Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis de Posgrado

Un sistema de asimilación de datos para la región extratropical de Sudamérica

Vera, Carolina Susana

1992

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Meteorológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Vera, Carolina Susana. (1992). Un sistema de asimilación de datos para la región extratropical de Sudamérica. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2498_Vera.pdf

Cita tipo Chicago:
Vera, Carolina Susana. "Un sistema de asimilación de datos para la región extratropical de Sudamérica". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1992. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2498_Vera.pdf

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

Tema de Tesis

UN SISTEMA DE ASIMILACION DE DATOS PARA LA REGION EXTRATROPICAL DE SUDAMERICA

Autora
Carolina Susana Vera

Directora de Tesis
Dra. Eugenia Kalnay

Co-Director de Tesis
Dr. Mario N. Nuñez

Lugar de Trabajo
Departamento de Ciencias de la Atmósfera

Tesis
2498
ej. 2

Tesis presentada para optar al título de
Doctor de la Universidad de Buenos Aires

1992

A Diego por su amor, comprensión
y repeto por mi trabajo

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Mario Nuñez por su apoyo desde mis primeros pasos en la investigación y por brindarme libertad de acción y confianza.

A la Dra. Eugenia Kalnay por su invalorable aliento por mi trabajo y por su constante apoyo y asesoramiento crítico.

A la Lic. Norma Possía por su gran compañerismo y ayuda, especialmente en la aplicación del SADI, y por sus valiosas sugerencias.

Al Dr. Hector Ciappesoni por sus comentarios críticos y su generosa transmisión de ideas.

El desarrollo del SVA no habría sido posible sin la cooperación y colaboración de la gente de la División de Desarrollo del NMC. Especialmente agradezco a Jack Woollen por su compañerismo y su invalorable ayuda en la corrida de numerosas experiencias; a Dennis Deaven que compartió generosamente conmigo su experiencia con el GDAS y dedicó mucho tiempo y esfuerzo en ayudarme en este proyecto; a Jean Thiébaux y Lev Gandin que me proporcionaron dirección e ímpetu y a John Derber y Geoffrey DiMego por sus valiosos comentarios.

Por último quiero agradecer el gran apoyo que me dieron mis padres y la libertad y paciencia que me brindó mi familia.

RESUMEN

Con el fin de proporcionar una nueva herramienta que permitiera una mejora del pronóstico numérico en la región sur de Sudamérica y al mismo tiempo realizara un uso óptimo de la datos existentes en la región se desarrolló un sistema de asimilación de datos (SADI) adecuado a las posibilidades computacionales existentes hasta el momento en los centros de pronóstico numérico operativos en la Argentina. El SADI consta de: un proceso de preanálisis, un esquema de análisis objetivo y un modelo de pronóstico. En la presente tesis se desarrollaron las primeras dos etapas del sistema y se acopló al mismo un modelo cuasigeostrófico de seis niveles adaptado a la región en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires.

El esquema de análisis objetivo se basa en el método de interpolación optimal (IO) y en forma tridimensional y multivariada proporciona campos analizados de geopotencial en los seis niveles del modelo de pronóstico a partir de observaciones de geopotencial, viento y espesor de geopotencial.

Con el fin de verificar la calidad del análisis proporcionado por el esquema desarrollado, se diseñó un experimento numérico que realiza el análisis de geopotencial en dos niveles verticales a partir de conjuntos de datos simulados en la región con diferentes densidades y con datos de diferentes fuentes de medición. Estas experiencias permitieron visualizar principalmente el grado de deterioro que el análisis puede sufrir cuando la información observacional no es suficiente. Se realizó un estudio en particular sobre la forma de incluir a los datos de espesor de geopotencial en el análisis. Se observó que ésta debería depender de las características particulares de cada esquema de análisis y en especial del procedimiento de selección de los datos. Estas experiencias también mostraron que el valor óptimo de la longitud característica de la función de autocorrelación de los errores del geopotencial depende fuertemente de la separación media que existe entre las observaciones. Asi mismo se obtuvo que variaciones del cociente entre los errores de observación y los de pronóstico (ϵ^O) tienen un impacto considerable en las regiones donde la información es interpolada o bien extrapolada.

Las verificaciones realizadas de los campos del SADI tanto cualitativas, a través de la comparaciones con otros análisis, como cuantitativas fueron satisfactorias.

Se desarrolló una nueva metodología de verificación del análisis (SVA). La misma, sencillamente se basa en realizar el análisis sobre cada una de las posiciones de las observaciones

pero sin incluirlas y luego comparar los valores analizados obtenidos con los observados. Esta metodología fue comparada con la desarrollada por Hollingsworth y Lonnberg (1989) (HL).

Estas metodologías se aplicaron en una primera etapa a verificar los campos analizados por el sistema de asimilación de datos global (GDAS) del NMC. Los resultados de las mismas si bién fueron globalmente satisfactorios, mostraron diferentes resultados según las regiones. Se observó que en la regiones ralas en datos existe una sobreestimación del GDAS de los correspondientes errores teóricos de predicción mientras que lo opuesto se encontró en regiones densas en datos. Se sugiere que estos resultados pueden deberse a una falta de regionalización en la determinación de la tasa de crecimiento de los errores de pronóstico, o bien a una falta de variación regional de las funciones de autocorrelación del geopotencial. De la comparación de entre los resultados obtenidos con las dos metodologías de verificación surge que ambas tuvieron un comportamiento comparable aunque el SVA resultó más sensible a los cambios propuestos.

Ambas metodologías finalmente fueron aplicadas para verificar el análisis del SADI. Se puso especial énfasis en la verificación de una nueva función de autocorrelación del geopotencial. Debido a las deficiencias de la función gaussiana se decidió modelar la función de autocorrelación con una serie de Fourier Bessel, lo que equivale a representarla con una estimación de su espectro de potencias.

Ambas representaciones de la función de autocorrelación del geopotencial fueron verificadas en la región aplicando las dos metodologías previamente descriptas. Los resultados de ambas coinciden en señalar que los análisis realizados con la serie de Fourier Bessel permitieron una mayor consistencia entre las estadísticas observadas y las estimadas en el análisis. De la comparación entre ambas metodologías de verificación del análisis, surge que la metodología SVA sería la más apropiada para utilizar en la región.

INDICE

1. INTRODUCCION..... 1

2. TEORIA DE LA INTERPOLACION OPTIMAL..... 6

2.1 Notación y método básico..... 6

2.2 Ejemplos de interpolación optimal y sus implicancias..... 10

2.2.1 Interpolación de un solo punto..... 11

2.2.2 Interpolación de dos puntos..... 11

3. DISEÑO DE UN ESQUEMA DE ANALISIS DE IO..... 13

3.1 Variables analizadas y observadas. Coordenadas utilizadas..... 13

3.2 Procedimiento de selección de los datos a utilizar en el análisis..... 14

3.3 Estadística de los errores de predicción..... 16

3.3.1 Modelado de las autocovarianzas del geopotencial..... 17

3.3.2 Modelado de las autocovarianzas del viento..... 19

3.3.3 Modelado de las covarianzas de los errores de observación..... 21

3.4 Formas de inclusión de las observaciones de espesor en el análisis..... 22

4. SIMULACION NUMERICA DEL ANALISIS..... 24

5. DESARROLLO DE UN SISTEMA DE ASIMILACION DE DATOS INTERMITENTE..... 30

5.1 Proceso de Pre-Análisis..... 31

5.2 Modelo de Pronóstico..... 32

5.3 Desempeño del SADI en la región sur de Sudamérica..... 33

6. VERIFICACION DEL ANALISIS OBJETIVO..... 37

6.1 Discusión sobre los dos criterios de verificación del análisis..... 38

6.1.1 Sistema de verificación SVA..... 38

6.1.2 Sistema de verificación HL..... 39

7. EXPERIMENTOS DE VERIFICACION DEL ANALISIS CON EL SISTEMA DE ASIMILACION DE DATOS DEL NMC..... 41

7.1 Características generales de la implementación del IO en el NMC..... 41

7.2 Ejemplo de análisis teórico unidimensional..... 42

7.3 Experimentos de verificación del análisis del NMC..... 44

8. VERIFICACION DEL ANALISIS OBJETIVO DEL SADI..... 55

8.1 Estructura horizontal de las correlaciones de los errores de pronóstico para el geopotencial..... 55

8.2 Modelado de las autocovarianzas de los errores de pronóstico para el geopotencial..... 57

8.2.1 Formulación matemática del modelo de correlación candidato..... 57

8.2.2 Determinación de los errores de pronóstico y de observación..... 60

8.3 Consideraciones computacionales en la determinación de los errores..... 60

8.4 Resultados obtenidos..... 62

8.4.1 Análisis de las autocorrelaciones..... 62

8.4.2 Evaluación del ajuste por una serie de Fourier Bessel..... 64

8.4.3 Magnitud de los errores de pronóstico y de observación..... 66

8.5 Verificación del análisis con la serie de Fourier Bessel..... 68

8.5.1 Verificación del SADI con el sistema HL..... 68

8.5.2 Verificación del SADI con el sistema SVA..... 71

8.5.3 Comparación entre los dos sistemas de verificación..... 73

9. CONCLUSIONES..... 75

10. REFERENCIAS..... 80

1. INTRODUCCION

El proceso de la predicción numérica del tiempo puede ser considerado como un problema de valores iniciales para un sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Es necesario entonces contar con valores iniciales de las variables que describen el estado de la atmósfera en el dominio de pronóstico.

Para una dada situación, el conocimiento del estado de la atmósfera está dado por un gran número de observaciones meteorológicas, irregularmente distribuidas en espacio y tiempo. El procedimiento de combinar estos datos observados para obtener conclusiones sobre la variación total de las variables meteorológicas dentro del área de interés, ha sido generalmente llamado análisis meteorológico. El término "análisis objetivo" ha sido utilizado para análisis realizados mediante algún procedimiento numérico con la ayuda de una computadora para distinguirlos de los procesos manuales o "subjetivos".

En su libro sobre el primer histórico intento de computar un pronóstico del tiempo en forma numérica, Richardson (1922) sugirió que el problema de los datos iniciales para los cálculos de pronóstico debería resolverse utilizando datos desde una estación de observación en cada uno de los puntos de retículo. También cuando se realizaron los primeros experimentos con el modelo de pronóstico barotrópico a fines de los cuarenta, los análisis objetivos fueron evitados digitalizando los análisis manuales. Pronto, se vió la necesidad de acelerar ese procedimiento manual tan tedioso.

La primera generación de esquemas de análisis objetivo fué introducida hace cuarenta años en forma independiente por varios meteorólogos. Panofsky (1949) y también Gilchrist y Cressman (1954) introdujeron el método de interpolación polinomial. Berthorsson y Döös (1955) desarrollaron el método de correcciones sucesivas mientras que Cressman (1959) introdujo una metodología similar. Por varios años este método fue utilizado en la mayoría de los sistemas de pronóstico operacionales y es el que se utiliza en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (Hordij y Ciappesoni (1975)) y en el Servicio Meteorológico de la Armada (SMARA) (Etala (1987)). La idea básica del método de correcciones sucesivas es corregir un campo preliminar iterativamente durante varios análisis. En cada iteración las correcciones son computadas mediante la interpolación de las desviaciones de los valores observados del campo preliminar. Los pesos de la interpolación se computan explicitamemte en base a una función dependiente de la distancia. Este método es empírico aunque tiene la ventaja de ser simple y rápido.

Estos esquemas de interpolación fueron muy satisfactorios para la construcción de campos iniciales de modelos de pronóstico relativamente simples, los cuales se usaban en tiempos en que sólo se contaba con observaciones de radiosondeo y de superficie. Hoy en día se utilizan modelos de pronóstico más complejos y se cuenta con una red de observaciones mixta y compleja que presenta las siguientes características:

A) Las observaciones se encuentran irregularmente distribuidas en espacio y tiempo
B) Los variados tipos de observación representan diferentes escalas de variabilidad atmosférica dependiendo de los diferentes grados de promedio inherentes a los diferentes sistemas de observación
C) Los diferentes parámetros físicos son medidos por diferentes sistemas de observación
D) La precisión de los diferentes tipos de observación es muy variable.

Es decir que el progreso de la tecnología de medición y el avance en el modelado numérico exigen la aplicación de métodos de análisis que permitan una utilización eficiente de las observaciones disponibles. En consecuencia el objetivo principal de esta tesis fué desarrollar un esquema de análisis objetivo que hiciera un uso óptimo de la información disponible en la región sur de Sudamérica no sólo en forma horizontal sino también en forma tridimensional, que fuera fácilmente adaptable a diferentes modelos de pronóstico y que fuera adecuado a las disponibilidades computacionales existentes en los centros operativos de pronóstico numérico de la Argentina.

Una técnica que combina el campo preliminar pronosticado con los valores observados en forma consistente con la precisión de ambos es el método de interpolación optimal introducido por Eliassen (1954) y Gandin (1963). Las principales ventajas de la técnica de interpolación optimal son:

A) Permite una diferenciación entre los diferentes sistemas observacionales como así también incorporar la información específica del error de cada uno de ellos.
B) Tiene la habilidad de estimar una variable utilizando observaciones de otras.
C) El peso relativo que reciben las observaciones es consistente con el comportamiento atmosférico del pasado, ya que tiene en cuenta las covarianzas espaciales de los errores de observación y de predicción.
D) Estima el error del análisis producido como una función

de la distribución y de la precisión de los datos.

Este método fue extendido al análisis multivariado de las alturas geopotenciales y del viento por Rutherford (1973) y Schlatter (1975). Rutherford (1976) describe un esquema separado en la horizontal y en la vertical capaz de utilizar datos de geopotencial, temperatura y viento sin tener en cuenta totalmente su estructura tridimensional, para su uso en el Centro Meteorológico de Canadá (CMC). Mitchell (1990) realiza cambios importantes en el esquema de análisis del CMC al derivar nuevas estadísticas de los errores de predicción. Lorenc (1981) presenta una versión tridimensional de la interpolación optimal, multivariada en viento, geopotencial y espesor que es la base del actual esquema de análisis que el Centro Europeo de Pronóstico a mediano plazo (sigla en inglés ECMWF) utiliza operativamente. Hollingsworth y Lonnberg (1986) y Lonnberg y Hollingsworth (1986) realizan un cambio importante en el modelado de las covarianzas espaciales de los errores de predicción en el sistema de análisis del ECMWF. Bergman (1979) describe un esquema que utiliza datos de temperatura y viento tridimensionalmente. Dey y Morone (1985) y DiMego (1988) describen la aplicación de la interpolación optimal en forma tridimensional y multivariada en geopotencial y viento y univariada para la humedad, que se utiliza para inicializar en forma operativa tanto el modelo global espectral como el modelo de escala regional del Centro Meteorológico Nacional de los Estados Unidos (sigla en inglés NMC). Trabajos más complejos como el de Parrish y Derber (1991) en este último Centro aplican la metodología de interpolación optimal para realizar análisis directamente sobre los coeficientes espectrales del modelo de pronóstico global (Kanamitsu (1989))

El primer objetivo de esta tesis fue entonces desarrollar un esquema de análisis objetivo basado en el método de interpolación optimal que en forma tridimensional y multivariada utilice observaciones de geopotencial, viento y espesor con el fin de producir campos iniciales para modelos de pronóstico numérico en la región sur de Sudamérica.

El término de análisis objetivo está restringido a la tarea de interpolación espacial y constituye una de las etapas en un sistema de asimilación de datos. EL concepto de asimilación de datos se refiere al uso de un análisis previo o de un pronóstico de un análisis previo para introducir la dimensión temporal en el análisis. Un campo preliminar como tal puede dar una buena estimación del estado de la atmósfera y las observaciones son usadas para realizar ajustes al mismo. Si este procedimiento es repetido para subsiguientes tiempos observacionales el análisis debería ir mejorando a medida que más observaciones estén in-

fluenciando el estado de la atmósfera a través de la "memoria" del campo preliminar. Según Gustaffson (1984), un esquema de asimilación de datos intermitente puede ser dividido en:

Proceso de Pre-Análisis: que consiste en la colección, decodificación y control de calidad de los datos observados.

Análisis objetivo: que, como se dijo previamente, consiste en la interpolación espacial de los datos a un retículo regular de puntos o bien consiste en la integración espacial sobre los datos para obtener los coeficientes de una representación espectral. En un sistema como éste el análisis generalmente es llevado a cabo en un instante fijo en el tiempo, preferiblemente en las horas sinópticas cuando la cantidad de datos disponibles es grande.

Inicializado: que consiste en un ajuste de los campos a un estado compatible con el modelo de pronóstico y en el cual se minimiza el crecimiento de los modos no meteorológicos de alta frecuencia.

Integración a corto plazo de un modelo de pronóstico: para obtener los campos preliminares para el siguiente ciclo.

El segundo objetivo de esta tesis fue implementar un sistema de asimilación de datos intermitente que utilizara algún modelo de pronóstico disponible en la región y que fuera adecuado a las disponibilidades computacionales existentes en el Servicio Meteorológico Nacional. Cabe destacar que un sistema de asimilación de datos como el planteado le permitiría al SMN inicializar modelos de pronóstico más complejos.

Uno de los aspectos más difíciles en un sistema de asimilación de datos es la evaluación de la calidad del esquema de análisis objetivo. Existe la necesidad de criterios que permitan evaluar en forma eficiente y sensible cambios en el esquema de análisis o bién simplemente diagnosticar si el esquema realiza una interpolación óptima de las observaciones disponibles.

Una prueba muy fuerte para evaluar la calidad de los análisis es a través de las verificaciones de los pronósticos resultantes. Pero realizarla consume mucho tiempo computacional y no permite identificar qué aspecto en particular del esquema de análisis funciona deficientemente. El grado de ajuste del análisis a las observaciones ha sido también ampliamente utilizado. Pero si bién permite detectar errores importantes del análisis no permite una corrección más en detalle del mismo.

En consecuencia el objetivo final de esta tesis fue desarrollar un sistema de verificación de la calidad del análisis que basado en nuevos criterios permita evaluar de una manera directa y objetiva el impacto que producen sobre el análisis cambios dentro del esquema y sin excesivo costo computacional. Esta metodología, que es comparada con la metodología de verificación desarrollada por Hollingsworth y Lonngberg (1989), por su desempeño (secciones 6 en adelante) constituye una contribución importante al campo del análisis objetivo.

Como se verá en la sección 2, es necesario que dentro del esquema de análisis se realice una correcta representación de las estructuras estadísticas de los errores de predicción. En consecuencia otro de los puntos importantes de esta tesis es el estudio de las covarianzas espaciales de los errores de predicción del geopotencial sobre la región sur de Sudamérica. Los resultados del mismo permitieron identificar ciertas características que presentan los errores de predicción sobre esta región y realizar entonces un mejor modelado de las mencionadas estructuras.

El contenido de la tesis está organizado de la siguiente manera: la base teórica de la interpolación optimal en la sección 2, el diseño del esquema de análisis para Sudamérica en la sección 3, una primera evaluación del desempeño del mismo en la sección 4, el desarrollo de las otras componentes del sistema de asimilación de datos, la comparación con otros sistemas y la verificación del pronóstico resultante en la sección 5, la descripción de la nueva metodología de verificación del análisis en la sección 6, su aplicación al sistema de asimilación de datos del NMC en la sección 7, el estudio de la estructura horizontal de las covarianzas espaciales de los errores de predicción en Sudamérica, su posterior modelado y la verificación del análisis resultante en la sección 8.

2. TEORIA DE LA INTERPOLACION OPTIMAL

La teoría de interpolación optimal (IO) es bien conocida y utilizada por los centros de pronóstico más importantes del mundo como el European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) y el National Meteorological Center (NMC). En esta metodología se utiliza como principal fuente de información para determinar los pesos de interpolación la experiencia pasada sobre el comportamiento de la atmósfera. La interpolación optimal es también llamada por varios autores (Lorenc (1981), Gustaffson (1984)) interpolación estadística dado que las fórmulas de interpolación dependen del conocimiento de los momentos estadísticos de primer y segundo orden. Sería optimal en un sentido lineal si las estadísticas fueran exactas pero por supuesto éste nunca es el caso.

2.1 Notación y método básico

Las técnicas estadísticas a utilizar son independientes de las variables observadas o interpoladas, en consecuencia la notación no diferencia explícitamente el tipo de variable ni su ubicación espacial. Sólo se definen subíndices que tienen un rango que cubre todas las variables observadas e interpoladas. Es decir A_k es algún valor analizado en un tiempo t de una variable meteorológica en un punto $\underline{k}$ de un retículo tridimensional de puntos y O_i es algún dato observado en una vecindad tridimensional del punto $\underline{k}$. La metodología será descripta sobre la base de lo desarrollado por Lorenc (1981).

Para todos los datos observados y analizados se asume la existencia de los correspondientes valores preliminares P_i, P_k, que en la mayoría de los sistemas operacionales consiste en un pronóstico a corto plazo. También se asume la existencia de los correspondientes valores "verdaderos" T_i, T_k. Se debe notar que T sería el valor real del estado atmósferico al cual le fueron removidas las escalas que no se desean analizar. Este es un concepto algo artificial pero debería ser pensado como la mejor aproximación del estado real que el sistema de asimilación puede llegar a alcanzar dada su resolución.

Los desvíos de los valores verdaderos son expresados como

$$a = A - T \tag{1a}$$

$$o = O - T \tag{1b}$$

$$p = P - T \tag{1c}$$

Los valores analizados, observados y pronosticados tienen un error E asociado que está definido como

$$E^a = \langle a^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \tag{1d}$$

$$E^o = \langle o^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \tag{1e}$$

$$E^p = \langle p^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \tag{1f}$$

donde el símbolo <> indica un promedio sobre un conjunto grande de realizaciones similares.

La base del método IO reside en que el desvío analizado de la predicción está dado por una combinación lineal de N desvíos observados con pesos W_i para cada observación $\underline{i}$

$$A_k - P_k = \sum_{i=1}^{N} W_{ki}(O_i - P_i) \tag{2}$$

Los pesos óptimos de interpolación se obtienen minimizando el error cuadrático de interpolación E^{a2}.

Substrayendo los valores verdaderos T_k de ambos lados de la ecuación (2) y luego, sumando y restando los valores verdaderos en los puntos de observación dentro de la sumatoria, se obtiene

$$a_k = p_k + \sum_{i=1}^{N} W_{ki} \ (o_i - p_i) \tag{3}$$

Es conveniente adimensionalizar las ecuaciones considerando los siguientes valores normalizados

$$\alpha = a/E^a \tag{4a}$$

$$\beta = o/E^o \tag{4b}$$

$$\pi = p/E^p \tag{4c}$$

$$\epsilon^o = E^o/E^p \tag{4d}$$

$$\epsilon^a = E^a/E^p \tag{4e}$$

$$w_{kj} = E^p_j/E^p_k \ W_{kj} \tag{4f}$$

Substituyendo (4) en (3) se obtiene

$$\alpha_k \epsilon_k^a = \pi_k + \sum_{i=1}^{N} w_{ki}(\beta_i \epsilon_i^o - \pi_i) \qquad (5)$$

El error de interpolación en (5) es luego elevado al cuadrado para obtener una expresión del error cuadrático de interpolación

$$(\alpha_k \epsilon_k^a)^2 = (\pi_k)^2 + 2 \sum_{i=1}^{N} w_{ki} \left[(\pi_k \beta_i)\epsilon_i^o - \pi_k \pi_i\right] +$$

$$+ \sum_{j=1}^{N} \{w_{kj}\beta_j \epsilon_j^o \sum_{i=1}^{N} w_{ki}\beta_i \epsilon_i^o - w_{kj}\pi_j \sum_{i=1}^{N} w_{ki}\beta_i \epsilon_i^o -$$

$$- w_{kj}\beta_j \epsilon_j^o \sum_{i=1}^{N} w_{ki}\pi_i + w_{kj}\pi_j \sum_{i=1}^{N} w_{ki}\pi_i\} \qquad (6)$$

Ahora se puede proceder a la derivación de la ecuación para los pesos "óptimos" que minimice E_k^a. Pero esta minimización sólo puede ser realizada en un sentido estadístico, es decir sobre un gran número de casos. Si se supone que cada una de las realizaciones tiene el mismo error estimado E, sería equivalente minimizar la varianza del error de interpolación normalizado. Para ello se obtienen los promedios de todos los términos de (6) (denotados con el símbolo < >). El lado izquierdo de la ecuación es en consecuencia el error cuadrático medio de interpolación normalizado.

$$\epsilon_k^{a2} = 1 + 2 \sum_{i=1}^{N} w_{ki}(<\pi_k \beta_i>\epsilon_i^o - <\pi_k \pi_i>) +$$

$$+ \sum_{j=1}^{N} w_{kj} \{ \sum_{i=1}^{N} w_{ki}(<\beta_j \beta_i>\epsilon_j^o \epsilon_i^o - <\pi_j \beta_i>\epsilon_i^o - \qquad (7)$$

$$- <\beta_j \pi_i>\epsilon_j^o + <\pi_j \pi_i>)\}$$

Asumiendo que los errores de pronóstico y los errores de observación son estadísticamente independientes ($<\pi\beta>=0$) se obtiene

$$\epsilon_k^{a2} = 1 - 2 \sum_{i=1}^{N} w_{ki} <\pi_k \pi_i> + \sum_{j=1}^{N} w_{kj} \{ \sum_{i=1}^{N} w_{ki} (<\pi_j \pi_i> +$$

$$+ <\beta_j \beta_i> \epsilon_j^o \epsilon_i^o) \} \qquad (8)$$

El mínimo de ϵ_k^{a2} con respecto a cada peso observacional se obtiene derivando (8) parcialmente con respecto a w_{kj} e igualando a cero. Esto lleva a un sistema lineal de N ecuaciones, una para cada observación. La ecuación correspondiente a la observación j tiene la forma

$$0 = - 2 <\pi_k \pi_j> + 2 \sum_{i=1}^{N} w_{ki} (<\pi_j \pi_i> + <\beta_j \beta_i> \epsilon_j^o \epsilon_i^o)$$

o bién

$$\sum_{i=1}^{N} (<\pi_j \pi_i> + \epsilon_j^o <\beta_j \beta_i> \epsilon_i^o) w_{ki} = <\pi_k \pi_i> \qquad (9)$$

Se destaca que el lado izquierdo del sistema lineal depende de las correlaciones de los errores de predicción y de las correlaciones de los errores de observación entre puntos de observación mientras que el lado derecho del sistema depende de las correlaciones de los errores de predicción entre los puntos de observación y los puntos de análisis. Cabe señalar que el designar a términos tales como $<\pi_i \pi_j>$ correlaciones o lo que es equivalente a términos tales como $<p_i p_j>$ covarianzas sería sólo cierto si $<p_i>$ son cero. Esto no es estrictamente necesario para la anterior derivación, pero si estas medias no son cero (2) no representaría la mejor ecuación de interpolación.

