua se refiere al uso de agua o evapotranspiración real (ETR) del cultivo y la eficiencia en el uso de agua resulta de la relación entre la producción de biomasa o grano y la ETR.

En la zona sudeste de Buenos Aires se ha propuesto la realización extensiva de intercultivos de verano (Calviño 2005). La factibilidad de combinar exitosamente cultivos de verano en intercultivo (es decir maíz-soja y girasol-soja) en esta región se sustenta en el desfase temporal en los períodos críticos de determinación de rendimiento de ambos cultivos (es decir, enero para maíz y girasol y febrero para soja; Andrade y otros 2002), lo que puede reducir la competencia por recursos entre ellos y resultar en un aumento de la productividad del sistema comparado con los cultivos puros (Echarte y Della Maggiora 2007; Coll 2009). Considerando que el agua es uno de los recursos básicos que puede explicar diferencias en productividad entre sistemas, se han desarrollado a nivel local experiencias en las que se evaluaron ETR (captación de agua) y/o eficiencia en el uso de agua en intercultivos de verano comparados con sus cultivos puros. Con respecto a la captación de agua, Cerrudo (2007) encontró que un intercultivo de girasol-soja con arreglo espacial de dos líneas de soja y una de girasol (2\_1) presentó similar captación de agua estacional entre la siembra de girasol y la madurez fisiológica de soja que sus cultivos puros en este mismo período. Contrariamente, Coll (2009) halló diferencias entre

sistemas comparando la ETR estacional de los intercultivos maíz-soja y girasol-soja con un arreglo 2\_1 vs la ETR de cada cultivo individual durante su propio ciclo. Es decir, que al considerar para los cultivos puros sólo la ETR durante su estación de crecimiento se estaría despreciando la evaporación del período previo a la emergencia, en el caso de soja pura y la evaporación del período posterior a la madurez fisiológica para maíz y girasol puros. Esto explica la mayor ETR del intercultivo con respecto a los cultivos puros. Los valores de ETR estacional de los cultivos puros determinados por Coll (2009) resultaron similares a los informados por Della Maggiora y otros (2002) para el mismo ambiente (599, 500 y 454 mm para maíz, girasol y soja, respectivamente).

En general, en la bibliografía se encuentran mayores ventajas del intercultivo en términos de eficiencia en el uso de agua (EUA) que en captación de agua (Morris y Garrity 1993). La respuesta del intercultivo en EUA varía según se trate de una combinación de dos especies con metabolismo C3 o una C3 y otra C4. Cuando se combinan dos especies C3, en general, el intercultivo supera ampliamente la EUA de ambos cultivos puros, aunque normalmente el cultivo dominante, de mayor altura, es el que más contribuye a la EUA del intercultivo (Morris y Garrity 1993; Caviglia y otros 2004; Morales-Rosales y otros, 2006; Mohsenabadi y otros, 2008; González y otros, 2007). En el caso que se asocie una especie C3 con otra C4, esta última tiene el mayor peso en la EUA. Tsubo y otros (2003) determinaron que el intercultivo de maíz-poroto tuvo una EUA equivalente o mayor que el cultivo puro de maíz y mucho mayor que el cultivo puro de poroto. Por su parte, Ouda y otros (2007) evaluaron diferentes arreglos del intercultivo maíz-soja (1M:1S, 1M:2S, 2M:1S y 2M:2S, siendo M maíz y S soja) y determinaron una mayor EUA en el diseño 2M:1S, cuyo valor fue similar al del cultivo puro de maíz. Es decir que a medida que

aumentó la proporción de maíz, también se incrementó la EUA. En coincidencia con estos resultados, Coll (2009) determinó que un intercultivo de maíz-soja con un diseño 2S\_1M presentó una mayor EUA con respecto a soja pura pero inferior a la correspondiente a maíz puro.

Otro aspecto que puede contribuir al aumento de la EUA en intercultivos con respecto a los cultivos puros es el aumento de la transpiración (T) en la relación T/ETR y la reducción de la evaporación directa del suelo, dada la superposición del ciclo de los cultivos componentes y por lo tanto mayor duración de la cobertura del suelo (Morris y Garrity, 1993). En este aspecto, Valenzuela y otros (2008) a partir de datos obtenidos en el mismo ensayo de intercultivo maíz-soja que el del presente trabajo, determinaron una menor proporción de uso de agua debida a evaporación en el intercultivo respecto de la soja pura, observándose las diferencias más marcadas en el arreglo de intercultivo con mayor proporción de maíz (3\_2).

Teniendo en cuenta los antecedentes mencionados y considerando la mayor eficiencia en el uso de agua del cultivo de maíz con respecto a soja, se esperaría un aumento en la EUA en intercultivos que combinen estos cultivos con una mayor proporción de maíz y similitud en el uso de agua entre componentes puros e intercultivados. Es de interés evaluar en este trabajo la ETR y la EUA del intercultivo maíz-soja bajo dos arreglos espaciales con diferente proporción de maíz y comparar con los respectivos cultivos puros.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

El experimento se realizó en la Unidad Integrada Balcarce Facultad de Ciencias Agrarias, UNMdP-EEA INTA ubicada en la localidad de Balcarce, provincia de Buenos Aires, Argentina (37°45' S, 58°18' W, 130 m snm), sobre un Argiudol típico con una profundidad efectiva entre 1,4 y 1,6 m. El diseño utilizado fue en bloques completos aleatorizados con tres repeticiones. Los tratamientos en evaluación fueron los siguientes:

- Intercultivo con arreglo de dos surcos de soja (S) y uno de maíz (M) (2\_1; SSMSSSM).
- Intercultivo con arreglo de tres surcos de soja y dos maíz (3\_2; SSSMMSSSMSSMM).
- Maíz puro.

### • Soja pura.

Se utilizó un híbrido de maíz ciclo corto, DKC51-45AR2, sembrado el 18 de octubre de 2007 con una densidad de 7,5 plantas m<sup>-2</sup>, tanto en las parcelas con cultivo puro como en las intercultivadas con soja. La siembra del cultivo de soja se realizó el 3 de diciembre de 2007 empleando el cultivar SPS 4500, con una densidad de 28-30 plantas m<sup>-2</sup> para todos los tratamientos. La distancia entre surcos fue de 0,52 m y la longitud de los mismos de 12 m, con una orientación N-S.

Se realizó una fertilización antes de la siembra con 35 kg ha<sup>-1</sup> de P y se aplicaron 100 kg ha<sup>-1</sup> de N al cultivo de maíz en el estadio de seis hojas (V6). Las malezas fueron controladas química y manualmente. Todos los tratamientos contaron con riego suplementario empleando un equipo por goteo.

Se realizaron medidas semanales de humedad del suelo para la determinación de la evapotranspiración real (ETR) en cada tratamiento. Se empleó el método gravimétrico en la capa superficial (0-0,1 m) y el de atenuación de neutrones en capas más profundas (0,1-1,6 m). Los tubos de acceso para la sonda de neutrones fueron dispuestos de la siguiente manera: a) un tubo en cada parcela de cultivos puros, b) un tubo entre dos surcos de soja y otro entre soja y maíz para el sistema de intercultivo 2\_1 y c) un tubo entre dos surcos de soja, otro entre soja y maíz y un tercero entre dos surcos de maíz en el sistema de intercultivo 3\_2. Las mediciones se realizaron cada 0,10 m de profundidad hasta 0,4 m y cada 0,2 m en el resto del perfil. La ETR se calculó para los intervalos de medición de humedad, sumando la precipitación y el riego y restando la variación de almacenaje de agua y el drenaje en la capa de 0-1,4 m. La ETR de los tratamientos de intercultivo se determinó como el promedio ponderado de las diferentes posiciones de medición dentro cada unidad experimental. En el intercultivo 2\_1 se dispuso de un surco de maíz y dos de soja, de manera que se incluyeron tres entresurcos, donde hubo dos interfases maíz-soja y una interfase soja-soja, por lo tanto la ETR se obtuvo según:

$$ETR_{2_1} = (ETR_{S_S} + (ETR_{S_M} * 2)) / 3$$

En el intercultivo 3\_2 cada unidad de medición tuvo 5 entresurcos de los cuales se definieron 2 interfases soja-soja, 2 interfases soja-maíz y 1 interfase maíz-maíz. Entonces la ETR del intercultivo 3\_2 se determinó de la siguiente manera:

$$ETR_{3\_2} = ((ETR_{S\_S} * 2) + (ETR_{S\_M} * 2) + (ETR_{M\_M})) / 5$$

Para analizar la evolución de la ETR se dividió la estación de crecimiento en seis subperíodos, de acuerdo a los estadios fenológicos de los cultivos determinados por Cambareri (2009) en base a la escala de Ritchie y Hanway (1982) para maíz y Fher y Caviness (1997) para soja.

La eficiencia en el uso del agua en biomasa ( $EUA_B$ ) se calculó para cada tratamiento en cuatro momentos a lo largo del ciclo de intercultivo, a partir de la relación entre la biomasa acumulada hasta cada momento y la ETR acumulada en igual período. En maíz los muestreos de biomasa se realizaron en V17 (9/1), R3 (4/2), R5 (11/3) y R6 (18/3) y en soja en V4(9/1), R2 (4/2), R6 (11/3) y R7 (10/4). Asimismo, se determinó la EUA en grano ( $EUA_G$ ) como el cociente entre el rendimiento en grano y la ETR acumulada entre la emergencia del maíz (VeM) y la madurez fisiológica de soja (R7S). En el caso de los intercultivos los rendimientos de los dos componentes se sumaron para calcular el rendimiento del sistema.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 3.1. Contenido de agua del suelo y oferta hídrica estacional.

La estación de crecimiento (EC) del intercultivo maíz-soja se inició con un contenido de agua del suelo entre un 6 y 10 % por debajo del límite máximo en la capa de 1,4 m de suelo (460 mm). A medida que avanzó la EC el almacenaje de agua del suelo fue descendiendo, tanto en el cultivo puro de maíz como en los intercultivos (Figura 1a), acorde con el crecimiento del mismo y con el aumento de la demanda atmosférica (Figura 1b).

Entre los 63 y 82 días desde la emergencia de maíz (DDEM) la tasa de ETR de los cultivos, especialmente la de maíz, fue elevada y la reposición de agua no alcanzó a cubrir la demanda,

por lo tanto el nivel de almacenamiento a 1,4 m de profundidad estuvo por debajo del umbral crítico (60% del agua disponible, 378 mm) en todos los tratamientos, exceptuando el cultivo de soja pura.

A partir de los 100 DDEM, con el aporte de lluvias y riego se logró mantener un nivel de agua igual o superior al umbral crítico hasta el final de la estación de crecimiento (Figura 1).

