



**UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA**

**FACULTAD DE CIENCIAS**

Unidad de Ciencias de la Atmósfera

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

Instituto de Mecánica de los Fluidos

**Estudio de la predictibilidad de un desarrollo  
ciclónico sobre la costa oriental de Sudamérica  
utilizando el modelo WRF**

Trabajo Final para el título de Licenciado en Ciencias de la  
Atmósfera (LCA) de la Universidad de la República

**Estudiante: Bach. Juan G. Badagian**

**Tutor: Dr. Gabriel Cazes Boezio**

Montevideo, Uruguay

Mayo, 2014

## **Agradecimientos:**

A mis padres y hermanas por bancarme largos años de carrera y apoyarme en el camino de encontrar mi vocación.

A Gabriel Cazes por todas sus enseñanzas y motivación para sacar el trabajo adelante.

A Marcelo Barreiro y Madeleine Renom por los conocimientos y el apoyo humano brindado a lo largo de toda la carrera.

A Gustavo Necco por haber participado al inicio de este trabajo cuando aun no tenía mucho rumbo.

A todos los docentes de la Licenciatura por sus enseñanzas y ayudarme comprender los complejo que es el estudio de la Atmósfera.

A Eugenia Kalnay y Juan Ruiz por sus mails los cuales fueron de gran ayuda.

A Romina Trinchin por sus consejos y sugerencias acerca del trabajo y fundamentalmente por el apoyo invaluable.

A mis amigos por estar siempre y entender la frase “hoy no salgo, tengo que estudiar”.

A mis compañeros de la licenciatura y oficina de la Unidad de Ciencias de la Atmósfera del Instituto de Física por la buena onda.

*Considero más valiente al que conquista sus deseos que al que conquista a sus enemigos, ya que la victoria más dura es la victoria sobre uno mismo.*

*Aristóteles (384 AC – 322 AC)*

<b>1</b>	<b>INTRODUCCION .....</b>	<b>5</b>
1.1	OBJETIVOS DEL TRABAJO.....	8
<b>2</b>	<b>DATOS, MODELO Y METODOLOGIA .....</b>	<b>9</b>
2.1	PERTURBACIÓN DE LAS PARAMETRIZACIONES.....	9
2.2	PERTURBACIÓN DE LAS CONDICIONES INICIALES.....	11
2.2.1	<i>Técnica de Breeding.....</i>	<i>11</i>
2.2.2	<i>Implementación de la técnica de Breeding en el WRF.....</i>	<i>12</i>
2.3	DIAGNOSTICO UTILIZANDO LA ECUACIÓN DE VORTICIDAD POTENCIAL.....	14
2.3.1	<i>Marco teórico .....</i>	<i>14</i>
2.3.2	<i>Metodología para el cálculo de la vorticidad potencial.....</i>	<i>18</i>
<b>3</b>	<b>RESULTADOS Y DISCUSION .....</b>	<b>20</b>
3.1	SITUACIÓN SINÓPTICA Y FENÓMENOS DE TIEMPO SIGNIFICATIVOS.....	20
3.2	IMPACTO EN LA ELECCIÓN DE LAS PARAMETRIZACIONES .....	22
3.3	ENSEMBLES DE PRONÓSTICOS MEDIANTE TÉCNICA DE INCUBACIÓN DE MODOS INESTABLES (BREEDING).....	25
3.4	PROCESOS FÍSICOS RELEVANTES EN EL FENÓMENO.....	31
<b>4</b>	<b>CONCLUSIONES Y TRABAJOS A FUTURO .....</b>	<b>34</b>
4.1	CONCLUSIONES.....	34
4.2	TRABAJOS A FUTURO .....	34

## **Resumen**

En este trabajo se utilizó el modelo regional de pronóstico e investigación WRF, analizando la performance del mismo para el pronóstico de un caso de ciclogénesis explosiva en la región del Río de la Plata ocurrida entre el 19 y 20 de setiembre de 2012. El estudio evaluó el grado de acierto del pronóstico producido por el modelo, poniendo énfasis en los fenómenos de viento extremo los cuales son los causantes de los daños más severos. Se realizaron simulaciones utilizando tres dominios anidados, llegando a una máxima resolución horizontal de 3 km. por 3 km. Diferentes combinaciones de parametrizaciones de capa límite, microfísica de nubes y cúmulos fueron utilizadas. Por otro lado, se implementó y realizó un ensemble de corridas del modelo utilizando la técnica de “Breeding” o crianza de modos para evaluar la incertidumbre asociada al pronóstico del ciclón seleccionado. El grado de acierto de los pronósticos se evaluó comparando estas salidas con datos de reanálisis de GFS y con datos observados de algunas estaciones sinópticas. Si bien se encontró que en la mayoría de los casos el modelo subestima el valor de salida de vientos en superficie, el trabajo proporciona resultados que reducen la incertidumbre de los pronósticos de las ciclogénesis en el Río de la Plata. Por último, para comprender cuales fueron los procesos dinámicos y termodinámicos asociados a la intensificación del ciclón se realizó un estudio desde la perspectiva de la vorticidad potencial. Este análisis delató un fuerte gradiente de vorticidad potencial en niveles altos y una gran liberación de calor diabático en niveles medios, factor que fue preponderante para la rápida intensificación del ciclón.

**Palabras Clave:** Ciclogénesis, pronósticos por ensemble, WRF, vientos, vorticidad potencial.

## 1 INTRODUCCION

Los desarrollos ciclónicos son fenómenos meteorológicos de escala sinóptica que se producen en forma muy frecuente en el sureste de Sudamérica (región que incluye el litoral Argentino, Uruguay, Sur de Brasil y el Océano Atlántico Suroccidental). Los localizados en latitudes medias se le llaman ciclones extratropicales o sistemas de bajas presión. Existen diversos factores y condicionantes, que favorecen su formación en esta región, la cual es una zona ciclogénica preferencial. Dichos factores son la inestabilidad barotrópica como factor dominante (Necco, 1982), influenciada por la Cordillera de los Andes (Seluchi & Saulo, 1998) y el contraste térmico costero (Saraiva & Silva Dias, 1997). Los ciclones extratropicales son fenómenos de escala de unos pocos días los cuales, en conjunto con los sistemas de alta presión, determinan las condiciones meteorológicas dominantes sobre una región en latitudes medias. Particularmente, el sureste de Sudamérica es una zona preferencial de ocurrencia de ciclones, y dentro de esta región específicamente el Río de la Plata presenta gran frecuencia de ciclones explosivos (Sanders & Gyakum, 1980; Possia, 2004).

Algunos de estos sistemas se desarrollan e intensifican en forma muy rápida, son los llamados ciclones explosivos, los cuales se desarrollan en pocas horas produciendo fuertes vientos y precipitaciones abundantes que impactan fuertemente en toda la sociedad. Ejemplos de estos eventos que se recuerdan y que han adquirido gran difusión mediática en los últimos años en Uruguay, son los ocurridos en las fechas 19/09/2012 y 22/10/2012. Asimismo, no se debe dejar de lado el ocurrido el 23/08/2005 el cual fue el más intenso y dañino en los últimos 20 años, en el cual se registraron 8 personas fallecidas (Possia *et al.*, 2011). Por otro lado, hay una gran cantidad de estos eventos que se desarrollan sobre nuestra región pero no producen fenómenos meteorológicos significativos. En este sentido, resulta sumamente relevante que los pronósticos de estos eventos sean lo más certeros posibles, para emitir alertas tempranas a la sociedad y disminuir las falsas alarmas.

*Pronósticos por ensemble: parametrizaciones y condiciones iniciales.*

Para realizar pronósticos de tiempo y/o clima una de las herramientas que más se utiliza son los llamados modelos de predicción o pronóstico. Estos modelos contienen ecuaciones que representan el comportamiento de la atmósfera a lo largo del tiempo. A partir de ciertas condiciones iniciales de la atmósfera, los modelos resuelven ecuaciones dinámicas y termodinámicas en ciertos puntos de grilla, tanto horizontal y vertical, proporcionando en dichos puntos los valores de ciertas variables meteorológicas para diferentes tiempos. Además, estos modelos contienen parametrizaciones físicas las cuales representan ciertos procesos atmosféricos de escala pequeña que no se pueden resolver por las ecuaciones en cada punto de grilla.

Los pronósticos de los modelos son sensibles, entre otros factores, a las configuraciones o parametrizaciones físicas y a las condiciones iniciales. Cada configuración del modelo se aproxima al comportamiento real de la atmósfera de

manera diferente, lo cual introduce una fuente de incertidumbre en el pronóstico. Los modelos de predicción numérica del tiempo no pueden reflejar cada detalle del comportamiento de la atmósfera, incluso con una resolución muy alta. Por lo tanto, no pueden resolver las características y los procesos atmosféricos que se producen dentro de una celda de malla del modelo. Un modelo no puede resolver, por ejemplo, flujos locales, remolinos u obstáculos etc. si existen dentro de una celda de malla. Sin embargo, el modelo debe tomar en cuenta el efecto agregado de escala más pequeña que la malla, para lo cual se utilizan las parametrizaciones. En la atmósfera real, se deben parametrizar muchos procesos complejos.

A pesar de lo dicho anteriormente, de existir un modelo “perfecto”, su pronóstico podría estar equivocado debido a los errores en las condiciones iniciales con las cuales se alimenta y se da punto de partida al modelo. Debido a la naturaleza caótica de la atmósfera, el modelo depende fuertemente de las condiciones iniciales, siendo muy sensible a ellas. Condiciones iniciales que difieren muy poco entre sí pueden producir soluciones de las ecuaciones muy distintas a medida que transcurre el tiempo. Que la sensibilidad del modelo dependa de las condiciones iniciales significa que éstas también deberían ser lo más similares a la realidad para que hubiera posibilidad de producir un pronóstico lo más preciso posible. La realidad indica que nuestros sistemas de observación y asimilación nunca nos proporcionan condiciones iniciales exactas.

Para solucionar el problema de la dependencia del pronóstico frente a las parametrizaciones y condiciones iniciales, lo que se realiza es un pronóstico por conjuntos (o ensemble). Básicamente, la idea consiste en realizar varias corridas con parametrizaciones diferentes y/o condiciones iniciales perturbadas, con el fin de obtener un conjunto de pronósticos, los cuales pueden ser muy parecidos o no. Mediante esta técnica, se puede realizar análisis de incertidumbre y dispersión de los pronósticos, además de poder emitir pronósticos probabilísticos. El pronóstico de ciclones extratropicales no escapa a este problema, por lo cual cambios en las parametrizaciones o pequeñas perturbaciones en las condiciones iniciales pueden producir diferencias tanto en trayectoria e intensidad del ciclón y en consecuencia en los daños que podría llegar a causar en determinada región.

Cada pronóstico individual dentro de un ensemble se conoce como miembro del conjunto. En el caso de los sistemas de predicción que usan incertidumbre en las condiciones iniciales para crear un pronóstico, la ejecución del miembro del conjunto a partir del análisis sin cambios se conoce como corrida de control del conjunto.

Existen diferentes técnicas para perturbar condiciones iniciales y crear miembros. Por ejemplo el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (CEPPM/ECMWF), utiliza el método de vectores singulares (Buizza & Palmer, 1994) para perturbar las condiciones iniciales.

Otro método conocido para el cálculo de las perturbaciones es la técnica de breeding o ciclo de incubación, en inglés breeding of growing modes o BGM (Tracton & Kalnay, 1993; Toth & Kalnay, 1993; Toth & Kalnay, 1997). Este método genera las

perturbaciones de las condiciones iniciales que dan lugar a los mejores pronósticos por conjuntos. Dado que el sistema atmosférico puede tener diversos modos inestables y el desarrollo de los mismos depende de las condiciones iniciales, con el procedimiento descrito, se incuban con éxito el desarrollo de estos modos de crecimiento más rápido (Toth & Kalnay, 1997).

Los métodos de vectores singulares y de ciclo de incubación producen resultados más o menos equivalentes. Las ventajas del segundo son que es un método relativamente barato de ejecutar y mantener, y que además toma en cuenta los procesos no lineales del modelo al determinar las perturbaciones (Toth & Kalnay, 1997).

### *Diagnóstico de procesos utilizando la ecuación de vorticidad potencial*

En general, en el diagnóstico y descripción de procesos de latitudes medias se considera en general una perspectiva que considera “variables de estado básicas” en la cual una serie de variables independientes (presión, geopotencial, temperatura, velocidad vertical) se analizan al mismo tiempo en el contexto de las relaciones físicas y expresiones matemáticas que las relacionan. Sin embargo, el enfoque y conocimiento de la vorticidad potencial (PV) nos permite desarrollar una alternativa, pero equivalente, comprensión de los procesos dinámicos que operan en la atmósfera en latitudes medias.