Si sólo una variable es analizada usando sólo una variable observada el análisis es llamado univariado. En este caso, las correlaciones $<\pi_i \pi_j>$ son consideradas como correlaciones entre la misma variable en diferentes puntos i y j. Cuando más de una variable observada está disponible y/o se requiere más de una variable analizada, el análisis tendría que realizarse varias veces con una variable a la vez. Pero si las correlaciones $<\pi_i \pi_j>$ pueden también involucrar a correlaciones cruzadas entre diferentes variables en i y en j, el análisis es llamado multivariado. En general este tipo de análisis es utilizado para las variables de la atmósfera libre como componentes del viento y altura geopotencial y se puede realizar debido a que la teoría de IO permite utilizar el conocimiento que se tiene de las relaciones físicas y estadísticas entre las diferentes variables;

de otra manera no tendría sentido analizarlas simultáneamente.

El sistema lineal (9) puede ser escrito en forma matricial

$$w_k^T M = P_k \qquad (10a)$$

donde M es la matriz de coeficientes para los pesos que involucra los puntos de observación y puede ser dividida en una matriz de de las correlaciones de los errores de prediccion y en una matriz de las correlaciones de los errores de observación. En el lado derecho, el vector P involucra los puntos de observación y los de análisis. Los pesos pueden obtenerse a través de la siguiente ecuación

$$w_k = M^{-1} P_k \qquad (10b)$$

Utilizando estas expresiones en (8) se obtiene el correspondiente mínimo del error cuadrático de interpolación

$$\epsilon_k^{a2} = \frac{E^{a2}}{E^{p2}} = 1 - w_k^T P_k = 1 - \sum_{i=1}^{N} w_i \langle \pi_k \pi_i \rangle \qquad (11)$$

Como se señaló anteriormente el error de interpolación es la diferencia entre el estado analizado y el mejor estado que se podría obtener del campo preliminar. En (11) se destaca que si el número de observaciones tiende a infinito este error tiende a cero. Esto no quiere decir que se ha determinado la atmósfera exactamente sino que se ha ajustado a la atmósfera en las escalas resueltas exactamente en un sentido cuadrático medio si todos esos casos son promediados y las estadísticas son las correctas para esa muestra.

2.2 Ejemplos de interpolación optimal y sus implicancias

A continuación se ilustran algunas características del dominio espacial de la IO a través de algunos ejemplos que involucran uno o más puntos que proporcionan observaciones para el análisis de un punto de retículo (Thiébaux (1987)). En ellos se utiliza un modelo de covarianza simple que asume las siguientes propiedades:

* La varianza de los errores de pronóstico (E^{p2}) es una constante en todas las posiciones. La función de correlación para los errores de pronóstico designada como $\mu(s)$ donde s es la separación entre dos posiciones es isotrópica, esto es independiente de la dirección de la separación.

* La varianza de los errores de observación (E^{o2}) es una constante independiente de la posición mientras que las correlaciones de los errores de observación son nulas en todas las posiciones.

Estas condiciones permiten escribir el sistema lineal para determinar los pesos (ec. 9) como

$$\begin{pmatrix} 1 + \epsilon^{o2} & \mu(s_{12}) & \cdots & \mu(s_{1N}) \\ \mu(s_{12}) & 1 + \epsilon^{o2} & \cdots & \mu(s_{2N}) \\ \cdot & & & \\ \cdot & & & \\ \mu(s_{1N}) & \mu(s_{2N}) & \cdots & 1 + \epsilon^{o2} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} w_1 \\ w_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ w_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mu(s_{k1}) \\ \mu(s_{k2}) \\ \cdot \\ \cdot \\ \mu(s_{kN}) \end{pmatrix} \qquad (12)$$

2.2.1 Interpolación de un solo punto

Considerando una sola observación, la solución del sistema (12) es simplemente

$$w_1 = \mu(s) \; / \; (1 + \epsilon^{o2})$$

En este caso $\mu(s)$ se comporta como una función generadora de pesos como en el método de correcciones sucesivas (Cresssman (1959), mientras que $(1 + \epsilon^{o2})^{-1}$ se comporta como un factor de escala. Pero en la IO este último factor depende de la proporción entre los errores de observación y predicción. Para un valor de separación s constante, la magnitud de w decrece como el contenido de error de la anomalía observada aumenta. En especial se observa que en el punto de la observación el valor analizado es $o/(1 + \epsilon^{o2})^{-1}$. Es decir que el valor analizado es siempre más pequeño que el correspondiente observado. La IO puede entonces ser descripta como un proceso de dos pasos. Primero un análisis en los puntos de observación que significa un filtrado de los datos. Luego una interpolación a los puntos de análisis de esos datos filtrados. Estos son los dos propósitos de la teoría de IO como los describe Gandin (1963).

2.2.2 Interpolación de dos puntos

Cuando dos puntos de observación contribuyen al análisis de un punto de retículo, la solución de la ec. (12) es

$$w_1 = \frac{\{(1 + \epsilon^{o2})\mu(s_{k1}) - \mu(s_{k2})\mu(s_{12})\}}{(1 + \epsilon^{o2}) - \mu^2(s_{12})}$$

$$w_2 = \frac{\{(1 + \epsilon^{o2})\mu(s_{k2}) - \mu(s_{k1})\mu(s_{12})\}}{(1 + \epsilon^{o2}) - \mu^2(s_{12})}$$

Si las observaciones están libres de errores y las separaciones entre el punto de retículo y los puntos de observación son iguales ($s_{k1} = s_{k2} = s_k$). Los pesos son iguales y se reducen a la forma

$$w = \frac{\mu(s_k)}{1 + \mu(s_{12})}$$

En el caso en que la separación entre los dos puntos de observación es la más grande que la condición $s_{k1} = s_{k2} = s_k$ permite ($s_{12} = 2s_k$) y cuando s_k es suficientemente grande tal que $\mu(2s_k) \approx 0$, los pesos que ambas observaciones reciben son aproximadamente iguales a $w \approx \mu(s_k)$. Es decir que cada observación recibe el mismo peso que hubiera recibido si fuera la única disponible. Por otra parte, en el caso en que ambas observaciones están muy cerca entre sí se obtiene $\mu(s_{12}) \approx 1$ y $w \approx \mu(s_k)/2$. Es decir que cada observación recibe aproximadamente la mitad del peso que recibiría si fuera la única considerada en la interpolación y los pesos óptimos promedian los incrementos observados que son medidas de los campos mismos. Esto representa un ventaja importante de la IO sobre las otras técnicas de interpolación basadas en esquemas de pesado empíricos como funciones de la distancia, dado que estas técnicas generalmente no tienen en cuenta la separación relativa entre los puntos de observación y sólo las separaciones individuales entre los puntos de retículo y de observación.

El ejemplo enterior puede facilmente ser extendido a casos mas realísticos donde $\epsilon^{o2} \neq 0$. Aquí la solución de la ec. (12) es

$$w_1 = w_2 = \frac{\mu(s_k)}{1 + \epsilon^{o2} + \mu(s_{12})}$$

El efecto del error en los incrementos observados es el de decrecer el peso dado a las observaciones como se mostró en el primer ejemplo, mientras que aumenta la influencia del campo preliminar en el análisis final.

3. DISEÑO DE UN ESQUEMA DE ANALISIS DE IO

Según Gustaffson (1981) el diseño de un esquema de interpolación optimal involucra las siguientes decisiones:

(a) Decisión sobre qué variables serán analizadas

(b) Decisión sobre qué variables observadas van a ser involucradas en la interpolación

(c) Modelado de las covarianzas de los errores de predicción

(d) Modelado de las covarianzas de los errores de observación

(e) Desarrollo de un algoritmo para la selección de los datos observados a utilizar en cada punto analizado

(f) Decisión sobre qué procedimiento numérico se utilizará para resolver el sistema lineal de ecuaciones (9)

En las secciones siguientes se describirá el esquema de análisis desarrollado y se discutirá ciertos problemas que surgen en la puesta en práctica de algunos de los elementos antes planteados.

3.1 Variables analizadas y observadas. Coordenadas utilizadas

En base a la metodología presentada se desarrolló un esquema que produce análisis de geopotencial y viento. En él se utilizan observaciones de geopotencial, viento y espesor en forma tridimensional y multivariada. Esta combinación de variables es ventajosa para el análisis multivariado ya que las mismas están directamente relacionadas entre sí a través de la relación geostrófica.

Las ecuaciones de análisis son derivadas asumiendo que todos los datos son procesados para dar desviaciones de las observaciones con respecto al campo preliminar, tanto para las componentes del viento como para los datos de geopotencial y espesor. Para obtener ésto, el campo preliminar es interpolado bilinealmente en la horizontal y si es necesario es interpolado o extrapolado en la vertical al nivel de la observación, si ésta no se encuentra sobre algún nivel de análisis. La interpolación vertical es lineal en el logaritmo de la presión para el viento e hidrostática para el caso del geopotencial.

La coordenada vertical utilizada en el análisis es la presión. Esto simplifica la especificación de las covarianzas de los errores de predicción y el procesamiento de los datos de altura, siendo reportados la mayoría de ellos en niveles standard de presión.

La organización del programa, el procedimiento de selección y control de calidad de los datos son independientes del retículo horizontal de análisis. En consecuencia este retículo puede ser facilmente adecuado al correspondiente retículo del modelo de pronóstico utilizado para la asimilación de datos.

3.2 Procedimiento de selección de los datos a utilizar en el análisis

Según Gustaffson (1981), la calidad del análisis dependerá en gran medida de qué valores observados son seleccionados para influir el análisis en el punto de retículo. La selección de la información influyente para un esquema de análisis tridimensional y multivariado es un punto dificultoso. Las cantidades observadas que pueden tener baja correlación con la variable analizada pueden ser de importancia debido a las altas correlaciones cruzadas con otras cantidades observadas.

En los sistemas operacionales actuales dos tipos de algoritmos de selección son frecuentemente utilizados:

(A) Seleccionar toda la información observada en un cierto volumen de análisis, invertir la gran matriz de covarianzas basada en estas observaciones y utilizar la matriz invertida para computar los valores analizados de todas las variables en la parte central del volumen para el cual las observaciones fueron seleccionadas. El ECMWF (Lorenc, 1981) utiliza este tipo de algoritmo.

(B) Realizar una selección local de la información influyente para cada punto de retículo y para cada nivel de análisis. El NMC (DiMego, 1988), el Servicio Meteorológico de Canada (Rutherford, 1977) y el Servicio Meteorológico de Suecia (Gustaffson, 1986), entre otros, utilizan este tipo de algoritmo.

Lorenc (1981) señala que el procedimiento (A) fue diseñado para realizar un uso eficiente de computadoras bajo procesamiento vectorial y presenta la ventaja de proporcionar información adicional de los gradientes en los datos. Pero este algoritmo también presenta la desventaja de necesitar una cuidadosa

especificación de las covarianzas de los errores, ya que con este algoritmo el análisis se torna más sensible a modificaciones en las mismas. El algoritmo (B) en cambio produce que el análisis no sea tan sensible a cambios en los modelos de las covarianzas y es bastante menos costoso computacionalmente.

Teniendo en cuenta las disponibilidades computacionales existentes en los centros de pronóstico numérico de la Argentina y en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la UBA y teniendo en cuenta además que al tiempo de esta etapa de desarrollo del esquema no se contaba con una estadística de los errores de pronóstico en la región que posibilitara una precisa determinación de las estructuras estadísticas de los mismos, se decidió diseñar un algoritmo del tipo (B) ya que la utilización de un procedimiento del tipo (A) sería practicamente imposible.

Previo a la descripción del algoritmo utilizado, sería conveniente describir los tipos de observaciones a utilizar en el análisis:

* Observaciones provenientes de sondeos verticales:

  - altura geopotencial y viento provenientes de radiosondeos.

  - espesores de geopotencial provenientes de mediciones de radianza con satélite, utilizados sólo sobre áreas oceánicas.

* Observaciones provenientes de mediciones en un solo nivel:

  - presión de superficie y viento provenientes de estaciones meteorológicas en superficie, de barcos y de boyas. Los datos de presión son convertidos a geopotencial sobre la superficie de 1000 hpa mientras que los vientos son asignados a la misma superficie.

  - vientos obtenidos del seguimiento de la nubosidad con satélite.

Como se indica en la figura (1), para cada punto de retículo, en cada uno de los niveles a analizar, se utilizan los datos provenientes de los sondeos verticales correspondientes a ese nivel. En el caso en que algún dato falte en algún nivel se selecciona el dato del nivel vertical más cercano del mismo sondeo. Las observaciones provenientes de mediciones en un sólo nivel pueden influir sobre todos los niveles a ser analizados.

El procedimiento de selección consta de dos etapas y esta basado en el desarrollado por DiMego (1988) en el NMC. En la primera etapa se seleccionan todos los datos que caen en un radio de 1500 km alrededor del punto a analizar. Con este conjunto de datos se calculan las autocorrelaciones de los errores de predicción (ec. (13)) para el geopotencial entre los puntos de observación y el punto de análisis. Los N datos con mayor correlación son seleccionados. De los N datos seleccionados se exige que ND1 correspondan a observaciones provenientes de sondeos verticales y las ND2 restantes a observaciones provenientes de mediciones en un solo nivel. Asimismo se fija que ND1 sea mayor que ND2. El hecho que observaciones de un mismo sondeo tiendan a ser seleccionadas en cada nivel a analizar mejora la consistencia vertical del análisis ya que permite que el acople vertical sea dado por los datos mismos y menos fuertemente por la condición de separación horizontal/vertical sobre la covarianza de los errores de predicción (ec. (12)). Asimismo impide que todos los datos seleccionados correspondan a datos provenientes de un solo nivel. Por otra parte el límite de ND1 asegura que el análisis no sea monopolizado por datos que se encuentren coincidentemente cercanos al punto de análisis en cada nivel. Se decidió considerar un valor de N=15 con ND1=10 y ND2=5, ya que valores mayores de los mismos producen que el análisis sea más costoso computacionalmente y como se mencionó anteriormente más sensible a los modelos de covarianzas utilizados.

3.3. Estadística de los errores de predicción

Según Lorenc (1981), es vital para el método de interpolación optimal la especificación de estimaciones razonables para los errores de predicción E_k^p y para las correlaciones de los errores de predicción $\langle \pi_i \pi_j \rangle$ sobre todas las posiciones horizontales, todos los niveles y para todas las variables utilizadas.

Según Gustaffson (1981), la estructura de los errores de pronóstico numérico en una cierta posición espacial y en un cierto tiempo es función de varios factores:

* La incerteza de los datos iniciales

* La predictabilidad del estado real de la atmósfera

* Las limitaciones físicas y numéricas del modelo de pronóstico.

Si bién las covarianzas pueden ser directamente evaluadas a

través de su computación en posiciones espaciales donde las observaciones son medidas rutinariamente, sería imposible computarlas en aquellos puntos donde no se dispone de observaciones, en especial en los mismos puntos de retículo. Tampoco sería posible evaluarlas para algunos tipos de observaciones provientes de plataformas de observación transientes como por ejemplo: aviones, barcos, boyas a la deriva, satélites, etc. para los cuales no existen archivos de datos en posiciones fijas.

En la práctica esto se ha solucionado modelando las estructuras estadísticas en base a covarianzas calculadas de datos archivados de una red de estaciones de observación meteorológica que proporcionan reportes rutinarios.

Para simplificar la construcción de estos modelos es necesario realizar una serie de suposiciones. En general se supone que las correlaciones entre dos variables escalares, no necesariamente del mismo tipo, pueden ser expresadas como el producto de correlaciones horizontales (F) y verticales (V)

$$\langle \pi_{im}\, \pi_{jl} \rangle = E^{p}_{im}\, E^{p}_{jl}\, V_{ml}\, F_{ij}$$

donde i y j indican posiciones horizontales y m y l indican niveles verticales. Esta suposición es utilizada en todos los esquemas de interpolación optimal tridimensional que existen en forma operativa. Según Gustaffson (1981) esta suposición fue introducida principalmente por conveniencias computacionales y basándose en el conocimiento sobre las características medias de los errores de predicción. Mitchell (1990) realizó una serie de chequeos utilizando las correlaciones verticales de los errores de observación entre espesores de geopotencial adyancentes que indican que este procedimiento de separación de las estructuras horizontales y verticales de los errores funciona razonablemente. Fisicamente significaría que las estructuras de los errores de pronóstico no presentan inclinaciones en la vertical.

3.3.1 Modelado de las autocovarianzas del geopotencial

Para modelar las autocorrelaciones horizontales de los errores de predicción para el geopotencial generalmente se asume que ellas presentan localmente condiciones de homogeneidad e isotropía. Es decir que las correlaciones pueden ser representadas por funciones que solo dependan de la separación espacial entre dos puntos geográficos. Cabe destacar que se debe ser cuidadoso en la selección de estas funciones matemáticas, especialmente cuando las correlaciones del viento son derivadas de las funciones de correlación del geopotencial. Estas funciones deberían ser tal que ellas siempre produzcan matrices de

correlación definidas positivas, condición que puede ser asegurada si ellas presentan un espectro de potencia positivo.

Siguiendo, entre otros, a Lorenc (1981), DiMego (1988), Rutherford (1977) para modelar las correlaciones para el geopotencial se consideró una función exponencial cuadrática negativa, conocida generalmente con el nombre de gaussiana

$$F_{\phi ij} = e^{-1/2(r/s)2} \qquad (13)$$

donde r es la distancia horizontal entre los puntos i y j y s es la escala horizontal característica de la correlación horizontal.

Dado que el análisis se realiza sobre un conjunto predefinido de niveles de presión, las correlaciones verticales V_{kl} pueden ser especificadas como una matriz de correlaciones entre esos niveles.

Debido a que al momento de determinar los parámetros de las funciones de covarianza no existía en la región suficiente información acumulada de errores de pronóstico en varios niveles de la vertical que permitiera obtener estimaciones de los mismos, en esta primera etapa fué necesario utilizar valores publicados para otros esquemas de análisis. En las correlaciones horizontales del error de predicción para el geopotencial se consideró s=400km, valor utilizado por DiMego (1988) en el esquema de análisis regional del NMC. Para determinar las correlaciones verticales y las desviaciones standard de los errores de pronóstico del geopotencial, se utilizaron los valores calculados por Hollet (1975) (tabla 1) y utilizados por Rutherford (1976) en el análisis regional del Centro de Meteorología de Canadá y por Lorenc et al.(1980) en las primeras versiones del análisis global del ECMWF.

	1000	850	700	500	300	200
1000	319					
850	230	292				
700	191	300	363			
500	167	263	365	544		
300	106	193	311	586	1070	
200	33	104	206	437	931	2026

Tabla 1: Covarianzas verticales de los errores de pronóstico del geopotencial (m^2).

3.3.2 Modelado de las autocovarianzas del viento

Una técnica similar a la planteada en la sección anterior podría ser utilizada para modelar las correlaciones de los errores de predicción observados para el viento. Aunque, Gustaffson (1981) ha señalado que en este caso los errores de predicción presentan una estructura más compleja y no cumplen con condiciones de isotropía, por ejemplo. La aproximación más usual es obtener las correlaciones para los errores de predicción del viento a partir de las correspondientes al geopotencial.

Las covarianzas horizontales del viento pueden ser derivadas mediante la diferenciación de las covarianzas de la función corriente ( ) y de la velocidad potencial (X) utilizando el teorema de Helmholtz

$$V = \nabla X + k \times \nabla \psi \qquad (14)$$

Dado que, según Lorenc (1981) las covarianzas de la velocidad potencial son de un orden de magnitud menor que las correspondientes a la función corriente se asume que las mismas son despreciables.

Aunque la función corriente no es nunca usada directamente en el análisis es conveniente definir sus covarianzas de los errores de predicción para poder luego modelar las correspondientes al viento. Se asume un modelo similar al correspondiente al geopotencial, es decir

$$\langle p_{\psi ik} p_{\psi jl} \rangle = E^{p}_{\psi ik} \; E^{p}_{\psi jl} \; V_{\psi kl} \; F_{\psi ij} \qquad (15a)$$

donde

$$E^{p}_{\psi ik} = (1/f) \; E^{p}_{\phi ik} \qquad (15b)$$

$$V_{\psi kl} = V_{\phi kl} \qquad (15c)$$

$$F_{\psi ij} = F_{\phi ij} \qquad (15d)$$

Según Buell (1972), para facilitar la derivación de las covarianzas del viento es conveniente transformar las componentes u y v del mismo en componentes longitudinales (ul) y transversales (ut) tal que ul es la componente en la dirección i->j mientras que ut es perpendicular a ella. Ignorando las derivadas horizontales de E^{p} y asumiendo que F_{ij} es isotrópica se obtiene

$$\langle p_{utik} p_{\psi jl} \rangle = E^{p}_{\psi ik} \; E^{p}_{\psi jl} \; V_{\psi kl} \; \frac{\partial}{\partial r_{ij}} \; F_{\psi ij} \qquad (16a)$$

$$\langle p_{\psi ik} p_{utjl} \rangle = - \; E^{p}_{\psi ik} \; E^{p}_{\psi jl} \; V_{\psi kl} \; \frac{\partial}{\partial r_{ij}} \; F_{\psi ij} \qquad (16b)$$

$$\langle p_{ulik} p_{\psi jl} \rangle = 0 \qquad (16c)$$

$$\langle p_{\psi ik} p_{uljl} \rangle = 0 \qquad (16d)$$

$$\langle p_{utik} p_{utjl} \rangle = - \; E^{p}_{\psi ik} \; E^{p}_{\psi jl} \; V_{\psi kl} \; \left(\frac{\partial}{\partial r_{ij}}\right)^2 \; F_{\psi ij} \qquad (16e)$$

$$\langle p_{utik} p_{utjl} \rangle = - \; E^{p}_{\psi ik} \; E^{p}_{\psi jl} \; V_{\psi kl} \; \frac{1}{r_{ij}} \; \frac{\partial}{\partial r_{ij}} \; F_{ij} \qquad (16f)$$

$$\langle p_{ulik} p_{utjl} \rangle = \langle p_{utik} p_{uljl} \rangle = 0 \qquad (16g)$$

Se observa que las covarianzas cruzadas entre las componentes del viento, como así tambien entre la componente longitudinal y la función corriente, son cero por las condiciones de isotropía supuestas. Estas covarianzas son luego transformadas a las covarianzas en el sistema original a través de las siguientes relaciones

$$\langle p_{uik} p_{ujl} \rangle = \langle p_{ulik} p_{uljl} \rangle \cos^2\theta + \langle p_{utik} p_{utjl} \rangle \operatorname{sen}^2\theta \qquad (17a)$$

$$\langle p_{vik} p_{vjl} \rangle = \langle p_{ulik} p_{uljl} \rangle \operatorname{sen}^2\theta + \langle p_{utik} p_{utjl} \rangle \cos^2\theta \qquad (17b)$$

$$\langle p_{uik} p_{vjl} \rangle = \langle p_{vik} p_{ujl} \rangle = (\langle p_{ulik} p_{uljl} \rangle - \langle p_{utik} p_{utjl} \rangle) \cdot \cos\theta \operatorname{sen}\theta \qquad (17c)$$

$$\langle p_{uik} p_{\psi jl} \rangle = - \langle p_{\psi ik} p_{ujl} \rangle = - \langle p_{utik} p_{\psi jl} \rangle \operatorname{sen}\theta \qquad (17d)$$

$$\langle p_{vik} p_{\psi jl} \rangle = - \langle p_{\psi ik} p_{vjl} \rangle = \langle p_{utik} p_{\psi jl} \rangle \cos\theta \qquad (17e)$$

De las componentes del vector r_{ij} calculadas de las coordenadas en latitud y longitud se obtienen los senos y cosenos de las orientaciones locales. Estos son luego utilizados en (17) para trasformar las covarianzas (16) en covarianzas para las componentes del viento utilizadas en el análisis. Este proceso de dos pasos para computar las covarianzas evita la necesidad de derivar la ecuaciones en coordenadas cartesianas donde aparecerían expresiones mucho más complicadas sin los términos cero que aparecen en (16).

Se observa que todas las covarianzas en (17) dependen fuer-

temente de la orientación de la línea que une i-->j.

Finalmente la función de correlación cruzada entre las componentes del viento y el geopotencial, siguiendo a Lorenc (1981) fue modelada como el producto entre la función de correlación entre las componentes del viento y la función corriente, y una función de correlación entre el geopotencial y la función corriente dada por

$$<p_{\phi ik} p_{\psi jl}>) = \mu \qquad (18)$$

μ está directamente ligada al geostrofismo, si μ=1 los errores del geopotencial y del viento están en equilibrio geostrófico, mientras que si μ=0 serían completamente independientes entre sí. En el esquema de análisis propuesto se supone que

$$\begin{aligned} \mu &= 0.95 && \text{latitud} < -30°S \\ \mu &= 0.95\sin(\pi \text{latitud}/60.) && \text{latitud} > -30°S \end{aligned} \qquad (19)$$

Siguiendo a DiMego (1988), μ=0.5 sobre 1000 hpa de manera de desacoplar los errores de geopotencial y de viento cerca de superficie.

3.3.3. Modelado de las covarianzas de los errores de observación

Si bien las covarianzas de los errores de observación tienen un impacto menor sobre la estructura de los desvíos analizados, a través de su determinación es posible describir las propiedades de cada sistema de observación de manera que las observaciones reciban los pesos adecuados en la interpolación.

Según Lorenc (1981), el error de observación E^o, definido en (1e), representa el desvío con respecto al valor que se desea analizar. En consecuencia este error no solo es el error puramente observacional sino que además contiene las contribuciones de las variaciones de las escalas temporales y espaciales más pequeñas que las que se analizan.

Existen dos fuentes de correlación de error de observación: a) los movimientos de pequeña escala que son considerados error y b) las características del instrumental o del método de procesamiento de los datos utilizado para cada tipo de observación. Mientras que la primer forma de correlación es sólo significativa entre observaciones muy cercanas entre sí, la segunda necesita ser especificada para cada sistema de observación. Generalmente se supone que los errores de observación provenientes de diferentes sistemas no están cor-

relacionados entre sí. Lo mismo se supone entre los errores de medición de diferentes variables. En cambios se asume que presentan correlaciones significativas observaciones pertenecientes a una secuencia temporal realizada con el mismo intrumento. Tal es el caso de las correlaciones que existen entre las observaciones de dos niveles adyacentes de un mismo radiosondeo debidas a la acumulación de errores hidrostáticos. En el caso de los datos espesor de satélite las correlaciones horizontales existentes entre los mismos se deben principalmente al método de inversión de los datos. Particularmente en el esquema de análisis propuesto sólo se utiliza la información de un sólo nivel de cada radiosondeo por vez, en consecuencia sólo se determinó las correlaciones horizontales para los espesores. Siguiendo a Pailleux (1986) se considera la siguiente expresión para las correlaciones de los errores de observación entre dos datos de espesor separados una distancia r

$$\langle \beta_i \beta_j \rangle = 0.8\ e^{-r^2/2a}$$

a=350 km

Para el resto de los tipos de observación utilizados se supone que los errores de observación son aleatorios y estadísticamente independientes. Los valores de los errores de observación considerados en el esquema de análisis para los diferentes tipos de observación se observan en la tabla 2.