La oferta hídrica estacional media de todos los tratamientos fue de 866,8 mm, correspondiendo 441,5 mm a la precipitación efectiva, 157,3 mm al riego y 168 mm al agua disponible en el perfil (1,4 m) al inicio de la estación de crecimiento

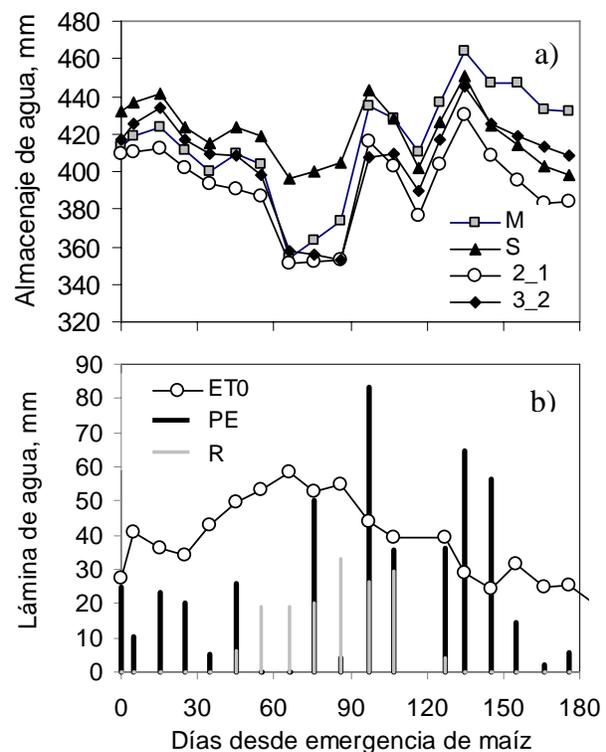


Figura 1. a) Almacenaje de agua en el suelo en la capa de 0 a 1,4 m en los diferentes sistemas, b) oferta de agua (precipitación efectiva, PE y riego, R) y evapotranspiración de referencia (ETO) según Penman-Monteith en función de los días desde emergencia de maíz (DDEM).

#### 3.2. Evapotranspiración real en los intercultivos maíz-soja con distinto arreglo espacial y en sus cultivos puros

El sistema con menor ETR acumulada entre la emergencia del maíz y la madurez fisiológica de

soja fue el intercultivo 3\_2 (564,8 mm), diferenciándose significativamente ( $P < 0,05$ ) del sistema con mayor ETR que fue el de soja pura (596 mm; Tabla I y Figura 2). Los valores acumulados de ETR del intercultivo 2\_1 y del maíz puro no se diferenciaron entre si, ni con el resto de los sistemas ( $p > 0,05$ ; Tabla I). La ETR de los cultivos puros en sus respectivas estaciones de crecimiento (desde emergencia hasta madurez fisiológica) resultó de 544,8 mm para el maíz y de 497 mm para el cultivo de soja. Estos valores de ETR están dentro del orden de magnitud de los citados en la bibliografía para la zona de Balcarce (Della Maggiora y otros, 2002; Coll, 2009) y confirman una adecuada estimación de la ETR en este trabajo. Asimismo, la ETR acumulada en el intercultivo 2\_1 fue similar a la obtenida por Coll (2009) en un ensayo con similares características pero con diferentes genotipos de maíz.

Tabla I: ETR acumulada desde la emergencia de maíz hasta la madurez fisiológica de soja para los sistemas agrícolas maíz puro (M), soja pura (S), intercultivo maíz-soja con arreglo espacial 2 líneas de soja por cada línea de maíz (2\_1), y con arreglo espacial 3 líneas de soja cada 2 de maíz (3\_2). Letras distintas representan diferencias significativas entre los tratamientos ( $P < 0,05$ ).

Sistema	ETR (mm)
M	570,5 ab
S	596,0 a
2_1	586,7 ab
3_2	564,8 b

En resumen, los intercultivos y el cultivo de maíz puro tendieron a presentar los menores valores de ETR.

Un análisis de la ETR por subperíodos permitiría comprender el origen de estas tendencias entre sistemas. En general, si bien no se pudo separar la ETR de cada componente del intercultivo, la similar evolución de la ETR entre el maíz puro y los intercultivos hace suponer que el maíz es el componente del intercultivo con mayor contribución al consumo de agua durante la primera mitad del ciclo (Figura 2). Por ejemplo, a los 100 DDEM la ETR acumulada de maíz puro

fue alrededor de 40 mm superior que la de soja pura, presentando los intercultivos valores intermedios, aunque más cercanos al maíz (Fig. 2). La evolución de la tasa de ETR a través del tiempo presentó valores iniciales y finales bajos y valores máximos en la mitad del ciclo en todos los sistemas de cultivo (Figura 3). Esta dinámica coincide con lo informado por Della Maggiora y otros (2002) para cultivos convencionales de maíz y soja creciendo sin limitaciones hídricas ni nutricionales. Sin embargo, no ha sido informado previamente para intercultivos de maíz-soja con diferentes arreglos espaciales creciendo en el Sudeste de Buenos Aires. Las bajas tasas de ETR hacia el final del ciclo (Figura 3) contribuyen a explicar la menor tasa de acumulación de agua consumida (Figura 2) y serían el resultado de (i) una menor demanda atmosférica que en períodos anteriores ( ver  $ET_0$  en Figura 1 b ), (ii) un estado de desarrollo avanzado de los cultivos (es decir, desde madurez fisiológica de maíz que coincide aproximadamente con R6 de soja hasta madurez fisiológica en soja) que se corresponde con escasa demanda de agua para transpiración (Della Maggiora y otros, 2002) y (iii) una mayor cobertura por residuos que evitaría la pérdida por evaporación de agua en el período final.

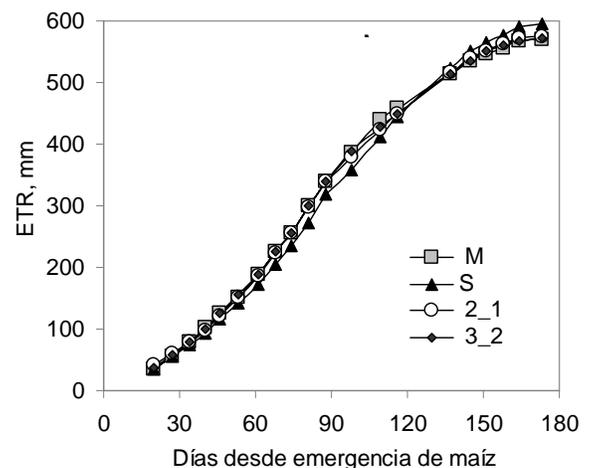
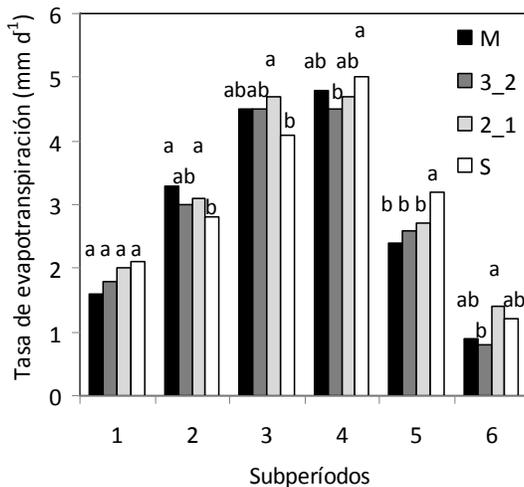


Figura 2. ETR acumulada en los diferentes sistemas de intercultivo y cultivos puros, desde la emergencia de maíz a la madurez fisiológica de soja.

En el período inicial que abarca desde emergencia hasta 4 hojas de maíz (VeM-V4M, subperíodo 1, Figura 3) la ETR media diaria no fue

significativamente distinta entre sistemas ( $P < 0,05$ ). Hasta R1M las mayores tasas de ETR se correspondieron con los sistemas que incluyeron maíz. Si bien no se midió área foliar en maíz puro, se conoce que cultivos de maíz creciendo sin limitaciones hídricas ni nutricionales alcanzan su máximo valor de área foliar alrededor de R1 (Andrade y otros., 2002), lo que estaría en estrecha relación con su consumo de agua (Della Maggiora y otros, 2002; Tambascio, 2002). Desde R1 de maíz y hasta R3 de soja (subperíodo 4, Figura 3), en cambio, las tendencias en ETR media diaria entre sistemas no son tan claras, dado que la soja comienza con un activo crecimiento y el maíz mantiene su área foliar máxima por un período de tiempo prolongado (Andrade y otros, 2002).



Soja	Ve - V3 - R3 - R6 - C
Maíz	Ve - V4 - V9 - R1 MF,C

Figura 3. Tasa de ETR ( $\text{mm d}^{-1}$ ) en función a subperíodos durante el ciclo de los cultivos para los sistemas agrícolas: maíz puro (M), soja pura (S), intercultivo maíz-soja con arreglo espacial 2 líneas de soja cada una de maíz (2\_1), y con arreglo espacial de 3 líneas de soja cada 2 de maíz (3\_2). Letras distintas indican diferencias significativas entre sistemas en cada subperíodo,  $p < 0,05$ . En los recuadros debajo del eje de abscisa, se indican los estadios fenológicos para maíz y soja promedios al inicio y fin de cada subperíodo

Entre R3S y R6M (subperíodo 5, Figura 3) el cultivo de soja mantuvo tasa más altas de ETR y

significativamente diferentes que los restantes sistemas. Esto concuerda con los mayores valores de área foliar en activo funcionamiento en soja pura que en los intercultivos. Reicosky y Heatherly (1990) coinciden en que los valores máximos de ETR en soja ocurren entre R1 y R6. En cambio, los sistemas con mayor proporción de plantas de maíz (es decir, el intercultivo 2\_3 y maíz puro) presentaron los valores más bajos de ETR, en coincidencia con el comienzo de la senescencia en este cultivo y su correspondiente menor consumo de agua (Della Maggiora y otros, 2002). Hacia el final del ciclo bajo estudio (subperíodo 6, R6M-R8S, Figura 3) nuevamente las tendencias en ETR entre sistemas no son tan claras, aunque los sistemas con mayor proporción de maíz (maíz puro e intercultivo con arreglo 3\_2) tendieron a presentar los menores valores de ETR. Esto se asociaría con que la mayor proporción de plantas de maíz no sólo determina una mayor área de suelo con ausencia de transpiración, sino que además queda abundante biomasa remanente de maíz luego de cosecha, determinando una mayor superficie cubierta por residuos, que reduce la llegada de radiación solar al suelo y condicionaría una menor evaporación que los otros sistemas.