Este enfoque, por ejemplo, permite entender la dinámica tridimensional del desarrollo y los principales factores que contribuyen al desarrollo explosivo de ciclones extratropicales, mediante la observación de la secuencia en el tiempo de la PV en una superficie isentrópica apropiada,

Basset & Ali (2006) realizan un diagnóstico de una ciclogénesis explosiva sobre la región central del Mar Mediterráneo usando la PV. Ellos encuentran que los procesos diabáticos parecen jugar un rol importante en el desarrollo ciclónico estudiado, además de la advección de vorticidad. Cerrudo *et al.*(2012) realizaron el estudio de una ciclogénesis ocurrida en Julio de 2009 sobre el sureste de Sudamérica. Su estudio lo hicieron en base a las ecuaciones de tendencia de vorticidad y termodinámica para explicar cuáles fueron los procesos dinámicos y termodinámicos que intervienen en la rápida profundización del ciclón. Ellos indican que el aumento de vorticidad ciclónica en niveles bajos se vio favorecido por el efecto combinado de la vorticidad y convergencia y la advección vertical de vorticidad. El calor diabático asociado a la convección tuvo un importante rol en la profundización del sistema en su etapa de desarrollo y rápida profundización. Sin embargo, en cuanto a los ciclones explosivos, los estudios realizados no muestran un único factor detonante de su rápido desarrollo. En Sudamérica, Vera *et al.* (2002), Seluchi y Saulo (1998) y Possia (2002) encuentran que en casos de ciclones asociados a abundante precipitación, la liberación de calor latente por condensación es el mecanismo más importante que intensifica el movimiento ascendente al este del ciclón.

En Uruguay no existen antecedentes de trabajos relacionados con la técnica de predicción por ensembles, la cual permite crear pronósticos probabilísticos con un

margen de error asociado. En este contexto, cobra particular relevancia la aplicación de este tipo de herramientas para emitir alertas adecuadas a la población. En este trabajo, utilizamos el modelo regional de pronóstico e investigación WRF, para analizar la performance del mismo en la representación de los procesos físicos y dinámicos del ciclón extratropical ocurrido sobre el Río de la Plata el día 19/09/2012. Asimismo, tampoco se cuenta con bibliografía local que trate de explicar los procesos físicos causantes de las ciclogénesis explosivas, lo cual sería de gran utilidad a la hora de realizar diagnósticos previos a la ocurrencia de un evento de este tipo, mas allá de los modelos numéricos de pronóstico.

### **1.1 Objetivos del trabajo**

Profundizar los conocimientos sobre el proceso de ciclogénesis explosiva en tres aspectos:

- Estudiar si existe un conjunto de parametrizaciones que logre representar y pronosticar de mejor forma el proceso.
- Estudiar su predictabilidad utilizando la técnica de predicción por conjuntos implementando la técnica de breeding.
- Estudiar los procesos físicos que efectivamente ocurren durante su desarrollo y que fueron relevantes para el desarrollo de un caso seleccionado en particular.

## 2 DATOS, MODELO Y METODOLOGIA

El caso seleccionado para el análisis fue la ciclogénesis ocurrida entre los días 19 y 20 de setiembre de 2012 sobre Uruguay. Para describir el ciclo de vida del ciclón y estudiar los procesos físicos asociados, se utilizaron datos de análisis operativos de la salida del GFS (Global Forecast System) de las 00, 06, 12 y 18 UTC con una resolución horizontal de 1.0° x 1.0° y 27 niveles de presión. Para realizar el análisis horario de las variables meteorológicas se utilizaron las observaciones de algunas estaciones sinópticas sobre la costa sur del Uruguay, en particular vientos medios en superficie, rachas y presión a nivel del mar.

A su vez, salidas del GFS son también utilizadas como condiciones iniciales y de borde del WRF, el cual fue el modelo utilizado. El grado de acierto del pronóstico por ensembles fue evaluado comparando las salidas del modelo los campos analizados (GFS) y con las observaciones horarias obtenidas de algunas estaciones sinópticas.

El modelo de investigación y previsión del tiempo (Weather Research Forecast, WRF) es un modelo regional, con posibilidad de utilizarse también en modo de modelo global (se tiene una descripción de en Skamarock *et al.* (2005), Skamarock (2004). Es un sistema de predicción numérico de mesoescala de nueva generación, diseñado para servir previsiones operacionales y necesidades del estudio de la atmósfera. Se utilizó tanto como modelo global como modelo regional. El WRF global tiene una resolución de 30km. por 30 km. con 40 niveles en la vertical. La resolución utilizada en el modelo regional se detalla en la parte 2.1.

Como se mencionó en la introducción, existen diversas maneras de crear un pronóstico por ensembles. En este trabajo consideraremos la perturbación de las parametrizaciones y particularmente las perturbaciones de las condiciones iniciales en profundidad.

### 2.1 Perturbación de las parametrizaciones.

En esta parte del trabajo, el módulo WRF se utiliza como modelo regional de alta resolución. Las condiciones iniciales y las condiciones de frontera provienen de los análisis y pronósticos del GFS. El WRF en este caso permite realizar varias simulaciones anidadas, las que consisten en simulaciones de resolución creciente y regiones menores, cada una de ellas toma las condiciones de frontera laterales de la anterior, excepto la de menor resolución que las toma del GFS.

Se consideraron 3 dominios anidados, de mayor a menor en tamaño geográfico: D1, D2 y D3. La Tabla 1 resume las características de dichos dominios y en la figura 1 se muestra la ubicación geográfica de los mismos.

Dominio	Limites Latitud	Limites Longitud	Resolución	Cant. Puntos	Paso temporal
D1	[20.1S, 43.4S]	[78.5W, 41.46W]	30km.x30km.	120x90	60 seg.
D2	[40.46S, 30.42S]	[62.13W, 49.77W]	10km.x10km.	120x120	180 seg.
D3	[38.73S, 33.13S]	[59.67W, 52.75W]	3.3km.x 3.3km	202x202	540seg.

Tabla 1. Descripción de los dominios sus pasos temporales asociados.



**Figura 1. Ubicación geográfica de los dominios utilizados.**

La cantidad de niveles en la vertical utilizada para todos los dominios fue 53 en coordenada eta y el paso temporal para cada dominio también se detalla en la Tabla 1. Las corridas con las diferentes parametrizaciones se realizaron a partir de las 00 GMT del día 18/09/2012 y hasta las 00 GMT del día 20/09/2012.

Se consideraron diferentes parametrizaciones para los siguientes procesos:

- Microfísica de nubes (mp\_physics), se utilizaron los esquemas de
  - WRF Single\_Moment 3-class scheme: A simple, efficient scheme with ice and snow processes suitable for mesoscale grid sizes (3).
  - Morrison double-moment scheme (10).
- Capa limite planetaria (bl\_pbl\_physics), se utilizaron los esquema de:
  - Yonsei University scheme: Non-local-K scheme with explicit entrainment layer and parabolic K profile in unstable mixed layer (1)
  - Mellor-Yamada-Janjic scheme. One-dimensional prognostic turbulent kinetic energy scheme with local vertical mixing (2)
- Parametrización de cumulus (cu\_physics), se utilizaron los esquemas de:
  - Kain-Fritsch scheme (1)
  - Betts-Miller-Janjic scheme (2)

Por una cuestión temporal y capacidad computacional se seleccionaron 5 posibilidades de las diferentes combinaciones posibles. La Tabla 2 muestra las combinaciones de parametrizaciones estudiadas.

Combinación	Microfísica	Capa limite	Cumulus
3 -1 -1	Single Moment 3- class	YonseiUniversity	Kain-Fritsch
3 - 2 - 1	Single Moment 3- class	Mellor-Yamada-Janjic	Kain-Fritsch
10 - 1 - 1	MorrisonDoubleMoment	YonseiUniversity	Kain-Fritsch
10 - 2 - 1	MorrisonDoubleMoment	Mellor-Yamada-Janjic	Kain-Fritsch
10 - 2 - 4	MorrisonDoubleMoment	Mellor-Yamada-Janjic	Betts-Miller-Janjic

Tabla 2. Combinación y descripción de parametrizaciones ensayadas.

## 2.2 Perturbación de las condiciones iniciales

### 2.2.1 Técnica de Breeding.

Se realizan varias simulaciones con condiciones iniciales ligeramente perturbadas. Se utiliza la versión global del WRF en resolución horizontal de 1° por 1°. Con esto, evitamos el problema de tener que perturbar también las condiciones de borde laterales. Aquí asumimos la hipótesis que el modelo global se comportara de igual forma que el modelo regional.

En esta técnica, previo a la generación de los miembros del conjunto, se debe realizar un ciclo de incubación de las perturbaciones. Con dicho propósito, se añaden perturbaciones aleatorias a las condiciones iniciales de análisis del modelo. Se ejecutan entonces un pronóstico de control y otro perturbado para un plazo de pronóstico relativamente corto (generalmente de 12 a 24 horas). Se realizan de esta manera varios pronósticos perturbados, obteniéndose un ensemble. Luego, se realiza las diferencias entre cada uno de los pronósticos perturbados y el pronóstico de control para llegar a tener un conjunto de perturbaciones tridimensionales. Finalmente, estas perturbaciones se reducen a un tamaño que refleje las incertidumbres en las observaciones en la primera aproximación usada en el sistema de asimilación de datos. Estas nuevas perturbaciones se aplican entonces a un nuevo análisis (sumándolas) proveniente del nuevo periodo de pronóstico y el ciclo “de incubación” se repite. Luego de repetir el ciclo por algunos días, las diferencias entre el control y los pronósticos perturbados se estabilizan. Después de un ciclo de 12 horas, la diferencia entre cada pronóstico perturbado y el control se escala, y se suma a las nuevas condiciones iniciales control, correspondientes al instante inmediatamente posteriores al término de este ciclo (Toth & Kalnay, 1997).

Resumimos la técnica de breeding en los siguientes pasos (ver Figura 2):

- Se le suma una perturbación pequeña arbitraria al análisis de la atmosfera (estado inicial de la atmosfera)

- Se corre el modelo a 6 horas (o 12 horas como se muestra en la Figura 2) tanto para la corrida de control (no perturbada) como para la condición inicial perturbada.
- Se resta el pronóstico de control de 6 horas (ciclo de análisis) con el pronóstico perturbado
- Se reescala el campo de diferencias para que tenga la misma magnitud que las perturbaciones originales. Esta perturbación es luego sumada a las siguientes 6 o 12 horas de análisis y se vuelve al primer paso del proceso.

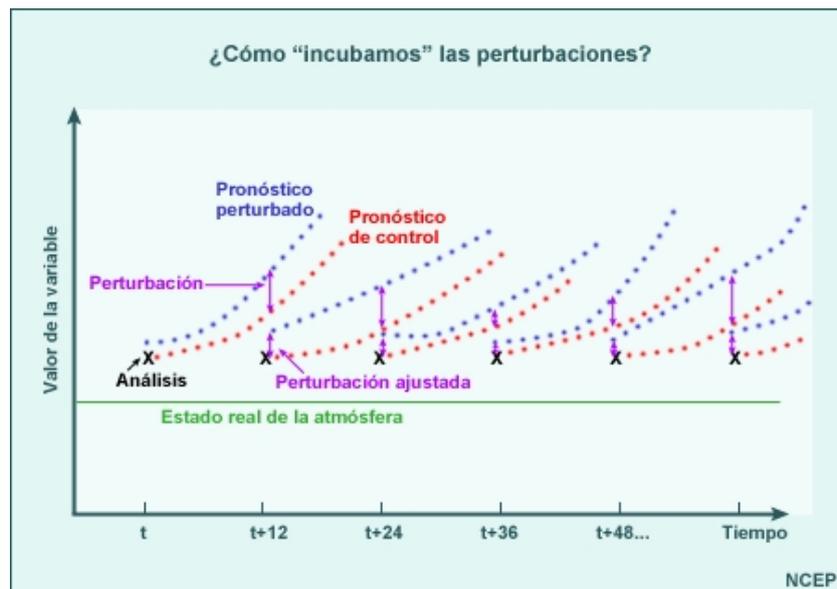


Figura 2. Diagrama esquemático de la Técnica de Breeding. Extraído de Kalnay, 2003.