	1000	850	700	500	300	200
radiosondeos						
ϕ (m)	6	7.8	9.3	13.1	21.1	33.9
viento (m/s)	2	2	2.5	2.5	2.5	3.5
satélites						
ϕ (m)		15	15	20	30	40
viento (m/s)						
superficie	3					
satélite		3			3	

Tabla 2: Errores de observación de las diferentes fuentes de medición consideradas

3.4 Formas de inclusión de las observaciones de espesor en el análisis

Para el análisis sobre las zonas oceánicas es de importancia fundamental la información proporcionada por los datos de espesor

de geopotencial provenientes de los sondeos de temperaturas que proporcionan los satélites meteorológicos. En la actualidad existen dos formas de considerar estas observaciones en los diferentes esquemas de análisis:

(A) En el esquema propuesto por Lorenc (1981) en el ECMWF, el espesor es una de las variables del análisis multivariado y es definida como la altura geopotencial sobre el siguiente nivel vertical hacia abajo

$$P_{\Delta\phi ik} = P_{\phi ik} - P_{\phi ik-1} \qquad (20)$$

Esto es suficiente para definir todas las covarianzas del espesor en términos de las correspondientes covarianzas del geopotencial

$$\langle P_{\Delta\phi ik} P_{(\ )} \rangle = \langle P_{\phi ik} P_{(\ )} \rangle - \langle P_{\phi ik-1} P_{(\ )} \rangle \qquad (21)$$

(B) En el esquema de análisis propuesto por DiMego (1988), el espesor no es considerado como una variable. El primer proceso del esquema es generar un análisis del geopotencial de 1000 hpa en forma univariada. Este análisis es luego interpolado a las posiciones de las observaciones de espesor y sumado a las mismas. Estos nuevos datos de geopotencial son luego utilizados en el análisis de cada nivel aunque manteniendo su caracter de espesores para la determinación de las covarianzas de los errores de observación.

En las simulaciones descriptas en las secciones siguientes se compararán y discutirán ambas posibilidades con el fin de tomar la decisión sobre la manera de incluir tales datos en el esquema propuesto en esta tesis.

4. SIMULACION NUMERICA DEL ANALISIS

Con el fin de testear el esquema de análisis desarrollado y evaluar su sensibilidad a modificaciones en las suposiciones realizadas en el mismo, se diseño un experimento numérico para simular el análisis del geopotencial en dos niveles verticales de la atmósfera.

Considerando los campos pronosticados a 24 horas por el ECMWF para el día 2 de junio de 1986 a las 12 UTC para los niveles de 1000 y 500 hpa (fig. 2), se supuso que estos campos representaban en forma precisa el estado de la atmósfera en ese instante. Los conjuntos de datos a utilizar en el análisis fueron construidos a través de una selección al azar entre los valores pronosticados en puntos de retículo (fig. 3). Con estos conjuntos de datos se obtuvieron los campos analizados para los dos niveles considerados y la bondad de los mismos fue evaluada a través del cálculo de los errores cuadráticos medios (ECM) entre los campos del ECMWF y los correspondientes analizados por el esquema propuesto.

El análisis se realizó sobre un retículo (φ, λ) de 19 X 11 puntos equiespaciados cada 5° entre las latitudes de 70°S y 20°S y entre las longitudes de 90°W y 0°W, retículo idéntico al que define los campos pronosticados. Se consideraron campos climatológicos como campos preliminares.

Una simulación como la presentada permite modificar la cantidad y tipo de datos utilizados en el análisis y en consecuencia evaluar el efecto de estas modificaciones sobre el mismo. Para ello se contruyeron dos tipos diferentes de conjuntos de datos con el 75, 50 y 25% de los datos pronosticados . Aquellos conjuntos construidos sólo con datos de geopotencial y viento simulados de radiosondeos fueron llamados S1. Mientras que aquellos conjuntos que contienen datos simulados de diferentes fuentes de medición y en una proporción equivalente a la que cada fuente presenta sobre la region argentina fueron llamados S2. Del total de cada conjunto S2 se supuso un 6% de los datos provenientes de radiosondeos, un 47% de datos de espesores de geopotencial, un 36% de observaciones de presión y viento provenientes de supuestas estaciones meteorológicas en superficie y el 11% restante a vientos supuestamente calculados del seguimiento de las masas nubosas en forma satelital.

En el esquema de análisis considerado posteriormente como esquema control se consideró a los espesores de geopotencial como lo plantea el punto (A) de la sección 3.4, es decir como una variable más del análisis multivariado. Así mismo se consideró

para la escala horizontal característica de la correlación de los errores del campo preliminar un valor s=500km.

Con el fin de poder evaluar la sensibilidad del análisis frente a variaciones en las correlaciones verticales de los errores del campo preliminar se utilizó para modelarlas una función dada por

$$V_{\phi kl} = \frac{1}{1+ k_p \ln^2(p_k/p_l)} \qquad (22)$$

considerando $k_p = 5$ (Dey y Morone (1985)).

En la figura (3) se muestra el campo analizado para 500 hpa utilizando un conjunto de datos S1 con una densidad del 25% de los puntos correspondiente a la red más rala. En lineas generales se observa un buen ajuste del análisis a los datos, siendo mejor el mismo en las zonas donde se agrupan más datos. Esto indica que cuando la densidad de datos es comparable a la densidad de puntos de retículo, la influencia del campo preliminar es mínima. En cambio en las regiones con pocos datos o bien datos solitarios el ajuste del análisis a los mismos no es tan bueno ya que el análisis tiene mayor influencia del campo preliminar. Este resultado permite señalar cuan indispensable es el uso de un pronóstico como campo preliminar para propagar información en zonas carentes de datos como así tambien en zonas ralas en datos para que las mismas tengan mayor impacto en el análisis. Esta figura también permite visualizar como las discontinuidades en la densidad de los datos pueden generar en el análisis falsas ondas cortas como es el caso de la pequeña vaguada que se observa al norte de la segunda vaguada principal y que no se observa en los campos del ECMWF.

Los siguientes análisis se realizaron con conjuntos de datos S2. En la tabla 3 se muestran los ECM para ambos tipos de simulaciones.

	75%	50%	25%
S1	26.4	28.8	39.3
S2	27.8	49.1	69.6

TABLA 3: ECM (m) de los campos analizados con conjuntos de datos tipo S1 y S2 en 500 hpa. s=500km

En ella se puede observar como se deteriora la calidad del análisis cuando los datos de radiosondeos son reemplazados por observaciones de menor calidad. Asi mismo se observa que la diferencia entre ambos ECM aumenta a medida que disminuye la densidad de datos utilizados. En la figura (4) se pueden observar que los campos analizados para 1000 y 500 hpa con el conjunto S2 más denso en datos presentan un buen ajuste a los datos y representan en forma satisfactoria a los campos supuestos reales. En cambio en la figura (5) que muestra el análisis para 500 hpa y 1000 hpa para el caso de la densidad más baja de datos (25%) se observa un marcado deterioro del análisis en las zonas donde no hay observaciones de radiosondeos. Así mismo se destaca en 500 hpa cuán malo es el ajuste en las zonas donde hay datos de espesor e inclusive en aquellas zonas donde los espesores se encuentran relativamente agrupados. Si bien el campo preliminar climatológico no aporta información considerable al análisis, estos resultados estarían señalando que no se está incluyendo correctamente a los espesores. En consecuencia se estudió en detalle cuáles eran las diferencias entre las dos formas de incluir los espesores en el análisis que fueran planteadas en la sección 3.4.

De la ecuación (21) se observa que al considerar al espesor como una variable mas en el análisis multivariado este recibiría un valor de correlación menor con cualquier punto que si en su posición se considerara un dato de geopotencial como lo plantea la forma (B) de la sección 3.4. Esto se puede ver obteniendo el valor de correlación entre un dato de espesor entre 1000 y 500 hpa y un dato de geopotencial en 500 hpa. De la ecuación (21) se obtiene

$$\langle p_{\Delta\phi i500/1000} p_{\phi j500} \rangle = \langle p_{\phi i500} p_{\phi j500} \rangle - \langle p_{\phi i1000} p_{\phi j500} \rangle \quad (23)$$

En la estrategia B, se desprecian los errores del análisis en 1000 hpa, así que el segundo término es cero. Se observa que el valor que se obtiene de la ecuación (23) sería aún menor si se considerara el espesor con el nivel adyacente inferior como lo plantea Lorenc (1981). Pero hay que destacar que la forma de incluir a los espesores no es independiente del proceso de selección de los datos a utilizar en el análisis de cada punto de retículo. Si bién la metodología (A) implica una disminución del valor de correlación que el dato recibiría, si se la combina considerando todas los datos que caen en un volumen tridimensional en el análisis de cada punto (punto (A) de la sección 3.2), varios niveles del mismo sondeo de espesores se utilizarían simultáneamente lo que aumentaría el impacto que ellos producen sobre el análisis. En cambio si se utiliza en el análisis para cada punto de retículo un número limitado de datos y además, como lo plantea la sección (3.2), un sólo dato de espesor de cada

sondeo por vez, sería conveniente incluir a los espesores transformados en datos de geopotencial para que puedan tener un mayor impacto en el análisis.

En base a las conclusiones anteriores se realizaron una serie de simulaciones transformando cada dato de espesor en dato de geopotencial sumándole al primero el valor interpolado del campo analizado de 1000 hpa.

	75%	50%	25%
a)	27.8	49.1	69.6
b)	25.2	44.8	62.7

TABLA 4: ECM (m) de los campos analizados con conjuntos de datos tipo S2 s=500km. a) espesores como variable. b)espesores convertidos a geopotencial

En la figura (6) se observa que en la nueva simulación el campo analizado representa mejor la ubicación e intensidad de las dos vaguadas principales aunque como era de esperar el análisis no es tan bueno como en el caso de utilizar sólo observaciones de radiosondeos (figura (3)). En la tabla 4 se puede ver también como han disminuido los ECM correspondientes a las simulaciones donde los espesores son convertidos a datos de geopotencial

Con el fin de estudiar la sensibilidad del análisis frente a variaciones de la escala horizontal característica "s" de la función de correlación de los errores del geopotencial (ec. (13)) se realizó una serie de simulaciones para tres valores diferentes de s (figura (7)).

	500 hpa			1000 hpa		
	75%	50%	25%	75%	50%	25%
s=410km	36.2	62.1	78.5	26.	42.	44.1
s=500km	27.8	49.1	69.6	21.4	37.3	41.2
s=645km	51.	52.1	77.2	38.7	41.1	45.2

TABLA 5:ECM de los campos analizados con conjunto tipo S2 para diferentes valores de s

Se observa que el ECM menor corresponde al caso de s = 500km (tabla 5). Con un valor de s menor, es decir con una función de correlación que decae más rapidamente el análisis se estaría ajustando demasiado a los datos mientras aumentan los errores del análisis en las zonas de interpolación y extrapolación de los datos. En este caso este efecto se vé amplificado debido a que la distancia promedio entre observaciones es de 1000 km y a esa distancia la correlación es casi cero. Esto produce que los datos cercanos al punto de retículo a analizar reciban mucho peso mientras que los más próximos reciban un peso despreciable. En el caso de considerar un valor de s=645 km (utilizado por Gustaffson (1986)) con el cual la función de correlación decae muy lentamente los ECM también son mayores que en el caso control debido a que los pesos que reciben los datos son muy parecidos entre sí y en consecuencia el análisis resultante realizaría aproximadamente un promedio entre los datos que se encuentran en la proximidad del punto de retículo.

Variando la forma de decaimiento con la presión de la función de correlación vertical (ec. (22), figura (8)) se obtuvo que para un valor de k_p mayor que el control los ECM son mayores (tabla 6). Al considerar un valor de k_p=9 la función de correlación decae más rapidamente con la vertical y esto produce que los datos de 1000 hpa considerados en el análisis de 500 hpa reciban un peso menor. Con este resultado se destaca cuán útil es la información proveniente de otros niveles en el análisis.

	75%	50%	25%
k_p=5	27.8	49.1	69.6
k_p=9	31.2	53.8	71.8

TABLA 6:ECM de los campos analizados con diferentes valores de kp con conjunto tipo S2 en 500 hpa. s=500km

Si se diminuye el cociente entre los errores de observación y los errores del campo preliminar ϵ^o el ajuste del análisis a los datos mejoraría. Para ver esto se consideró un conjunto de valores del error del campo preliminar mayores que en el caso control (tabla 7) y manteniendo iguales los errores de observación.

	1000 hpa	500 hpa
a)	17.8	24.
b)	25.4	33.5

TABLA 7: Errores de pronóstico según a) Hollet (1975) b) DiMego (1988)

En la figura (9) se observa los análisis de 500 hpa para los dos conjuntos de errores en el caso de utilizar la red más densa de datos. Según la tabla 8, se observa que si bién con valores de ϵ^o menores aumenta el ajuste del análisis a los datos se produce más error en las zonas carentes de datos o bien donde los mismos son extrapolados

	75%	50%	25%
a)	27.8	49.1	69.6
b)	31.2	53.8	71.8

TABLA 8:ECM de los campos analizados con conjunto tipo S2 en 500 hpa con a) errores según Hollet b) errores según DiMego

Estas simulaciones han mostrado que el esquema de análisis propuesto funciona en forma satisfactoria. Además las mismas permitieron visualizar el grado de deterioro que puede sufrir el análisis cuando la información observacional no es suficiente. Estas experiencias también indicaron muy fuertemente cuán importante es una correcta determinación de las estructuras estadísticas de los errores de pronóstico y de observación como así también del procedimiento de selección de los datos.

5. DESARROLLO DE UN SISTEMA DE ASIMILACION DE DATOS INTERMITENTE

El término análisis objetivo se refiere exclusivamente a la tarea de interpolación espacial y en los centros operativos de pronóstico forma parte de un sistema de asimilación de datos. Según Kanamitsu (1989), los sistemas basados en el método IO presentan múltiples ventajas al producir condiciones iniciales para modelos de pronóstico debido a que:

* Está claramente demostrado que un modelo de pronóstico es el que proporciona el campo preliminar más preciso para el análisis objetivo. Este es un punto crucial en regiones ralas de datos en tiempo y espacio.

* El uso del pronóstico como campo preliminar combinado con la interpolación optimal multivariada asegura un balance entre los campos de masa y viento.

* La interpolación optimal proporciona una rigurosa estructura estadística para tratar una base de datos observados tan heterogénea.

* La característica multivariada de IO permite que una variable del modelo sea actualizada por las observaciones de otras variables, por ejemplo el viento actualizado por las observaciones de temperatura y viceversa.

* El uso del pronóstico como campo preliminar del análisis permite una retroalimentación del pronóstico, por ejemplo un buen pronóstico permite un buen análisis y en consecuencia un buen pronóstico.

En consecuencia en esta etapa del trabajo se desarrolló un sistema de asimilación de datos intermitente (SADI) del cual forma parte el esquema de análisis objetivo descripto anteriormente. SADI utiliza un ciclo de asimilación de 24 horas, es decir el análisis objetivo se realiza cada 24 horas a las 12 UTC, usando el pronóstico a 24 horas como campo preliminar. Hay que remarcar que es un ciclo muy largo y esto se debe en parte a que en la región sur de Sudamérica se cuenta con la mayoría de los radiosondeos solo a las 12 UTC. Otra de las razones es que hasta el momento ésta es la manera de trabajar de los centros de pronóstico numérico operativos en la Argentina (SMN y SMARA), que son los que proporcionan los datos para estas experiencias. Actualmente SADI se encuentra instalado en forma semi-operativa en ambos centros operativos y una de las mejoras necesarias será en consecuencia la de acortar el ciclo a 12 horas. Cabe destacar que en los centros de pronósticos más importantes del mundo, el ciclo

es de 6 horas.

SADI consta de tres componentes principales: Proceso de pre-análisis, análisis objetivo, integración del modelo de pronóstico. En las secciones 5.1 y 5.2 se describen la primera y la tercera componente del sistema (la segunda componente fue descripta en la sección 3) mientras que en la sección 5.3 se presenta una primera verificación del SADI en la región.

5.1 Proceso de Pre-Análisis

La función básica de este proceso es la de construir la base de datos para el análisis. Esto implica combinar datos de distintas fuentes y seleccionar la información requerida en el análisis. Luego que los datos fueron colectados y decodificados, se verifica que los mismos caigan dentro del retículo utilizado y se desechan los datos de espesor que caen sobre el continente.

El control de calidad de los datos se realiza en dos etapas. En la primera se realiza un control "grueso" de la magnitud de la correción observada es decir de la diferencia entre el valor observado y el campo pronosticado. En la segunda etapa se realiza un chequeo de consistencia que compara entre sí las correcciones correspondientes a observaciones vecinas. Este chequeo es una forma poco costosa de detectar correcciones cuya inclusión en el análisis sería perjudicial.

Durante el control grueso se computan las correcciones observadas y se desechan aquellas que sobrepasen un valor límite que es función de los errores de pronóstico y de la latitud.

Antes de realizar el análisis, todas las correlaciones observadas que pasaron el control grueso son chequeadas para lograr una consistencia interna entre las mismas. Este chequeo está basado en el desarrollado por DiMego (1988) para el sistema de asimilación de datos del NMC y al que denominó "buddy check". En este control, todas las observaciones son agrupadas por zonas de 1500 km de extensión. Dentro de cada zona que tenga más de tres observaciones, se computa para cada par de ellas correspondientes a una misma variable y provenientes de una misma fuente la siguiente expresión

$$|(O_i-P_i) - (O_j-P_j)| < |a - b\, m_{ij}|E^p \qquad (24)$$

donde a y b son constantes a las que DiMego (1988) asigna valores de 3.5 y 2.5 respectivamente. Se observa que si dos observaciones se encuentran alejadas tendrán baja correlación y la cota será grande con un valor máximo cuando $m_{ij} = 0$ de 3.5 veces la

desviación standard del error de pronóstico. En cambio, cuando dos observaciones se encuentran muy cercanas entre sí, estarán altamente correlacionadas y se espera que las correcciones acuerden dentro de por lo menos una desviación standard. Para cada observación se registra si esta condición fue satisfecha o no. Todas las observaciones que tienen más de tres marcas porque la condición fue satisfecha son retenidas. Luego se desecha la observación que tenga más de dos marcas porque la condición no fue satisfecha. Se repite todo el procedimiento hasta que en la zona no queden observaciones con más de dos de esas marcas.

A través de un control de calidad de este tipo se le exige a las observaciones que tengan una cierta consistencia entre ellas pero se corre el riesgo de desechar observaciones solitarias que, por ejemplo sobre zonas oceánicas podrían ser la única información sobre algún fenómeno meteorológico. Hasta el momento esto se ha solucionado excluyendo de antemano este tipo de observaciones del "buddy check".

Finalizados los controles de calidad, se chequea si datos de una misma variable y un mismo tipo de observación se encuentran entre sí a una distancia menor o igual a 1° de latitud, 1.2° de longitud y 12.5 hpa en la vertical. En este caso, se construye una "super-observación" como un promedio lineal de la posición y el valor observado. De esta manera se reduce el efecto de las grandes correlaciones entre observaciones posicionadas muy cerca, que es el de reducir la información efectiva que éstas contienen y en consecuencia el peso determinado que cada una recibe para analizar un punto de retículo.

5.2 Modelo de Pronóstico

En el SADI se utiliza un modelo baroclínico filtrado desarrollado en el Servicio Meteorológico de Nueva Zelandia por Trenberth (1973) y adaptado a la región sur de Sudamérica por Possía et al. (1987). Este modelo cuasigeostrófico conserva la vorticidad potencial cuasigeostrófica en ausencia de fricción y calor y predice las alturas de 850, 700, 500, 300 y 200 Hpa. Además se obtiene un campo pronosticado de 1000 Hpa. a partir del correspondiente a 850 Hpa. La versión utilizada incluye una ecuación para la humedad atmosférica y tiene en cuenta la orografía existente en el área de pronóstico. El recinto de integración se extiende desde los 25°S hasta los 73°S y desde los 110°W hasta los 25°W. Se trabaja sobre una proyección estereográfica polar en un retículo de 32 x 25 puntos con un espaciamiento de 300 km en 60°S. Las condiciones de borde sobre los lados del retículo dependen de la ubicación de los mismos. En aquellos nodos que se encuentran en zonas con entrada de flujo al

recinto, la tendencia de la función corriente se considera nula mientras que en aquellos nodos donde el flujo es saliente, se realiza una extrapolación de los puntos internos.

Si bien en la Argentina se utilizan para investigación modelos de área limitada en ecuaciones primitivas más complejos que el planteado, las limitaciones computacionales impiden utilizarlos en forma operativa.

5.3 Desempeño del SADI en la región sur de Sudamérica

Con el fin de realizar una evaluación preliminar del desempeño del SADI en la región se obtuvieron los campos analizados y pronosticados para ciertas situaciones meteorológicas y luego fueron comparados con los análisis proporcionados por el sistema de asimilación del ECMWF (ECMWF (1987)). A continuación se describe, como ejemplo, los resultados obtenidos para la situación meteorológica desarrollada desde el 24 al 27 de junio de 1985.

Para el día 24 se utilizó como campo preliminar un campo climatológico. En ese día fue muy escasa la cantidad de observaciones recibidas en la zona del Pacífico sudeste. Como consecuencia, en la comparación con el análisis correspondiente del ECMWF se observa que si bien los sistemas se encuentran coincidentemente ubicados en el espacio, están más profundizados en los campos del ECMWF. En cambio, los campos analizados por el SADI correspondientes al día 25 se encuentran mejor definidos ya que fueron inicializados con los correspondientes campos pronosticados.

En la figura (10a) y (10b) correspondientes a los campos del día 26 analizados en 500 hpa por el SADI y por el ECMWF respectivamente, se observa que el centro de la baja al oeste de los Andes se encuentra igualmente ubicado en ambos análisis. En cambio la cuña que se encuentra al este de la península antártica en los análisis del ECMWF no se encuentra representada en el SADI. Esto se debe a que en esa zona la información observacional es insuficiente y el pronóstico es de muy baja calidad. Características similares se encontraron en los análisis correspondientes al día 27 (figura (11). Aunque en este día se observa un anticiclón al este de la costa brasileña que no aparece en los análisis del ECMWF. Tanto en este día en particular como en los otros considerados, los análisis del ECMWF aparecen más suavizados que los correspondientes al SADI debido a que los primeros se encuentran inicializados.

En la figura (12) se muestran los campos pronosticados por

el SADI a 24 y 48 horas válidos el día 27 en 500 hpa. En ella se puede observar una buena representación del ciclón al oeste de los Andes en el pronóstico a 24 horas mientras que en el correspondiente a 48 horas si bién es correcta la ubicación del eje de la vaguada, falla en representar la intensidad del sistema.

Como se mencionó anteriormente uno de los objetivos de esta tesis fue desarrollar un sistema de asimilación de datos más eficiente que los que utilizan actualmente los centros de pronóstico numérico en la Argentina. En consecuencia se muestra como ejemplo una comparación entre el análisis del SADI y el correspondiente al esquema por correcciones sucesivas del sistema operativo del SMARA para la presión de superficie. Ambos análisis fueron realizados con los mismos datos y en base al mismo campo preliminar que fue el campo pronosticado a 24 horas previamente inicializado con el análisis por correcciones sucesivas. Comparando ambos análisis con respecto a la carta analizada manualmente (fig. (13a)) se observa que el ciclón que se encuentra al este de la provincia de Buenos Aires se encuentra mejor representado en el análisis del SADI (fig. (13b)) mientras que en el correspondiente al SMARA (fig. (13c)) sólo se observa una vaguada. Así mismo la isolínea de 1015 hpa correspondiente a la baja invertida que se encuentra al oeste de la cordillera de los Andes se encuentra similarmente representada en el análisis manual y el del SADI, en cambio el análisis del SMARA falla en representar su extensión hacia el sur. Debido a que en esta versión del SADI no se utiliza en el análisis de 1000 hpa la información proporcionada por los espesores de geopotencial, los sistemas en el océano no se encuentran bien representados. Por ejemplo la intensidad de la baja con centro en (55°S, 40°W) se encuentra mejor representada en el análisis del SMARA mientra que el SADI falla levemente en la ubicación e intensidad de la misma.

Para poder realizar una verificación cuantitativa del SADI, se obtuvieron los campos analizados y pronosticados a 24 y 48 horas de las alturas geopotenciales correspondientes a los seis niveles del modelo para el período que va desde el 1 de marzo al 12 de diciembre de 1986. Para realizar la asimilación se utilizaron las observaciones disponibles en la región en tiempo operativo a las 12 UTC.

Dos criterios se combinaron para evaluar la bondad del SADI. Para ello se calculó el error cuadrático medio (ECM) de los campos analizados y pronosticados con respecto a las observaciones de radiosondeo. Al mismo tiempo se verificó la calidad del pronóstico a través del cálculo del skill-score S1 (Teweles (1954)) y de la correlación de los cambios observados y pronosticados (OMM (1972)), considerando los campos analizados como

referencia. Cabe destacar que ambos métodos fueron aplicados solamente sobre la región continental y sus resultados diarios promediados para cada mes.

En la figura (14) se muestra como ejemplo la evolución temporal de los ECM tanto para los campos analizados como pronosticados en 850, 500 y 200 hpa. Se observa que los errores correspondientes al análisis son del orden del error de observación en 850 y 500 hpa mientras que son mayores en los niveles más altos. Así mismo se puede visualizar en los tres niveles la disminución del error con respecto a los radiosondeos desde el nivel de error del pronóstico a 24 horas (campo preliminar) hasta el nivel de error del análisis debida a la asimilación de los datos.

Comparando los valores de ECM obtenidos en la figura (14) (ej. ECM $\approx$ 65m en 500 hpa) con los correspondientes estimados en el SADI (ej. E^p = 40m en 500 hpa), se puede observar que el mencionado sistema subestima los errores de predicción. En consecuencia sería conveniente que los mismos sean redefinidos en el SADI (sección 8).

Si bién los ECM del pronóstico a 48 horas son mayores que los correspondientes al pronóstico a 24 horas, se destaca que los niveles de error de ambos pronósticos son comparables durante el invierno en los niveles superiores y en general durante todo el año en 850 hpa a excepción en este último nivel del mes de septiembre.