### 3.3. Eficiencia en el uso del agua (EUA)

La EUA en biomasa final ( $\text{EUA}_{\text{BF}}$ ) calculada como la relación entre la biomasa total y la ETR acumulada entre la emergencia del maíz y la madurez fisiológica de la soja fue mayor en maíz puro ( $44,5 \text{ kg ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ), intermedia en los intercultivos ( $35,3 \text{ kg ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ) y menor en soja ( $18,6 \text{ kg ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ;  $P < 0,05$ , Figura 4). Esto se asociaría con el metabolismo fotosintético más eficiente de maíz por ser una especie C4 y con su bajo contenido energético para producir biomasa reproductiva (Andrade y otros, 2002). Similares tendencias fueron informadas por Coll (2009) a partir de experiencias realizadas en el mismo ambiente que este trabajo. En concordancia con estos resultados, Ouda y otros (2007), al evaluar diferentes arreglos del intercultivo maíz-soja (1M:1S, 1M:2S, 2M:1S y 2M:2S, siendo M maíz y S soja) determinaron una mayor EUA en el diseño 2M:1S, cuyo valor fue similar al del cultivo puro de maíz. Es decir que a medida que aumentó la proporción de maíz, también se incrementó la

EUA. Por su parte, Tsubo y otros (2003) determinaron que el intercultivo de maíz-poroto tuvo una EUA equivalente o mayor que el cultivo puro de maíz y mucho mayor que el cultivo puro de poroto.

Considerando la  $EUA_B$  por subperíodos se encontró que entre la emergencia y la floración del maíz (es decir, R1 en maíz, Figura 4) la  $EUA_B$  del intercultivo con arreglo 3\_2 fue significativamente mayor que la del arreglo 2\_1. Este comportamiento se podría explicar por la mayor proporción del componente maíz en el intercultivo 3\_2, como así también por la menor proporción de evaporación en la primer parte de este período (Valenzuela y otros 2008). Sin embargo, esta ventaja inicial en

$EUA_B$  asociada con una menor proporción de agua que es perdida como evaporación en el arreglo 3\_2 respecto del 2\_1 y de soja pura se diluye a lo largo del ciclo (Valenzuela y otros 2008) y diferencias en  $EUA_B$  estacional de los intercultivos respecto de soja pura serían atribuidas mayormente a la mayor proporción de maíz en los primeros.

La EUA en materia seca de grano ( $EUAg$ ), al igual que en biomasa, resultó significativamente mayor en maíz puro, similar entre arreglos de intercultivo y significativamente más bajo en soja pura (Tabla II). Los valores de  $EUAg$  de maíz puro resultaron más elevados que los citados por Della Maggiora y otros (2002) para la zona de Balcarce ( $18 \text{ kg ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ) y similares a los informados por Coll (2009). El uso de otro genotipo de maíz, como así también el uso de un sistema de riego por goteo en este trabajo, que es más eficiente que el de aspersión utilizado en los otros experimentos, pueden contribuir a explicar en parte las diferencias en EUA. Con respecto a la  $EUAg$  del cultivo puro de soja resultó algo inferior que la informada por Della Maggiora y otros (2002) y a la reportada por Coll (2009). La diferencia entre trabajos se asociaría con el uso de un genotipo diferente y con una mayor pérdida de agua al considerar el período completo del intercultivo, que suma importantes pérdidas por evaporación, previo a la siembra de la soja (Valenzuela y otros, 2008). Por el contrario, si se considera la  $EUAg$  de maíz y soja en sus respectivas estaciones de crecimiento, comparada con la del intercultivo, se encontraron valores similares para el caso del maíz ( $22,8 \text{ Kg ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ) debido a que la ETR estacional del cultivo fue similar a la de la estación de crecimiento del intercultivo. en cambio, para la soja el valor de  $EUAg$  se incrementó considerablemente ( $7,4 \text{ Kg ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ) debido a la importante evaporación desde el comienzo de la estación de crecimiento del intercultivo hasta la emergencia de la soja (Valenzuela y otros, 2008). Dicho valor fue similar al informado por Coll (2009).

Las diferencias entre sistemas en EUA, expresada en Equivalente glucosa ( $EUA_{EG}$ ) mantuvieron la misma tendencia que la  $EUAg$ , aunque la mayor concentración energética del grano de soja determinó que la  $EUA_{EG}$  de esta especie en cultivo puro, casi duplique la  $EUAg$  (Tabla II).

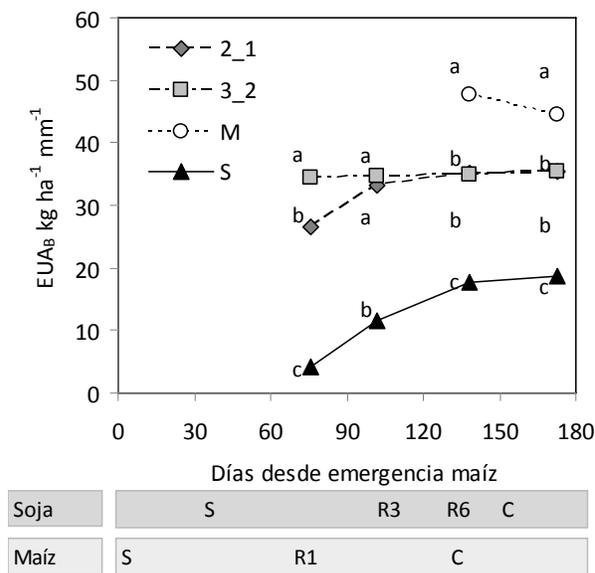


Figura 4. Eficiencia en el uso de agua ( $\text{kg ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ) obtenida de la relación entre la biomasa y ETR acumuladas en 4 intervalos a partir de la emergencia de maíz para los tratamientos maíz puro (M), soja pura (S), intercultivo con arreglo espacial de 2 líneas de soja y 1 de maíz (2\_1), y con arreglo espacial de 3 líneas de soja y 2 de maíz (3\_2). Letras distintas indican diferencias significativas entre sistemas en cada fecha,  $p < 0,05$ . En los recuadros debajo del eje de abscisa, se indican los estadios fenológicos para maíz y soja según DDEM. \*No se registraron datos de biomasa para las primeras dos fechas de muestreo.

Tabla II: Eficiencia en el uso de agua en materia seca de grano ( $EUA_G$ ) y en equivalente glucosa ( $EUA_{EG}$ ) en los diferentes sistemas de intercultivo y cultivos puros. Letras distintas en una misma columna representan diferencias significativas entre sistemas ( $P < 0,05$ ).

Sistema	$EUA_G$ (kg ha <sup>-1</sup> mm <sup>-1</sup> )	$EUA_{EG}$ (Eq glucosa ha <sup>-1</sup> mm <sup>-1</sup> )
M	21,2 a	29,5 a
S	5,5 c	10,6 c
1_2	16,9 b	24,0 b
2_3	17,0 b	24,8 b

En resumen, la EUA fue incrementada en los intercultivos respecto de soja pura, pero no respecto de maíz. Diferencias en el metabolismo fotosintético de las especies componentes principalmente, pero también una menor proporción de agua consumida como evaporación al inicio del ciclo (Valenzuela y otros, 2008), contribuirían a explicar las ventajas en EUA del maíz y de los intercultivos, respecto de soja.

#### 4. CONCLUSIONES

La caracterización de la evapotranspiración acumulada y de su dinámica a través del ciclo demostró que los intercultivos y el cultivo de maíz puro tendieron a presentar los menores valores de ETR acumulada. Se comprobó que esta tendencia estaría asociada a las menores tasas de evapotranspiración de los intercultivos y de maíz puro con respecto a soja pura hacia el final del ciclo, cuando se produce un activo crecimiento de la soja y ya el maíz está senesciendo. En esta etapa este último no sólo presenta baja demanda transpirativa sino que deja abundantes residuos sobre la superficie que disminuye la pérdida por evaporación.

Las diferentes expresiones de la eficiencia en el uso de agua (es decir,  $EUA_{BF}$ ,  $EUA_B$ ,  $EUA_G$  y  $EUA_{EG}$ ) muestran el mismo patrón de diferencias entre tratamientos. La EUA del cultivo puro de maíz supera a la de los demás tratamientos, mientras que la EUA del intercultivo maíz-soja excede considerablemente a la correspondiente al cultivo puro de soja, independientemente del arreglo espacial.

El ordenamiento en EUA a través de los sistemas se debería principalmente a la importante contribución del maíz a la EUA, siendo un cultivo con metabolismo C4, más eficiente fotosintéticamente que la soja (es decir C3). A su vez, la soja pura presenta el valor más alto de ETR estacional de los sistemas evaluados. Una parte importante de esta pérdida de agua se produce en el período inicial del ciclo de intercultivo como evaporación, asociado a una alta demanda ambiental, al alto contenido de humedad del suelo y a la escasa cobertura, lo que contribuye a reducir su EUA.

Los intercultivos no se diferenciaron entre sí en la eficiencia en el uso del agua en biomasa final, sin embargo, el intercultivo 3\_2 presentó ventajas iniciales en EUA respecto del otro arreglo de intercultivo, pero se diluyeron a lo largo del ciclo. A la luz de estos resultados y considerando el avance del cultivo soja en nuestro país, el intercultivo sería una alternativa de interés ya que permitiría aumentar la EUA con respecto a soja pura, además de contribuir a la sustentabilidad del suelo.

#### REFERENCIAS

- Andrade, F.H.; Aguirrezabal, L.A.N.; Rizzalli, R. H., 2002. Crecimiento y rendimiento comparados. Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. Andrade, F. H. y Sadras, V. O. (Eds). Editorial Producciones Gráficas Sirio. págs. 155-171.
- Calviño, P., 2005. Conclusiones Taller ASAGIR sobre Fisiología. 3° Congreso Argentino de Girasol. ASAGIR, 31 de mayo a 1 de junio de 2005.
- Cambareri, M.A., 2009. Condiciones microambientales y su incidencia en el crecimiento y desarrollo de la soja en intercultivo con maíz. Tesis requisito para optar al título de Ingeniero Agrónomo. Facultad de Ciencias Agrarias (UNMdP), 53 p.
- Caviglia, O.P., Sadras, V.O. y Andrade, F.H., 2004. Intensification of agriculture in the south-eastern Pampas I. Capture and efficiency in the use of water and radiation in double-cropped wheat-soybean. *Field Crops Res.*, **87**,117-129.