### 2.2.2 Implementación de la técnica de Breeding en el WRF

Previo a la corrida del modelo WRF para crear cada miembro, hay una serie de pasos que hay que llevar a cabo. Como ya se mencionó, las condiciones iniciales base provienen en el fondo del modelo global GFS. Este es un modelo global con puntos de grilla diferentes que el WRF global. Por lo tanto, uno de los pasos previos para correr el WRF es poner los datos del GFS en la grilla del WRF. Para eso se utiliza el programa metgrid.exe, el cual realiza la interpolación horizontal de datos de análisis y genera archivos “.met”. Este archivo “.met” va a contener las mismas variables del GFS pero interpoladas en la grilla del WRF. El otro paso previo, es la interpolación vertical de datos. A partir de los archivos “.met” generados y con el programa real.exe se realiza la interpolación vertical de los datos del GFS en coordenadas verticales del WRF.

Inicialmente las variables a perturbar son  $u$  (componente del viento zonal),  $v$  (componente del viento meridional),  $p$  (presión),  $ght$  (geopotencial) y  $tt$  (temperatura). Todas se perturban en 3 dimensiones. Además, se perturba la variable  $psfc$  que es la presión en superficie.

Las perturbaciones iniciales se calculan de la siguiente manera: a partir de los análisis del GFS de los días 12/09, 13/09, 14/09 y 15/09 de los años 2010, 2011 y 2013 se generan las “mets” correspondientes, combinando todas las fechas y años se obtienen en total 12 “mets”. Con estos 12 archivos se calculan las medias y anomalías de las variables mencionadas de todos los archivos. Se observa el campo global del módulo de las componentes de la variable viento (tanto de  $u$  como  $v$ ). Luego, se reescala con cierto factor numérico dichas variables de manera de obtener vientos de magnitud de 1 m/s. (Eugenia Kalnay y Juan Ruiz, comunicación personal). Las demás variables se reescalan con el mismo factor obtenido de los vientos con el objetivo de conservar el geostrofismo y las propiedades hidroestáticas de las perturbaciones. En nuestro caso ese factor fue del orden 5.

Por otro lado, a partir del análisis del GFS del día 14/09/2012 las 12 GMT, se generan las “met” para ese instante. Luego se le suman perturbaciones a las variables mencionadas contenidas en las “met” inicial. De esta manera, obtenemos 12 archivos mets perturbados para el día 14/09/2012 a las 12 GMT. Se corre real.exe (interpolación vertical) y se corre el WRF hasta el día 15/09/2012 a las 01 GMT. Además, se realiza una corrida con las mismas características para la “met” perturbada, llamada corrida de control o “baseline”. En resumen, se obtienen 13 corridas hasta el día 15/09 a las 01 GMT, 12 perturbadas y una no perturbada. Las nuevas perturbaciones de las variables mencionadas, se calculan restando las salidas del WRF perturbadas de la corrida base, obteniendo así 12 perturbaciones. Nuevamente se observan las perturbaciones en los vientos y se reescalan por un factor de manera de obtener perturbaciones en los vientos del orden de 1 m/s. Luego, todas las demás variables se reescalan por el mismo factor obtenido de los vientos.

Posteriormente, a partir del análisis del GFS del día 15/09/2012 a las 00 GMT, se genera la “met”, se corre real.exe y se corre WRF por una hora, es decir, hasta el 15/09/2012 a las 01 GMT. Al final de esta corrida, además de generarse las salidas convencionales del WRF (“wrf\_out”), se genera un archivo “restart” el cual servirá para reiniciar la corrida del modelo a partir del 15/09/2012 01 GMT. A estos archivos “restart” se le suman las perturbaciones reescaladas calculadas previamente obteniendo 12 “restarts” diferentes. Luego se corre el modelo por 12 horas, hasta las 13 GMT del 15/09/2012, obteniendo salidas del WRF en ese instante de tiempo.

El proceso a partir de aquí es cíclico, cada 12 horas hasta el 16/09/2012 13 GMT momento en el cual se corre el modelo hasta el 22/09/2012 a las 13 GMT. Por lo tanto el ciclo de incubación en nuestro caso fue de 12 horas.

Antes de continuar, un punto que ya se mencionó pero vale la pena aclarar nuevamente, tiene que ver con los instantes de inicialización de la parte de la perturbación de las parametrizaciones y la parte de la perturbación de las condiciones iniciales, pues estos son diferentes. Esto debido a que en la parte del efecto de las parametrizaciones se quiso un inicio que no fuera muy lejano a la manifestación máxima del proceso, para que la influencia de estas se pudiera reflejar mejor. Para la parte de la perturbación de las condiciones iniciales se tomó un inicio con unos días

anteriores para ver el espectro de incertidumbre más amplio y además ver si la ciclogénesis se observaba con unos días de anticipación. Estas fechas de inicialización de las corridas se podrían haber variado, pero limitaciones de capacidad de disco y tiempo impidieron realizarlo.

### 2.3 Diagnostico utilizando la ecuación de vorticidad potencial.

Previo a la descripción de la metodología realizada para el cálculo de la vorticidad potencial, consideramos conveniente realizar una breve descripción teórica sobre el enfoque de la misma y su aplicación a casos de ciclogénesis.

#### 2.3.1 Marco teórico

En esta discusión seguimos Martin (2006), capítulo 9. La vorticidad potencial (PV) o vorticidad potencial isotrópica se define como:

$$PV = -g(\xi_{\theta} + f) \left( \frac{d\theta}{dp} \right) \quad (1)$$

Donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\xi_{\theta}$  la vorticidad relativa en coordenadas isentrópicas,  $f$  el Parámetro de Coriolis,  $\theta$  la temperatura potencial y  $p$  la presión. Es claro que la PV es el producto de la vorticidad absoluta relativa y la estabilidad estática ya que esta última es:

$$\sigma = -\frac{1}{g} \frac{dp}{d\theta} \quad (2)$$

La vorticidad potencial deriva su nombre de hecho que existe un potencial para crear o eliminar vorticidad relativa por cambios en la latitud (a través de la manipulación de  $f$ ) y por cambios adiabáticos en la separación entre las capas isentrópicas o estabilidad estática (a través de modificaciones en  $\frac{d\theta}{dp}$ ).

Se puede demostrar que para un flujo adiabático la vorticidad potencial se conserva para distintos instantes de tiempo. Por lo tanto, esta ecuación nos dice que una parcela de aire puede cambiar estratificación por circulación y viceversa, pero el producto de la estratificación por la circulación no debe cambiar cuando la parcela se mueve a través de superficies isentrópicas (por ejemplo flujo adiabático). Si el flujo es no adiabático, como el caso de la atmósfera real, puede haber algún cambio en la distribución de PV en un dominio dado, resultado de la generación/disipación de calentamiento diabático de algún tipo.

De la ecuación de PV, una anomalía de la misma en niveles superiores puede ser debida a una anomalía en la vorticidad relativa, una anomalía en la estabilidad estática o anomalías del mismo signo combinadas en ambas variables. Considerando el equilibrio de viento térmico se puede demostrar que **cualquier anomalía de PV está caracterizada por anomalías de vorticidad y estabilidad estática del mismo signo.**

Por lo tanto, una anomalía ciclónica de PV localizada en un nivel alto de la tropósfera, tendrá una anomalía fría por debajo y una anomalía cálida por encima. En el caso de tener una anomalía ciclónica contra la superficie terrestre se tendrá una anomalía térmica positiva sobre la anomalía ciclónica.

Por otro lado, la anomalía de circulación (vorticidad relativa) puede extenderse a lo largo de cierta profundidad en la atmosfera, por encima y por debajo del máximo de la anomalía de PV. La extensión vertical de la influencia a lo largo de cierta profundidad en la atmosfera se conoce como la profundidad de penetración de la anomalía y está dada por:

$$H = \frac{fL}{N} \quad (3)$$

Donde L es el largo característico de la escala de la perturbación y N es la frecuencia de Brunt-Vaisala.

Estos resultados implican que un anomalía de PV ciclónica (anticiclónica) está caracterizada por isentrópicas que se juntan (separan) en la región de la anomalía de PV, en el hemisferio sur y una circulación ciclónica (anticiclónica), (ver Figura 3).

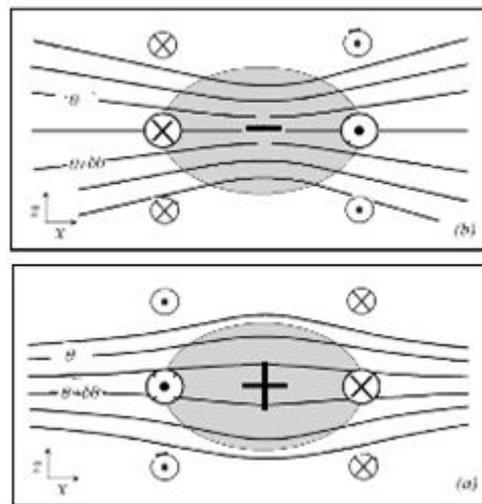


Figura 3. (a) Estructura característica de una anomalía de PV ciclónica. El área gris sombreada delinea esta anomalía y las líneas negras continuas son las isentrópicas. El viento hacia adentro de la página está indicado por una cruz, mientras que el viento hacia afuera de la página está representado por un punto. (b) Estructura característica de una anomalía de PV anticiclónica. Se indican los signos de anomalías de PV para el hemisferio sur.

La estructura de un nivel superior de una anomalía ciclónica de PV puede ser aprovechada para profundizar la relación entre la advección de PV y la ciclogénesis. Imaginemos la situación inicial de un flujo barotrópico (no hay  $\nabla_p \theta$ ), es decir las isentropicas están alineadas con las isobaras (Figura 4a). Si una anomalía de PV ciclónica entra al dominio desde oeste las isentrópicas se deben deformar para tomar la estructura de estratificación correspondiente. Como la anomalía viaja hacia el este, el flujo adiabático debe moverse hacia el oeste relativo a la anomalía de PV a lo largo de

las isentrópicas inclinadas. Por lo tanto, habrá movimiento vertical ascendente al este de la anomalía y movimientos verticales descendentes al oeste de la anomalía (Figura 4b). Esta distribución de movimientos verticales es la que idénticamente caracteriza cualquier perturbación sinóptica de onda corta en latitudes medias: ascenso (descenso) aguas abajo (aguas arriba) del máximo de vorticidad ciclónica.

Como cualquier anomalía de PV estará asociada con una circulación que penetra en la atmosfera a través de cierta profundidad, existe la posibilidad de que la circulación asociada con la anomalía de PV en niveles altos sea capaz de penetrar lo suficientemente hacia abajo, influyendo en el desarrollo de una anomalía cálida en bajos niveles a través de la advección horizontal. Del mismo modo, la circulación asociada a la anomalía cálida en niveles bajos puede penetrar lo suficientemente lejos hacia arriba a través de la troposfera para afectar la amplitud de una anomalía de PV ciclónica a través de la advección de PV horizontal en niveles superiores. Por lo tanto, si anomalías de PV en niveles altos y bajos entran en proximidad entre sí, sus influencias de una sobre la otra promueven la amplificación mutua.

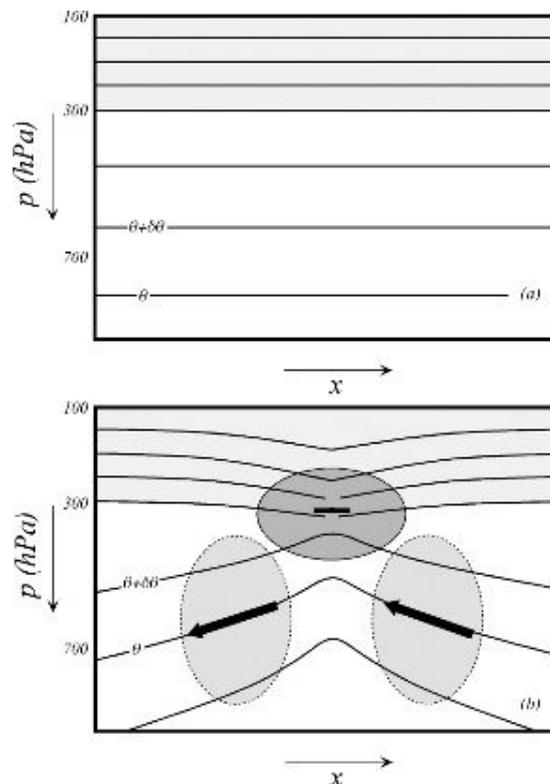


Figura 4. Anomalía negativa de PV móvil cerca de la tropopausa. (a) sección transversal vertical de las líneas isentrópicas en un estado barotrópico. (b) Se introduce una anomalía negativa de PV desde el W, como consecuencia se deforma la estructura térmica. Las flechas negras gruesas representan el flujo adiabático relativo al movimiento de la anomalía de PV la cual obliga el ascenso (descenso), aguas abajo (aguas arriba) de la anomalía.