En la figura (15) se muestra la variación a lo largo de los meses considerados del parámetro S1 para los pronósticos a 24 y 48 horas y para la persistencia. Se destaca que los resultados para ambos pronósticos son mejores que los obtenidos con el método de la persistencia. En particular para el pronóstico a 48 horas, en casi todos los meses se obtienen valores de S1 más bajos que los obtenidos con el método de la persistencia a 24 horas.

En la figura (16) se muestra como ejemplo los resultados para la correlación entre los campos analizados y pronosticados para el nivel de 500 hpa. Sus valores se encuentran por encima del 70% para el pronóstico a 24 horas y por encima del 60% para el pronóstico a 48 horas.

En base a estos resultados se podría destacar que el SADI funciona en forma satisfactoria en la región sur de Sudamérica y que puede ser una herramienta importante para mejorar los pronósticos a 24 y 48 horas en la región. Cabe señalar que varios

aspectos del mismo, como ser entre otros, los procesos de control de calidad y de selección de los datos o las estimaciones de las estadísticas tanto de los errores de pronóstico como de los errores de observación deberían ser modificados para lograr un óptimo desempeño del sistema. Aunque para realizar este tipo de cambios sería necesario contar con una herramienta de verificación del análisis efectiva que permita medir el impacto de los mismos en el desempeño del sistema en la región. En consecuencia, en la sección siguiente se discuten este tipo de problemas.

6. VERIFICACION DEL ANALISIS OBJETIVO

El aspecto más costoso al producir el pronóstico del tiempo es la medición y transmisión de las observaciones. Según Hollinsworth y Lonnberg (1989) el costo anual de este prerequisito esencial al proceso de pronóstico de lejos excede el costo anual de mantener un centro de pronóstico. En consecuencia es necesario asegurarse que los centros de pronóstico realicen uso eficiente de las observaciones. Para ello en esta etapa del trabajo se intenta verificar la calidad de diferentes análisis objetivos basados en el método de interpolación optimal.

Varias investigaciones sobre la calidad del análisis objetivo evalúan la performance del mismo a través de las verificaciones del pronóstico resultante. Los pronósticos son un test muy fuerte para la calidad del análisis pero son muy costosos de generar y no proporcionan la guia necesaria para identificar qué aspecto del esquema de análisis no funciona correctamente. Las estadísticas de los errores del análisis con respecto a las observaciones han sido también ampliamente utilizadas ya que son fáciles de generar y son muy útiles en diagnosticar problemas de "orden cero" con los datos o con el sistema de asimilación. Pero una vez que los errores más gruesos han sido eliminados se necesita contar con diagnósticos más refinados para identificar problemas de "orden uno" que debieran ser solucionado para llevar el desempeño del sistema a un mejor nivel.

En consecuencia se desarrolló una nueva metodología de verificación del análisis. Básicamente este sistema de verificación (SVA) realiza el análisis sobre cada una de las posiciones de una observación en cuestión pero sin considerar a las mismas en el proceso de interpolación. Las diferencias de estos análisis menos las observaciones constituyen un diagnóstico sensible de la precisión del sistema de análisis.

Esta metodología fue comparada con la desarrollada por Hollingsworth y Lonnberg (1989) (de aqui en adelante referida como sistema HL). Los autores indican que las correlaciones de las diferencias entre los valores observados y analizados proporciona información cualitativa y cuantitativa de la precisión del análisis. En las sección 6.1 se presentará con más detalle ambas metodologías. En una primera etapa ambas metodologías fueron aplicadas para evaluar la calidad del análisis proporcionado por el sistema de asimilación de datos global (GDAS) del NMC . En la sección 7.1 se describen las características generales del GDAS. En la sección 7.2 se describe una simulación que permitió tener una idea de la sensibilidad esperada frente a cambios en el

esquema de análisis del GDAS. En la sección 7.3 se presentan los resultados de las verificaciones del GDAS por ambas metodologías y se describe un estudio sobre el impacto que produce sobre la calidad del análisis, cambios en la longitud característica s de la función de autocorrelación F_ϕ y en la asignación de los errores de pronóstico y de observación. Finalmente ambos criterios también fueron aplicados para evaluar la calidad del análisis proporcionado por el SADI sobre la región sudamericana y para evaluar la sensibilidad del mismo al considerar diferentes funciones de correlación de los errores de pronóstico (sección 8).

6.1 Discusión sobre los dos criterios de verificación del análisis

6.1.1 Sistema de verificación SVA

Este criterio de verificación del análisis está basado en la metodología de "validación cruzada" utilizada, entre otros, por Thiébaux (1975,1977,1980), Wahba et.al. (1980), Franke (1985) para seleccionar parámetros óptimos del esquema de análisis. En todos estos trabajos las verificaciones se realizaron a través de simulaciones del análisis.

En el sistema desarrollado se realizan los análisis sobre las posiciones de las observaciones pero sin utilizarlas y luego se comparan los valores analizados y observados a través del cómputo del error cuadrático medio de la diferencia de los mismos

$$ECM(A-O)^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (A_i - O_i)^2$$

Se podría pensar que el análisis óptimo debería ser aquel cuyo error fuera el más pequeño ECM(A-O). Pero esto sería verdad si todas las escalas representadas por los datos son enteramente representadas por el sistema de análisis-pronóstico. En la práctica ésto no ocurre y lo que se intenta es determinar los parámetros óptimos que no sólo produzcan el análisis mejor verificado por las observaciones sino también que proporcionen la condición inicial que el modelo pueda integrar a un estado futuro "óptimo". La comparación entre los errores de análisis empíricos y teóricos implícitamente tiene en cuenta esta condición. Debido a que en estos análisis no existe correlación entre los errores de observación y los de análisis, el error empírico obtenido se debería relacionar con los errores teóricos proporcionados por el esquema de análisis a través de

$$ECM(A-O)^2 = E^{o2} + E^{a2} \qquad (25)$$

donde E^o y E^a son los errores de observación y de análisis que el esquema asume y definidos en las ecuaciones (1e) y (11) respectivamente.

Esta metodología presenta la ventaja de evaluar la calidad del análisis a través de cálculos sencillos. Asimismo permite inferir conclusiones sobre el desempeño del análisis sobre todos los puntos considerados del dominio. Aunque hay que tener en cuenta que al analizar en la ubicación de una observación sin utilizar a la misma, la red de observaciones se torna más rala de lo que realmente es.

6.1.2 Sistema de verificación HL

En esta metodología desarrollada por Hollingsworth y Lonnberg (1989) las auto-correlaciones de las diferencias de los valores analizados y observados (A-O) son utilizadas para diagnosticar el desempeño de algún sistema de análisis objetivo lineal.

Dado un conjunto de observaciones de calidad uniforme homogéneamente distribuidas y el correspondiente conjunto de análisis basados en ellos, se puede expresar la variación espacial de la covarianza de las diferencias (A-O) como

$$<(A-O)_i,(A-O)_j> = E^{o2}\ \delta_{ij} - 2\ E^o\ E^a\ \mu_{a/o}(r) + E^{a2}\ \mu_{a/a}(r) \quad (26a)$$

donde

r es la separación entre los puntos i y j

$\mu_{a/o}(r)$ = correlación de los errores de análisis y de observación

$\mu_{a/a}(r)$ = autocorrelación de los errores de análisis, y

δ_{ij} = delta de Kronecker.

La función b(r) definida como

$$b(r) = -\ [2\ E^o\ E^a\ \mu_{a/o}(r) + E^{a2}\ \mu_{a/a}(r)]$$

es la parte correlacionada espacialmente de las covarianzas de las (A-O). La covarianza de las (A-O) es luego la suma de la parte correlacionada espacialmente y la parte no correlacionada espacialmente debida a los errores de observación

$$<(A-O)_i,(A-O)_j> = E^{o2}\ \delta_{ij} + b(r) \quad (26b)$$

Hollingsworth y Lonnberg (1989) definen a b(r) mediante una serie de funciones de Bessel ajustada a los datos de correlación de (A-O) empíricos sobre los puntos de observación. La expansión en series puede ser extrapolada al origen para dar una valor de b(0) que proporciona un indicador de la calidad del análisis ya que de (26b) se puede obtener

$$E^{o2} = \langle((A-O)^2\rangle - b(0)$$

Si la intercepción b(0) es negativa o cero luego el sistema de análisis ajusta a los datos dentro del error de observación y es eficiente. Si b(0) es positiva luego el análisis es ineficiente.

Si la red de observaciones es fija y el esquema de análisis es lineal con parámetros fijos entonces el peso (w) dado a cada observación es también fijo. Debido a que en este caso los errores de observación y de análisis están correlacionados, en una región relativamente densa en datos y homogénea, un sistema de IO teórico debería cumplir la siguiente relación entre los errores teóricos y empíricos

$$ECM(A-O) = E^{o2} - E^{a2} \qquad (26c)$$

Pero los autores señalan que para un sistema de análisis lineal vale la relación (26a). En consecuencia ellos demuestran que estas dos relaciones sólo pueden ser compatibles en la distancia cero si se cumple

$$w = -B \qquad (26d)$$

donde $B = b(0)/E^{o2}$. Es decir que con la relación (26d) se puede verificar la calidad del análisis mediante la comparación del peso w (conocido previamente) con el valor -B calculado posteriormente de las estadísticas de las (A-O). Esta igualdad está totalmente garantizada para un análisis de IO teórico. En cambio debido a las limitaciones que presentan las estadísticas y los procedimientos de selección de datos generalmente utilizados en esquemas prácticos de análisis, no se debería esperar que el sistema satisfaga totalmente la relación (26d) pero sí en forma aproximada.

Cabe destacar que los resultados que se obtengan a través de esta metodología son estrictamente válidos sobre los puntos de observación. Asimismo se puede observar que esta metodología necesita de condiciones muy fuertes para ser aplicada (red de observaciones fija y homogénea, homogeneidad e isotropía de los errores de análisis) y en consecuencia, como se verá en la sección 8 no resulta muy eficiente para utilizarla en forma práctica.

7. EXPERIMENTOS DE VERIFICACION DEL ANALISIS CON EL SISTEMA DE ASIMILACION DE DATOS DEL NMC

7.1 Características generales de la implementación del IO en el NMC

El esquema de análisis objetivo global del NMC (Kanamitsu (1989)) genera incrementos analizados de altura geopotencial (ϕ) y de las componentes u y v del viento desde los incrementos observados utilizando el método de interpolación optimal multivariado y tridimensional.

En el GDAS el campo preliminar para cada análisis es un pronóstico a 6 horas proporcionado por el modelo global espectral inicializado con el análisis previo.

Las correlaciones del error de predicción se expresan como el producto entre una función de correlación horizontal y vertical. El factor horizontal de la correlación tridimensional es representado con una función exponencial cuadrática negativa (ec. (13)). La escala horizontal característica s de esa función presenta una variación en la vertical siendo igual a 500 km desde 1000 hpa hasta 100 hpa, 570 km en 70 hpa y 707km en 50 hpa. El factor vertical de la correlación tridimensional tiene una forma idéntica a la planteada en la ec. (22) con un valor de $k_p = 5$.

Todas las correlaciones entre la altura geopotencial y el viento o las autocorrelaciones del viento son derivadas de las autocorrelaciones del geopotencial suponiendo un acople geostrófico entre las correcciones de ϕ, u y v. Las correlaciones cruzadas entre el geopotencial y el viento están multiplicadas por un factor de desacople. Este factor depende de la latitud y decrece hacia el ecuador el acople geostrófico entre los campos de corrección de masa y de viento.

Las desviaciones standard de los errores de predicción (E^p) para el geopotencial se basan en los errores de análisis normalizados del ciclo anterior y en tasas de crecimiento de los errores de predicción previamente determinadas. Si bien GDAS tiene la capacidad de utilizar diferentes tasas de crecimiento en los diferentes hemisferios y en las zonas tropicales, una posible desventaja de este sistema es que los errores de predicción se asumen en la horizontal localmente constantes en el análisis de cada punto de retículo.

Debido al acople geostrófico supuesto entre las correcciones de ϕ, u y v, los errores de predicción para el viento se relacionarán con E^p_ϕ mediante

$$E_u^p = E_v^p = \frac{g}{f\ s} E_z^p \qquad (27)$$

Entre los trópicos, los valores de $E^p u$ y $E^p v$ computados de (27) son combinados con apropiados valores de los errores de predicción provenientes de estadísticas de verificación de esas zonas.

Con respecto a los errores de observación se supone que existe una correlación vertical para los errores de observación de datos de ϕ, u y v provenientes de radiosondeos. Asi mismo se supone una correlación tanto en la horizontal como en la vertical para los datos de espesores de satélite. Todos los otros tipos de observación se suponen que tiene errores no correlacionados. Más detalles del esquema de análisis objetivo como asi también del GDAS pueden encontrarse en Dey y Morone (1985), DiMego (1988) y Kanamitsu (1989).

7.2 Ejemplo de análisis teórico unidimensional

Realizar estimaciones razonables de las covarianzas de los errores de pronóstico y de observación es vital para el método IO. La ecuación (9) muestra que los pesos óptimos dependen principalmente de las correlaciones de los errores de pronóstico y del cociente entre la varianza de los errores de observación y la varianza de los errores de pronóstico (ϵ^o). Con el fin de ilustrar la respuesta ideal del análisis a variaciones en los parámetros de los modelos de las correlaciones de los errores de pronóstico y a variaciones en los valores de ϵ^o se realizaron una serie de simulaciones con el esquema de análisis objetivo que el NMC utiliza en forma operativa .

Lorenc (1981), utilizando el esquema de análisis global del ECMWF, presentó un ejemplo de análisis unidimensional muy simple donde una onda de 1000km es representada en el campo de alturas de 1000 hpa. La onda es resuelta con observaciones cada 500km que tienen desviaciones de +20 m y -20 m alternativamente del campo preliminar que vale 40 m en todos los puntos. En total se utilizan 9 observaciones en una distancia de 4000km. Los errores de predicción y de observación tienen valores de 18 m y 7 m respectivamente. La figura (17) muestra el análisis de esta onda para tres diferentes valores de la escala característica s de la correlación horizontal (ec. (13)). Por su simetría sólo se muestra la mitad del análisis.

Los mismos análisis fueron hechos con el GDAS. En la figura

(18) se muestra que, salvo leves diferencias que se explicarán más adelante el comportamiento es el mismo. En ambos sistemas los análisis hechos con s más largos que la mitad de la longitud de la onda son incapaces de resolverla.

Si el cociente entre los errores de observación y de predicción ϵ^{O2} es disminuido el ajuste del análisis a las observaciones mejora. Las figuras (19) y (20) muestran los análisis del ECMWF y del NMC realizados con valores del error de predicción que doblan los antes supuestos. En ambos casos se observa que, si bien para todos los valores de s considerados los análisis se ajustan más a las observaciones, en las áreas carecientes de datos y en especial donde el análisis extrapola información, los errores del análisis aumentan.

Esta variación en el valor de ϵ^{O} permite visualizar algunas diferencias entre los análisis de ambos esquemas.En las áreas donde la información es extrapolada, los análisis del NMC parecen tener menores errores, sin embargo presentan algunas discontinuidades con valores grandes de s. Debido a la simplicidad del ejemplo considerado y a que el modelado de las covarianzas de la versión 1981 del esquema del ECMWF era equivalente al correspondiente al esquema del NMC, las causas de estas diferencias entre ambos podría encontrarse en el procedimiento de selección de los datos. Como se describió en la sección 3.2, mientras que el ECMWF utiliza toda la información disponible en un volumen, (generalmente entre 100 y 200 datos) el NMC realiza una selección local para cada punto de retículo con un límite de 30 datos. Pero este límite no sería la causa del problema ya que en el ejemplo considerado el número total de observaciones disponibles es de 9. Pero otra característica del esquema del NMC es que la selección de las 30 piezas de información se realiza a través de la función de autocorrelación del geopotencial (DiMego (1988)) y a las observaciones se les exige que tengan una correlación con el punto de análisis mayor que 0.1. (En adelante esta restricción se la denominará RMIN). Como la función gaussiana para un s fijo, sólo depende de la distancia, con el valor de s que el procedimiento de selección utiliza RMIN equivale a permitir sólo la selección de datos que se encuentren aproximadamente a un radio no mayor de 1000km, independientemente que el numero total de los mismos sea menor que 30. En la figura (21) se observa el análisis del NMC sin RMIN y se puede ver que prácticamente no hay diferencias con el análisis del ECMWF. Los análisis fueron repetidos utilizando sólo observaciones de viento. La figura (22) muestra que los análisis de viento y especialmente los análisis de geopotencial basados sólo en datos de viento presentan grandes discontinuidades que podrían ser evitadas no utilizando el criterio RMIN (figura (23)). Cabe destacar que si bien estos análisis son

simulaciones realizadas con datos teóricos, ellos muestran claramente que el uso del criterio RMIN en los análisis globales del NMC podría producir este tipo de discontinuidades en regiones ralas en observaciones. Estos ejemplos teóricos muestran además como el impacto sobre el análisis de un cambio en los parámetros de las covarianzas de los errores podría ser indirectamente modificado por algún otro paso dentro del esquema como en este caso el procedimiento de selección de los datos.

Comparando este ejemplo teórico con una situación real, se puede observar que la separación entre las observaciones parece razonable para una red de radiosondeos. No obstante una longitud de onda de 1000km resulta demasiado corta como para representar a las ondas que comúnmente se encuentran en la escala sinóptica. En consecuencia se repitieron los análisis para ondas de 4000 y 2000 km y en las figuras (24) y (25) se puede observar como los análisis se vuelven casi insensibles a variaciones de s. Este resultado es bastante razonable ya que la onda de 1000km es la mínima longitud de onda que la red de observaciones supuesta puede resolver y en consecuencia con la que el análisis puede tener máxima sensibilidad ante variaciones de s. Las longitudes de onda mayores son mejor resueltas por la red y los análisis son menos sensibles a cambios de s. Sin embargo cabe destacar que la sensibilidad de los mismos se mantiene en las zonas donde la información es extrapolada. Resultados equivalentes se obtienen para el caso en que los análisis fueron hechos sólo con datos de viento (figura (26)). En éstos también se destaca (figura (26b)) como aumenta el error del análisis cuando la longitud de onda analizada (L) decrece. Esto se debe a que al disminuir el valor de L aumenta la desviación standard de los errores de pronóstico del viento (ec. (27)) encontrándose el análisis en una situación equivalente al caso en que ϵ^o era disminuido.

Finalmente para obtener con estos análisis teóricos una mejor aproximación a los análisis reales, se repitieron los mismos utilizando datos de geopotencial y viento en forma multivariada. En la figuras (27) se observan los análisis de ϕ y v que representan una onda de 2000km y en los que las observaciones se encuentran separadas 700km entre sí. Si se comparan estas figuras con las correspondientes a los análisis univariados (figuras (25) y (26a)) es remarcable como al realizar el análisis en forma multivariada éste disminuye su sensibilidad ante variaciones de s, no sólo en las zonas de interpolación sino también en las de extrapolación de la información.

7.3 Experimentos de verificación del análisis del NMC

Las experiencias que se describen a continuación se basan en una verificación del análisis del GDAS (versión 1989) mediante el

método SVA. A través de la comparación del error cuadrático medio de las diferencias de los campos analizados y los datos observados no utilizados en el análisis (ECM(A-O)) con los valores supuestos para estos errores en el esquema de análisis del GDAS se intenta verificar si las suposiciones utilizadas son las apropiadas y en el caso en que no lo fueran se intenta proporcionar alguna guía para la corrección de las mismas. La información que proporciona esta verificación es completada con el estudio y comparación entre los errores cuadráticos medios de las diferencias de los valores pronosticados a 6hs menos los datos observados (ECM(P-O)) y los correspondientes errores teóricos proporcionados por el GDAS. Como no existe correlación entre los errores de predicción y los de observación se debería cumplir la siguiente relación

$$ECM(P-O)^2 = E^{p2} + E^{o2} \qquad (28)$$

Los ECM(A-O), los ECM(P-O) y sus correspondientes errores teóricos fueron calculados sobre varias regiones del globo y para 12 niveles verticales de presión, en las posiciones de las observaciones de radiosondeos tomadas de catorce situaciones correspondientes a la 0 UTC separadas cada cuatro días sobre un período que va desde diciembre a febrero de 1989. Si bien los resultados indican que en todas las regiones consideradas los niveles de error que presentan los análisis son satisfactoriamente bajos, es conveniente realizar un estudio detallado sobre cada una de las mismas para detectar posibles errores en el esquema de análisis.

Los resultados para geopotencial y viento sobre los Estados Unidos (fig.28) muestran que los errores empíricos del análisis son considerablemente bajos y presentan una gran similitud con los correspondientes valores teóricos. En el caso de los errores de pronóstico, si bién los errores empíricos son bajos, éstos son menores que los teóricos correspondientes en la tropósfera media. Es decir que sobre esta región el desempeño del esquema de análisis es satisfactorio aunque se estaría sobreestimando a los errores de predicción.

Sobre Australia es notable la buena calidad del análisis. Con una red de radiosondeos bastante más rala que la correspondiente sobre los Estados Unidos, este análisis presenta valores de los ECM(A-O) similares a los de esa región (figura 29). Pero en este caso los errores empíricos son mucho más bajos que los errores teóricos no solo para el pronóstico sino tambien para el análisis. Como se mencionó previamente, los errores de pronóstico en el GDAS se obtienen aplicándoles una tasa de crecimiento a los errores del análisis del ciclo anterior. En consecuencia los

valores considerados para estas tasas sobre esta región podrían ser excesivamente grandes y estarián produciendo altos errores de pronóstico. Si bien estos errores permitirían a las observaciones de la región tener mayor impacto sobre el análisis, ellas no son suficientes para reducir los errores teóricos de interpolación. Como puede verse en la figura (29) las características mencionadas se observan tanto para el geopotencial como para el viento. Sobre Sudamérica los resultados presentan características similares a los de Australia. En la figura (30) se puede observar tanto para el geopotencial como para el viento que los errores empíricos son menores que los teóricos correspondientes. Pero las magnitudes de los errores empíricos son mayores que los correspondientes a Australia y en el caso del viento los errores muestran comportamientos diferentes entre ambas componentes, resultados que indican una menor calidad del análisis en esta región.

Sobre regiones densas en radiosondeos se observó una relación entre los errores empíricos y teóricos opuesta a la obtenida previamente. Los resultados sobre Europa (figura (31)) muestran que si bien los errores empíricos y teóricos de pronóstico son muy similares, los errores empíricos del análisis presentan valores mayores que los correspondientes teóricos tanto para el geopotencial como para el viento, aunque en el caso de este último en menor medida. Asi mismo se observa que la magnitud de los errores son mayores que los correspondientes a Australia. Cabe destacar que las mismas características se observan en los resultados sobre Rusia (figura (32)) y en mayor grado sobre China (figura (33)). En todos estos casos la alta densidad en radiosondeos que estas regiones presentan, producen que los errores de análisis sean muy bajos y en consecuencia bajos errores de pronóstico. Esto implica que el esquema de análisis no permite a las observaciones tener gran impacto sobre el análisis y entonces los valores de ECM(A-O) son altos. Estos resultados estarían indicando que sobre estas regiones la tasa de crecimiento de los errores de pronóstico debiera ser mayor. Aunque cabe la posibilidad que otros aspectos del esquema de análisis, como ser las funciones de correlació horizontal de los errores de pronóstico o bién el procedimiento de selección de los datos sean ineficientes en este tipo de redes.

Algunas regiones tropicales fueron estudiadas con el fin de verificar la bondad del análisis sobre las mismas. Sobre el sudeste asiático, región predominantemente oceánica (figura 34) y sobre el norte de Africa (figura 35) los resultados para el geopotencial muestran una buena similitud entre los errores de análisis empíricos y teóricos aunque en el caso de los errores de pronósticos los errores empíricos son menores que los errores

teóricos. Para el viento los resultados indican una buena similitud entre los errores empíricos y teóricos del análisis sobre el sudeste asiático aunque en el caso de la zona africana los errores empíricos son menores que los correspondientes errores teóricos. En el caso de los errores de pronóstico sobre ambas zonas son muy disímiles ambos tipos de errores. En consecuencia todos estos resultados indicarían que las suposiciones realizadas para las estadísticas de los errores de pronóstico sobre los trópicos no serían lo suficientemente precisas.

De los resultados obtenidos sobre las diferentes zonas consideradas se puede concluir que existe una dependencia muy fuerte del error del análisis con la densidad de la red de radiosondeos asociada. El hecho de suponer una estructura homogénea en la horizontal para las covarianzas de los errores de predicción podría ser una de las posibles causas de las diferencias entre los errores empíricos y teóricos tanto del análisis como del pronóstico. Es decir que quizás es necesario considerar una variación regional de las funciones de correlación horizontal como así tambien de las desviaciones standard de los errores de pronóstico.

Si bién los errores de pronóstico se basan en los errores de análisis proporcionados por la interpolación del ciclo anterior, que tienen una variación regional, de estos resultados se destaca que la tasa de crecimiento considerada en el GDAS para estos errores debería también variar regionalmente. Se recalcularon entonces, los errores teóricos del análisis utilizando en la ecuación (11) los errores de pronóstico empíricos obtenidos en las experiencias anteriores. En la figura (36) se observan los resultados para las zonas de Estados Unidos, Australia, sur de Sudamérica y China. Ellos muestran una mejor similitud entre los errores de análisis empíricos y teóricos.

Según la ecuación (9) en la interpolación sólo es relevante el cociente entre los errores de observación y los errores de pronóstico ϵ^o, parámetro que no fue modificado en esta última experiencia. Las simulaciones de análisis unidimensional realizadas en la sección 7.2 indicaron que el análisis es muy sensible a variaciones de ϵ^o y poco sensible a variaciones de s, la escala característica de la función de correlación horizontal. En consecuencia se definieron una serie de experiencias poniendo especial énfasis en la variación de ϵ^o.

Considerando valores de ϵ^o= 0.3, 0.4, 0.5, 0.6 y 0.7 y valores de s entre 400 y 600 km, se calcularon los valores analizados sobre las posiciones de radiosondeos para el mismo período y los mismos niveles verticales que en la experiencia an-

terior, pero en este caso sólo utilizando observaciones de radiosondeos de la variable a analizar. Los valores analizados se obtuvieron según los criterios de verificación que plantean el método SVA y el método HL según lo descripto en la sección 6.1. Con el fin de evaluar en qué grado el GDAS satisface las relaciones planteadas en las ecuaciones (25) y (26c), para ambas metodologías se computaron las diferencias entre los ECM(A-O) y los correspondientes errores teóricos. Para poder identificar las combinaciones de valores de ϵ^o y s que hacen mínimas estas diferencias se realizó un promedio entre las diferencias proporcionadas por ambas metodologías en cada nivel y en cada región considerada.