- Cerrudo, D., 2007. Captación de agua en intersembra girasol-soja y su respuesta a la densidad de plantas de girasol. Tesis requisito para optar al título de Ingeniero Agrónomo. Facultad de Ciencias Agrarias (UNMdP), 37 p.
- Coll, L., 2009. Captación y utilización de recursos en los intercultivos girasol-soja y maíz-soja. Tesis Magíster Scientiae en Producción Vegetal. Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Mar del Plata (UNMdP). 72 p.
- Della Maggiora, A.I.; Gardiol, J.M. y Irigoyen, A.I., 2002. Requerimientos hídricos. Bases para el manejo del maíz, girasol y soja. F. Andrade y V. Sadras (eds). 2º edición. Editorial Producciones Gráficas Sirio. págs. 157-173.
- Echarte L. y Della Maggiora, A., 2007. Respuesta de la intersembra maíz-soja a la densidad de plantas de maíz. Workshop Internacional: "Eco Fisiología Vegetal Aplicada al Estudio de la Determinación del Rendimiento y la Calidad de los Cultivos de Granos". Primer Encuentro Red Raíces de Ecofisiología SECyT. 6-7 septiembre 2007. Mar de Plata, Argentina.
- Fehr, W.R. y Caviness, C.E., 1977. Stages of soybean development. Special Report 80 Cooperative Extension Service, Agriculture and Home Economics exp. Stn. Iowa State University, Ames, IOWA, **11**, 929-931.
- González, H., Cerrudo, D., Echarte, L. Della Maggiora, A. y Irigoyen, A., 2007. Eficiencia de captación y uso de agua en intersembra girasol soja. Workshop Internacional: "EcoFisiología Vegetal Aplicada al Estudio de la Determinación del Rendimiento y la Calidad de los Cultivos de Granos". Primer Encuentro Red Raíces de Ecofisiología SECyT. 6-7 septiembre 2007. Mar de Plata, Argentina.
- Mohsenabadi, Gh. R, Jahansooz, M. R., Chaichi, M. R., Rahimian Mashhadi, H., Liaghat A. M., Savaghebi Gh. R., 2008. Evaluation of Barley-Vetch Intercrop at Different Nitrogen Rates J. Agric. Sci. Technol., **10**, 23-31.
- Morales-Rosales, E.J., Escalante-Estrada, J.A., Tijerina-Chávez, L., Volke-Haller, V y Sosa-Montes, E., 2006. Biomasa, rendimiento, eficiencia en el uso del agua y de la radiación solar del agrosistema girasol-frijol. Terra Latinoamericana, **24**, 55-64.
- Morris, R.A. y Garrity, D.P., 1993. Resource capture and utilization in intercropping water. Field Crops Research, **34**, 303-317.
- Ofori, F. y Stern, W. R., 1987. Cereal-legume intercropping systems. Adv. Agron., **41**, 41-90.
- Ouda, S.A., El Mesiry, T., Abdallah, E.F., Gaballah, M.S., 2007. Effect of Water Stress on the yield of Soybean and Maize Grown under Different Intercropping Patterns. Australian Journal of Basic and Applied Sciences, **1**(4), 578-585.
- Reicosky, D. C.; Heatherly, L. G. 1990. Soybean. En: Stewart, B. A. and Nielsen, D. R. (Eds.) Irrigation of Agricultural Crops. Agronomy N° **30**. ASA, CSSA, y SSSA. Wisconsin. USA.
- Ritchie, S.W. y Hanway J.J., 1982. How a corn plant develops. Iowa State University of Science and Technology. Cooperative Extension service Ames, Iowa. Special Report **48**.
- Tambascio, L.; Della Maggiora, A.; Irigoyen, A.; Valentinuz, O. Y J. Gardiol. 2002. Efecto de la densidad de plantas sobre la evapotranspiración y eficiencia en el uso del agua en cultivos de maíz y girasol en Balcarce (Argentina). Revista Argentina de Agrometeorología. Tomo **2** (1): 1-9.
- Tsubo, M., Mukhala, E., Ogindo, H.O, Walker, S. 2003. Productivity of maize-bean intercropping in a semi-arid region of South Africa. Water SA **29** (4), 381-388.
- Valenzuela, C., Della Maggiora, A. Echarte, L., Ruíz Polizzi, M y Cambareri, M., 2008. Partición de la evapotranspiración en sistemas de intercultivo maíz-soja vs. cultivos puros. XII Reunión Argentina de Agrometeorología. 8-10 de octubre de 2008. San Salvador de Jujuy, Argentina.



## NOTAS Y CORRESPONDENCIA

### TALLEX - EXPERIMENTOS CON FLUJOS ROTANTES EN LA FORMACIÓN DE METEORÓLOGOS Y OCEANÓGRAFOS.

Claudia Simionato<sup>1</sup>, Norma Possia<sup>1</sup>, Claudia Campetella<sup>1</sup> y Martín Saraceno<sup>1</sup>  
Diego Moreira<sup>2</sup> y Moira Luz Clara Tejedor<sup>2</sup>  
Dernis Mediavilla<sup>3</sup>, Guadalupe Alonso<sup>3</sup>, Laura Ruiz Etcheverry<sup>3</sup>, Carolina Kahl<sup>3</sup>,  
Mariana Carolina Nieva Tamasiunas<sup>3</sup> y Daniel Valla<sup>3</sup>  
María E. Dillon<sup>4</sup>, María S. Osores<sup>4</sup>, Laura I. Pappalardo<sup>4</sup>, Vanesa Pantano<sup>4</sup> y Romina E. Racedo<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, DCAO-FCEN-UBA. Investigadores del CIMA/CONICET-UBA. Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup> Auxiliares docentes y estudiantes doctorales DCAO-FCEN-UBA; Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup> Estudiantes de la Licenciatura en Oceanografía DCAO-FCEN-UBA; Buenos Aires, Argentina.

<sup>4</sup> Estudiantes de la Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera DCAO-FCEN-UBA; Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 27 de mayo de 2010, en su versión final el 29 de Setiembre 2010)

## RESUMEN

El desarrollo de experiencias de laboratorio es un elemento crucial en el proceso de enseñanza-aprendizaje de las ciencias. En este trabajo se ilustran algunas experiencias básicas de la mecánica de fluidos geofísicos que resultaron muy útiles en dicho proceso. Las experiencias, que se realizaron en el marco del Taller de Experimentación en Fluidos Geofísicos del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, ayudan a comprender los procesos físicos que subyacen por detrás de resultados teóricos poco intuitivos, haciendo que el estudiante reavive su curiosidad, se plantee preguntas y se motive a encontrar respuestas. Los experimentos son muy valiosos, además, para la divulgación y extensión de las carreras de meteorología y oceanografía a la hora de despertar vocaciones, lo cual es un aspecto crítico para nuestras ciencias.

*Palabras clave:* experimentos, fluidos, aprendizaje

### TALLEX – EXPERIMENTS WITH ROTATING FLOWS IN THE ACADEMIC TRAINING OF METEOROLOGISTS AND OCEANOGRAPHERS

## ABSTRACT

Laboratory experiments are crucial elements in the learning-teaching process of scientific courses. In this work some examples of didactic experiments with fluids under rotation are shown. They were developed with new equipments acquired in the frame of the Laboratory of Geophysical Fluids at the Department of Atmospheric and Oceanic Sciences of the

Faculty Natural and Exact Sciences of the University of Buenos Aires. These experiments illustrate and help to understand the complex physical processes which lie behind theoretical results. Experiments motivate the curiosity of the students, make them ask questions and search for answers. The experiments are also useful to promote our sciences among high school students, a critical issue given the low number of undergraduate students.

*Key words:* experiments, fluids, learning

## 1. INTRODUCCIÓN

Un medio para lograr aprendizajes significativos es que los estudiantes relacionen el contenido temático de las asignaturas con fenómenos observados en la naturaleza. Para conseguirlo la docencia debe de ser creativa y motivadora, estimulando la vinculación teórico-práctica. Una de las formas de alcanzar este objetivo es a través de la realización de experimentos a partir de los cuales el estudiante fije contenidos, reflexione acerca de su comprensión de los procesos físicos subyacentes y reavive su curiosidad planteándose preguntas y motivándose a encontrar respuestas. En el caso particular del proceso de enseñanza-aprendizaje de las ciencias de la atmósfera y los océanos, el desarrollo de experiencias de laboratorio que ilustren procesos de la dinámica de los fluidos geofísicos es de vital importancia para la comprensión de los complejos y, en ocasiones poco intuitivos, fenómenos que ocurren en dichos fluidos. A través de estas experiencias el alumno puede visualizar los procesos físicos subyacentes e interpretarlos como complemento del análisis del complejo sistema de ecuaciones que se utilizan para explicarlos.

A pesar de la importancia de la experimentación como elemento didáctico, hasta hace poco no existía en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO) equipamiento de laboratorio y recursos humanos dedicados que permitieran el desarrollo de experiencias con fluidos en rotación. Esto motivó la creación del Taller de Experimentación en Fluidos Geofísicos (TalEx) en 2007. El TalEx es un espacio académico extracurricular de participación voluntaria por parte de los docentes, investigadores y estudiantes, abierto a todos aquellos que quieran participar, tanto del DCAO, como de otros departamentos de la Facultad de Ciencias Exactas y

Naturales (FCEN) de la Universidad de Buenos Aires (UBA). El objetivo es elaborar y desarrollar experimentos educativos que reproduzcan a escala fenómenos naturales observables en fluidos en general y, en particular, en fluidos geofísicos. Sus metas son acercar a la sociedad medios para comprender los procesos que generan estos fenómenos, aumentar la conciencia de la importancia de su estudio, despertar vocaciones y contribuir al mejoramiento de la enseñanza de las Ciencias de la Atmósfera y los Océanos.

En lo que respecta a extensión y divulgación, las experiencias se realizan regularmente para jóvenes de escuela secundaria en diversos espacios, como la Semana de las Ciencias de la Tierra (FCEN-UBA), el Laboratorio 0 (Centro Atómico Constituyentes-CNEA), la Feria Internacional del Libro en Buenos Aires, diversos Encuentros Nacionales Pibes con la Ciencia, la Feria de Ciencias Prociencia, el Programa Federal de Turismo Educativo y Recreación, Científicos por un Día y otras actividades de la Secretaría de Extensión, Graduados y Bienestar Estudiantil (SEGBE) de la FCEN, como las Experiencias Didácticas y Talleres de Ciencia. Los resultados han sido fructíferos, llegando a miles de jóvenes, despertando su interés y generando en muchos casos un acercamiento que previamente no existía a docentes universitarios, investigadores y estudiantes de ciencias. Los talleres y demostraciones se tornan, por lo tanto, un marco ideal para la promoción de las ciencias.