Hasta ahora hemos descrito el proceso de ciclogénesis de una perspectiva puramente adiabática. Con el fin de tener en cuenta todos los procesos, se debe considerar el efecto de la liberación de calor latente desde la perspectiva de PV. Se puede demostrar que la variación de la PV con el tiempo es:

$$\frac{d}{dt}(PV) \approx -g(\xi + f) \frac{d\theta}{dp} \quad (4)$$

Por lo que si PV aumenta (disminuye) el gradiente vertical del calentamiento diabático es negativo (positivo), en el hemisferio sur (aquí tener en cuenta que  $f$  es negativo mucho más grande que la vorticidad relativa entonces la derivadas tienen signos iguales). Este resultado se ilustra esquemáticamente en la figura 5, donde se hace la razonable suposición de que el máximo calentamiento diabático en un ciclón típico de latitudes medias está localizado en la troposfera media entre 400 y 600 hPa (debido al calor de cambio de fase). En tal caso, es evidente que la producción de PV anticiclónica se produce en la tropopausa sobre la región donde se da el calentamiento, mientras que la destrucción se produce en la troposfera inferior.

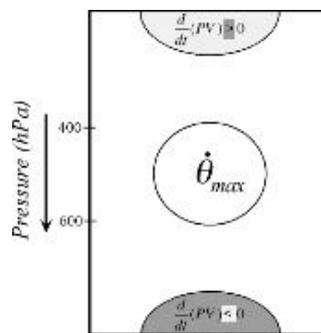


Figura 5. Tendencias lagrangianas asociadas con el calor diabático. El círculo etiquetado con  $\dot{\theta}_{max}$  es el máximo calor diabático. Los semicírculos en el tope y en superficie indican las regiones de creación y destrucción de PV respectivamente.

La anomalía de PV ciclónica creada en niveles bajos, tiene una circulación ciclónica asociada, por lo que puede contribuir a la intensificación de la circulación en niveles bajos asociada al ciclón en superficie. De hecho, si tenemos en cuenta el esquema en el contexto de un ciclón en desarrollo, como en la Figura 6, surge una visión más amplia del efecto de la liberación de calor latente.

El máximo calentamiento en niveles medios se produce ligeramente aguas abajo de la anomalía de PV en niveles altos, ya que es donde el aire se eleva con mayor fuerza. Como ya se mencionó, los efectos del calentamiento son para crear anomalías negativas de PV en niveles bajos y positivos en cerca de la tropopausa. Este aumento de PV en altos niveles hace más pronunciada la pendiente de la isopleta de PV aguas abajo de la anomalía negativa de nivel superior. Este pronunciamiento de PV es equivalente a acortar la longitud de onda entre la vaguada en altura y la cuña de aguas abajo (Figura 6). Al mismo tiempo, la circulación ciclónica asociada a la PV negativa en niveles bajos mejora tanto la amplificación mutua y un efecto de bloqueo de fase, lo que lleva a la continua intensificación del ciclón. Por último, la profundidad de la penetración de cada anomalía de PV se incrementa en presencia de la liberación de calor latente, que en general sirve para reducir la estabilidad estática en tales regiones.

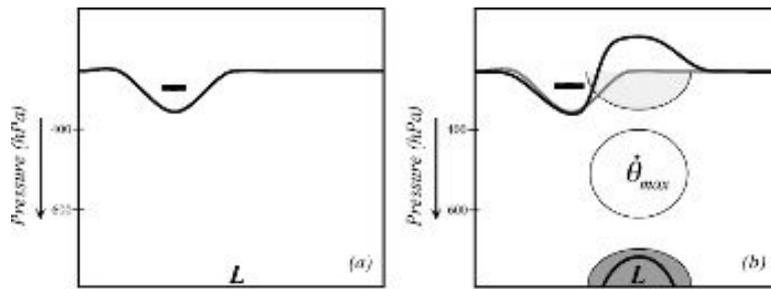


Figura 6. Relación entre una anomalía negativa en altos niveles (signo -) del geopotencial y un centro de baja presión en superficie ("L") (b) El ascenso de las aguas debajo de la anomalía de PV produce la liberación de calor latente manifestándose como  $\theta_{max}$ . La creación de PV aguas arriba de la anomalía original deforma el contorno de la isopleta de PV, haciendo esta anomalía más anómala. La destrucción de PV en la baja troposfera intensifica el ciclón en superficie con altos valores de PV negativos desarrollándose cerca del centro indicado por la línea negra gruesa que rodea la 'L'.

### 2.3.2 Metodología para el cálculo de la vorticidad potencial.

Para el cálculo de la vorticidad potencial se utilizaron los datos de análisis del GFS con resolución  $1^\circ \times 1^\circ$  y 27 niveles en la vertical, cada 6 horas desde las 12 GMT del 18/09 hasta las 18 GMT del día 19/09, estos datos fueron obtenidos a través de la página de la NOAA. Para el cálculo de dicha variable se procedió de la siguiente manera:

- A partir de los datos de temperatura (T) y presión (p) se calculó la temperatura potencial en todos los niveles de presión disponibles. La expresión de la temperatura potencial está dada por:

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{R/C_p} \quad (5)$$

- Se calcula  $\frac{\partial \theta}{\partial p}$  como un cociente incremental simple  $\frac{\Delta \theta}{\Delta p}$  entre los dos niveles de presión previamente seleccionados.
- Se interpola en niveles las variables u, v para el cálculo de la vorticidad relativa en coordenadas isentrópicas. Para hallar la vorticidad relativa se utiliza la fórmula del rotor de (u,v) en coordenadas esféricas.
- Se calcula la vorticidad potencial mediante la fórmula (1).

Por otro lado, para cuantificar la influencia del calor diabático y como pudo haber influido en la intensificación del ciclón, se utilizó la velocidad vertical proveniente del análisis del GFS. Esta variable sirve como proxy para relacionarla con los procesos diabáticos, ya que se relacionan mediante la primera ley de la termodinámica en coordenadas isentrópicas.

$$c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \omega = \dot{Q} \quad (6)$$

siendo  $\alpha$  el volumen específico,  $c_p$  el calor específico a presión constante, T la temperatura,  $\omega$  la velocidad vertical en coordenadas de presión y  $\dot{Q}$  representa los intercambios de calor no adiabáticos. Por lo tanto una velocidad vertical ascendente ( $\omega < 0$ ), representará un  $\dot{Q} > 0$ , es decir una liberación de calor diabático desde el

entorno hacia la parcela de aire (considerando que esos sumandos prevalecen en la ecuación 6).

### 3 RESULTADOS Y DISCUSION

#### 3.1 Situación sinóptica y fenómenos de tiempo significativos.

A primeras horas del 19 de setiembre comienza a desarrollarse una ciclogénesis sobre el litoral argentino, la cual se profundiza rápidamente en la segunda mitad del día, a medida que se desplaza hacia el sudeste (Figura 7).

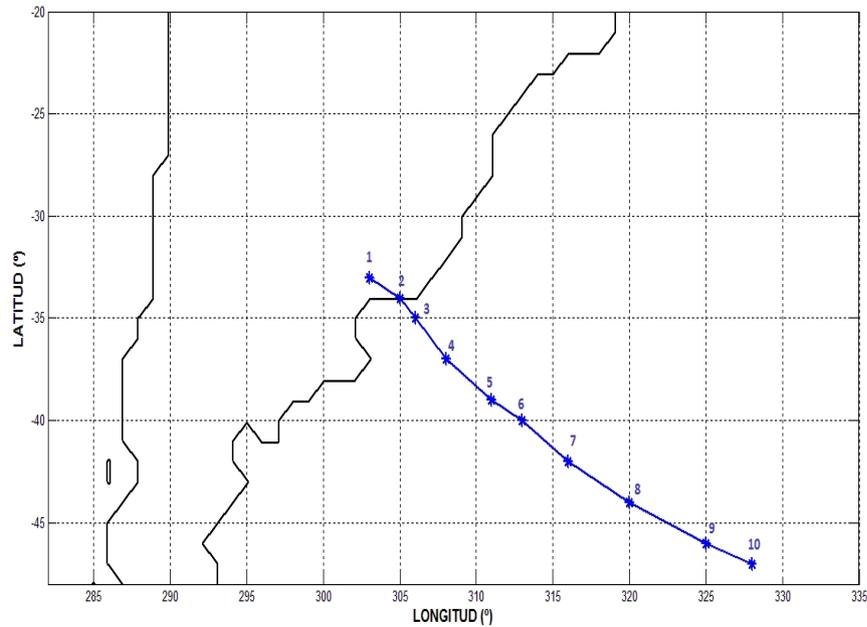


Figura 7. Trayectoria del mínimo de presión en superficie. Datos extraídos de los análisis de GFS

#	Fecha y Hora	SLP (hPa)
1	19/09 – 06 GMT	997
2	19/09 – 12 GMT	992
3	19/09 – 18 GMT	984
4	20/09 – 00 GMT	983
5	20/09 – 06 GMT	978
6	20/09 – 12 GMT	975
7	20/09 – 18 GMT	975
8	21/09 – 00 GMT	973
9	21/09 – 06 GMT	973
10	21/09 – 12 UTC	973

Tabla 3. Instante y valor del mínimo de presión referido a los puntos de la figura 8.

Según la clasificación de Sanders y Gyakum (1980), un ciclón se clasifica como explosivo si cumple el siguiente criterio:

$$\frac{\Delta P}{24hs} \geq \frac{24 \text{ hPa } \text{sen } \varphi}{24 \text{ hs } \text{sen } 60}$$

Para un ciclón que se profundiza en una latitud media de 35°, el descenso de presión debe ser de 16hPa/24hs. Si consideramos el periodo desde las 06 UTC del día 19/09 hasta las 06 UTC del día siguiente la diferencia del mínimo de presión entre estos

instantes es de 19 hPa. Por lo cual el caso estudiado en este trabajo puede considerarse como explosivo según la definición mencionada.

En la figura 8 se muestra la evolución temporal de la presión en superficie para las estaciones de Carrasco (34° 50,00'S 56° 00,07'W) y Laguna del Sauce (34°51.7'S 55°05.6W) en donde se observa la abrupta caída de presión, principalmente en Laguna del Sauce llegando a valor de 991.5 hPa a las 18 hs GMT del 18/09.

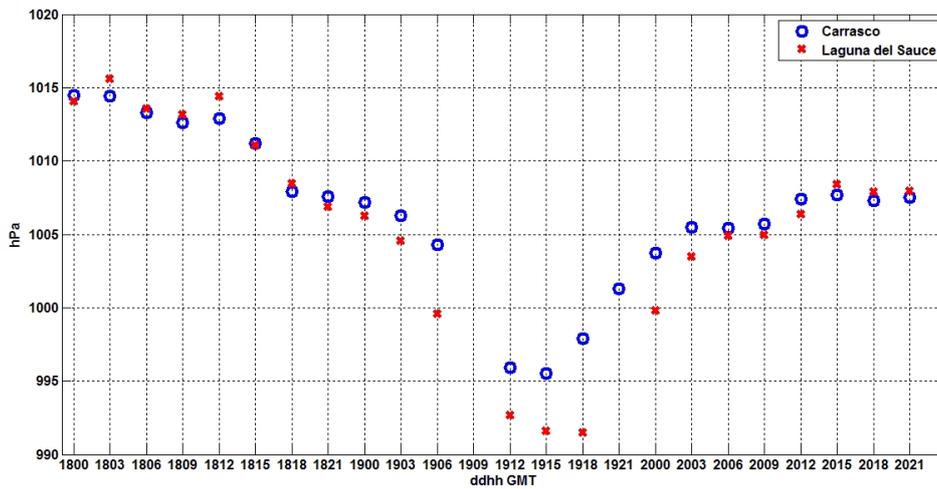


Figura 8. Evolución de la presión en superficie de las estaciones sinópticas de Carrasco y Laguna del sauce. El mínimo de presión en carrasco se registró a las 15 GMT del día 19/09, en Laguna del Sauce 3 horas después.