	ZONAS							
NIVEL	1	2	3	4	5	6	7	8
1000	0.58	0.40	0.44	0.66	0.67	0.59	0.44	0.43
850	0.55	0.34	0.37	0.73	0.72	0.60	0.43	0.37
700	0.54	0.29	0.35	0.78	0.70	0.55	0.39	0.32
500	0.52	0.28	0.35	0.69	0.65	0.53	0.39	0.32
400	.57	0.30	0.39	0.73	0.69	0.57	0.40	0.35
300	0.43	0.26	0.30	0.52	0.50	0.45	0.31	0.27
250	0.38	0.23	0.28	0.46	0.44	0.39	0.28	0.24
200	0.33	0.20	0.25	0.40	0.39	0.32	0.25	0.22
150	0.33	0.21	0.26	0.40	0.39	0.32	0.25	0.23
100	0.31	0.20	0.23	0.37	0.35	0.31	0.25	0.22
50	0.34	0.25	0.25	0.40	0.34	0.33	0.28	0.26

ZONA 1: Estados Unidos y Canadá
(30°N - 60°N; 240°E - 300°E)
ZONA 2: Sudamérica (60°S-30°S;270°E-300°E)
ZONA 3: Australia (40°S-10°S;110°E-160°E)
ZONA 4: Europa (30°N - 75°N; 0°E - 30°E)
ZONA 5: Rusia (45°N - 75°N; 30°E - 170°E)
ZONA 6: China (30°N-45°N;60°E-125°E)
ZONA 7:Sudeste de Asia(0°N-30°N;60°E-125°E)
ZONA 8: Africa (30°S-30°N; 0°E-60°E)

Tabla 9: Valores de ϵ^o que el GDAS utiliza en su versión operativa de 1989.

En la figura (37) se presentan los valores de las diferen-

cias entre los errores empíricos y teóricos para ambas metodologías en función de s y ϵ^o sobre los Estados Unidos y Canadá para el nivel de 1000 hpa. Se destaca la buena calidad del análisis sobre esta región ya que las diferencias entre los análisis realizados considerando las observaciones posicionadas en los puntos de análisis y en los que ellas no son consideradas son muy pequeñas. Como era esperado, se observa una mayor variación de las diferencias con ϵ^o que con s. Para ambas metodologías, a medida que aumenta ϵ^o, las diferencias se tornan mas negativas ya que está aumentando el error teórico del análisis. Para el nivel de 500 hpa (figura (38)) las diferencias son muy pequeñas y también muestran mayor variación con ϵ^o , pero en este caso las diferencias disminuyen a medida que ϵ^o aumenta, indicando una mejor calidad del campo pronosticado en este nivel.

Con el fin de identificar cuál es la combinación óptima de ϵ^o y s para el análisis sobre esta región, se analizaron las tres primeras combinaciones de estos parámetros que hacen mínimos los promedios de las diferencias entre ambos métodos (Tabla 10).

	1^{er} min. s (ϵ^o)	2^{do} min. s (ϵ^o)	3^{er} min. s (ϵ^o)
1000	470 (0.4)	580 (0.5)	500 (0.4)
850	540 (0.3)	580 (0.3)	500 (0.3)
700	580 (0.3)	540 (0.3)	500 (0.3)
500	580 (0.7)	500 (0.6)	450 (0.5)
400	470 (0.7)	450 (0.7)	500 (0.7)
300	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
250	470 (0.7)	500 (0.7)	450 (0.6)
200	580 (0.7)	500 (0.6)	470 (0.6)
150	450 (0.6)	470 (0.6)	540 (0.7)
100	450 (0.6)	540 (0.7)	500 (0.7)
70	470 (0.4)	450 (0.4)	500 (0.4)
50	540 (0.3)	580 (0.3)	500 (0.3)

Tabla 10:Las tres primeras combinaciones de s (km) y ϵ^o que hacen minímo las diferencias de los errores sobre Estados Unidos y Canadá

Comparando con los valores de ϵ^o utilizados en la versión operativa del GDAS (Tabla 9) se observa que en los niveles más bajos el valor óptimo de este parámetro debería ser menor mientras que en los niveles medios debería ser mayor. Este último resultado coincide con los obtenidos en la verificación control (figura (28)) donde se observaba que los errores de predicción estimados sobre esta región deberían ser menores. En los niveles

más altos el valor óptimo de ϵ^o coincide con el estimado en la versión operativa del sistema. Con respecto al parámetro s, hasta 100 hpa las diferencias entre los tres mínimos obtenidos son prácticamente despreciables e indican que el valor de 500 km utilizado en el GDAS es óptimo, mientras que en los niveles superiores (50 hpa) el valor de s utilizado debería ser menor.

En las figuras (39) y (40) se observan los resultados sobre las zonas extratropicales (30°S-60°S) en el Hemisferio Sud en 1000 y 500 hpa. Si bien los valores de las diferencias son pequeños para ambos métodos, son más disímiles entre ambas metodologías. Así mismo se observa que en los niveles verticales considerados, las diferencias para el método SVA son más positivas que para el método HL. Esto se debe a que en estas zonas las redes de radiosondeos son más ralas y, como se pudo visualizar en las simulaciones de la sección 7.2, con valores de ϵ^o pequeños el análisis se ajusta más a las observaciones mientras que aumentan los errores en los puntos donde la información es interpolada o extrapolada. En consecuencia el impacto que produce el criterio SVA en el error del análisis sobre estas regiones es grande. Los valores de ϵ^o que hacen mínimas las diferencias (tabla 11) son muy similares a los estimados por el GDAS (tabla 9) hasta 700 hpa mientras que en los niveles superiores los valores son mayores. Este resultado coincide con los obtenidos en la experiencia control (figuras (29) y (30)) donde se podía visualizar que los errores de prónostico estimados en el GDAS eran mayores que los correspondientes errores empíricos.

	1^{er} min. s (ϵ^o)	2^{do} min. s (ϵ^o)	3^{er} min. s (ϵ^o)
1000	450 (0.4)	500 (0.5)	470 (0.5)
850	470 (0.4)	450 (0.3)	540 (0.5)
700	450 (0.4)	500 (0.5)	470 (0.4)
500	450 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.6)
400	470 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.6)
300	450 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.6)
250	450 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.6)
200	450 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.7)
150	450 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.6)
100	450 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.6)
70	470 (0.4)	500 (0.4)	540 (0.5)
50	540 (0.5)	580 (0.6)	450 (0.3)

Tabla 11:Las tres primeras combinaciones de s (km) y ϵ^o que hacen minímo las diferencias de los errores sobre la banda latitudinal (-60°;-30°)

En las figuras (41) y (42) se observan los valores de diferencias obtenidos sobre Europa tanto para 1000 como para 500 hpa. Como era de esperarse los valores del método SVA son ligeramente mayores que los correspondientes al método HL pero se destaca que para ambas metodologías de verificación los valores de las diferencias en todos los niveles considerados son todos positivos y de magnitud mayores que los obtenidos sobre Estados Unidos y sobre las zonas de latitudes medias en el Hemisferio Sud. El valor de ϵ^o que hace mínima las diferencias es el más alto considerado (0.7) y se destaca que es el mismo para todos los niveles (Tabla (12).

	1^{er} min. s (ϵ^o)	2^{do} min. s (ϵ^o)	3^{er} min. s (ϵ^o)
1000	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
850	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
700	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
500	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
400	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
300	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
250	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
200	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
150	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
100	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
70	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
50	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)

Tabla 12:Las tres primeras combinaciones de s (km) y ϵ^o que hacen minímo las diferencias de los errores sobre Europa

Hasta los 400 hpa, los valores de ϵ^o estimados por la versión operativa del GDAS concuerdan con ese valor y en algunos casos son mayores. Si bién los tres primeros mínimos de las diferencias promedio son practicamente similares, los resultados indican que el valor de s óptimo sería el más pequéño considerado. Es decir que ante las variaciones impuestas en estas experiencias en el esquema de análisis de tan sólo los valores de ϵ^o y s, los resultados obtenidos en esta zona indicarían que lo óptimo sería utilizar sólo las observaciones más cercanas y con un peso no muy alto debido al alto valor de ϵ^o. Pero otra posible lectura a los resultados podría ser que otros aspectos del esquema de análisis no considerados en estas experiencias sean la causa de que el análisis no sea tan eficiente sobre esta zona y el valor óptimo de ϵ^o sea excesivamente alto. La zona considerada presenta una gran densidad de radiosondeos y probablemente el procedimiento de

selección de los datos, que en el GDAS sólo tiene en cuenta la distancia entre las observaciones y el punto de análisis, sea deficiente para tratar con zonas donde en cortas distancias existe mucha información.

Otro aspecto del esquema de análisis que podría influir en el desempeño del mismo sobre zonas densas en datos es la función que se utiliza para modelar las autocorrelaciones horizontales del geopotencial. Varios autores (Balgovind et.al. (1983), Thiébaux (1980),(1986), entre otros) han señalado cuán ineficiente es la función exponencial cuadrática negativa. Cabe destacar que resultados similares se obtuvieron sobre China, zona de gran densidad en radiosondeos.

Los valores de diferencias obtenidos sobre la banda de 30°S a 0° son satisfactoriamente pequeños en todos los niveles considerados y para ambas metodologías (figuras (43) y (44)). Si bien, como en las otras regiones consideradas, la variación con s es pequeña, en 1000 hpa sobre esta región tropical, la variación con s se hace practicamente despreciable a medida que aumenta el valor de ϵ^o. Los valores de ϵ^o óptimos según la tabla (13) son ligeramente menores que los estimados por el GDAS hasta 700 hpa, mientras que entre los niveles de 500 y 100 hpa son marcadamente mayores y en los niveles más altos los valores óptimos obtenidos son ligeramente menores que los estimados por el GDAS. Con respecto a los valores de s se puede decir que los que el GDAS utiliza se encuentran entre el rango óptimo determinado por estas experiencias de verificación.

	1^{er} min. s (ϵ^o)	2^{do} min. s (ϵ^o)	3^{er} min. s (ϵ^o)
1000	580 (0.3)	540 (0.3)	580 (0.4)
850	450 (0.3)	580 (0.5)	500 (0.4)
700	470 (0.3)	580 (0.5)	540 (0.4)
500	450 (0.5)	470 (0.5)	540 (0.7)
400	450 (0.7)	470 (0.7)	450 (0.6)
300	500 (0.7)	450 (0.6)	470 (0.7)
250	580 (0.7)	540 (0.6)	500 (0.5)
200	580 (0.5)	580 (0.6)	540 (0.4)
150	580 (0.6)	540 (0.5)	500 (0.4)
100	450 (0.7)	470 (0.7)	500 (0.7)
70	580 (0.3)	540 (0.3)	500 (0.3)
50	580 (0.3)	580 (0.4)	540 (0.3)

Tabla 13:Las tres primeras combinaciones de s (km) y ϵ^o que hacen minímo las diferencias de los errores sobre la banda latitudinal (-30°S;0°)

Finalmente, el mismo tipo de estudio se realizó con los resultados obtenidos para las componentes u y v del viento. En la figura (45) que muestra las diferencias para el método SVA sobre Estados Unidos y Canadá, se observa que el valor óptimo de ϵ^o pareciera ser el más alto considerado de 0.7, resultado que se repite en todos los niveles. Si bién los valores de ϵ^o que el GDAS utiliza son grandes para los niveles bajos concordando con el valor óptimo, en los niveles medios y altos son relativamente bajos no excediendo de 0.3. En la figura (28) se observa que en estos niveles los errores de pronóstico empíricos son menores que los correspondientes errores teóricos, resultado que confirma un valor óptimo de ϵ^o mayor. En las otras regiones consideradas, como por ejemplo en las zonas de latitudes medias y tropicales del Hemisferio Sur (figuras (46) y (47)) se obtuvieron resultados similares. Igual que en otros casos los valores de ϵ^o tán altos no sólo podrían estar indicando que los errores de pronóstico teóricos son incorrectos sino que algunos otros aspectos del esquema de análisis podrían funcionar deficientemente. En particular las covarianzas de los errores de pronóstico para el viento son derivadas geostróficamente de los correspondientes errores del geopotencial. Varios autores (Daley (1985), Hollinsworth y Lonnberg (1986)) han mostrado que el uso de la aproximación geostrófica tiene un profundo efecto en la habilidad del análisis de extractar informacion útil de los datos.

En general, los resultados obtenidos se podrían resumir en ciertos aspectos. En la mayoría de las zonas consideradas las verificaciones realizadas muestran una alta calidad del análisis no sólo de geopotencial sino también del viento, salvo algunas excepciones como ser los análisis de viento sobre Sudamérica y las zonas tropicales.

Con respecto a las dos metodologías de verificación utilizadas, el método SVA resultó ser el más sensible y al mismo tiempo el examen más exigente para los análisis obtenidos. A través de los dos métodos de verificación utilizados se observa que las estimaciones que se realizan en el GDAS concuerdan en líneas generales con los resultados empíricos. Pero se han encontrado en el GDAS ciertas deficiencias en la determinación del ϵ^o. En la mayoría de las zonas se observa que valores menores de ϵ^o serían los óptimos, es decir que se estarían sobreestimando los errores de predicción o subestimando los de observación. Podría ser necesario entonces revisar la tasa de crecimiento de los errores de pronóstico ya que los resultados indican que sería necesario que presentara una variación regional. Otro aspecto que podría influir en la determinación de ϵ^o son los errores de observación, que como se mencionó en secciones anteriores no sólo representan los errores del instrumental sino que también los er-

rores de muestro. Deaven et.al.(1989) encontraron que los errores de observación para los radiosondeos, tanto para el geopotencial como para el viento, presentan una dependencia latitudinal fuerte. Pero debido a que el esquema utilizado no permite variaciones latitudinales o regionales de los errores de observación, los mismos fueron representados por sus promedios latitudinales.

Con respecto al parámetro s de las funciones de correlación, en concordancia con las simulaciones teóricas, se encontró que el análisis es poco sensible a variaciones de s, inclusive para el método SVA. En la mayoría de las zonas consideradas, los valores que el GDAS utiliza están dentro del rango de valores de s óptimos. Cabe señalar que esta conclusión es válida sólo sobre las redes de radiosondeos, mientras que en otras zonas, como ser la oceánicas con menor densidad de datos el análisis podría no ser tan insensible. Otras funciones de correlación deberían probarse a través de los métodos de verificación ya que como se mencionó anteriormente la función gaussiana resulta ineficiente para modelar los errores de pronóstico.

En regiones densas en datos se encontró que otros aspectos del esquema de análisis podrían estar afectando su eficiencia. En particular el proceso de selección de datos podría no estar funcionando correctamente en estas zonas y en consecuencia se deberían redefinir los criterios que se utilizan en el mismo.

8. VERIFICACION DEL ANALISIS OBJETIVO DEL SADI

En esta etapa del trabajo se realizó una verificación del SADI a través de las dos metodologías planteadas en la sección 6. En particular se puso especial énfasis en el impacto que produce en el análisis el uso de diferentes funciones para modelar las autocorrelaciones de los errores de pronóstico del geopotencial. En consecuencia en la secciones 8.1 a 8.4 se describe la obtención de un nuevo modelo para estas autocorrelaciones a partir del ajuste de una serie de Fourier Bessel a valores de autocorrelación calculados sobre la región sur de Sudamérica. En lo que resta de la sección 8 se describen los resultados obtenidos para la verificación del análisis del SADI a través de las dos metodologías propuestas. Se discute las bondades de las mismas en un región donde la información presenta una baja resolución tanto espacial como temporal.

8.1 Estructura horizontal de las correlaciones de los errores de pronóstico para el geopotencial

Las covarianzas horizontales de los errores de pronóstico del modelo baroclínico utilizado en el SADI fueron estudiadas detalladamente con el fin de realizar una reparametrización de la función de autocorrelación horizontal para el geopotencial, utilizada en el esquema de análisis objetivo del mencionado sistema.

Hasta hace algún tiempo, el formalismo de las interpolación optimal multivariada de los errores de pronóstico fue prácticamente universal (ver Rutherford (1976), Gandin y Kagan (1974), Schlatter (1975), Seaman (1979), Lorenc (1981), DiMego (1988)). Las componentes verticales de las covarianzas tridimensionales eran obtenidas a través de la evaluación empírica directa. Las componentes horizontales o sobre superficies de presión constante se basaban en la función "gaussiana" (ec. (13)) siendo obtenidas las funciones correspondientes al viento a través de la relación geostrófica o del viento térmico.

Thiébaux (1980) muestra que la precisión de los análisis obtenidos mediante la interpolación optimal es fuertemente dependiente de la forma de la función de correlación horizontal. En sus experiencias, la autora muestra que si bien las diferencias entre varias formas de modelar las correlaciones horizontales para el geopotencial pueden ser muy pequeñas, la precisión de los análisis correspondientes a las diferentes funciones son muy diferentes entre sí tanto para el geopotencial como para el viento. Según Thiébaux (1986) estos resultados estarían sugiriendo que las funciones de correlación para el viento

derivadas geostróficamente son las responsables de las diferencias en la precisión de los análisis. En la figura (41), correspondiente al trabajo de Balgovind et al. (1983) se pueden observar diferencias significativas entre las funciones de correlación del viento derivadas geostróficamente de funciones de correlación para el geopotencial muy similares entre sí.

El trabajo de Williamson et al. (1981) proporciona evidencia adicional a este tema. Si bién su estudio no incluyó experimentos que comparen análisis realizados con diferentes funciones de estructura, este estudio identificó a la relación geostrófica aplicada a la función gaussiana como la causa del imbalance entre los campos de masa y de viento. Daley (1984) señala que este imbalance podría ser reducido con el uso de diferentes funciones de estructura. Es decir que habría varias razones para afirmar que la función gaussiana no es el modelo más apropiado para modelar los errores de pronóstico. Thiébaux (1986) las resume en dos razones principales:

(i) sus funciones de correlación de los errores de pronóstico para el viento geostrófico tienen un efecto pronunciado en la interpolación estadística multivariada, que evidentemente degrada la precisión del análisis.

(ii)El espectro de energía cinética turbulenta asociado a estas funciones no es característico de las distribuciones espectrales de los errores de pronóstico.

Varios trabajos han encontrado que las correlaciones horizontales de los errores de pronóstico del geopotencial son inhomogéneas. . Balgovind et al.(1983) muestran que ellas presentan una fuerte dependencia latitudinal debido a la dependencia de las estructuras de los errores de pronóstico con el radio de deformación de Rossby. Thiébaux (1986) así mismo obtiene variaciones en la forma de las correlaciones horizontales para diferentes regiones de extensión longitudinal dentro de una misma banda latitudinal. La autora señala que la diferencias observadas en la estructura de los errores de pronóstico de una región a la otra puede deberse a i) diferencias de precisión en las observaciones por diferencias en los instrumentos, en los procedimientos operativos, etc., ó ii)diferencias en los errores del modelo de pronóstico de una región a otra.

En base a estas consideraciones se realizó un estudio de las estructuras estadísticas horizontales de los errores de pronóstico del geopotencial sobre la región sur de Sudamérica con la intención de poder representar a las mismas adecuadamente en el esquema de interpolación optimal.

Los datos estudiados aquí corresponden a las diferencias entre las observaciones de radiosondeos y los pronósticos a 24 horas proporcionados por el SADI a las 12 UTC, para el período que va desde el 1 de junio al 31 de agosto de 1986 sobre la región sur de Sudamérica. Estas diferencias fueron calculadas en los seis niveles de pronóstico del modelo sobre todas las estaciones de radiosondeos disponibles dentro del retículo de integración del mismo. Una estación en particular fue utilizada si por lo menos el 60% de sus observaciones "aceptables " estaban disponibles. El término "aceptable" se refiere a los datos que fueron aceptados como correctos por las diferentes etapas del proceso de control de calidad del SADI. La diferencia media entre las observaciones y los pronósticos fue removida separadamente para cada estación, para eliminar los efectos de los desvíos instrumentales y los errores de pronósticos medios. La varianza promedio de la población resultante de las series temporales de las estaciones se definió como la media de las varianzas de las estaciones.

8.2 Modelado de las autocovarianzas de los errores de pronóstico del geopotencial

8.2.1 Formulación matemática del modelo de correlación candidato

Como es usual cuando se discute la estructura estadística de los errores de pronóstico se supone en principio que las correlaciones horizontales de los errores son homogéneas e isótropas (la validez de estas suposiciones en la región considerada se discute en la sección siguiente). Dada estas suposiciones, la correlación entre dos puntos horizontales (F) es sólo función de la distancia entre los puntos (r).

De acuerdo con la teoría general (Buell (1972), Rutherford (1972), Hollingsworth y Lonnberg (1986)) la condición necesaria y suficiente para que F(r) sea la función de autocorrelación de un proceso aleatorio homogéneo es que pueda ser expresada bajo la forma

$$F(r) = \int_0^\infty f(\underline{k}) \exp(i\underline{k}\underline{r}) \, d\underline{k} \qquad (29)$$

donde $f(\underline{k})$ es integrable y definida positiva. La función $f(\underline{k})$ es la transformada de Fourier de la función de correlación F y define su espectro. Esta transformada puede escribirse como una transformada de Hankel (Gandin (1963), Rutherford (1972), Hollingsworth y Lonnberg (1986))

$$F(r) = \int_o^\infty u\ f_h(u)\ J_o(ur)\ du \qquad (30)$$

donde

$$f_h(u) = \int_o^\infty r\ F(r)\ J_o(ur)\ dr \qquad (31)$$

es la transformada de orden cero de F(r) y J_o es la función de Bessel de primer tipo de orden cero.Este tipo de representación presenta la ventaja que produce amplitudes despreciables a una cierta distancia del punto de referencia, mientras que la transformada de Fourier tiene allí amplitudes no despreciables.

Para variables discontinuas en un rango finito las integrales se transforman en series de Fourier-Bessel

$$F(r) = \sum_{i=0}^{N} A(k_i)\ \ J_o(k_i r/D) \qquad (32)$$

donde k_i son los números de onda de la expansión de la función de Bessel que son determinados según Hildebrand (1976) exigiendo que la derivada $J_o'(k_i)$ con respecto a r se anule en r=D. Esta representación de las correlaciones horizontales de los errores de pronóstico es utilizada en forma operativa en el ECMWF (Hollingsworth y Lonnberg (1986) , Lonnberg y Hollingsworth (1986)) y es la que ha sido seleccionada para modelar las correlaciones horizontales de los errores de pronóstico para el geopotencial del SADI. El término de orden cero en la expansión corresponde a los errores de pronóstico que están perfectamente correlacionados sobre el dominio. De aquí en más se lo designará con el nombre de modo de la gran escala mientras que a los términos restantes como los modos sinópticos.

Los coeficientes $A(k_i)$ se obtienen de la siguiente manera. Multiplicando ambos lados de la ecuación anterior por $rJ_o(k_j r/D)$ se obtiene

$$rF(r)J_o(k_j r/D) = \sum_{i=1}^{N} A(k_i) rJ_o(k_i r/D) J_o(k_i r/D) \qquad (33)$$

Si se integra ambos lados de la última ecuación sobre el intervalo (0,D), se asume que la integral finita de la suma es equivalente a la suma de las integrales y se utiliza que las $J_o(k_i r/D)$

son ortogonales, la última ecuación se reduce a:

$$\int_o^D F(r)J_o(k_i r/D)\ dr = A(k_i) \int_o^D rJ_o^2(k_i r/D)\ dr \qquad (34)$$

donde se obtiene

$$A(k_i) = \int_o^D rF(r)J_o(k_i r/D)\ dr/(D^2 J_o^2(k_i)) \qquad (35)$$

Debido a la imposibilidad de modelar las correspondientes estructuras horizontales de los errores de pronóstico para el viento, las mismas se obtuvieron derivando las correlaciones para el geopotencial geostróficamente, como se hizo en la sección 3.3.2. Las expresiones obtenidas en este caso para las autocorrelaciones y las correlaciones cruzadas son las siguientes:

$$F_{uuij} = [\sum_{i=0}^{N} \frac{k_i}{Dr} A(k_i)J_o(k_i r/D)]\cos^2\theta + [\sum_{i=0}^{N} \frac{k_i^2}{D^2} A(k_i)\ (J_o(k_i r/D) - \frac{D}{k_i r} J_1(k_i r/D))]\ \mathrm{sen}^2\theta \qquad (36)$$

$$F_{vvij} = [\sum_{i=0}^{N} \frac{k_i}{Dr} A(k_i)J_o(k_i r/D)]\ \mathrm{sen}^2\theta + [\sum_{i=0}^{N} \frac{k_i^2}{D^2} A(k_i)\ (J_o(k_i r/D) - \frac{D}{k_i r} J_1(k_i r/D))]\cos^2\theta \qquad (37)$$

$$F_{uvij} = F_{vuij} = [\sum_{i=0}^{N} \frac{k_i}{D} A(k_i)(\frac{2}{r} J_1(k_i r/D) - \frac{k_i}{D} J_o(k_i r/D))] \cdot \mathrm{sen}\theta\cos\theta \qquad (38)$$

$$F_{u\phi ij} = -F_{\phi uij} = \mu\sum_{i=0}^{N} \frac{k_i}{D} A(k_i)\ J_1(k_i r/D)\ \mathrm{sen}\theta \qquad (39)$$

$$F_{v\phi ij} = -F_{\phi vij} = -\mu \sum_{i=0}^{N} \frac{k_i}{D} A(k_i) J_1(k_i r/D) \cos\theta \qquad (40)$$

donde μ es el coeficiente de desacople entre el campo de masa y viento y θ es el ángulo entre la horizontal y la dirección i->j, ambos definidos en la sección 3.3.2.

8.2.2. Determinación de los errores de pronóstico y de observación

La desviación standard local sobre cada una de las estaciones se puede definir como

$$E_i^t = <(P_i - O_i)^2>^{1/2}$$

Como se describió en la sección 8.1, si las diferencias (P-O) son restadas de sus medias locales y divididas por su desviación standard local, la correlación entre los errores de predicción entre dos puntos i y j será

$$F_{ij} = \frac{< [(P_i-O_i)-<(P_i-O_i)>] \quad [(P_j-O_j)-<(P_j-O_j)>]>}{E_i^t \; E_i^t}$$

Si la representación anterior es extrapolada a la distancia cero se obtiene

$$F_{ii} = \frac{(E_i^p)^2}{(E_i^p)^2 + (E_i^o)^2} \qquad (41)$$

A partir de esta extrapolación se puede obtener una buena aproximación tanto para las desviaciones standard de los errores de predicción como para los errores de observación, que se suponen horizontalmente no correlacionados y de magnitud uniforme. Esta es una buena suposición y es ampliamente utilizada en este tipo de trabajos (Gandin (1963), Rutherford (1972), Hollet (1975), Hollinsworth y Lonnberg (1986)). Se debe aclarar que los errores observacionales derivados de esta manera no sólo incluyen los errores de instrumental sino también los errores de falta de representación, también llamados errores de muestreo.