En relación con la docencia universitaria el desafío que se propuso el grupo fue mejorar la base de experimentos disponibles, como modo de contribuir a mejorar la calidad de la enseñanza de nuestras ciencias en la FCEN y a formar recursos humanos en el área de fluidos geofísicos experimentales. Con este fin, en el marco del

TalEx se obtuvo en 2008 un subsidio INVOFI (Incentivo de Vocaciones para el Estudio de Física) de la Asociación Física Argentina (AFA) que, conjuntamente con el aporte económico de varios docentes/investigadores del DCAO, posibilitó el mejoramiento de los recursos de laboratorio disponibles. Una de las adquisiciones más significativas es una mesa rotante, sencilla pero robusta, que posibilita por primera vez en el DCAO la realización de experimentos con fluidos en rotación. Los mismos no sólo han resultado muy útiles a los efectos de la extensión universitaria y divulgación, sino que están siendo utilizados en diversas asignaturas como un elemento fundamental en el proceso de enseñanza-aprendizaje.

En este trabajo se describen algunos de los experimentos desarrollados que están siendo aplicados en las materias de las carreras de Ciencias de la Atmósfera y Oceanografía y se ilustra cómo los mismos son útiles en el proceso de enseñanza-aprendizaje, contribuyendo a la adquisición de conocimientos verdaderamente significativos.

## 2. LAS EXPERIENCIAS DE LABORATORIO, MARCO TEÓRICO Y VINCULACIÓN CON LAS OBSERVACIONES

Una de las características fundamentales de los fluidos geofísicos es que su dinámica está dominada por la rotación y la esfericidad de la Tierra. Preservando adecuadamente las escalas dinámicas es posible reproducir el comportamiento de estos fluidos en pequeños tanques en el laboratorio. La rotación de la Tierra se puede simular utilizando un recipiente con agua apoyado sobre una mesa rotante. Su esfericidad se puede simular mediante el uso de un fondo inclinado (ver sección 2.3).

A continuación se describen algunas experiencias que utilizan estos recursos. La primera ilustra uno de los principios fundamentales de la dinámica de los fluidos geofísicos, el Teorema de Taylor-Proudman. La segunda discute la formación de ondas baroclínicas inestables en la corriente en chorro de capas altas. Finalmente, se discute un análogo dinámico de la circulación profunda de los

océanos, muy útil a la hora de interpretar la dinámica subyacente en este complejo proceso.

### 2.1. Columnas de Taylor

El Teorema de Taylor-Proudman o T-P (Taylor, 1923 y Proudman, 1916) muestra que, para un fluido homogéneo en presencia de rotación y para el cual los efectos no-lineales son despreciables frente a los efectos de la rotación y de la fricción (número de Rossby y Ekman respectivamente menores que uno), se verifica que:

$$(\boldsymbol{\Omega} \cdot \nabla) \mathbf{U} = 0 \quad (1)$$

donde  $\mathbf{U}$  es el vector velocidad y  $\boldsymbol{\Omega}$  es el vector rotación. Es decir, *el flujo no puede tener gradientes en dirección paralela al eje de rotación*. En el caso de que el eje de rotación sea perpendicular al plano en el que se desarrolla el flujo, (1) se reduce a que los gradientes verticales de la velocidad son nulos:

$$\partial u / \partial z = \partial v / \partial z = \partial w / \partial z = 0 \quad (2)$$

Donde  $u$ ,  $v$  y  $w$  son las componentes de la velocidad en las direcciones  $x$ ,  $y$  y  $z$ , respectivamente. Físicamente la ecuación (2) resulta como consecuencia del balance entre las fuerzas de Coriolis y de gradiente de presión. Bajo las condiciones descritas, (2) indica que no hay variaciones de velocidad en la dirección del vector de rotación  $\boldsymbol{\Omega}$ . Si además se considera como condición de contorno un fondo plano y rígido, la velocidad vertical  $w$  es nula en el fondo y por (2) en todo el fluido. Se concluye, por lo tanto, que el flujo es *bidimensional*, su campo de velocidades será el mismo para un dado  $(x, y)$  independientemente de la profundidad a la que se observen las mismas. En estas condiciones, el fluido no puede estrecharse, ni contraerse, ni sobrepasar un obstáculo, es decir, se comporta como si 'fuera rígido'.

La reproducción de este experimento en el laboratorio es de suma utilidad para estudiar esta propiedad de los fluidos rotantes que está lejos de resultar intuitiva.

### 2.1.1. Diseño experimental

Para el desarrollo de las experiencias se utilizó la mesa rotante. Sobre la misma se montó un recipiente cilíndrico de acrílico de 46 cm de diámetro, 26 cm de altura y 4 mm de espesor que se llenó con agua dulce. Para visualizar el comportamiento del fluido en toda la columna de agua se utilizaron como trazadores colorantes vegetales. Se montó una cámara fija sobre la mesa desde el sistema rotante.

Se realizaron dos experiencias para visualizar, respectivamente, dos características que resultan como consecuencia directa del teorema de T-P. En la primera el objetivo es mostrar que la rotación organiza el campo de velocidades del fluido, impidiendo que el mismo pueda mezclarse de forma turbulenta como sucede en ausencia de rotación frente a una perturbación externa. En la segunda, se reproduce el experimento utilizado por Taylor para demostrar el teorema: se muestra cómo el fluido es incapaz de atravesar un obstáculo sumergido como consecuencia de no poder tener variaciones en la componente vertical de la velocidad.

#### 2.1.1.1. Experiencia 1: la rotación organiza el campo de velocidades

Se llena el tanque con aproximadamente 10 cm de agua dulce y se lo hace rotar a una velocidad angular de 14 rpm. Una vez que el movimiento se estabiliza se introduce algo de turbulencia, simplemente moviendo el fluido con la mano.



Figura 1: (a) Resultados del experimento inicial sobre el teorema de T-P. Los trazadores muestran la 'rigidez' del fluido.



Figura 1: (b) imagen de la gran mancha roja de Júpiter (de Marshall y Plumb, 2007).

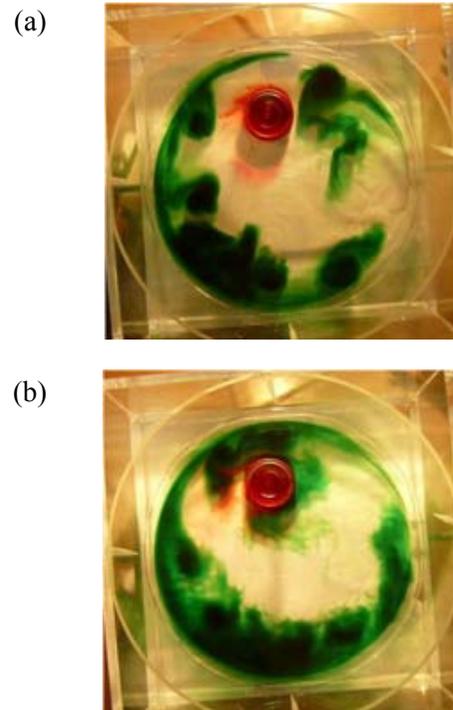


Figura 2: Resultados del experimento sobre bloqueo topográfico en dos instantes diferentes. El colorante rojo, sobre el obstáculo, muestra que el fluido sobre el mismo no puede cambiar su espesor. El colorante verde, en el fluido más profundo alrededor del obstáculo, muestra que el fluido es incapaz de superar el obstáculo, en concordancia con el teorema de T-P. La figura (b) representa un instante posterior a la (a).

Finalmente, se inyectan tintas de dos colores diferentes. Se observa como los puntos a lo largo de una columna tienen la misma velocidad. Se observa, asimismo, la ausencia de mezcla lateral (Figura 1.a).

Desde el punto de vista didáctico, es útil cuando se realiza este experimento mantener un experimento testigo sin rotación, de modo que el alumno pueda visualizar claramente las diferencias y notar que las mismas son exclusivo resultado de la rotación.

Un ejemplo claro en la naturaleza de una situación similar a la observada en el experimento es la gran mancha roja de Júpiter (Figura 3.b). Es didácticamente útil en este caso hacer que el alumno calcule las escalas para la mancha en la atmósfera de ese planeta y verifique que en la misma el número de Rossby es pequeño, de modo que este fluido se encuentra fuertemente afectado por la rotación.

### 2.1.1.2. Experiencia 2: bloqueo topográfico

En este experimento se introduce en el fondo del tanque un obstáculo circular a unos 13 cm del centro del mismo y se llena el tanque con 10 cm de agua dulce. El obstáculo utilizado tiene 4 cm de alto y 8,5 cm de diámetro. Luego de que el fluido se estabiliza, se imprime una velocidad relativa, reduciendo o aumentando ligeramente la velocidad de rotación del tanque, y se inyecta trazador de un color (rojo en la Figura 2) sobre el lugar en donde se encuentra el obstáculo y de otro color (verde en la Figura 2) en las regiones aledañas.

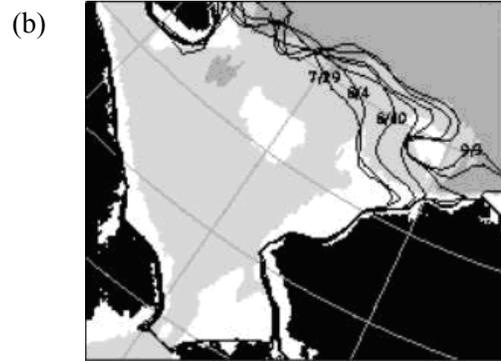
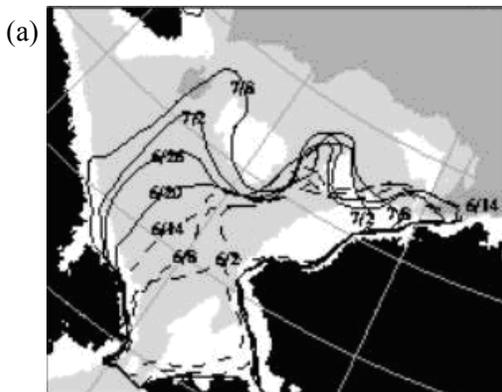


Figura 3: Retiro del borde del hielo en el verano de 1994 en el Mar de Chukchi. Las líneas de contorno del borde del hielo a intervalos aproximados de seis días se derivan del canal de 19GHz de las imágenes de DMSP SSM / I. Los contornos muestran el borde de hielo. Los cuatro colores de fondo en el mapa muestran la topografía submarina del Mar de Chukchi. Las áreas blancas son aguas poco profundas (0-40m), el gris oscuro corresponde a aguas profundas (> 60 m) y la tierra es de color negro. Adaptado de Martin y Drucker (1997).