Debido a la rápida profundización del ciclón se registran vientos muy fuertes en toda la costa de Uruguay principalmente en las regiones sur y sudeste. La evolución de los vientos registrados en Carrasco y Laguna del Sauce se muestran en la Figura 9. Para Carrasco el máximo se registró a las 15:32 GMT con 70.8 km/h.

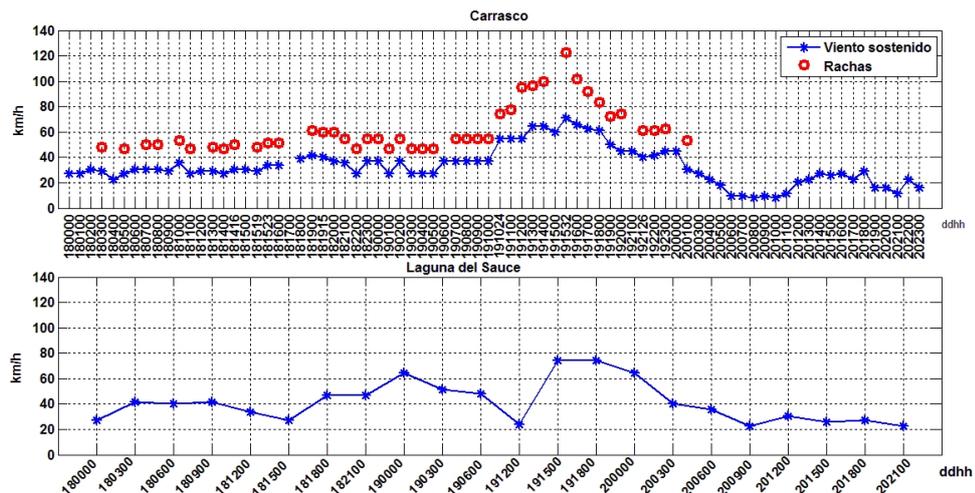


Figura 9. (Arriba) Evolución del viento sostenido (azul) y sus rachas asociadas (rojo) en la estación meteorológica de Carrasco. (Abajo) Evolución del viento sostenido en la estación meteorológica de Laguna del Sauce.

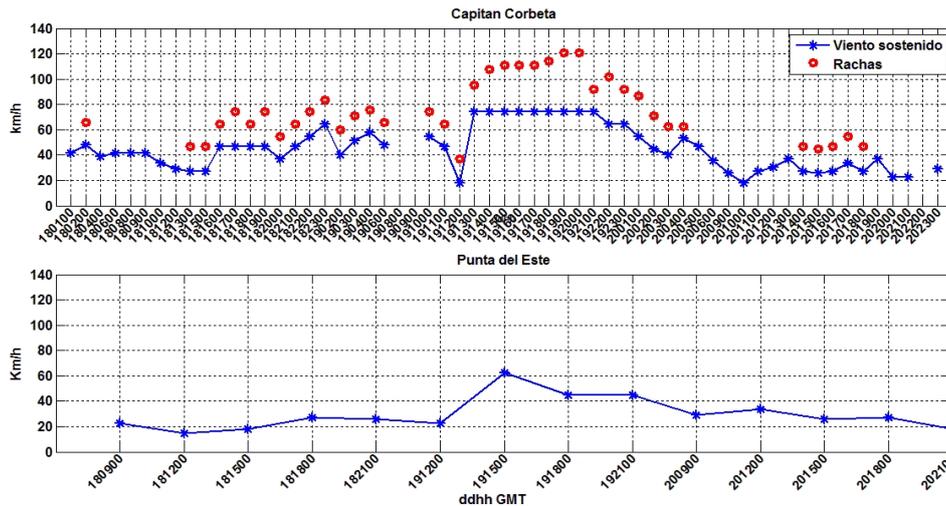


Figura 10. (Arriba) Evolución del viento sostenido (azul) y sus rachas asociadas (rojo) en la estación meteorológica de Capitán Curbelo. (Abajo) Evolución del viento sostenido en la estación meteorológica de Punta del Este.

El máximo registrado en la estación meteorológica de Carrasco fue de 72 km/h a las 15:32 GMT y en Laguna del Sauce con 78 km/h. En cuanto a las ráfagas de viento, en Carrasco la ráfaga más fuerte se registró a las 15:32 GMT, con un valor superior a los 120 km/h. Por otro lado en Capitán Curbelo ( $34^{\circ}51'19''S$   $55^{\circ}5'39''W$ ), se registró un máximo a las 13 GMT el cual se mantuvo hasta las 18 GMT (Figura 10). En esta estación se registraron ráfagas máximas a la hora 19 y 20 GMT con valores de 120 km/h. En Punta del Este ( $34^{\circ} 58,1'S$   $54^{\circ} 57,1'W$ ) la velocidad máxima del viento fue a las 15 GMT con un valor algo superior a los 60 km/h.

### 3.2 Impacto en la elección de las parametrizaciones

En este capítulo presentamos resultados en cuanto a salidas obtenidas utilizando diversas parametrizaciones y dominios con el WRF regional. Para eso se trabajó en el dominio de alta resolución (D3). Las corridas se realizan desde las 00 GMT del 18/09 hasta las 00 GMT del día 20/09, tal como se describió en detalle en la metodología.

Previo a la elección de alguna combinación en particular de parametrizaciones, queremos ver que tanta importancia tiene la incertidumbre en el ensemble de las mismas con respecto al ensemble a la variación de las condiciones iniciales. Para eso, vamos a realizar un pronóstico formado por un conjunto de corridas con diferentes combinaciones de parametrizaciones.

Nos interesa tanto la dispersión del pronóstico del viento tanto en su magnitud como en hora de ocurrencia. Además compararemos dicha dispersión con el ensemble hecho con las condiciones iniciales perturbadas. En caso que resultara que la diferencia entre la magnitud de la dispersión del ensemble hecho por parametrizaciones es menor o del orden de magnitud que la dispersión del ensemble hecho variando condiciones

iniciales, entonces el impacto en la elección de las parametrizaciones no sería importante para el proceso en sí, de lo contrario si lo sería.

En las figuras 11 y 12 se muestra la evolución temporal de los vientos en superficie obtenidas mediante las simulaciones realizadas con WRF, en dos puntos de grilla: un punto bien cercano a la estación Carrasco y otro punto cercano a Laguna del Sauce para las diferentes combinaciones de parametrizaciones. También mostramos el valor observado en dichas estaciones en términos de medias horarias.

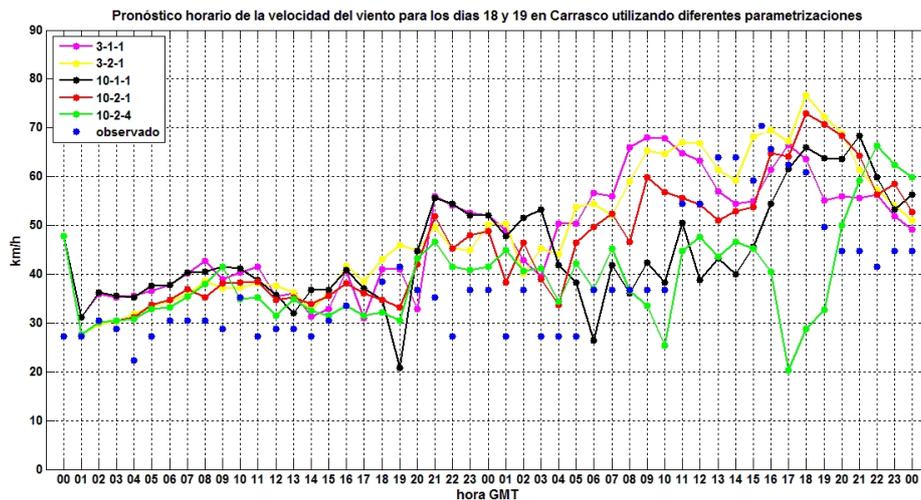


Figura 11. Pronóstico de la velocidad del viento para los días 18 y 19 en un punto de grilla cercano a Carrasco con las diferentes parametrizaciones ensayadas (Líneas solidas con puntos) y magnitud de los vientos sostenidos observados en dicha estación (puntos en azul)

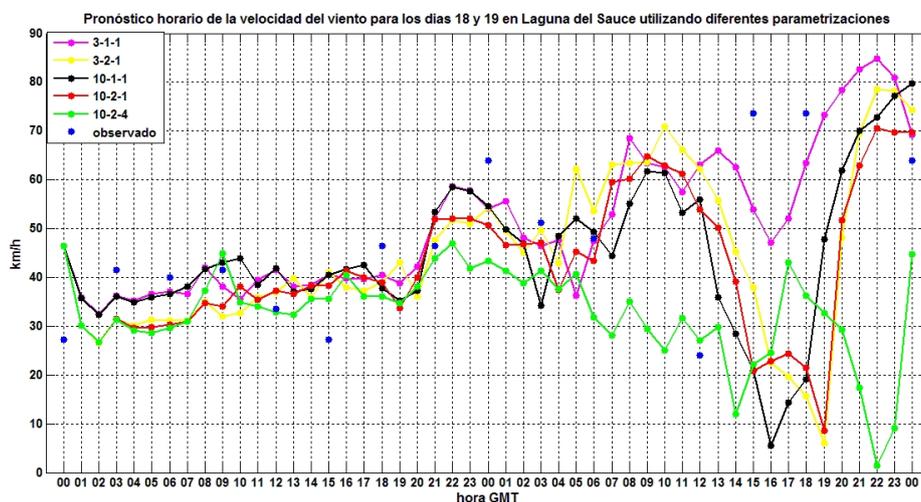


Figura 12. Pronóstico de la velocidad del viento para los días 18 y 19 en un punto de grilla cercano a Laguna del Sauce con las diferentes parametrizaciones ensayadas (Líneas solidas con puntos) y magnitud de los vientos sostenidos observados en dicha estación (puntos en azul).

Se observa que la mayoría de las corridas utilizando las diferentes parametrizaciones pronostican velocidades de viento bastante intensos para alrededor de

las 18 GMT. La combinación 10-2-4 da estos vientos un poco más tarde, alrededor de las 22 GMT del día 19. Las configuraciones 3-2-1 y 10-2-1 sobrestiman, con respecto a los valores observados la velocidad de los vientos para Carrasco. La combinación 10-1-1 pronostica los vientos más intensos también algo tarde, al igual que la 10-2-4. Para el punto cercano a la estación laguna de sauce se observa que hacia el final del día 19, la combinación de parametrizaciones que pronostica vientos más intensos es la combinación por default 3-1-1, pero lo hace más hacia final del día 19/09.

Por lo tanto, en cuanto a la magnitud de los vientos el modelo pronostica valores con magnitudes del orden de los observados, pero desfasados con respecto a estos ya que los pronostica más hacia final del día. Para ver esto último de manera más clara, en la Figura 13 se muestran los puntos de los vientos máximos pronosticados con las diferentes combinaciones de parametrizaciones, tanto para Carrasco como Laguna del Sauce.

En dicha figura se ve que para ambas estaciones la mayoría de las combinaciones de las parametrizaciones pronostican el máximo de vientos más tarde respecto a los valores observados, salvo la 3-1-1 para Carrasco y la 10-2-4 para Laguna del Sauce.

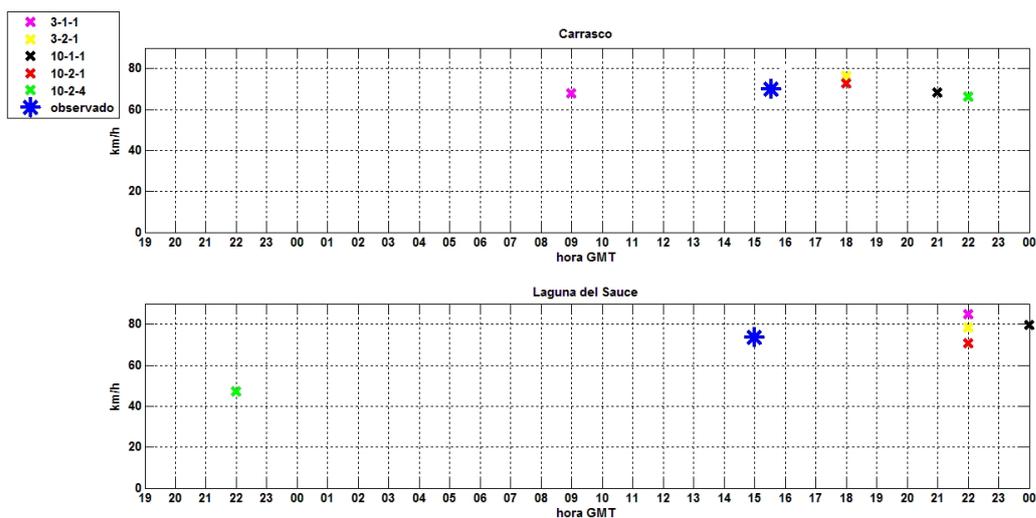


Figura 13. Hora de ocurrencia Magnitud del viento máximo pronosticado por el conjunto de combinaciones de parametrizaciones ensayadas para Carrasco (arriba) y Laguna del Sauce (abajo).