8.3 Consideraciones computacionales en la determinación de los errores

Previo al modelado de la estructura estadística de los errores de pronóstico es necesario determinar los valores empíricos

de las correlaciones para todos los posibles pares de estaciones. Con el fin de reducir la heterogeneidad y el tiempo computacional, los datos de correlación son promediados sobre ciertos rangos de distancia o "bins" (Hollingsworth y Lonnberg (1986), Thiébaux et al. (1986)). Para calcular estos promedios se utiliza la transformada z de Fisher (Fisher (1921)) dada por

$$z = \ln \left[\frac{1 + rr}{1 - rr} \right] \qquad (42)$$

donde rr son las correlaciones. Este procedimiento tiene la propiedad que preserva la distribución de las correlaciones alrededor de su media local.

La selección de condiciones de borde a ser aplicadas a la representación (32) determina los número de onda k_i. Como se mencionó en la sección anterior, es conveniente imponer que la derivada radial de $F_{\phi ij}$ se anule a una distancia suficientemente larga D, que es determinada en la práctica requiriendo que las autocorrelaciones de geopotencial sean esencialmente cero para r > D. Con esta condición de borde el término cero de la expansión (32), según la ecuación (35) es un término constante independiente de r. Este término representa el valor medio de la correlación sobre el dominio (Hildebrand (1976)).

Según Hollingsworth y Lonnberg (1986), la selección del parámetro de truncado D tiene un número importante de consecuencias para los análisis. Para una variable escalar como el geopotencial, el análisis local puede responder a información en los datos de escalas entre el límite superior de las escalas resueltas (dependiente de D) y el límite más bajo de la resolución que es determinado por el número de onda del último término retenido en la expansión y por la densidad de los datos. La información de escalas más grandes que el límite superior serán principalmente proyectadas en el término constante, que fisicamente corresponde a errores en la altura media sobre el área de selección.

Las correlaciones que involucran geopotencial son muy pequeñas para separaciones más grandes que 1500 km. Así mismo el procedimiento de selección de datos del SADI tiene un radio de búsqueda de esa misma magnitud debido a que la función de correlación gaussiana utilizada en el mismo (ec. 13), daba valores despreciables para r > 1500 km. Es decir que se necesitarían calcular correlaciones sobre el doble de esa distan-

cia. En consecuencia se utilizó para D un valor de 3000 km. En la tabla 14 se muestran los valores de k_i y $L_i = 2\pi r/D$. La cantindad L_i proporciona una definición conveniente de la escala de cada uno de los modos horizontales.

i	k_i	L_i (km)
0	0	∞
1	3.8	4957
2	7.0	2695
3	10.2	1847
4	13.3	1420
5	16.5	1143
6	19.6	961
7	22.8	829
8	25.9	729

TABLA 14: Valores de k_i y L_i para los modos horizontales

Es útil definir la escala horizontal característica (L_f) para las funciones de correlación. Esa escala se define como

$$L_f^2 = - \left[\frac{F}{\nabla^2 F} \right]_{r=0} \qquad (43)$$

Si F es isotrópica con coeficientes de expansión A_i entonces la escala de F está definida por

$$L_f^2 = 2D^2 \frac{\Sigma A_i}{\Sigma k_i^2 A_i} \qquad (44)$$

que corresponde al promedio pesado espectralmente de las escalas de los modos constituyentes de F.

8.4 Resultados obtenidos

8.4.1 Análisis de los autocorrelaciones

Para cada nivel isobárico se calcularon las autocorrelaciones entre los errores de pronóstico del geopotencial para cada par de estaciones en la región considerada. Las figuras (49)

y (50) ilustran las correlaciones para los seis niveles del modelo como una función de la separación geográfica (en kilómetros). En estas figuras, las correlaciones presentan cierta dispersión. Estos resultados coinciden con los obtenidos, entre otros por Thiébaux (1986) y Anderson (1986), aunque las nubes de puntos obtenidas en otras regiones son más densas debido a que fueron calculadas con mejores redes de radiosondeos. Si bien la dispersión observada va disminuyendo con la altura hasta 500 hpa, en los niveles de 300 y 200 hpa se observa un aumento de la misma.

La dispersión observada en las nubes de puntos podría deberse a la anisotropía y a la inhomogeneidad que presentan las estructuras estadísticas en la región más que a ruido producido en las estimaciones de las mismas. En la figura (51) se muestran las correlaciones obtenidas tomando como centro la estaciones de Resistencia y Comodoro Rivadavia. Las mismas fueron ajustadas con la serie de Fourier-Bessel con el fin de poder visualizar mejor su variación con la distancia. Las correlaciones obtenidas con centro en Comodoro Rivadavia presentan un decaimiento más fuerte con la distancia que las obtenidas considerando como centro Resistencia. Esta variación latitudinal de las estructuras coincide con los resultados de Balgovind (1983) mencionados en la sección 8.1. En la figura (52), las correlaciones centradas en la estación de Ezeiza presentan un decaimiento con la distancia diferente al presentado por las correlaciones centradas en la estación chilena de Quinteros. En particular estas últimas correlaciones, a partir de los 1000 km tienden a un valor constante positivo (este comportamiento característico será discutido más adelante). Es decir que las estructuras de los errores de pronóstico en esta región presentan una marcada inhomogeneidad no solo en la dirección latitudinal sino también longitudinalmente.

En esta etapa de la tesis no se realizó ningún estudio sobre el grado de anisotropía que podrían presentar estas estructuras. Pero en un trabajo preliminar donde se calcularon las correlaciones de los errores de pronóstico definiendo a los mismos como la diferencia entre el pronóstico y el análisis del ECMWF, se obtuvo para un punto centrado en la República Argentina que en los niveles inferiores de la atmósfera, hasta 500 hpa, las correlaciones presentaban una cierta anisotropía provocada principalmente por la presencia de la cordillera de los Andes (Fig. 53). Así mismo se observó que el grado de la anisotropía era dependiente de cómo la topografía era simulada en el modelo. En consecuencia la dipersión que se observa en las correlaciones calculadas también podría deberse a un cierto grado de anisotropía que estas estructuras estadísticas presentan en la región.

Debido a que la red de radiosondeos disponible es muy rala, se decidió no utilizar una función anisótropa para ajustar las correlaciones obtenidas. Por la misma razón se decidió hacer uso de condiciones de homogeneidad para realizar el ajuste, como así también al utilizar la función de correlación en el esquema de análisis. Pero es necesario remarcar que el hecho de utilizar la serie de Fourier Bessel propuesta en la ecuación (32) haciendo uso de suposiciones de homogeneidad e isotropía podría llegar a ser un factor importante a tener en cuenta al evaluar la desempeño del análisis objetivo en la región.

8.4.2 Evaluación del ajuste por un serie de Fourier Bessel

Utilizando la transformada z (ec. (42)) las correlaciones horizontales fueron promediadas cada 200 km y luego ajustadas a la serie de Fourier Bessel. Para testear la estabilidad del cálculo se varió el intervalo de promedio a 100 km, encontrándose diferencias leves sólo en los modos más altos de la serie (fig. (54(d) y fig. (56)). Los coeficientes A_i fueron obtenidos mediante un procedimiento de cuadrados mínimos utilizando la subrutina IFLSQ del International Mathematical and Statistical Libraries (IMSL). Para calcular las funciones de Bessel se utilizaron las subrutinas MMBSJ0 y MMBSJ1 del mismo paquete.

En las figuras (54) y (55) se observan las correlaciones promediadas junto con la representación por la serie de Fourier Bessel y la función gaussiana que se utiliza en el SADI. En los seis niveles del modelo se observa que el decaimiento con la distancia de las correlaciones empíricas es más suave que el correspondiente a la función gaussiana. Asi mismo se ve que el grado de decaimiento varía en la vertical, lo que estaría indicando que no es conveniente utilizar una misma representación para las correlaciones en todos los niveles.

En los niveles más bajos del modelo hasta 700 hpa, las correlaciones promedio cambian su forma de decaer con la distancia, ya que aproximadamente a los 1200 km se acercan a un valor positivo de correlación. Esta característica no se observa en los niveles superiores donde las correlaciones tienden a cero a grandes distancias. Este resultado podría deberse a que el modelo pronostica en forma incorrecta las ondas largas estacionarias que son forzadas por la orografía y por el constraste tierra-océano (Balgovind et al. (1983)). Estas ondas estacionarias no pueden ser correctamente pronosticadas a menos que la orografía y el forzante térmico sean bién simulados. En el modelo cuasigeostrófico que el SADI utiliza, la cordillera de los Andes no está muy bien representada ya que tiene una mayor

extensión horizontal y una menor altura media y el contraste térmico entre la tierra y el océano no es simulado.

Si bién la longitud de onda más corta resuelta por el modelo es dos veces el paso retículo, la mínima longitud de onda detectada con cierta exactitud se considera igual a 4 veces la distancia entre observaciones. Es decir que el término más alto retenido en la expansión de las correlaciones por series de Fourier Bessel debería por lo menos representar con cierta precisión los errores correspondientes a esta última longitud, que para el modelo utilizado es de 1200 km en 60°. El ajuste de la serie a las correlaciones empíricas dió como resultado que en todos los niveles considerados a partir del sexto modo sinóptico las amplitudes de los mismos fueran despreciables y se encontró que la bondad del ajuste era independiente de la inclusión de términos mayores que el quinto. En la tabla 14 se puede observar que el quinto modo está asociado a una longitud de 1142 km, valor que se aproxima muy bién a la longitud de onda esperada. Este resultado no está indicando que el modelo no tiene errores en las longitudes de onda menores a 1142 km sino que la red de radiosondeos disponible no permite resolver los errores de pronóstico correspondientes a ese rango de longitudes de onda.

Las series de Fourier Bessel obtenidas considerando hasta el quinto modo sinóptico, caen aproximadamente bien dentro de las barras de error de los datos correspondientes a los primeros 700 km (ejemplo fig. (57)). Es interesante comparar los modos obtenidos ajustando la serie de Fourier Bessel a las correlaciones empíricas con los modos que se obtienen de expandir la función gaussiana. En la figura (58) se observa en el nivel de 500 hpa que si bien el modo de gran escala presenta una magnitud similar en ambas expansiones, el primer modo sinóptico tiene mayor amplitud en la correlaciones empíricas que en la función gaussiana. Así mismo se observa que en esta última función la amplitud de los modos sinópticos disminuye gradualmente según aumenta el orden de la expansión, mientras que en la expansión de las correlaciones empíricas los modos 3 y 4 se encuentran muy amortiguados. Estas diferencias pueden deberse a la distribución geométrica de la red de radiosondeos, que para algunas longitudes de onda no permite una buena resolución de las escalas de los errores correspondientes.

Según la ecuación (35), el espectro normalizado de la varianza del error está dado por $A_i J_o^2(k_i)$. En las figuras (59) y (60) se observan el porcentaje de potencia total correspondiente a cada modo de la expansión en los seis niveles verticales considerados. Como se discutió anteriormente, en los niveles más bajos hasta 700 hpa el modo de gran escala presenta la mayor

amplitud. Mientras que en los niveles de 500 y 300 hpa el primer modo sinóptico es el que presenta la mayor amplitud. Amplitudes negativas se han encontrado en todos los niveles de la atmósfera menos en 500 hpa. Si la función de correlación debe satisfacer los requerimientos de que sea definida positiva, la expansión debería ser truncada cuando un término resulta negativo. Pero al realizar este truncando en algunos niveles los modos retenidos son muy pocos. Analizando la longitud característica de los errores de geopotencial correspondiente a la expansión en cada nivel (fig. (61)) se observa que por encima de 500 hpa la escala permanece aproximadamente constante en 450 km mientras que por debajo 700 hpa presenta valores mayores del orden de los 700 km. Para ser consistente con la condición de separación horizontal/vertical planteada en la ec. (12) sobre los errores, la escala horizontal característica de los errores de predicción no debería variar verticalmente en el esquema de análisis pero de estos resultados parecería razonable utilizar funciones diferentes para los niveles altos y los niveles más bajos considerados (Mitchell (1990)). En consecuencia, dentro del esquema de análisis se decidió representar la función de correlación horizontal de los errores de geopotencial para los niveles por encima de 500 hpa con la serie de Fourier Bessel obtenida para ese nivel mientras que para los niveles por debajo de 700 hpa utilizar la expansión obtenida para este último nivel. En el caso de esta expansión, debido a que la amplitud del modo negativo representa el 2% de la potencia total se redefinió el mismo asignándole como amplitud un valor muy pequeño positivo.

8.4.3 Magnitud de los errores de pronóstico y de observación

La figura (62) muestra los errores cuadráticos medios de las diferencias entre los valores pronosticados a 24 hs y las observaciones correspondientes a la serie de datos utilizada. Este error de aquí en adelante denominado error total de geopotencial, según la ecuación (28) debería ser igual a la suma de las varianzas de los errores de predicción y de observación estimadas en el esquema de análisis. Pero en la mencionada figura se puede observar que las estimaciones del error total asumidas en el SADI son menores a las empíricas en todos los niveles considerados. En consecuencia, se vió necesario realizar una nueva estimación de los mencionados errores.

Reemplazando los errores totales de geopotencial empíricos y las extrapolaciones a la distancia cero de las series de Fourier Bessel en las ecuaciones (28) y (41) se obtuvieron nuevas estimaciones para los errores de pronóstico y de observación. En la figura (63) se observa que los errores de pronóstico presentan una estructura vertical similar a la correspondiente a los er-

rores totales y son mayores que los de observación en todos los niveles verticales considerados. Ambos resultados coinciden con los obtenidos por Mitchell (1990) con el sistema de asimilación de datos del Centro Meteorológico de Canadá. Un ciclo de análisis más corto que permitiera utilizar por ejemplo pronósticos a 12 o 6 horas, probablemente reduciría la diferencia de magnitud entre los errores de predicción y de observación. En la misma figura también se puede observar que los errores de observación obtenidos son mayores que los que el SADI utiliza (tabla 2). Esto se debe a que la magnitud de los mencionados errores depende de la cantidad de términos retenidos en la serie y ésto define la magnitud de los errores de muestreo incluidos en los errores de observación. En este caso la longitud de onda correspondiente al término más alto retenido es relativamente larga.

La figura (64) muestra el perfil vertical del error de pronóstico junto con los perfiles de las contribuciones a ese error por parte del modo de gran escala y de los modos sinópticos. Se observa que en todos los niveles considerados los errores son principalmente debidos a la componente sinóptica, como era de esperar por ser un modelo de escala regional.

8.5 Verificación del análisis con la serie de Fourier Bessel

Con el fin de evaluar el efecto que produce sobre el análisis el uso de la serie de Fourier Bessel como función de autocorrelación del geopotencial, se aplicaron las dos metodologías descriptas en la sección 7 para verificar el análisis del SADI.

Considerando el mismo período que el utilizado para calcular las autocorrelaciones de los errores del geopotencial, es decir desde el 1 de junio al 31 de agosto de 1986 a las 12 UTC, se calcularon los valores analizados sobre las posiciones de los radiosondeos disponibles en la región sur de Sudamérica para ambas metodologías. Para ello designando como HL el uso de la metodología HL y como SVA el uso de la metodología SVA, se definieron tres experiencias: análisis obtenidos utilizando la función gaussiana como función de autocorrelación del geopotencial (HL1 y SVA1), análisis obtenidos utilizando la serie de Fourier Bessel como función de autocorrelación (HL2 y SVA2) y análisis obtenidos utilizando la serie de Fourier Bessel y los errores de observación obtenidos del ajuste de la mencionada serie a los datos empirícos de autocorrelación, definidos en la sección 8.4.3 (HL3 y SVA3). Con el fin de ordenar las verificaciones realizadas, en la secciones 8.5.1 y 8.5.2 se describen los resultados para ambas metodologías por separado y finalmente en la sección 8.5.3 se realiza una comparación y discusión de la bondad de ambas metodologías en la región considerada.

8.5.1 Verificación del SADI con el sistema HL

Como se mencionó anteriormente, para aplicar esta metodología fue necesario calcular los valores analizados sobre los puntos de observación, en este caso de radiosondeo para luego compararlos con los valores observados.

Para el período considerado se calculó sobre cada estación de radiosondeo el error cuadrático medio de las diferencias entre los valores analizados y observados (ECM(A-O)). A diferencia de la verificación realizada para el GDAS, en este caso no se calculó un error cuadrático medio global para toda la región, sino que se prefirió analizar su variación en las diferentes estaciones.

Del análisis de la magnitud que toman los valores de ECM(A-O) en las diferentes posiciones de radiosondeos para las tres experiencias consideradas surge que todos son menores que los correspondientes errores de pronóstico (ejemplo, figura (65) en 500

hpa). Así mismo en la mayoría de las estaciones de radiosondeos los errores del análisis encontrados son menores que los errores de observación (figura (63)). Dado que los errores de observación y los ECM(A-O) fueron calculados de diferentes fuentes de datos (en un caso de las diferencias entre los valores pronosticados y observados y en el otro caso de las diferencias entre los valores analizados y observados), es alentador que los ECM(A-O) presenten valores menores que los errores de observación estimados, indicando que el análisis se está ajustando a los datos dentro del error de observación. Las principales excepciones son los análisis sobre estaciones como Punta Arenas, Comodoro Rivadavia o Mendoza. Como se puede ver en la figura (65) el pronóstico es muy deficiente en esa región y la escasa disponibilidad de radiosondeos produce que el análisis no tenga suficiente precisión.

En todos los niveles considerados se encontró que los ECM(A-O) correspondientes a los análisis realizados con la función gaussiana son menores que los correspondientes realizados utilizando la serie de Fourier Bessel. Esto se debe a que la función de Bessel presenta un decaimiento más suave con la distancia que la función gaussiana. En consecuencia el dato observado sobre el punto de análisis recibe un menor peso en la interpolación (figura (66)).

Para poder aplicar en detalle el sistema HL descripto en la sección 6.1.2, se decidió evaluar la validez de las condiciones de homogeneidad que esta metodología necesita sobre la red de observaciones utilizada. Analizando los pesos que la interpolación del SADI le otorga a las observaciones de radiosondeo sobre la región sur de Sudamérica (ejemplo, figura (66) para 500 hpa) se pudo observar que existen diferencias entre los pesos que reciben las observaciones provenientes de estaciones ubicadas en el interior de la red con los pesos que reciben aquellas observaciones provenientes de estaciones en los bordes de la red. Se destaca en especial para los análisis realizados con la serie de Fourier Bessel como función de correlación de los errores de predicción, pesos menores en la región interior que en la región exterior de la red. Si bién esta característica se observa en otras redes de observación (por ejemplo ver los resultados de Hollingsworth y Lonngberg (1989) sobre América del Norte), se ve acentuada en esta región de Sudamérica debido a lo rala que es la red utilizada. En consecuencia, se decidió calcular por separado las correlaciones de las diferencias (A-O) para las estaciones del interior (de aquí en adelante denominadas como BW) y del borde (AW) de la red de radiosondeos. Para ambos casos las correlaciones fueron promediadas cada 100 km utilizando la transformada z de Fisher (ecuación (42) mientras que la intercepción B fue calculada utilizando una serie de Fourier Bessel para ajustar

las correlaciones.

Debido a que la red de radiosondeos utilizada es muy rala, las correlaciones obtenidas en todos los niveles fueron algo ruidosas y en algunos casos no se pudo obtener un valor para la intercepción B. A continuación se describen los resultados para los niveles de 500 y 300 hpa por ser sus resultados representativos de lo que ocurre en los otros niveles.

Como se mencionó anteriormente, HL señalan que para un análisis eficiente las correlaciones de las (A-O) deberían tender a cero a grandes distancias y a un valor negativo cuando la distancia tiende a cero. En la figura (67) se observan los resultados para las correlaciones de los errores del análisis sobre las estaciones del interior de la red en 500 hpa. Para la experiencia HL1 se observan que los resultados son algo ruidosos y no permitieron realizar un ajuste preciso para obtener el valor de B. Se destaca que el primer punto es positivo lo que produciría un valor de B positivo. Este resultado indicaría que el esquema de análisis es ineficiente. En el caso de no considerarlo, se obtendría un valor de B $\approx$ -0.25, que si bien es negativo difiere bastante del valor de w = 0.67. En el caso de la experiencia HL2 se observa que el utilizar la serie de Fourier Bessel para modelar las autocorrelaciones del geopotencial implica una mayor consistencia entre las estadíticas estimadas y las observadas. Se destaca que para distancias mayores que 700 km las correlaciones parecen tender a cero mientras que para distancias menores se tornan negativas, acercándose a un valor de B = -0.43 que se aproxima bastante al valor de w = 0.5. Para el caso de considerar en el análisis además de la serie de Fourier Bessel los errores de observación obtenidos de las estadísticas de los errores de pronóstico (HL3) se obtuvieron correlaciones más ruidosas que para HL2. Aunque permitieron ajustar un valor de B=-0.2 que se encuentra ligeramente alejado del correspondiente valor de w=0.38.

Los resultados sobre 300 hpa (figura (68)) muestran que las correlaciones para la experiencia HL1 son muy ruidosas como para inferir alguna conclusión sobre el valor de B. En el caso de la experiencia HL2, si bien parecerían tender a cero para distancias mayores y a valores negativos cuando las distancias decrecen su magnitud, no resultó posible ajustar un valor de B. En cambio para el caso de la experiencia HL3 se pudo obtener un valor de B = -0.25 lo cual se aproxima al valor de w = 0.32.

Para el grupo de estaciones en el borde de la red (AW), las correlaciones resultaron muy ruidosas. En la figura (69) se observa que en 500 hpa las correlaciones para la experiencia HL1,

son practicamente todas positivas. En cambio en las experiencias HL2 y HL3, si bién los resultados son igualmente ruidosos, los valores de las correlaciones oscilan alrededor de cero. Las tres experiencias presentan algunos puntos negativos cuando la distancia decrece, pero ninguna de ellas presenta una tendencia ordenada hacia algún valor negativo ya que en este caso las estaciones están muy separadas entre sí, lo que produce una falta de puntos en distancias cortas. El excesivo ruido que presentan las correlaciones de los (A-O) en todos los niveles verticales, puede deberse a que en este grupo AW se consideraron estaciones provenientes de diferentes lugares del borde de la red, ya sea el borde oeste, el borde norte, etc. Lo correcto quizás hubiera sido regionalizar aún más el cálculo de las correlaciones, pero debido a que hay muy poca cantidad de radiosondeos en cada una de las subregiones, hubiera sido imposible arribar a alguna conclusión.

Los resultados obtenidos con esta metodología de verificación no permitieron realizar evaluaciones cuantitativas sobre la calidad del análisis. Esto se debió principalmente a la falta de homogeneidad y a la escasa información que proporciona la red utilizada. Sin embargo se pueden inferir ciertas conclusiones cualitativamente. En especial se observa que el uso de series de Fourier Bessel para ajustar las autocorrelaciones de los errores de pronóstico para el geopotencial, si bien aumenta los valores de los ECM(A-O), éstos se encuentran dentro del error de observación. Así mismo se observa que este cambio en la función de autocorrelación produjo que las estimaciones de las estructuras estadísticas utilizadas en el análisis se acerquen más a las observadas en la atmósfera. Con respecto a qué valores de error de observación conviene utilizar, los resultados con esta metodología no permitieron arribar a una única conclusión, ya que desde el punto de vista de las correlaciones espaciales de los (A-O), en los niveles inferiores parecerían ser los óptimos los antiguos errores de observación, mientras que en los niveles superiores los nuevos errores proporcionarían una mejor aproximación a las estadísticas observadas.

8.5.2 Verificación del SADI con el método SVA

En esta verificación fué necesario calcular los valores analizados sobre cada estación de radiosondeo pero sin utilizar la observación de la estación de análisis. Igual que en los casos anteriores en esta verificación se computaron los ECM(A-O).

Los valores de ECM(A-O) obtenidos en 850 hpa (figura (70)) muestran que para la experiencia con la función gaussiana (SVA1) los mismos son menores que los correspondientes errores de pronóstico sólo en Espora, Mendoza y Santa Rosa. En el resto de

las estaciones, el no utilizar en la interpolación la observación ubicada en la estación de análisis, produjo errores en las mismas más altos que los de pronósticos. En cambio las experiencias que utilizan la serie de Fourier Bessel presentan valores de ECM(A-O) menores que los errores de pronóstico en todas las estaciones menos Mendoza. Se deduce de este último resultado que al usar funciones de autocorrelación que decaen más lentamente con la distancia se necesita contar con observaciones al este de la cordillera para obtener en esa región un análisis de buena calidad.

Con respecto a los errores de observación, los ECM(A-O) de la experiencia SVA1 son bastante mayores que el error de observación correspondiente a ese nivel (18 m). Las experiencias SVA2 y SVA3 presentan en las estaciones del norte y centro de la región valores de ECM(A-O) que si bién son algo mayores se encuentran dentro del orden del error de observación mientras que en la estaciones del sur de la región los valores de ECM(A-O) son mayores. Estos últimos resultados coinciden con lo esperado en la regiones donde no hay datos, es decir que el error del análisis sea algo mayor que los errores de observación.

Comparando los resultados para las tres experiencias entre sí, se destaca que el uso de la función gaussiana produce para esta metodología de verificación errores de análisis mayores que los obtenidos utilizando la serie de Fourier Bessel. Se observa también que el uso de los errores de observación estimados de las estadísticas de los errores de pronóstico produjo en algunas estaciones que los ECM(A-O) de la experiencia SVA3 sean menores que los de la experiencia SVA2.

Los resultados en los niveles superiores pueden ser ejemplificados mediante la evaluación de los mismos en 500 hpa (figura (71)). En ese nivel para la experiencia SVA1 se observa que los ECM(A-O) son menores que los ECM(P-O) en todas las estaciones menos en Resistencia, Cordoba y Comodoro Rivadavia. Al utilizar la serie de Fourier Bessel se obtuvo que en la experiencia SVA2 varias estaciones presentan errores de análisis mayores que los de pronóstico, indicando que el uso de la nueva función de correlación no resultaría tan eficiente en este nivel. En cambio los valores de ECM(A-O) para la experiencia SVA3 son todos menores que los ECM(P-O) menos en la estación de Quinteros. Con respecto a los errores de observación, las tres experiencias presentan errores mayores que el correspondiente error de observación en 500 hpa (22 m).

Comparando la magnitud de los ECM(A-O) para las tres experiencias se destaca que los correspondientes a SVA3 son menores que los correspondientes a SVA2 y SVA1, en la mayoría de las es-

taciones, salvo en alguna estación cordillerana.