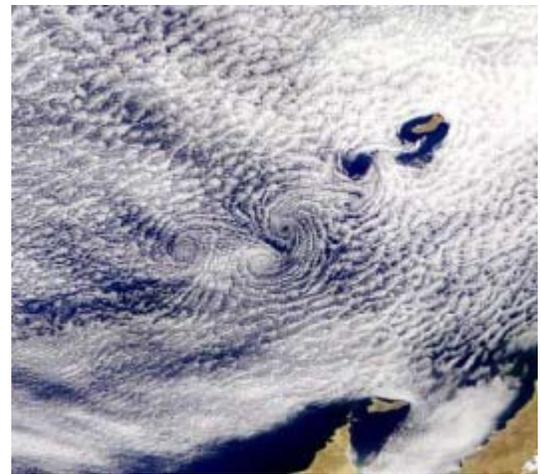


Figura 4: Imagen del espectro visible (fuente NASA) mostrando el campo de nubes sobre las islas Guadalupe. El viento medio es del noreste.

Las Figuras 2.a y 2.b muestran dos estados de la evolución de esta experiencia. El primero de ellos (Figura 2.a) muestra que el agua que está sobre el obstáculo, indicada con rojo, no se desplaza durante el movimiento, obedeciendo el teorema de T-P en relación a que el fluido no puede ‘salirse’

del obstáculo, ya que esto implicaría aumentar su espesor. En segundo lugar (Figura 2.b) puede observarse que el fluido en las regiones aledañas se ve obligado a desviarse en toda la columna, como si el obstáculo se extendiera en toda la profundidad del fluido. Esta observación es consistente con la hipótesis del teorema de T-P, es decir que el campo de velocidades del flujo debe ser el mismo para todas las profundidades.

El comportamiento del fluido en el tanque representa, de manera simplificada, el comportamiento del océano y de la atmósfera, así como de atmósferas planetarias, en situaciones similares. En el océano, las corrientes se desvían en presencia de una montaña submarina y se observa que la región sobre la montaña es aislada dinámicamente de su alrededor. Un ejemplo se muestra en la Figura 3, adaptada de Martin y Drucker (1997). Estos autores explican el comportamiento de los flujos de hielo en el Mar de Chukchi por la presencia de columnas de Taylor. El Mar de Chukchi está situado justo al norte del estrecho de Bering entre Alaska y Rusia (una latitud alta, donde la profunda profundidad del océano es casi paralela al eje de rotación de la Tierra). Examinando las imágenes de microondas para la región durante los veranos de 1992-1994, observaron que el hielo se mantuvo preferentemente sobre Herald Shoal, una región mucho menos profunda que las aguas aledañas. Martín y Drucker (1997) postulan que ello se debe a una columna de Taylor atrapando el agua fría y el hielo en la región por encima del banco. La Figura 4 muestra otra situación en la que las columnas de Taylor se manifiestan en la naturaleza: la imagen satelital muestra la formación de vórtices en el flujo de las nubes sobre las Islas Guadalupe. Esta es atribuida a una consecuencia de la formación de columnas de Taylor por encima de las islas, perturbando el flujo de nubes muy por encima de la altura física de las islas.

## 2.2. La circulación general de la atmósfera

La circulación de gran escala de la atmósfera es forzada principalmente por la diferencia térmica entre el ecuador y el polo y la rotación terrestre. El balance radiativo muestra que la Tierra tiene un exceso de energía térmica en los trópicos y un

déficit en latitudes medias y altas. Según este balance, las regiones de latitudes más altas deberían ser más frías de lo que se observa en la naturaleza, y las regiones tropicales, más cálidas. Sin embargo, el gradiente térmico asociado a procesos puramente radiativos, resulta menguado como consecuencia de la circulación atmosférica, que actúa transportando calor de los trópicos a los polos.

En una primera aproximación, considerando una Tierra esférica y sin rotación, Hadley propuso un modelo de circulación en el cual el desequilibrio térmico asociado a la radiación produce una celda de circulación meridional.

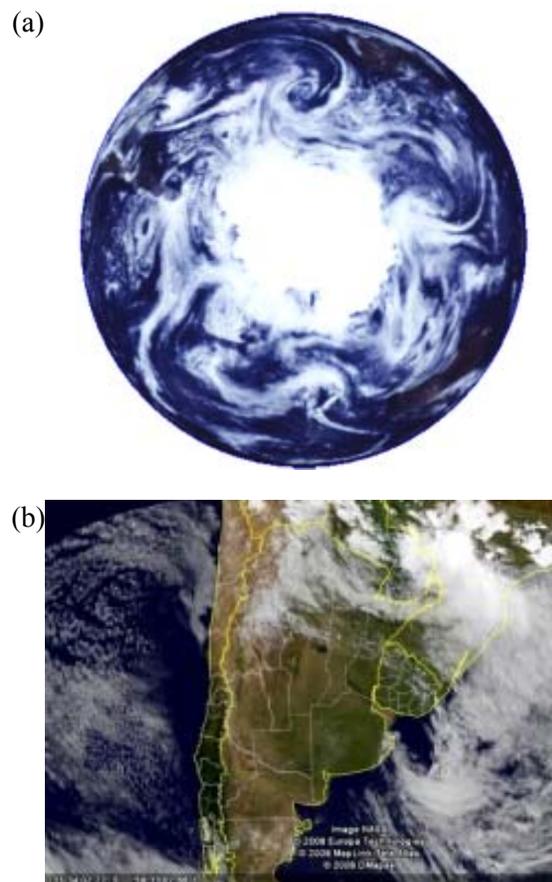


Figura 5: (a) Composición de imágenes satelitales infrarrojas. (b) Imagen captada por el Satélite Goes-12, a las 19 UTC del 29 octubre 2008 (hora 17 de Argentina). De: <http://meteorologia-practica.blogspot.com>. Imágenes procesadas por la NASA.

En ella, el aire cálido asciende en el ecuador y viaja en altura transportando calor hacia el polo enfriándose en su trayectoria; allí el aire frío desciende y regresa hacia el ecuador a través de una rama en capas bajas. El efecto de la rotación terrestre, hace que el descenso de la celda de Hadley se produzca a los 30° de latitud y no en el polo. ¿Cómo se explica, entonces, el transporte de calor hacia latitudes medias y altas?

Para la medición de la temperatura del agua se emplean se emplean dos termómetros digitales con sensor metálico cuya precisión es de 0,1° C. La observación del movimiento del fluido se logra mediante la utilización de trazadores de colores (tintas vegetales disueltas en agua). Para escalar este dispositivo de laboratorio, de modo que represente la atmósfera terrestre, se utiliza el número adimensional de Rossby térmico (Holton, 2004), que proporciona información sobre la validez de la teoría cuasigeostrofica. Aproximando la magnitud de la velocidad  $U$  del flujo mediante la aproximación geostrofica, la ecuación hidrostática y una relación entre la temperatura y la densidad, se reescribe el número de Rossby de la siguiente manera:

$$Ro_T = (gh\varepsilon(\delta T))/(2\Omega^2(b-a)^2) \quad (3)$$

donde:  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $h$  la altura de la columna,  $\varepsilon$  es el coeficiente de expansión térmica,  $\delta T$  la diferencia de temperatura radial del anillo,  $a$  y  $b$  los radios interior y exterior, respectivamente, del anillo y  $\Omega$  la velocidad angular de rotación. En los experimentos que se discuten en este trabajo, los valores correspondientes fueron  $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$ ;  $h = 0,04 \text{ m}$ ;  $\varepsilon = 2 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ ;  $\Omega = 0,216 \text{ s}^{-1}$  y  $(b-a) = 0,165 \text{ m}$ , por lo cual resulta  $Ro_T = 0,1272 < 1$ .

### 2.2.1.1. Experiencia 1: Circulación en presencia de un gradiente radial de temperatura en ausencia de rotación.

En esta experiencia se observa la circulación forzada por un gradiente térmico (que emula el calentamiento diferencial entre el ecuador y el polo) considerando la superficie terrestre plana y

sin rotación. En la zona de mayor calentamiento (análogo del ecuador) se produce el ascenso de las masas de agua (que emulan masas de aire), que son transportadas hacia la región fría (análogo de las latitudes altas) en las capas superiores del fluido. Durante ese trayecto la temperatura disminuye progresivamente, por lo cual la densidad aumenta y se produce el descenso. Al llegar al fondo del tanque (que emula la superficie de la Tierra) el agua más densa es transportada nuevamente hacia la región cálida (análogo del ecuador) en capas bajas, formando una celda que tiende a balancear la temperatura del sistema.

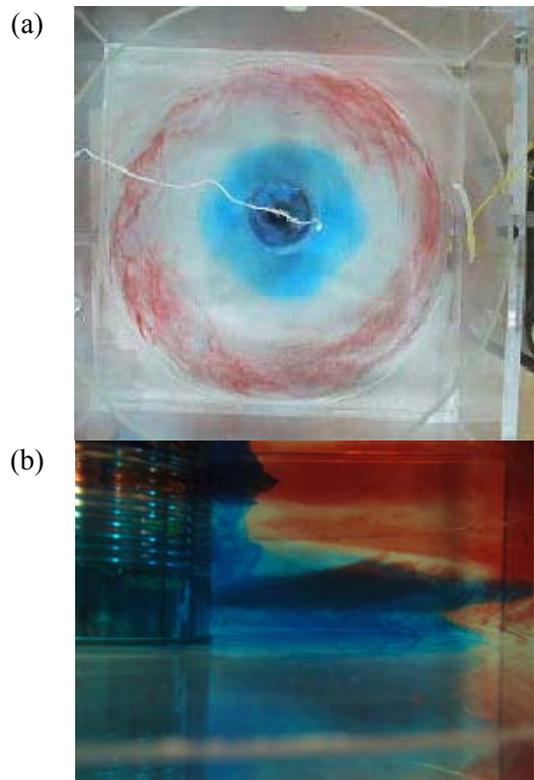


Figura 6: (a) Movimiento del fluido en el plano perpendicular al eje de rotación; (b) Circulación en un plano paralelo al que contiene al eje de rotación. El fluido más denso se muestra en color azul el menos denso en rojo. Se observa el desarrollo de una celda meridional similar a la propuesta por Hadley

En este experimento, en el plano perpendicular al eje de rotación (Figura 6.a), se observa un movimiento radial que se expande en forma concéntrica y uniforme, comunicando la zona

cálida en el borde del tanque ('ecuador') y la zona fría en el centro del tanque ('polo'). La Figura 6.b muestra la circulación en el plano vertical (plano que contiene al eje de rotación). En el fondo del dispositivo se observa una rama fría que se aleja de la región de menor temperatura hacia los bordes exteriores (trazador azul); por encima se observa una rama cálida que se dirige en sentido contrario (trazador rojo). Este resultado simula el modelo teórico de una sola celda (Celda de Hadley).