A simple vista que no hay alguna combinación de parametrizaciones que se destaque sobre las otras. Podríamos decir que la peor sería la 10-2-4 ya que pronostica magnitudes de vientos muy por debajo y desfasados respecto a lo observado, tanto en Carrasco donde indica vientos más intensos a las 22 GMT y en Laguna del Sauce a las 22 GMT del día 18/09.

En función de estos resultados se podría elegir cualquiera de ellas para hacer el ensemble de condiciones iniciales perturbadas (salvo con la 10-2-4). De ahora en más trabajaremos con la combinación por defecto del WRF 3-1-1. Visualizamos de manera general el pronóstico en alta resolución región para dicha combinación en la Figura 14

En dicha figura se muestran mapas de la evolución de la intensidad, dirección de los vientos e isobaras en el dominio D3 para la combinación 3-1-1. Se observa como el modelo en alta resolución simula la evolución del sistema de baja presión durante las horas que el sistema afectó la costa sur de Uruguay. Notar que los vientos máximos se general al oeste del mínimo de presión (sombreado vientos superiores a 60 km/h), dichos vientos son de dirección sur impactando de forma perpendicular a la costa. A medida que el sistema se va moviendo hacia el sudeste intensificándose, los vientos máximos también se mueven en la misma dirección impactando la costa del Uruguay de oeste a este. Notar que el modelo pronostica los vientos intensos sobre Montevideo entre la 15 y 18 GMT del día 19/09 con velocidades ampliamente superiores a 60 km/h sobre la costa.

Otro fenómeno interesante es que el modelo indica que el centro del ciclón permanece estacionado en  $-54.5^{\circ}$  y  $-35^{\circ}$  entre las 15 y 18 GMT. Durante esas horas el pronóstico del WRF indicaba que el centro del ciclón permanecía quieto en esa posición mientras las isobaras a la izquierda se juntaban, intensificándose los vientos sobre Montevideo y la mayor parte de la costa.

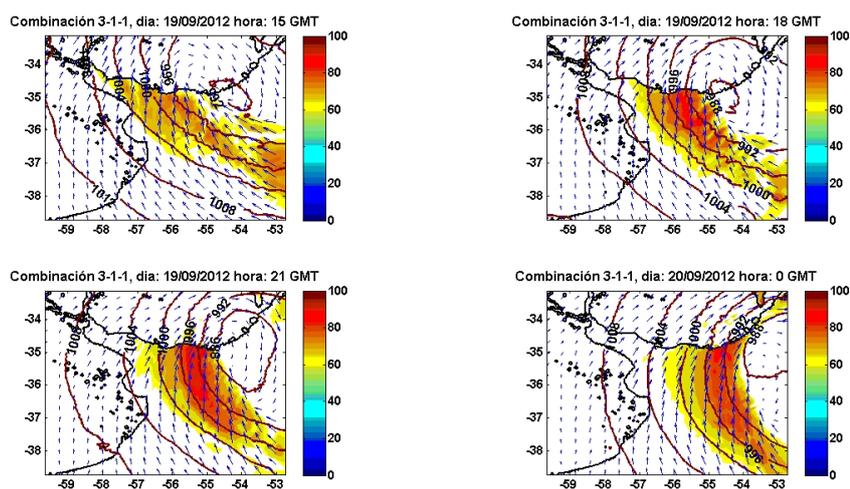


Figura 14. Pronóstico de alta resolución para la combinación por defecto del WRF (3-1-1). Líneas solidas rojas representan la presión en superficie. El área sombreada indica vientos superiores a 60 km/h y las flechas indican la dirección del viento.

### 3.3 Ensembles de Pronósticos mediante técnica de incubación de modos inestables (Breeding).

El proceso de breeding se inicializo el 14/09 a las 12 GMT con ciclos de 12 horas hasta las 12 GMT del 16/09. Desde ese momento se realizó un ensemble de 12 pronósticos. En la figura 15 se muestra la evolución de la velocidad de los vientos en superficie en un punto de grilla cercano a Carrasco y otro a Laguna del Sauce para los diferentes miembros del conjunto. Allí se observan los pronósticos desde el día 16/09/2012 a las 12 GMT hasta el final del día 19/09. En primer lugar se observa cómo

se van dispersando los pronósticos a medida que transcurre el tiempo dado que las diferencias entre los miembros del conjunto van aumentando debido al caos.

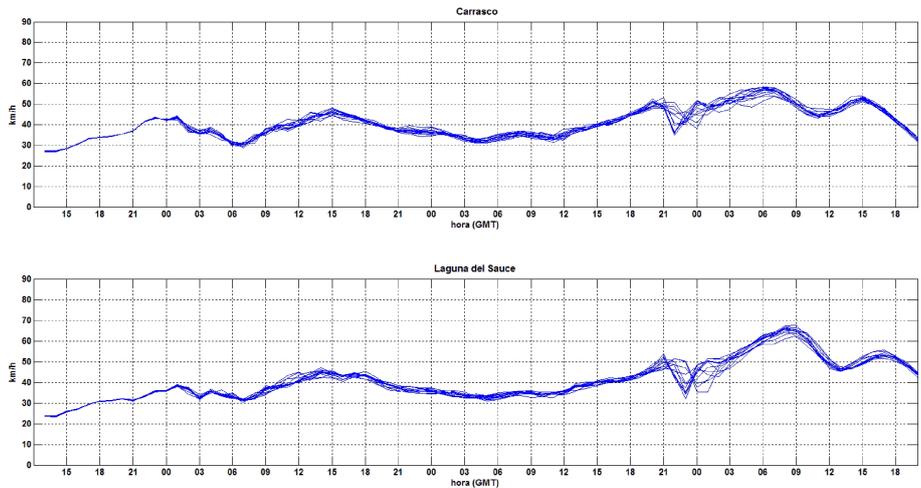


Figura 15. Pronostico de la velocidad del viento para un punto de grilla cercano a Carrasco (arriba) y Laguna del Sauce (Abajo) de los 12 miembros del conjunto, desde las 13 GMT del día 16/09 hasta las 20 GMT del día 19/09.

Por otro lado, todos los miembros del conjunto indican la ocurrencia de un evento de vientos fuertes el día 19/09. En cuanto a la hora de ocurrencia de los vientos máximos, todos los miembros coinciden alrededor de las 06 GMT para Carrasco y 09 GMT para Laguna del Sauce. En cuanto a la magnitud indican un valor de alrededor de 55 km/h y 65 km/h para Carrasco y Laguna del Sauce respectivamente, existiendo dispersión en dichos valores. Igualmente que para el caso de las diferentes parametrizaciones, en la Figura 16 se grafican puntos que indican la hora y los valores máximos de la magnitud de los vientos para cada uno de los miembros del conjunto para ambos puntos.

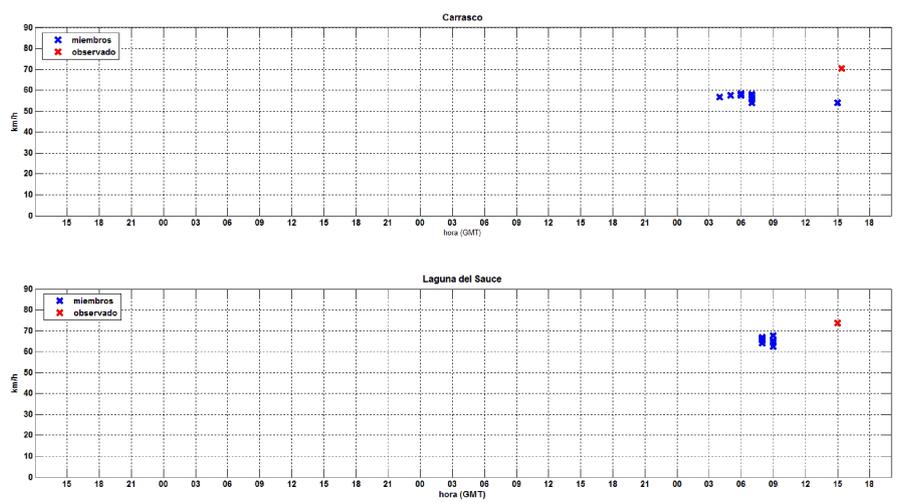


Figura 16. Hora de ocurrencia magnitud del viento máximo pronosticado por cada miembro del pronóstico por conjunto para un punto de grilla cercano a Carrasco (arriba) y otro cercano a Laguna del Sauce (abajo). En rojo se muestra el valor observado.

Contrariamente a los pronósticos utilizando diferentes parametrizaciones, el conjunto inicializado a las 12 GMT del día 16/09 adelanta la ocurrencia de vientos máximos y subestima la magnitud de los mismos para estos puntos y evento en particular. Hay que tener en cuenta que los pronósticos con las diferentes parametrizaciones de la parte anterior, son inicializados más cercanos a la hora de la ocurrencia de los vientos máximos.

Además, comparando las figuras 11 y 12 con la 15 se observa que la diferencia entre la magnitud de la dispersión del ensemble hecho por parametrizaciones es del orden o incluso mayor que la dispersión del ensemble hecho variando condiciones iniciales, por lo cual el impacto en la elección de las parametrizaciones es importante para el proceso en sí.

Una manera de presentar los resultados del conjunto, en lugar de mostrar cada miembro del conjunto, es realizar un promedio de estos para cada hora de pronóstico y calcular su dispersión. Esto se muestra en la Figura 17, en donde se ve un grafica tipo boxplot. La media del conjunto se muestra mediante el segmento rojo horizontal y la dispersión esta representada por el tamaño de la caja azul que lo rodea. Aquí, se observa la mayor dispersión horas antes de la ocurrencia de los vientos máximos para ambos puntos. Para la hora de la ocurrencia de los máximos la dispersión es bastante pequeña

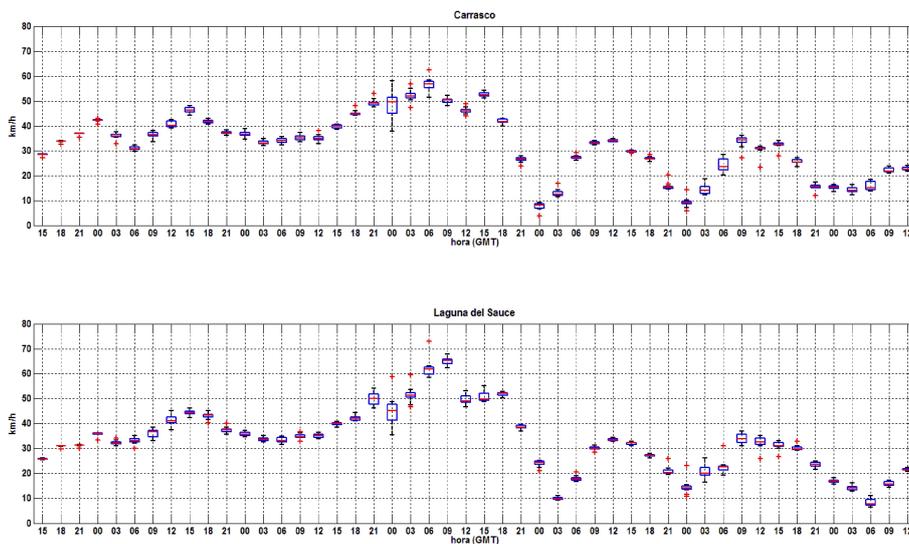


Figura 17. Pronostico por ensembles de la evolución del viento en 2 puntos de grilla, uno cercano a la estación Carrasco y otro a Laguna del Sauce, desde las 15 GMT del 16/09 y 12 GMT del 22/09. La línea roja horizontal indica la mediana de los miembros del conjunto. La caja azul indica los percentiles 25 y 75. La línea negra indica los percentiles 5 y 95. Los + en color rojo representan los outliers.