Con el fin de evaluar la consistencia estadística entre los errores observados y los estimados por el SADI, se calcularon las diferencias entre los ECM(A-O) y los errores de análisis y de observación estimados, según lo plantea la ecuación (25). En la figura (72) se observan los resultados para el nivel de 850 hpa. Ellos muestran que la experiencia SVA1 presenta valores mayores de las diferencias entre los errores que los resultados de SVA2 y SVA3 en la mayoría de las estaciones consideradas. También se destaca que los valores para SVA3 son menores que para SVA2, aunque la diferencia entre las dos experiencias es muy pequeña.

En el niveles superiores, por ejemplo en 500 hpa (figura (73)), los resultados para las diferencias entre los errores empíricos y teóricos muestran que la experiencia con la función gaussiana presenta los mayores valores, mientras que para las experiencias considerando la serie de Fourier Bessel se observa que en la mayoría de las estaciones, el hecho de considerar los nuevos errores de observación produce que los errores estimados se aproximen mejor a los correspondientes observados.

Los resultados obtenidos mediante esta verificación confirman que la función gaussiana resulta ineficiente para modelar las autocorrelaciones de los errores de pronóstico para el geopotencial, ya que los ECM(A-O) obtenidos fueron más grandes en muchas estaciones que los errores de pronóstico como así también las diferencias entre los errores empíricos y teóricos fueron las de mayor magnitud. En cambio como era esperado los análisis producidos con la serie de Fourier Bessel obtuvieron ECM(A-O) menores y presentaron una mejor consistencia entre los errores de análisis observados y teóricos. Así mismo se destaca que para los niveles por encima de 700 hpa el considerar los errores de observación calculados de los ECM(P-O) proporciona menores ECM(A-O) y menores diferencias entre los errores empíricos y estimados. En los niveles inferiores esto no se vé tan claramente ya que los resultados con los viejos errores o con los nuevos errores de observación no son muy diferentes entre sí.

8.5.3 Comparación entre los dos sistemas de verificación

De la comparación entre los resultados obtenidos con ambas metodologías se desprende que ambas arribaron a conclusiones similares, sobre la ineficiencia del análisis basado en la función gaussiana y las mejoras que brinda la utilización en el mismo de la serie de Fourier Bessel. Aunque debido a la poca homogeneidad de la red de radiosondeos utilizada y a la escasa cantidad de radiosondeos que esta red presenta hubiera sido

díficil darle un crédito total a las conclusiones arribadas con el sistema HL. Si bién esta es una metodología que tiene la ventaja de no hacer más rala la red de observaciones, lo cual es algo importante en la región considerada, de los resultados obtenidos por HL y lo obtenidos en esta tesis se desprende que esta metodología sólo se puede aplicar totalmente en regiones con alta densidad en datos y con análisis de buena calidad. En otras regiones más ralas en datos o utilizando sistemas de análisis no tan eficientes, esta metodología no funciona en forma tan precisa para evaluar la calidad del análisis.

Con respecto a la aplicabilidad del SVA en la región considerada, los resultados mostraron que su desempeño fué satisfactorio y que fue el único que evitó arribar a conclusiones engañosas. El hecho de utilizar una red más rala no fué un impedimento para esta metodología para arribar a resultados concluyentes. Al contrario, los ECM(A-O) obtenidos permitieron realizar una buena comparación entre las experiencias realizadas ya que al no estar correlacionados con las observaciones de las estaciones de análisis resultaron más sensibles frente a los cambios propuestos en el SADI. Así mismo estos resultados se vieron confirmados por los correspondientes a la comparación de las diferencias de los errores empíricos y teóricos entre las experiencias realizadas.

Un resultado adicional se puede obtener de la comparación de los ECM(A-O) proporcionados por cada sistema de verificación. Para el caso de los análisis realizados con la función gaussiana, se ve que en todos los niveles verticales considerados los errores de análisis aumentan abruptamente cuando cada radiosondeo no se encuentra disponible. En cambio, en los análisis realizados con la serie de Fourier Bessel los cambios en los niveles de error no son tan abruptos en la mayoría de las estaciones, siendo menores en el caso de considerar los nuevos errores de observación. Las excepciones se encuentran en estaciones en la región cordillerana o en la región sur del país donde los radiosondeos son extrapolados. En una región con escasa cantidad de radiosondeos y con la frecuente incertidumbre sobre qué radiosondeos se miden diariamente, estos resultados merecen tenerse en cuenta.

9. CONCLUSIONES

Con el fin proporcionar una nueva herramienta que permitiera una mejora del pronóstico numérico en la región sur de Sudamérica y al mismo tiempo realizara un uso óptimo de la datos existentes en la región se desarrolló un sistema de asimilación de datos (SADI) adecuado a las posibilidades computacionales existentes hasta el momento en los centros de pronóstico numérico operativos en la Argentina. El SADI consta de: un proceso de pre-análisis, un esquema de análisis objetivo y un modelo de pronóstico. En la presente tesis se desarrollaron las primeras dos etapas del sistema y se acopló al mismo un modelo cuasigeostrófico de seis niveles adaptado a la región en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires.

El esquema de análisis objetivo se basa en el método de interpolación optimal (IO) y en forma tridimensional y multivariada proporciona campos analizados de geopotencial en los seis niveles del modelo de pronóstico a partir de observaciones de geopotencial, viento y espesor de geopotencial. En el método IO el valor de un campo meteorológico es estimado mediante la combinación lineal de las desviaciones de las observaciones con respecto a un campo preliminar, cuyos pesos se eligen en forma de minimizar en sentido cuadrático medio, los errores de estimación. Para su implementación fué necesario adaptar un procedimiento de selección de los datos a utilizar en el análisis de cada punto de retículo como así también realizar estimaciones sobre las covarianzas de los errores de pronóstico y de observación. Debido a la falta de estadísticas de los mencionados errores en la región en una primera etapa se consideraron estimaciones utilizadas en otros esquemas de IO.

Con el fin de verificar la calidad del análisis proporcionado por el esquema desarrollado y evaluar el impacto que producen cambios en las estimaciones realizadas en el mismo, se diseñó un experimento numérico que realiza el análisis de geopotencial en dos niveles verticales a partir de conjuntos de datos simulados en la región con diferentes densidades y con datos de diferentes fuentes de medición. Estas experiencias permitieron visualizar principalmente el grado de deterioro que el análisis puede sufrir cuando la información observacional no es suficiente. Se realizó un estudio en particular sobre la forma de incluir a los datos de espesor de geopotencial en el análisis. Se observó que ésta debería depender de las características particulares de cada esquema de análisis y en especial del procedimiento de selección de los datos. Se concluye que desde el punto de vista de esta simulación, en el esquema de análisis desarrollado, la mejor forma de incluirlos es transformándolos a

datos de geopotencial aunque luego en la interpolación mantengan sus propios errores de observación. Estudios realizados variando la longitud característica de la función de autocorrelación horizontal de los errores de pronóstico del geopotencial mostraron que el valor óptimo de este parámetro depende fuertemente de la separación media que existe entre las observaciones. Asi mismo se obtuvo que variaciones del cociente entre los errores de observación y los de pronóstico (ϵ^o) tienen un impacto considerable en las regiones donde la información es interpolada o bien extrapolada.

Como primera etapa del SADI se desàrrolló un proceso de Preanálisis cuya función es la de construir la base de datos que va a utilizar el análisis. En él se realizan varios controles de calidad de las observaciones exigiéndoles que sean consistentes no solo con el campo pronosticado utilizado como campo preliminar del análisis sino que sean consistentes entre sí.

Para evaluar la calidad de los productos proporcionados por el SADI en la región, los mismos fueron comparados con campos analizados por el ECMWF. Los mismos tuvieron un desempeño satisfactorio teniendo en cuenta la escasez de datos en la región y las limitaciones del modelo utilizado. Comparaciones cualitativas realizadas con análisis del centro operativo del SMARA mostraron que el SADI es una herramienta promisoria para mejorar el análisis y pronóstico en la región.

Verificaciones estadísticas de los campos del SADI permitieron evaluar su desempeño en forma cuantitativa pero no permitieron evaluar si las estimaciones realizadas en el mismo son aproximadamente correctas. En consecuencia se desarrolló una nueva metodología de verificación del análisis (SVA). La misma, sencillamente se basa en realizar el análisis sobre cada una de las posiciones de las observaciones pero sin incluirlas. Luego compara los valores analizados y observados y las diferencias entre ambos constituyen un diagnóstico sensible sobre la calidad del análisis. Esta metodología fue comparada con la desarrollada por Hollingswoth y Lonnberg (1989) (HL) que se basa en el estudio de las covarianzas entre las diferencias de los valores analizados y observados. En este caso se utilizan las observaciones sobre los puntos de análisis.

Estas metodologías se aplicaron en una primera etapa a verificar los campos analizados por el GDAS del NMC. También se intentó evaluar la sensibilidad del mismo frente a variaciones del parámetro s y del cociente ϵ^o. Previamente se realizaron una serie de análisis simulados que mostraron que el análisis es más sensible a variaciones de ϵ^o que del parámetro s. Asi mismo se

encontró que la sensibilidad del análisis frente a este último parámetro depende no sólo de la separación entre las estaciones sino que también depende de la longitud de la onda a analizar. El análisis multivariado contribuye también a aumentar la insensibilidad.

Las verificaciones realizadas con el SVA de los análisis proporcionados por la versión operativa de 1989 del sistema de IO del NMC (Kanamitsu (1989)), si bién fueron globalmente satisfactorias, mostraron diferentes resultados según las regiones. Se observó que en la regiones ralas en datos si bién los errores de análisis y de pronóstico calculados eran bajos existe en estas regiones una sobreestimación del GDAS de los correspondientes errores teóricos . Lo opuesto se encontró en regiones densas en datos donde los errores calculados no fueron tan bajos como se supondrían sobre redes con abundante información. En estas regiones el GDAS realiza una subestimación de los errores de pronóstico utilizados en la interpolación. Se sugiere que estos resultados pueden deberse a una falta de regionalización en la determinación de la tasa de crecimiento de los errores de pronóstico, o bien a una falta de variación regional de las funciones de autocorrelación del geopotencial.

Se diseñaron experiencias que permitieron visualizar qué valores de s y de ϵ^o producen el análisis mejor verificado. Los estudios por regiones, en general dieron como resultados óptimos aquellas combinaciones de parámetros que se esperaban de los resultados obtenidos en la experiencia control. Las excepciones fueron las regiones densas en datos cuyos resultados se opusieron a los esperados. Se concluyó en este caso que estos resultados se deben a deficiencias de otros aspectos del esquema de análisis como ser el procedimiento de selección de los datos o bién a deficiencias de la función gaussiana para modelar las autocorrelaciones de los errores de pronóstico.

De la comparación de los resultados obtenidos con las dos metodologías de verificación surge que ambos tuvieron un comportamiento comparable aunque el SVA resultó más sensible a los cambios propuestos.

Ambas metodologías finalmente fueron aplicadas para verificar el análisis del SADI. Se puso especial énfasis en la verificación de una nueva función de autocorrelación del geopotencial. Debido a las deficiencias de la función gaussiana se decidió modelar la función de autocorrelación con una serie de Fourier Bessel, lo que equivale a representarla con una estimación de su espectro de potencias.

Se realizaron ajustes de la serie de Fourier Bessel a correlaciones de los errores de pronóstico calculadas en la región en los seis niveles del modelo. Estos ajustes permitieron visualizar las fallas que la función gaussiana presenta en modelar las correlaciones. Así mismo se encontró que si bién se asumen condiciones de homogeneidad e isotropía al realizar el ajuste, éstas no se cumplen totalmente en la región. Un resultado importante es que existe una variación en la vertical de la representación de las correlaciones. Mientras que en los niveles bajos la serie de Fourier Bessel se caracteriza por una mayor amplitud del modo de gran escala en los niveles superiores dominan los modos sinópticos.

Ambas representaciones de la función de autocorrelación del geopotencial fueron verificadas en la región aplicando las dos metodologías previamente descriptas. Los resultados de ambas coinciden en señalar que los análisis realizados con la serie de Fourier Bessel permitieron una mayor consistencia entre las estadísticas observadas y las estimadas en el análisis. Los resultados así mismo indican que en los niveles superiores de la atmósfera la utilización de los nuevos errores de pronóstico produce una mejora en la calidad del análisis, mientras que en los niveles bajos los resultados no se diferencian claramente de los obtenidos con los viejos errores de observación.

De la comparación entre ambas metodologías de verificación del análisis, surge que si bién el SVA realiza el análisis sobre una red más rala que la real, es más sensible a cambios en el esquema. Además aunque la inhomogeneidad de la red afecta las magnitudes de los errores que calcula, no le impide arribar a resultados concluyentes. En caso del sistema HL es más sensible a la inhomegeneidad de la red y en consecuencia sus resultados se ven fuertemente afectados. Se concluye que la metodología SVA sería la más apropiada para utilizar en la región.

De las conclusiones arribadas en esta tesis se destaca que tanto el sistema de asimilación de datos como el sistema de verificación del análisis constituyen dos aportes importantes para mejorar el pronóstico en la región. El SADI fue transferido al SMN, donde se encuentra en forma operativa desde octubre de 1991 y al SMARA donde se encuentra en forma paralela al sistema operativo desde fines de 1990.

Cabe destacar que muchos aspectos del SADI deberían ser mejorados en el futuro. Por ejemplo, el procedimiento de selección de los datos merecería un estudio detallado para redefinir sus criterios. Asimismo, de la implementación en los centros de pronóstico antes mencionados, surge la necesidad de

redefinir los criterios de control de calidad de las observaciones, ya que los mismos no han resultado lo suficientemente adecuados. Para ello deberían tenerse en cuentra técnicas como el "control de calidad complejo" (Gandin (1988), Collins y Gandin (1990)), cuya característica fundamental es que la decisión sobre si desechar o aceptar un dato se realiza después que una serie de chequeos (diferencia entre la observación y el campo preliminar, chequeos estadísticos verticales y horizontales, entre otros) hayan sido hecho. Woollen (1991) desarrolló en base a los resultados obtenidos en las secciones 6 y 7 de esta tesis, un control de calidad que calcula las diferencias (O-A) sobre cada observación pero sin incluirla. Cuatro interpolaciones, tres horizontales (z, u y v) y una vertical utilizando sólo datos del mismo sondeo vertical, son realizadas. Luego se realiza un promedio pesado entre las cuatro interpolaciones y los datos son desechados si exceden un cierto factor de tolerancia.

Cabe destacar que si bién estas técnicas de control de calidad podrían ser fácilmente desarrolladas en base al trabajo realizado en esta tesis, no podrían ser utilizadas en forma operativa hasta tanto no aumente la capacidad computacional en los centros operativos de pronóstico numérico como el SMN. Si este problema fuera solucionado, se podrían adaptar el SADI a modelos de pronóstico más complejos que se utilizan actualmente para investigación pero es imposible utilizarlos en forma operativa.

Finalmente un aspecto que mejoraría sustancialmente el desempeño del SADI sería la reducción del ciclo de análisis de 24 a por lo menos 12 horas.

Dra. Eugenia Kalnay	Dr. Mario Nuñez	Lic. Carolina Vera
Directora de Tesis	Co-director	Tesista

10. REFERENCIAS

ANDERSSON, E.; GUSTAFFSON, N.; MEULLER, L. OMSTEDT, G. (1986): Development of Meso-scale analysis schemes for nowcasting and very short-range forecasting. SMHI Promis-Rapporter no.1

BALGOVIND, R.; DALCHER, A.; GHILL, M.; KALNAY, E. (1983): A Stochastic-Dynamic Model for the Spatial Structure of Forecast Error Statistics. Mon. Wea. Rev., vol.111 no.4.

BERGTHORSSON, P.; DOOS, B.R. (1955): Numerical weather map analysis. Tellus. vol. 7, pp. 329-340

BERGMAN, K., (1979): Multivariate analyses of temperatures and winds using optimum interpolation. Mon. Wea. Rev., 107, pp. 1423,1444.

BUELL, C.E. (1972): Variability of wind with distance and time on an isobaric surface. J. Appl. Meteorol., 11, pp 1085-1091

COLLINS, W.; GANDIN, L.(1990): Comprenhensive quality control at the National Meteorological Center, Mon. Wea. Rev.; 118 pp. 2752-2767

CRESSMAN, G.P., (1959): An operational, objective analysis system. Mon. Wea. Rev., vol. 87, pp. 367-374

DALEY, R. (1984): Spectral Characteristics of the ECMWF objective analysis scheme.ECMWF, Tech. Rep. no. 40, 119 pp

DEAVEN, D.; Ballish, B.; Morone, L; Thiébaux, H.J.; Julian, P.; DiMego, G.; Petersen, R. (1989): Recent Changes in the Global Analysis System. Research Highlights of the NMC Development Division: 1987-1988. NOAA-NWS

DEY, C.; MORONE, L. (1985): Evolution of the NMC Data Assimilation System: Jan.1982 - Dec. 1983. Mon. Wea. Rev. vol. 113, pag 304-318.

DiMEGO, G. (1986): The NMC regional analysis system.Mon. Wea. Rev. vol. 116, pag. 977-100

ECMWF (1987): Daily Global Analyses:Operational Data Assimilation System. April-June 1985

ELIASSEN, A. (1954): Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure field. Inst. Weather and Climate Res., Acad. Sci. Oslo, Rept. no.5

ETALA, M.P.; COLLINI, E.; De FRANCESCA, ESTELA G. (1987): Análisis objetivo del SMARA, su verificación durante el período del FGGE e impacto de boyas. Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología. Bs. As. 30/11 - 4/12 de 1987.

FISHER, R.A. (1921): On the probable error of a correlation deduced from a small sample. Metron. 1, part.4, 3-32

FRANKE, R., (1985): Laplacian Smoothing Splines with Generalized Cross Validation for Objective Analysis of Meteorological Data. Tech. Rep. NPS-53-85-0008, Naval Postgraduate School, Monterey, CA.

GANDIN, L.S. (1963): Objective analysis of meteorological fields.

Gidrometeoizdat. Translated by Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem.
GANDIN, L; KAGAN, R.L. (1974): Construction of a system for objective analysis and heterogeneus data based on the method of optimum interpolation and optimum agreement. Meteror. Gidrol., 5, Moscow, 1-17.
GANDIN, L. (1988): Complex Quality Control of meteorological observations. Mon. Wea. Rev., 116 pp. 1138-1156.
GILCHRIST, B.; CRESSMAN, G.P. (1954): An experiment in objective analysis. Tellus, vol.6, pp. 97-101
GUSTAFFSON, N. (1981): A review of methods for objective analysis. Dynamic Meteorology: Data Assimilation Methods. Appl. Math Sci. 36. Springer-Verlag Ed. pp.17-76
GUSTAFFSON, N. (1984): Objective Analysis and Data Assimilation. Short-and Medium-Range weather prediction research. Pub. Series no.11
GUSTAFFSON, N. (1986): An operational scheme for three dimensional objective analysis of meteorological fields. SMHI Promis-Rapporter nro.1
HILDEBRAND, F.B. (1976) Advanced calculus for applications. Prentice Hall, 2nd. Edition.
HOLLET, S.R. (1975): Three-dimensional spatial correlations of P.E. forecast errors. M. Sc. thesis, McGhill University, Montreal, Quebec, Canada, 73 pp
HOLLINGSWORTH, A.; LONNBERG, P. (1986): The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part.1: The wind field. Tellus, 38A
HOLLINGSWORTH, A.; LONNBERG, P. (1989): The Verification of objective analyses: Diagnostics of analysis system performance. Met. Atm. Phys., 40, 3-27
HORDIJ, H.; CIAPPESONI, H. (1975): Aplicación de métodos numéricos al análisis de campos de alturas geopotenciales de niveles de presión. Meteorológica. vol VI-VII, pp. 385-398.
KANAMITSU, M. (1989): Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. Wea. and Forecasting, 4 pp. 335-342.
LONNBERG, P.; HOLLINGSWORTH, A. (1986): The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part.2: The covariance of height and wind errors. Tellus 38A.
LORENC, A. (1981): A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. Mon. Wea. Rev. 109, 701-721.
LORENC, A.; RUTHERFORD, I.; LARSEN, G. (1980): The ECMWF analysis and Data Assimilation scheme: Analysis of mass and wind fields. ECMWF Tech. Rep. No. 6
MITCHELL, H.; CHARETTE, C.; CHOUINARD, C.; BRASNETT, B. (1990): Revised Interpolation Statistics for the Canadian Data As-

similation Procedure: Their Derivation and Application. Mon. Wea. Rev. 118, pp. 1591-1614.
OMM (1972): Tech. Note. Nro. 120
PAILLEUX, J. (1986): Use of satellite data in the ECMWF analysis system. ECMWF Workshop on high resolution analysis. 24 -26 June 1985. pp 15-26
PANOFSKY, H.A. (1949): Objective weather map analysis. J. Met. Vol. 6.,nro. 6., pp. 386-392
PARRISH, D.; DERBER, J. (1991): The National Meteorological Center's Spectral Statistical Interpolation Analysis System. Mon. Wea. Rev. vol. 19
POSSIA, N.; NUÑEZ, M.; CIAPPESONI, H. (1987): Adaptación del modelo baroclínico filtrado para cinco niveles del Servicio Meteorológico de Nueva Zelanda, para uso operativo en el Centro Meteorológico Reg. Bs. As. Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología. Bs. As. 30/11 - 4/12 de 1987.
RUTHERFORD, I.D. (1972): Data Assimilation by statistical interpolation of forecast error fields. J. Atmos. Sci., 29, pp. 809-815
RUTHERFORD, I.D. (1973): Experiments on the updating of P.E. forecasts with real wind and geopotential data. Preprints third conference on probability and statistics, Boulder, Co. AMS
RUTHERFORD, I.D. (1976): An operational three-dimensional multivariate statistical objective analysis scheme. GARP WGNE Report no 11, pp. 98-121
SCHLATTER, T.W., (1975): Some experiments with a multivariate statistical objective analysis scheme. Mon. Wea. Rev, 103, pp. 246-257.
SEAMAN, R.S. (1977): Absolute and differential accuracy of analyses achievablewith specified observational network characteristics. Mon. Wea. Rev., 105, pp 1211-1222
TEWELES, (1954): Verification of Prognosis Charts. Bull. Amer. Met. Soc. nro. 10, vol. 35
THIEBAUX, H.J., (1975): Experiments with correlation representations for objective analysis. Mon. Wea. Rev., 103,617-627.
THIEBAUX, H.J. (1977): Extending estimation accuracy with anisotropic interpolation. Mon. Wea. Rev., 105, 691-699
THIEBAUX, H.J. (1980): Anticipated changes in analysis accuracy with the removal of ocean weather ship P. Atmos. Ocean., 18, pp 261-285
THIEBAUX, H.J.; MITCHELL, H.; SHANTZ, D. (1986): Horizontal Structure of Hemispheric Forecast Error Correlations for Geopotential and Temperature. Mon. Wea. Rev., vol.114 nro.6
THIEBAUX, H.J.; PEDDER, M. (1987): Spatial objective analysis: with aplications in atmospheric science. Academic Press. Harcourt Brace Jovanovich Publishers.

TRENBERTH, K. (1973): A five layer Numerical Weather Prediction Model. New Zealand Meteorological Service. Tech. Note. 222

WAHBA, G. WENDELBERGER, J. (1980): Some New Mathematical Methods for Variational Objective Analysis Using Splines and Cross Validation. Mon. Wea. Rev., 108, 1122-1143.

WILLIAMSON, D.L.; DALEY, R.; SCHLATTER, T. (1981): The balance between mass and wind fields resulting from multivariate optimal interpolation. Mon. Wea. Rev., 109, pp 2357-2376

WOOLLEN, J. (1991): New NMC Operational OI Quality Control. Proceedings of the 9th. AMS Conference on Numerical Weather Prediction, Denver, CO.