### 2.2.1.2. Experiencia 2: Circulación en presencia de un gradiente radial de temperatura y rotación.

En este experimento, las condiciones son similares a las del anterior, pero se hace rotar el tanque. El gradiente de temperatura que se obtuvo fue de aproximadamente de 4° C entre la región central y exterior del tanque. La Figura 7 muestra los resultados de este experimento. Se observan varias perturbaciones con forma de espiral inmersas en el flujo, que transportan fluido relativamente más frío hacia el borde exterior del tanque ('ecuador') y fluido relativamente más caliente hacia el centro del tanque ('polo'). Las flechas superpuestas indi-

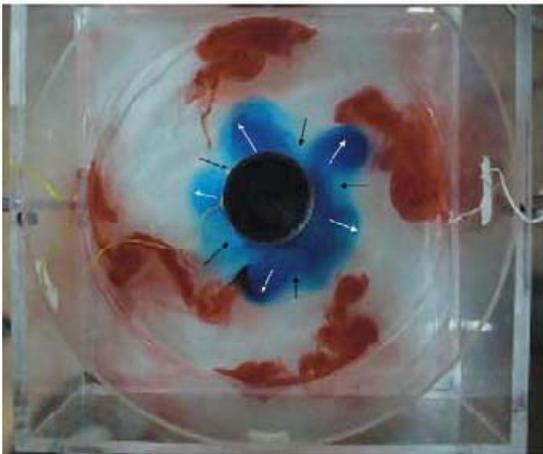


Figura 7: Movimiento del fluido con gradiente térmico y rotación. Las flechas indican la dirección y sentido del desplazamiento. Se observa la formación de ondas baroclínicas.

can el sentido de este transporte. Esta experiencia muestra como la atmósfera y el océano realizan las transferencias de calor en latitudes medias. La

comparación entre las figuras 5, 7 y 2.2.4 muestran un claro ajuste entre el modelo teórico, la experiencia de laboratorio y las observaciones.

## 2.3 La circulación profunda en el océano

Debido a la escasez de observaciones directas del flujo abisal en el océano, los experimentos de laboratorio y la teoría han sido una guía muy valiosa en la oceanografía a los efectos de deducir los patrones de circulación más probables. Hay dos inferencias importantes que se pueden hacer de las observaciones directas colectadas en el océano. Primero, las aguas densas se forman en la superficie en regiones relativamente pequeñas y altamente localizadas del océano en altas latitudes del Océano Atlántico. De esta manera, la circulación abisal parecería ser inducida por fuentes localizadas. Pero, por conservación de masa, por cada partícula de agua que se hunde, otra debe retornar a la superficie. Sin embargo, las distribuciones de propiedades observadas no sugieren que el retorno ocurra concentradamente en una o algunas regiones del océano. Es razonable suponer, entonces, que el retorno a la superficie, o surgencia, que compensa el hundimiento ocurre de modo disperso a la escala de las cuencas. Esta fue la hipótesis planteada por los estudios pioneros de Stommel (1958), Stommel y otros (1958) y Stommel y Arons (1960).

Las observaciones muestran que el flujo profundo es lento y se desarrolla en escalas de tiempo muy largas, de modo que el número de Rossby es pequeño. Por lo tanto, estará en balance geostrófico e hidrostático. Para comprender cómo responde una capa profunda en equilibrio geostrófico a una velocidad vertical ( $w_{PT}$ ) impuesta por pérdida a medida que la capa cede agua a la capa superior, por encima de la termoclina, se utiliza la ecuación de continuidad para fluidos incompresibles aplicada al flujo profundo interior (lejos de los contornos), geostrófico. La combinación de estas aproximaciones da como resultado:

$$\int_{\text{fondo}}^{PT} v dz = (f / \beta) w_{PT} \begin{cases} > 0 HN \\ < 0 HS \end{cases} \quad (4)$$

Donde  $PT$  es la profundidad de la base de la termoclina, donde se produce la surgencia,  $v$  es la velocidad meridional,  $f$  es el parámetro de Coriolis y  $\beta$  es la variación de dicho parámetro con la latitud. En el hemisferio norte (sur),  $f$  es positivo (negativo), y como tanto  $w_{PT}$  como  $\beta$  son positivos resulta que el transporte (representado por la integral del miembro de la derecha en 4) es positivo (negativo), o sea, hacia el polo. De esta manera, sorprendentemente, aunque las fuentes de agua profunda se encuentran los polos, el transporte meridional de masa en el interior del océano *también es hacia el polo*. Una manera alternativa de entender el flujo hacia los polos en el interior de los océanos, es a través del teorema de T-P en la esfera. Este teorema es una generalización del discutido en la sección 2.1 a una Tierra esférica. El teorema de T-P asegura que en un flujo barotrópico las columnas de fluido conservan su espesor con respecto al eje de rotación. En el caso de un tanque plano, como el del experimento discutido en la sección 2.1, el espesor siempre será el mismo,  $h$ . Sin embargo, en una Tierra esférica el espesor relativo al eje de rotación aumenta a medida que disminuye la latitud, como ilustra la Figura 8.

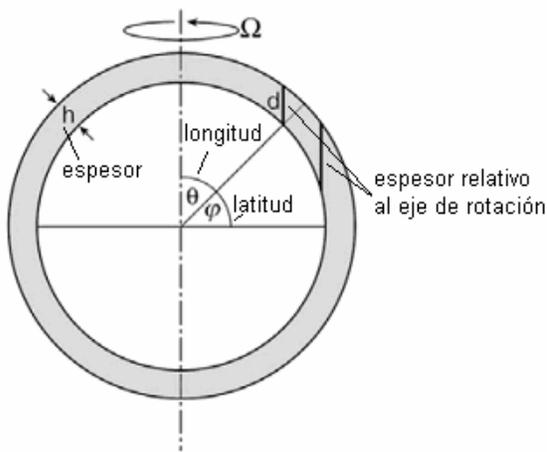


Figura 8: Una ilustración del teorema 1 Taylor-Proudman en una esfera rotante. Consideramos un casquete esférico de fluido homogéneo de espesor  $h$ . Las columnas de Taylor se alinean paralelamente al vector rotación  $\Omega$ . La latitud es  $\varphi$  y la colatitud,  $\theta$ . Adaptado de Marshall y Plumb (2007)

Volviendo al caso de la circulación profunda, si la columna pierde fluido por arriba por la sistemática surgencia, puede reducir su altura sin modificar su ancho (lo que no está permitido en estado estacionario por el teorema de T-P) simplemente moviéndose sistemáticamente hacia el polo en el casquete esférico. Este problema fue estudiado en términos de la ecuación (4) por Stommel y coautores (Stommel, 1958; Stommel y otros., 1958; Stommel y Aarons, 1960). Estos autores hipotizaron que la circulación de gran escala se cierra a través de corrientes de contorno oeste hacia el ecuador en todos los océanos. Ante sus curiosos resultados teóricos, los autores realizaron una serie de experimentos de laboratorio con el fin de confirmar sus hipótesis y verificar la validez de las aproximaciones utilizadas. Sus resultados son confirmados, además, por observaciones directas, como muestra la Figura 9. En la analogía experimental que discutimos en este trabajo, los resultados se explican en términos del teorema de T-P en la esfera.

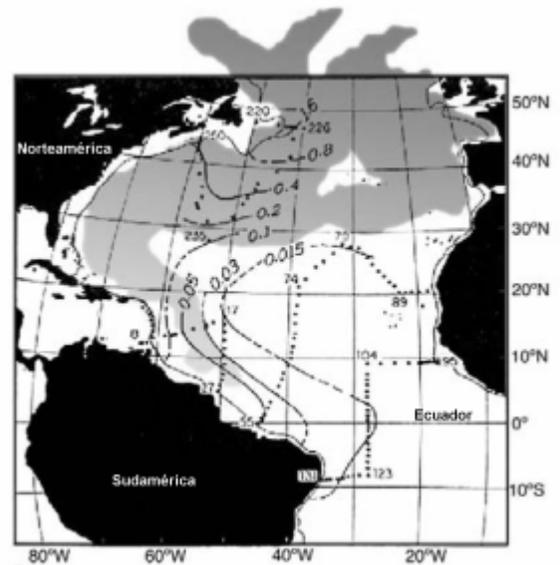


Figura 9: Observaciones de clorofluorocarbonos (CFCs) a una profundidad de 2 km (contornos). Superpuesto (en gris) se muestran los resultados de una simulación numérica de un modelo de la circulación oceánica con trazadores. Adaptado de Marshall y Plumb (2007).

### 2.3.1. Metodología y diseño experimental

Para la reproducción de la circulación profunda en una escala de laboratorio, se usa un tanque de acrílico cuadrado de  $50 \times 50$  cm de lado, montado sobre una mesa rotante. Se utiliza como trazador agua con tinta vegetal azul, que desciende por gravedad desde un bidón situado fuera del dispositivo. Para controlar el flujo de entrada se utiliza un estrangulador de sueros. Además se instala una cámara digital solidaria al sistema rotante. El dispositivo se muestra en la Figura 10.

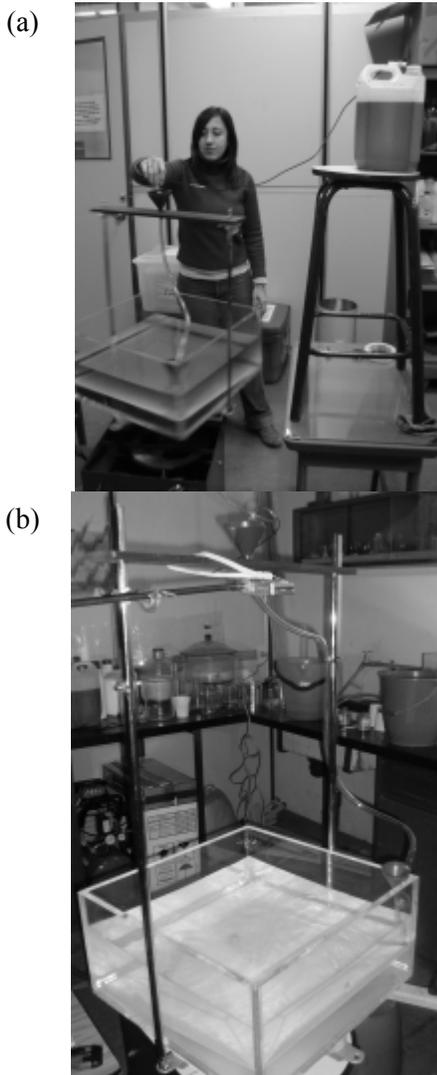


Figura 10: Dispositivo experimental para la ilustración de la circulación profunda del océano. (a) vista general; (b) detalle

Antes de iniciar la liberación del trazador, se debe hacer rotar la mesa hasta alcanzar su estado de rotación de cuerpo sólido, a fin de que las ondas de gravedad que se generan al encenderse el dispositivo se hayan disipado. Este proceso lleva aproximadamente 15 a 20 minutos.