Para tener un panorama de lo que sucede espacialmente con el pronóstico de los vientos se realizan mapa con los promedios de los miembros del ensemble con su desviación estándar asociada durante las horas de la intensificación del ciclón y horas previas (Figura 18).

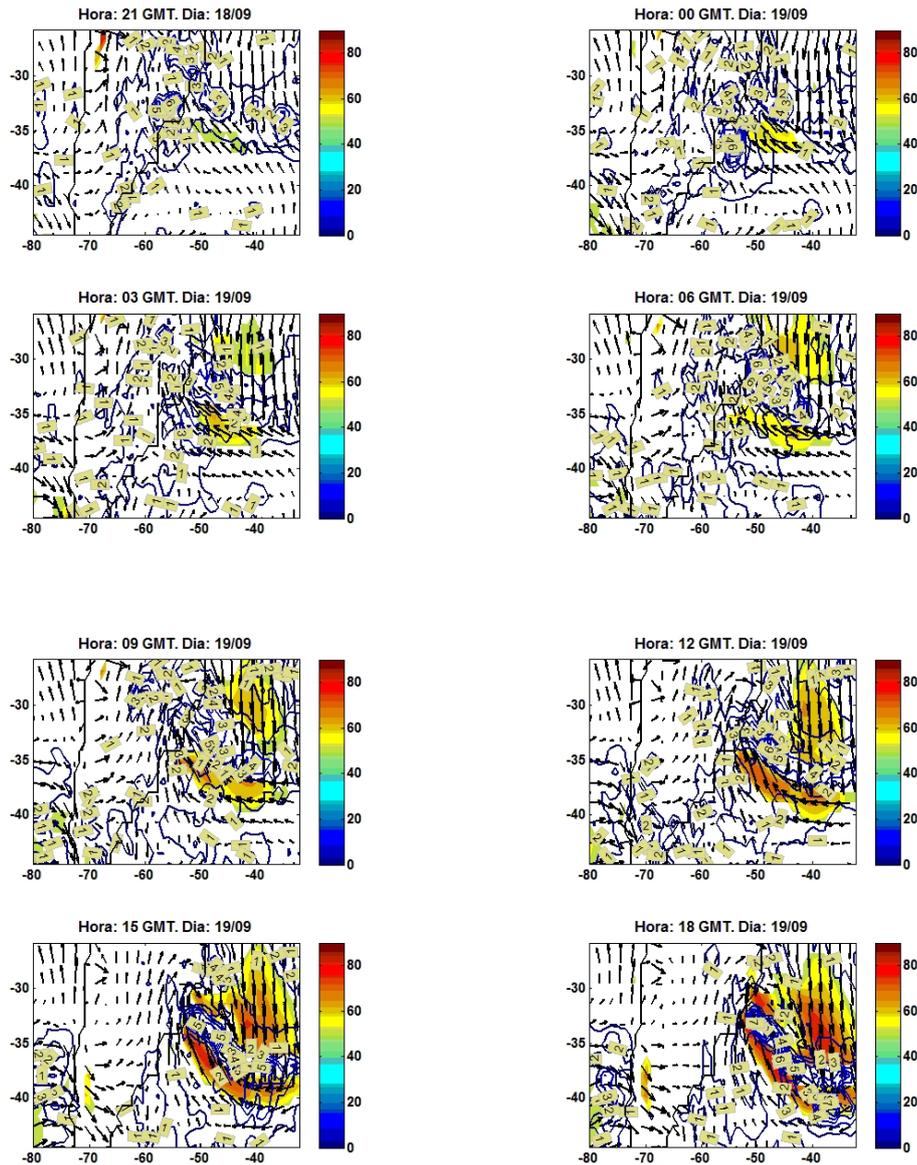


Figura 18. Pronóstico por ensembles de la velocidad del viento. La media del conjunto está representada por un sombreado amarillo a rojo, se sombreadan solo velocidades superiores a 50 km/h. La desviación estándar está representada por líneas de color azul con etiquetas que muestran el valor correspondiente de la isopleta.

El pronóstico por conjuntos muestra los vientos más intensos en durante la segunda mitad del día 19, sobre la costa sudeste del Uruguay. Se observa que ya a la hora 06 GMT del día 18 el modelo pronostica importantes vientos de componente sur sobre la costa los cuales se intensifican a medida que transcurren las horas. Por otro lado, el pronóstico indica vientos de componente norte por delante del ciclón tan intensos como los de componente sur que están por detrás del ciclón. Por lo cual, se observa en el pronóstico un importante gradiente en la dirección del viento asociado al frente frío. En cuanto a la incertidumbre del pronóstico de velocidad del viento se observa que los valores más grandes están a lo largo del gradiente de la dirección del viento, justamente en la zona donde se posiciona el frente frío en donde los valores de

velocidad del viento son menores respecto a los valores en la parte delantera y trasera del ciclón.

Otra cosa interesante de ver es ver el pronóstico y su incertidumbre asociada de la trayectoria del ciclón. Esto puede verse a través del posicionamiento en cada instante de tiempo del mínimo de presión (Figura 19).

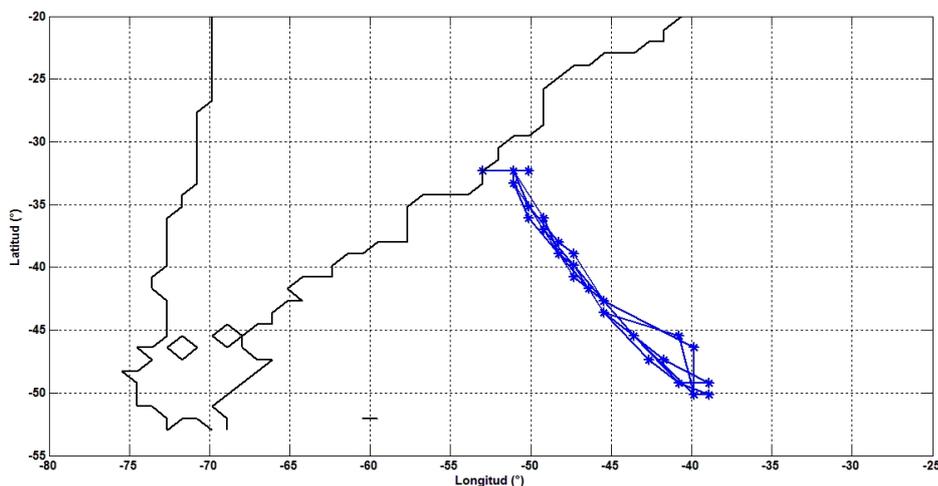


Figura 19. Trayectorias del mínimo de baja presión para cada uno de los miembros del conjunto.

En dicha figura se muestra el pronóstico de cada uno de los miembros del conjunto respecto a la evolución del mínimo de presión entre las 00 GMT del día 19/09 hasta las 00 GMT del día 21/09 cada 6 horas. Si se compara dicha figura con el análisis del GFS del mínimo de presión (figura 7) se observa que inicialmente el modelo ubica el centro más al este. La incertidumbre respecto a la posición en los instantes iniciales no es alta. La mayoría, salvo uno, indican una única posición inicial.

En la tabla 4 se compara el promedio de mínimo de presión de las salidas del WRF con respecto a los datos de la salida del GFS. Se observa que la evolución del mínimo de presión fue más intenso que el pronóstico por conjuntos realizado. Las desviaciones estándar respecto al mínimo de presión son muy bajas, aumentando a medida que transcurre el tiempo.

Fecha y Hora	GFS (hPa.)	Prom. Conj. (hPa)	Desv.est.(hPa)
19/09 – 06 UTC	997	995	0.229
19/09 – 12 UTC	992	993	0.201
19/09 – 18 UTC	984	989	0.340
20/09 – 00 UTC	983	988	0.420
20/09 – 12 UTC	978	985	0.822
20/09 – 18 UTC	975	984	1.181
20/09 – 00 UTC	975	984	1.620

Tabla 4. Valor del mínimo de presión del ciclón dado por el análisis del GFS y el promedio de los miembros del conjunto. Se muestra además la desviación estándar asociada al pronóstico del mínimo de presión.

Para ver el pronóstico de presión en superficie a nivel espacial se realizan mapas con los promedios de los miembros y las desviaciones estándar respectivas (Figura 20).

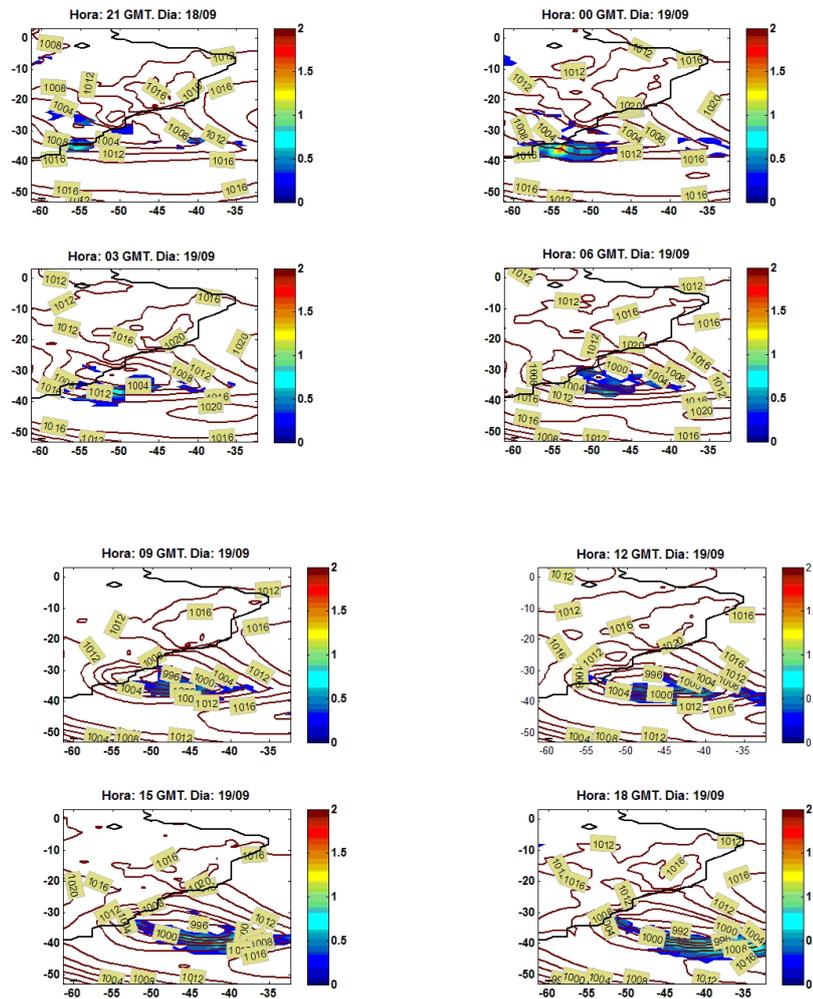


Figura 20. Pronóstico por ensembles de la presión en superficie. La media del conjunto está representada por líneas etiquetadas con sus correspondientes valores. La desviación estándar está representada por un sombreado, se muestran valores de desviación estándar mayores a 0.5 hPa.

A la hora 21 GMT del día 18 el pronóstico indicaba la presencia de un frente estacionario entre los  $-40^{\circ}$  y  $-30^{\circ}$  de latitud. Además el modelo pronostica la presencia de una circulación ciclónica sobre el Uruguay, Sur de Brasil y la parte Este del centro argentino. La presión en casi toda la región no bajaba aun de los 1000 hPa. La incertidumbre inicialmente es muy baja con valores alrededor de 0.5. A las 09 GMT del día 19/09 se observan las isobaras más juntas entre sí, momento en el cual el modelo pronostico mayores vientos sobre el costa de Uruguay. Transcurridas las horas se observa como el pronóstico indica que el ciclón se va moviendo hacia el sureste. A medida que pasa el tiempo se observa más incertidumbre en la presión al sur del ciclón.

### 3.4 Procesos Físicos relevantes en el Fenómeno.

En la figura 21 se muestra la evolución del campo de vorticidad potencial (PV) en niveles medios de la atmosfera.

A las 12 GMT del día 18/09 se observa una onda de vorticidad potencial negativa (ciclónica) sobre el norte y centro de Argentina. Junto con ella un pequeño pero intenso centro de PV negativas sobre el NW argentino en 70W y 30S aproximadamente. Sobre el Océano Atlántico en 45W y 40S aproximadamente se divide un pequeño centro de máxima (anticiclónica) PV. Sobre Uruguay es de destacar un gradiente longitudinal en la vorticidad potencial el cual junto con los vientos del W genera advecciones de vorticidad potencial negativa.

Seis horas después el mínimo de PV evoluciona hacia el E haciéndose más grande en extensión. Por otro lado se observa que los valores de PV positivos ubicados sobre el Océano Atlántico se desplazan hacia el sur haciendo más pronunciada la cuña. Como consecuencia se observa una onda de PV más intensa con una longitud de onda más corta. Observar además que el gradiente de PV sobre Uruguay permanece estacionado, estableciendo un bloqueo a la derecha de la onda.

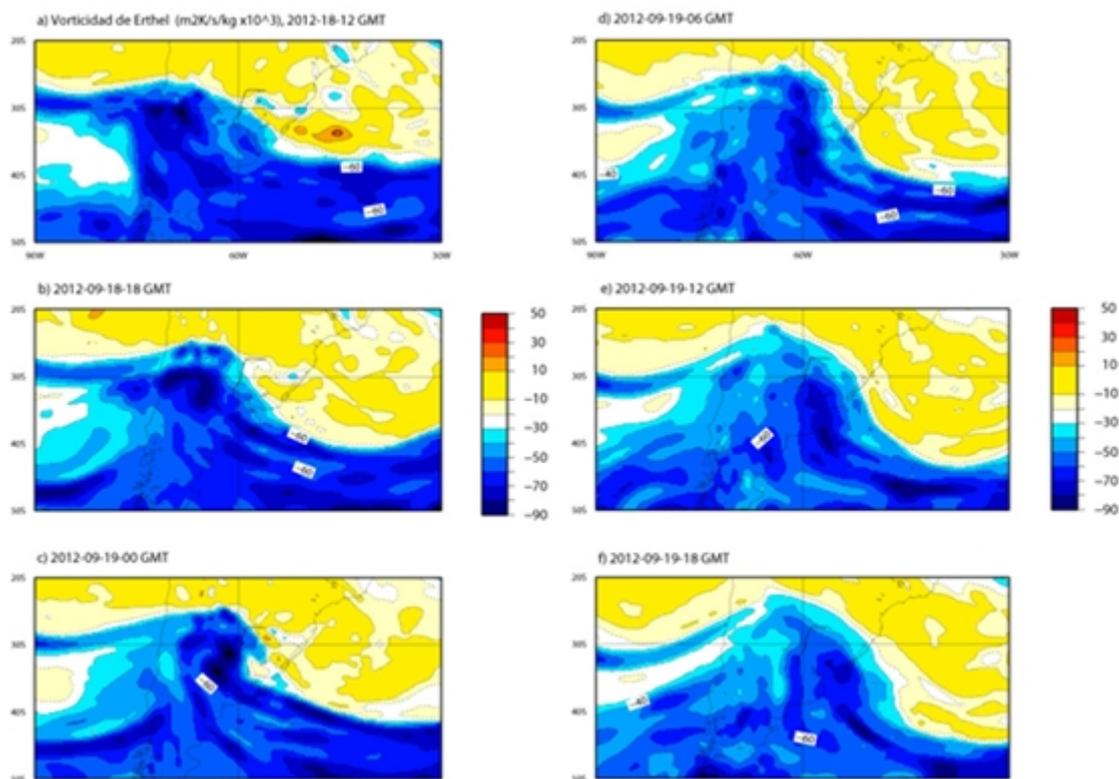


Figura 21. Evolución del campo de vorticidad potencial a lo largo de la isentrópica de 350K.

A las 00 GMT del día 19/09 se observa como la vaguada de PV se profundiza intensamente tanto en valores absolutos como en su longitud. El gradiente de PV continúa estacionado sobre Uruguay. Todo esto como consecuencia de que las PV positivas permanecen estacionadas, estableciendo una situación de bloqueo. Durante

estas primeras 12 horas es clara la intensificación de la vaguada y el gradiente de vorticidad potencial.

A las 06 GMT del día 19/09 es notoria la zona de una PV negativa a lo largo de 60W. En las siguientes 12 horas la onda comienza a avanzar, en particular a partir de las 12 GMT del día 19, momento en el cual el ciclón en superficie comienza a manifestarse con intensos vientos en superficie.

Como ya se mencionó previamente, campos de PV negativas están asociados a vorticidad relativa ciclónica. Por lo tanto este fuerte gradiente en conjunto con las velocidades horizontales a la misma altura generan una fuerte advección de vorticidad ciclónica.

Esta estructura de vorticidad potencial ciclónica en niveles altos entrando a un dominio desde el W genera, como se vio, ascensos adiabáticos de aire por delante del mínimo de PV y descensos adiabáticos de aire por detrás del mínimo PV. Dichos ascenso y descensos se ven reflejados en el corte transversal realizado a las 00 GMT del día 19/09 a través de 36 S. ubicados en 40W y 70 W aproximadamente.

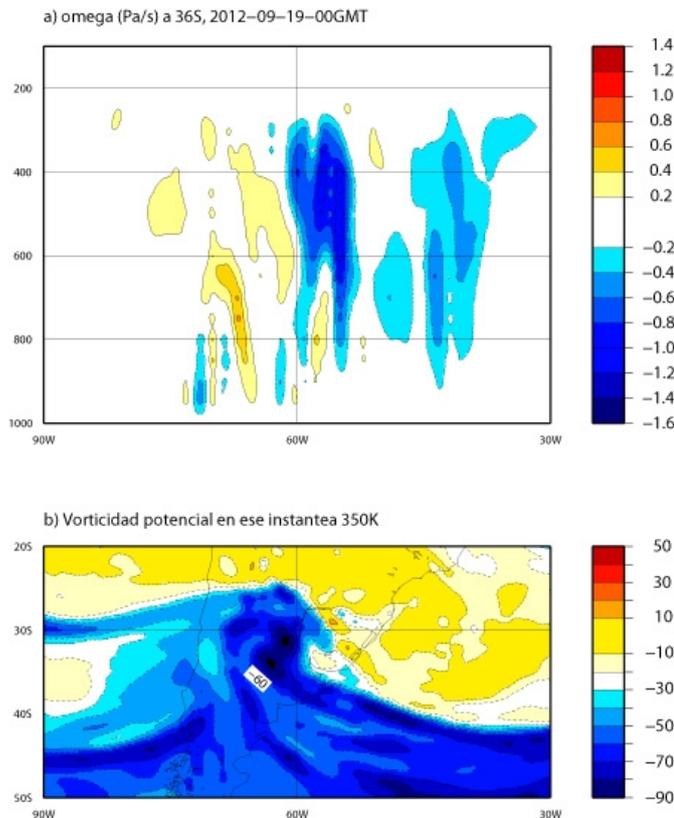


Figura 22. (a) Corte zonal vertical del campo de velocidad vertical en 30°S. (b) Campo de vorticidad potencial en 350 K.

Por otro lado, en dicho figura entre los  $60^{\circ}\text{W}$  y  $50^{\circ}\text{W}$  se observan fuertes velocidades verticales asociadas al calor diabático por la liberación de calor latente. Esta liberación contribuye a tener PV negativas en superficie y positivas en niveles altos, esto genera un aumento de la vorticidad relativa anticiclónica en niveles altos y vorticidad relativa ciclónica en superficie, inmediatamente encima de la liberación de calor latente. De la misma figura se observa que los ascensos asociados a la liberación de calor diabático en niveles medios esta adelantada, es decir, está ligeramente al E de los mínimos de PV en niveles medio-altos. Como ya se mencionó en el modelo teórico descrito en el capítulo 2, este aumento de PV en niveles altos hace más pronunciada la pendiente de la isopleta de PV aguas debajo de la anomalía de nivel superior. Este pronunciamiento de PV provoca un acortamiento en la longitud de onda entre la vaguada y la cuña, cosa que se manifiesta en mayor medida a partir del de las 00 GMT del 19/09 (ver figura de la evolución de las anomalías de PV). Por lo cual, esto intensifica el gradiente de vorticidad contribuyendo al aumento del transporte de vorticidad y como consecuencia a la intensificación del ciclón en superficie

Además, el efecto de la liberación de calor diabático genera PV negativas en superficie cosa que se supone que también ayudo al aumento de la vorticidad ciclónica a ese nivel, aumentando la amplificación mutua y el efecto de bloqueo.

## 4 CONCLUSIONES Y TRABAJOS A FUTURO

### 4.1 CONCLUSIONES

Todas las combinaciones de parametrizaciones ensayadas produjeron estimaciones realistas del viento observado en términos de media horaria, excepto una en particular. El timing de los pronósticos, en este caso inicializado 36 horas antes del fenómeno máximo de viento, fue algo retrasado.

La técnica de breeding logro ser implementada y produjo una dispersión que en un futuro podría relacionarse con intervalos de confianza de los pronósticos. En este caso, el pronóstico por conjuntos produjo predicciones bastante realistas en cuanto al viento observado en términos de media horaria. En cuanto al timing, el pronóstico inicializado 72 horas antes del fenómeno de viento máximo, indicaba los vientos máximos algo adelantados.

El estudio de la evolución de la vorticidad potencial indica que había un fuerte gradiente horizontal de la misma en altura horas antes de la ocurrencia de la ciclogénesis lo cual favoreció al desarrollo de una onda baroclínica de importancia. Además la liberación de calor diabático (en este caso calor latente) cuyo proxy es la velocidad omega en niveles medios produce un PV anticiclónica en niveles medio-altos contribuyendo al aumento del gradiente de la vorticidad relativa, su transporte y por ende la intensificación del ciclón en superficie.

### 4.2 TRABAJOS A FUTURO

Implementación automatizada y/o operativa de la técnica de breeding.

Relacionar la dispersión de pronósticos por ensembles con intervalos de confianza a condición de realizar ensembles retrospectivos durante un periodo de hindcast prolongado.

Trabajar con diferentes instantes de inicialización del pronóstico por ensembles sobre un conjunto de casos de ciclogénesis seleccionados.

Analizar la posibilidad de realizar el pronóstico por ensembles en un dominio menor de alta resolución sobre la costa sur de Uruguay perturbando además condiciones de frontera, que permita obtener mejores resultados.

Es pertinente profundizar en análisis basado en PV. En particular, evaluar cuantitativamente la contribución de generación de PV debida a liberación de calor latente con la velocidad de desarrollo y profundidad del ciclón.

## Referencias:

Basset, H.A., and Ali, A.M., 2006: Diagnostic of cyclogenesis using potential vorticity. *Atmosfera* 19 (4), 213-234.

Campetella, C. and C. Vera, 2002: The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (17), 1826.

Cerrudo, C.; Campetella, C.; Possia, N., 2012. Estudio dinámico y termodinámico de una ciclogénesis costera. Tesis de grado. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN, UBA.

Martin, J.E., 2006: *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics (A First Course)*. WILEY.

Necco, G., 1982: Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: Trayectorias y desarrollos. *Meteorologica*, 13, 21–34.

Palmer, T. N., Buizza, R., Molteni, F., Chen, Y.-Q., & Corti, S., 1994: Singular vectors and the predictability of weather and climate. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **348**, 459-475.

Possia, N., 2002: An explosive cyclogenesis over land. *Atmosfera* Vol. 15, número 1 enero de 2002, pag. 1-19

Possia, N., 2004: Estudio de los ciclones explosivos sobre la región sur de Sudamérica. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires.

Possia, N., Vidal, L. y Campetella, C., 2011 Un temporal de viento en el Río de la Plata. *Meteorologica*. 2011, 36, n.2, 95-110.

Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the “bomb.” *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589–1606.

Saraiva, J. M. B. and P. L. Silva-Dias, 1997: A case study of intense cyclogenesis off the southern coast of Brazil: Impact of SST, stratiform and deep convection. 5th AMS Conference on Southern Hem. Met. and Ocean., 368-369.

Seluchi, M. E. ; Saulo, A C., 1998: Possible mechanisms yielding and explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a Limited Area Model. *Australian Meteorological Magazine* , v. 47, p. 309-320.

Skamarock, W. C., 2004: Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra. *Mon. Wea., Rev.*, 132, 3019-3032.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Tech Notes-468+STR

Toth, Z., and E. Kalnay, 1993: Ensemble Forecasting at NMC: the generation of perturbations . Bull. Amer. Meteor. Soc. 74, 2317-2330.

Toth, Z., and E. Kalnay, 1997: Ensemble Forecasting at NCEP: the breeding method. Mon. Wea. Rev. 125, 3297-3318.

Tracton, M. S., and E. Kalnay, 1993: Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects. Wea. Forecasting, 8, 379–398.