Uno de los aspectos más relevantes desde el punto de vista didáctico es que este experimento es, en realidad, una analogía dinámica del proceso que ocurre en el océano profundo en el que, con el fin de representar la esfericidad terrestre, se coloca un fondo inclinado. La parte menos profunda del tanque simula las latitudes polares (las columnas de Taylor son más estrechas) y la más profunda, las ecuatoriales (las columnas son más altas). Mientras que en la naturaleza las columnas del océano profundo pueden ganar o perder fluido por intercambio con la capa superior, en el caso del experimento, sólo se tiene una capa. Si se introduce fluido en un tanque de lado de longitud  $L$  a una tasa  $S$ , entonces la profundidad en el tanque, o espesor de la columna,  $h$ , crece a una velocidad dada por:

$$dh/dt = S/L^2 \quad (5)$$

En presencia de rotación, las columnas de fluido en movimiento estacionario, lento y sin fricción deben, por el teorema de T-P, mantener su espesor. Por lo tanto, si la superficie libre se eleva, una columna del interior, debe moverse hacia el extremo más somero del tanque *conservando su altura*. En un tiempo  $\Delta t$  la superficie libre ha aumentado en  $\Delta h$  y, por lo tanto, la velocidad vertical es  $w = \Delta h / \Delta t = S/L^2$  por (5). Dado que el desplazamiento de la columna debe ajustarse a la geometría de la cuña definida por la superficie libre y el fondo, entonces las velocidades horizontal y vertical deben mantener la relación  $w/v = (dz/dt)/(dy/dt) = dz/dy = \alpha$ , donde  $\alpha$  es la pendiente del fondo. Por lo tanto, está dada por:

$$v = w/\alpha = (1/\alpha)(S/L^2) \quad (6)$$

que es exactamente análoga a (4). La columna se mueve hacia la parte menos profunda del tanque, es decir, hacia ‘el polo’. En relación con la analogía entre (6) y (4), vemos que  $\alpha$  juega el rol de

$\beta D / f = D / a$ , dado que  $\beta \approx f / a$ , donde  $D$  es la profundidad típica del océano y  $a$  es el radio de la Tierra. Es interesante notar que  $\Omega$  (la velocidad angular de rotación del tanque) no aparece directamente en las ecuaciones (5) o (6). Sin embargo, la rotación es un forzante crucial a través de la imposición de las restricciones de T-P; este aspecto puede estudiarse en el laboratorio suprimiendo la rotación de la mesa, aunque dicho experimento no será discutido en este trabajo.

Considerando algunos valores típicos, si  $S = 20 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ ,  $\alpha = 0,2$ ,  $L = 50 \text{ cm}$ , encontramos que  $v = 3,3 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ , o sólo 20 cm en 10 minutos. Las corrientes de contorno son mucho más rápidas. En la experiencia se espera que los alumnos no sólo observen la circulación predicha por la teoría, sino que verifiquen las escalas.

### 2.3.2. Resultados

La figura 11 muestra la secuencia de la evolución del trazador en el océano profundo. La tinta se libera en el extremo este del lado polar (menos profundo), que comienza a fluir hacia el

oeste (Figura 11.a). Al alcanzar el extremo 'occidental' del tanque, se forma una corriente de contorno estrecha y rápida, que se desplaza hacia el ecuador (parte más profunda del tanque) hasta que encuentra la pared del lado profundo del tanque (Figura 11.b). Allí la corriente comienza a desplazarse al 'este', retornando el flujo a lo largo de toda la cuenca, compensando el transporte por la corriente de contorno (Figura 11.c). El experimento ilustra exitosamente los principales rasgos de la circulación abisal en el océano: pese a la presencia de una fuente de masa en el polo, la circulación en el interior de toda la cuenca es hacia la fuente y es cerrada por la ocurrencia de una corriente de contorno oeste estrecha y relativamente rápida que fluye hacia el ecuador. En el caso particular del experimento mostrado en la figura 10, del lado oeste del sector polar se introdujo una pequeña elevación del fondo respecto de su lado este. Como se observa, el flujo se mantuvo acorde a lo predicho por la teoría: las columnas de Taylor preservaron la altura, viajando por la zona de igual profundidad y alejándose ligeramente de la pared 'sur'.

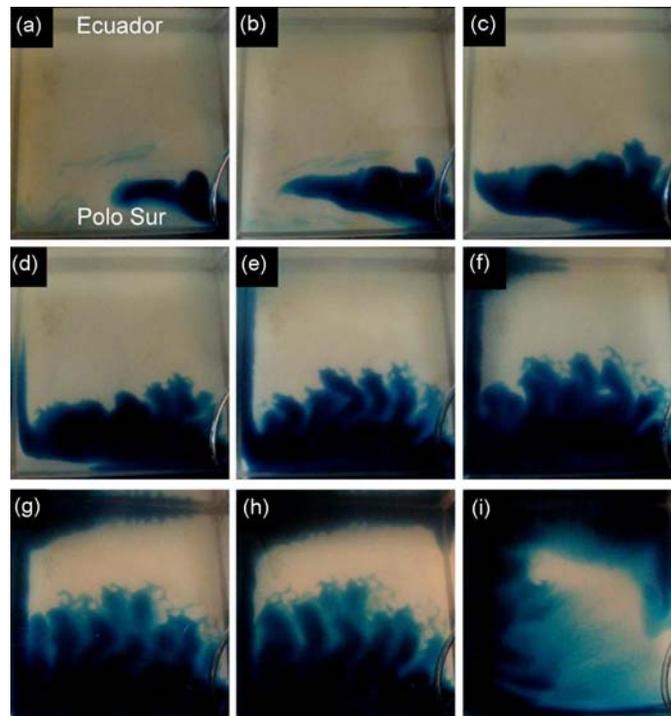


Figura 10: Secuencia del experimento de circulación profunda en el océano. Se observa la formación de la corriente de contorno oeste y el trasporte de masa hacia el polo en el interior del océano.

### 3. CONCLUSIONES

En este trabajo se ilustra cómo, con el equipamiento disponible en el laboratorio del DCAO, es posible llevar a cabo experiencias sencillas que ilustren y ayuden a entender al alumno los procesos físicos que subyacen por detrás de resultados teóricos poco intuitivos como el Teorema de T-P, o características generales de la circulación del océano y la atmósfera.

Estos experimentos están siendo utilizados activamente en cursos de grado del DCAO. Se observa que los estudiantes no sólo se motivan y divierten durante la ejecución de los experimentos, sino que se sorprenden con los resultados, aún si los mismos son predichos por la teoría y la misma les ha sido presentada en las clases correspondientes. Esto sirve como disparador de preguntas y suscita nuevas discusiones en el aula, que ayudan a que el alumno comprenda los aspectos teóricos y fije las ideas. Además, los estudiantes se motivan a desarrollar más experimentos, lo que resulta en un círculo virtuoso. El éxito de la iniciativa a llevado a que el DCAO genere una materia nueva, Laboratorio de Fluidos Geofísicos a partir del segundo cuatrimestre de 2010.

Los valiosos resultados obtenidos en el proceso de enseñanza-aprendizaje de las Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, así como en lo que respecta a la extensión y divulgación, sugieren que el esfuerzo por mejorar los recursos de laboratorio y la base de experimentos disponibles en el DCAO debe continuar.

Agradecimientos: A la Asociación Física Argentina (a través del Programa INVOFI) y al Dr. Mario N. Núñez (CIMA/CONICET-UBA) por financiar la construcción de la mesa rotante y la adquisición de los tanques acrílicos, respectivamente. Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN-UBA por proporcionar la infraestructura y financiar la compra de materiales e insumos, así como por el apoyo prestado para la ejecución de este proyecto. A la Dra. Leonor Bonan y al Sr. Julián Suárez por las sugerencias y ayuda permanente. A las revisoras del trabajo, Dras. Bibiana Cerne y Lydia Galagovsky por sus enriquecedores comentarios. Los costos de

publicación fueron cubiertos con el proyecto de la Universidad de Buenos Aires UBACyT X-176.

### REFERENCIAS

Charney, J. G., 1947. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, **5**, 44-57.

Eady, E. T., 1949. Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33-52

Gill, A.E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Vol 30, Academic Press, 645 págs.

Holton J. R., 2004. *An introduction to dynamical meteorology*, Fourth edition, Elsevier, 535 pags.

Marshall, J. y Plumb, A., 2007. *Circulation of the Atmosphere and Ocean: an introductory text* Massachusetts Institute of Technology, 519 págs.

Martin, S. y Drucker, R., 1997. The effect of possible Taylor columns on the summer ice retreat in the Chukchi Sea. *J. Geophys. Res.* **102**, 10473-10482.

Proudman, J., 1916. On the motion of solids in a liquid possessing vorticity, *Proceedings of the Royal Society of London A*, **92**, 408-424.

Stommel H., 1958. The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.* **5(1)**, 80-82.

Stommel H., y A.B. Aarons. 1960: On the abyssal circulation of the world ocean—II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep-Sea Res.* **6**, 217-233.

Stommel H., Aarons, A.B. y Faller, A.J., 1958. Some examples of stationary flow patterns in bounded basins. *Tellus* **10(2)**, 179-187.

Taylor, G.I., 1923. Stability of a Viscous Liquid contained between Two Rotating Cylinders. *Phil. Trans. Royal Society* **A223**, 289-343.

# Meteorología

## **CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS COMISIÓN DIRECTIVA**

PRESIDENTE: Juan Manuel Hörler  
VICEPRESIDENTE: Paula Etala  
SECRETARIA: Marcela González  
PROSECRETARIA: Elizabeth Castañeda  
TESORERA: -----  
PROTESORERA: Marcela Torres Brizuela  
VOCALES TITULARES: Susana Bischoff  
Enzo Campetella  
Alberto Flores  
VOCALES SUPLENTE: Maria Elena Segura  
Ernesto Moral  
Matías Bertolotti

TRIBUNAL DE HONOR:  
TITULARES: María Luisa Altinger  
María Luz Duarte  
Inés Velasco  
Ernesto Crivelli  
SUPLENTE: Mónica Marino  
Beatriz Scian  
COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS  
Norma Possía  
Maria Isabel Gassmann

**CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS**  
CIUDAD UNIVERSITARIA  
PABELLÓN II - PISO 2  
C1428EHA BUENOS AIRES. ARGENTINA  
Tel/Fax: (54)-(11)4783-4224  
e-mail: [meteorologica@at.fcen.uba.ar](mailto:meteorologica@at.fcen.uba.ar)  
web: [www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica](http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica)

# Meteorología

Versión impresa  
Versión en línea

ISSN 0325-187X  
ISSN 1850-468X



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