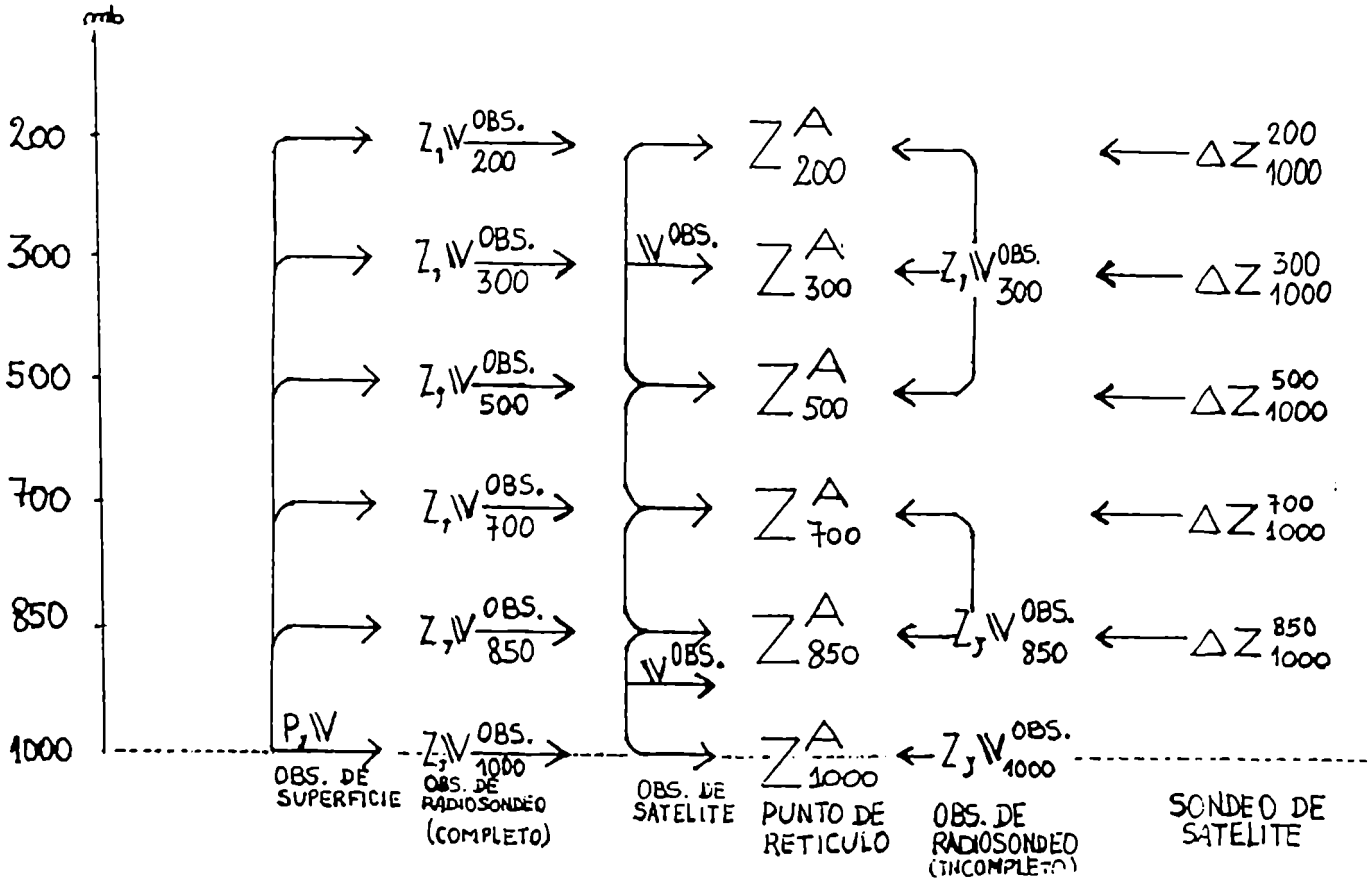
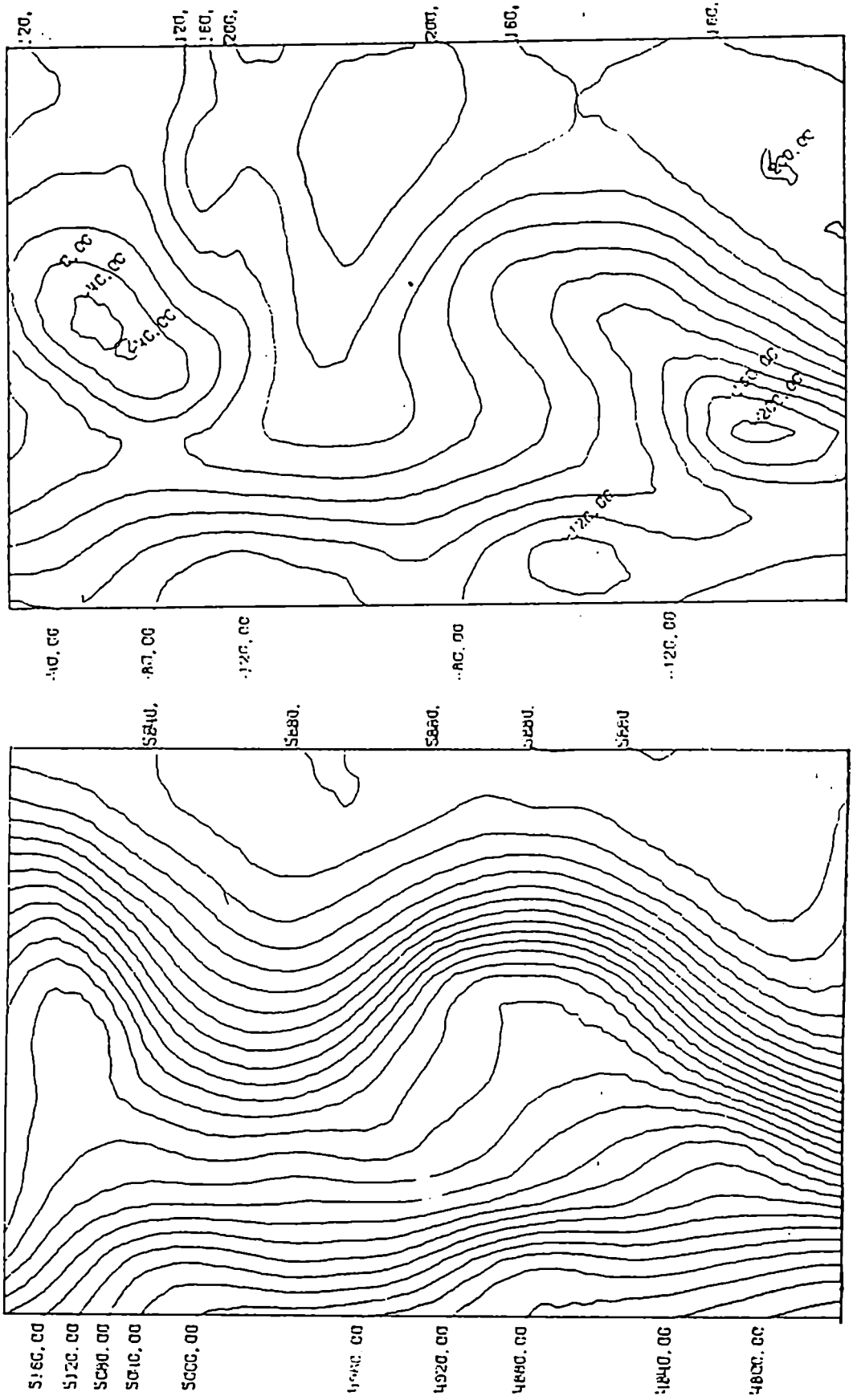


Figura 1: Datos utilizados en el análisis de cada punto de retículo



A)

B)

Figura 2: Campo pronosticados por el ECMWF para el 2-6-86 12 UTC a) 1000 hpa, b) 500 hpa

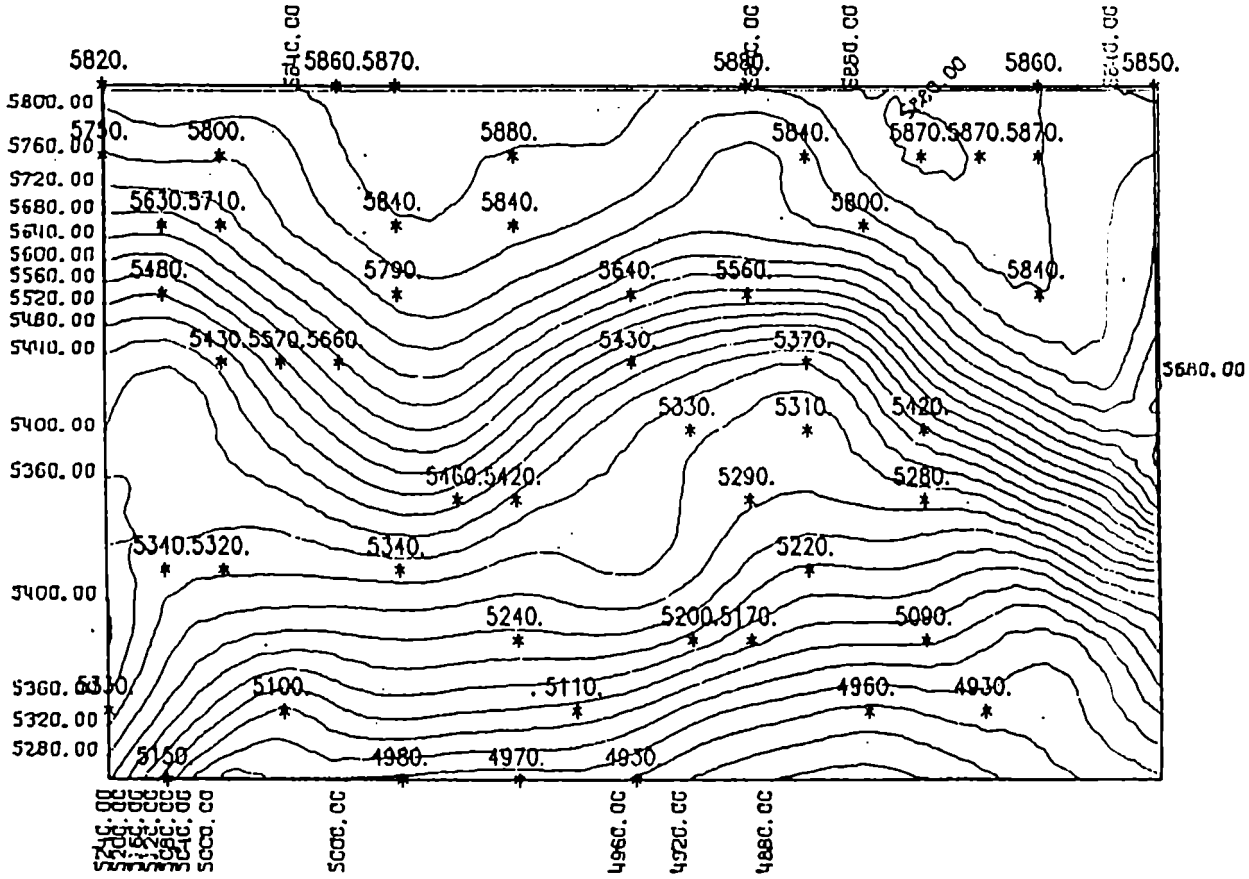


Figura 3: Análisis de 500 hpa con conjunto de datos S1 (25%)

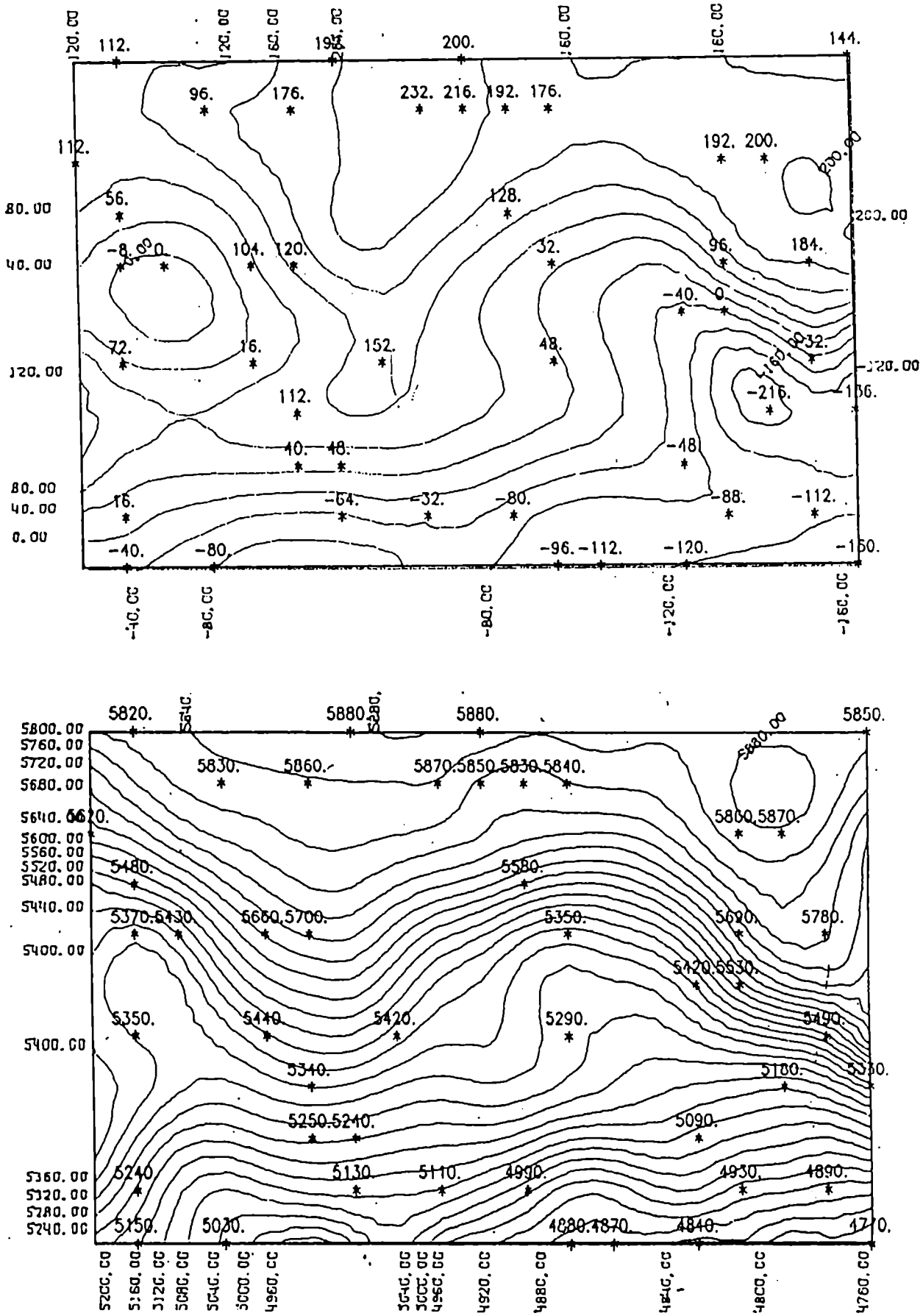
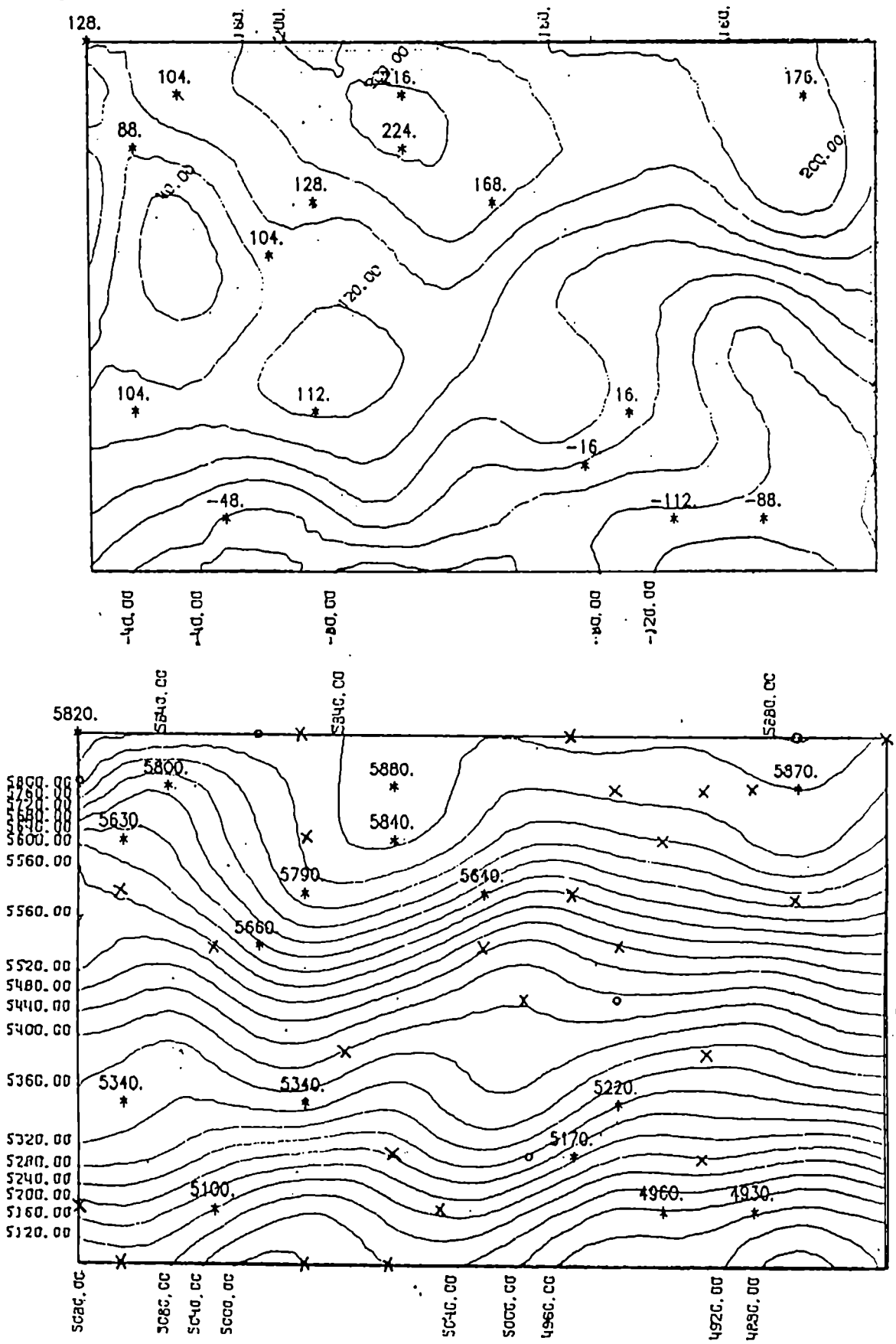


Figura 4: Análisis con conjunto de datos S2 (75%) a) 1000 hpa, b) 500 hpa



a)

b)

Figura 5: Análisis con conjunto de datos S2 (25%) a) 1000 hpa, b) 500 hpa

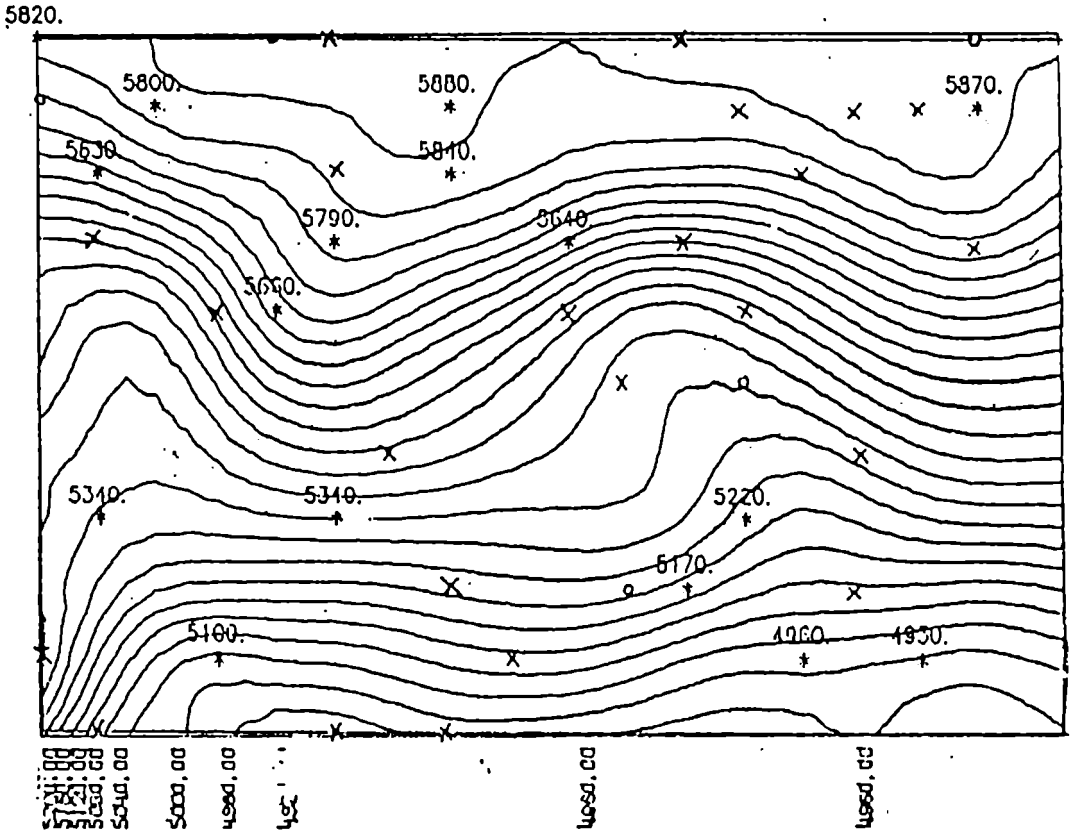


Figura 6: idem figura 5, utilizando los datos de espesor transformados a geopotencial en 500 hpa

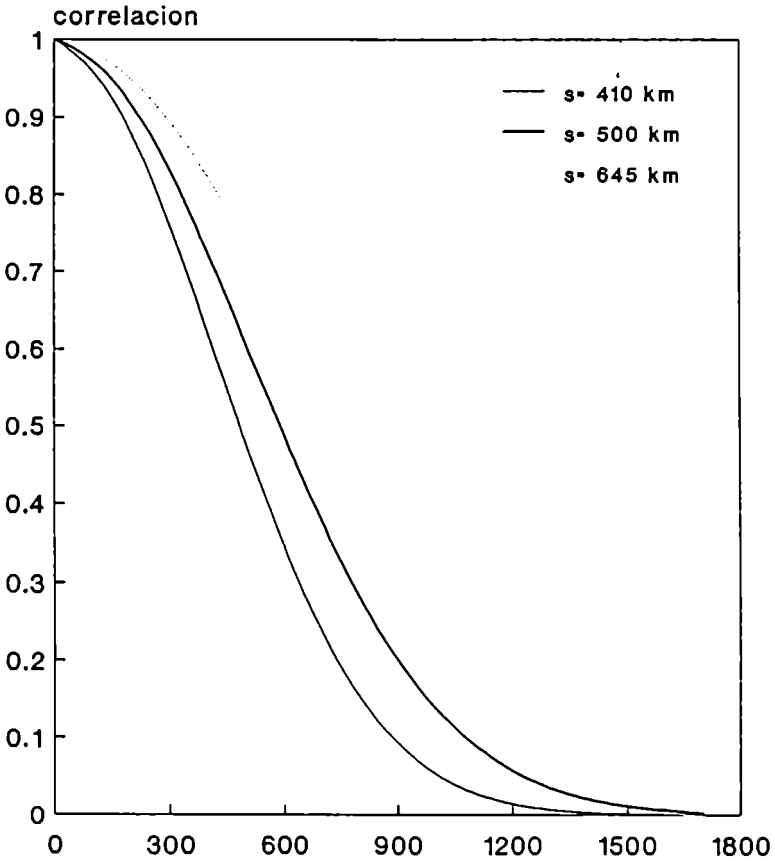


Figura 7: función gaussiana para tres diferentes valores de s

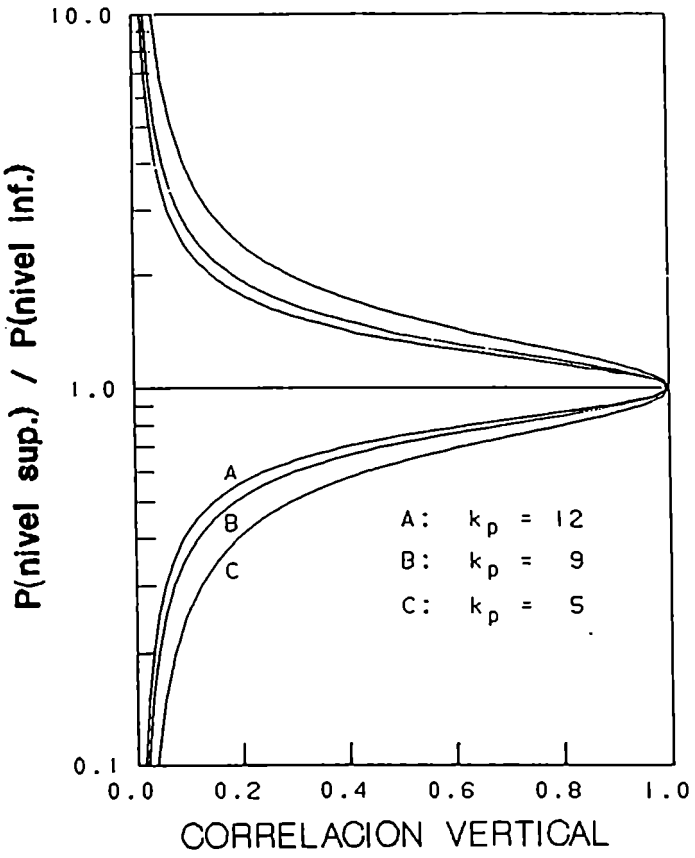
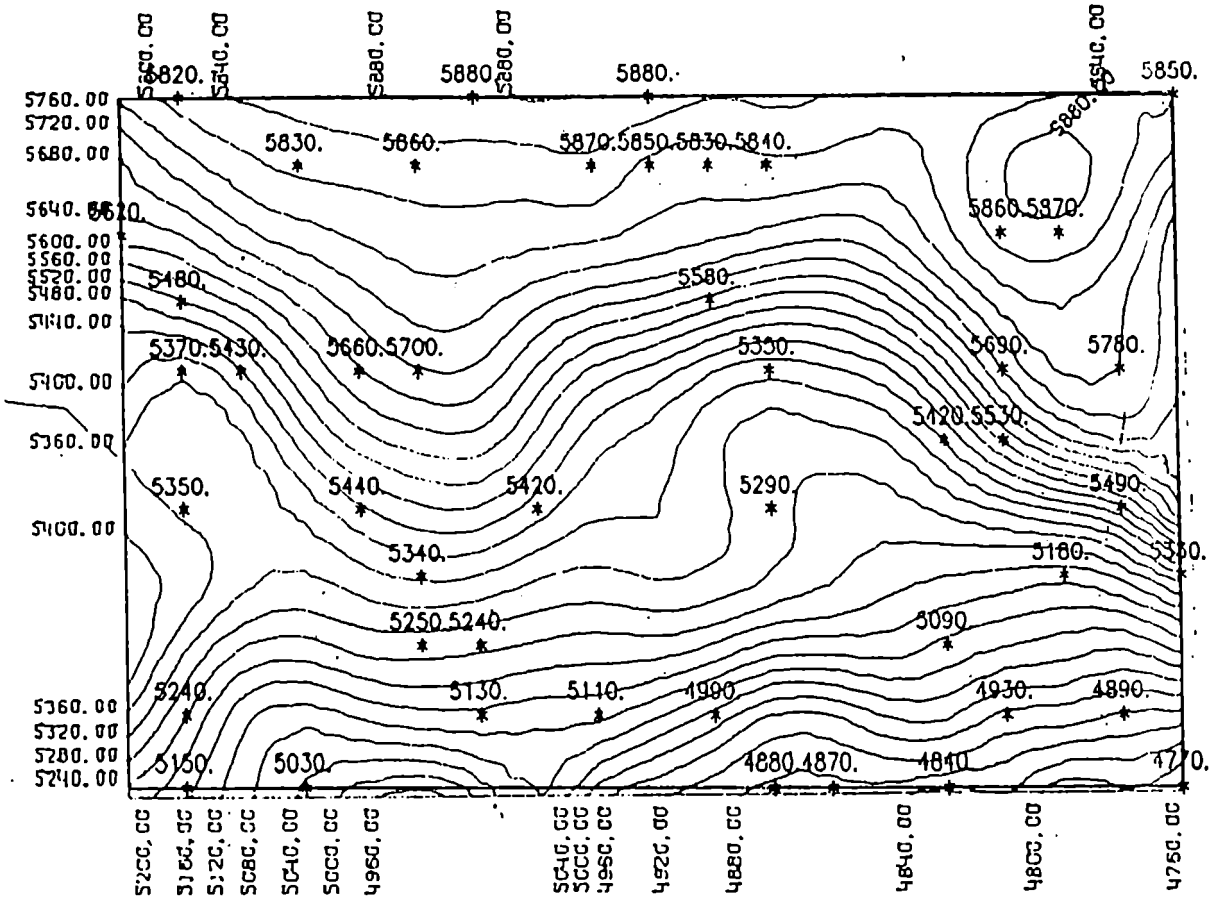
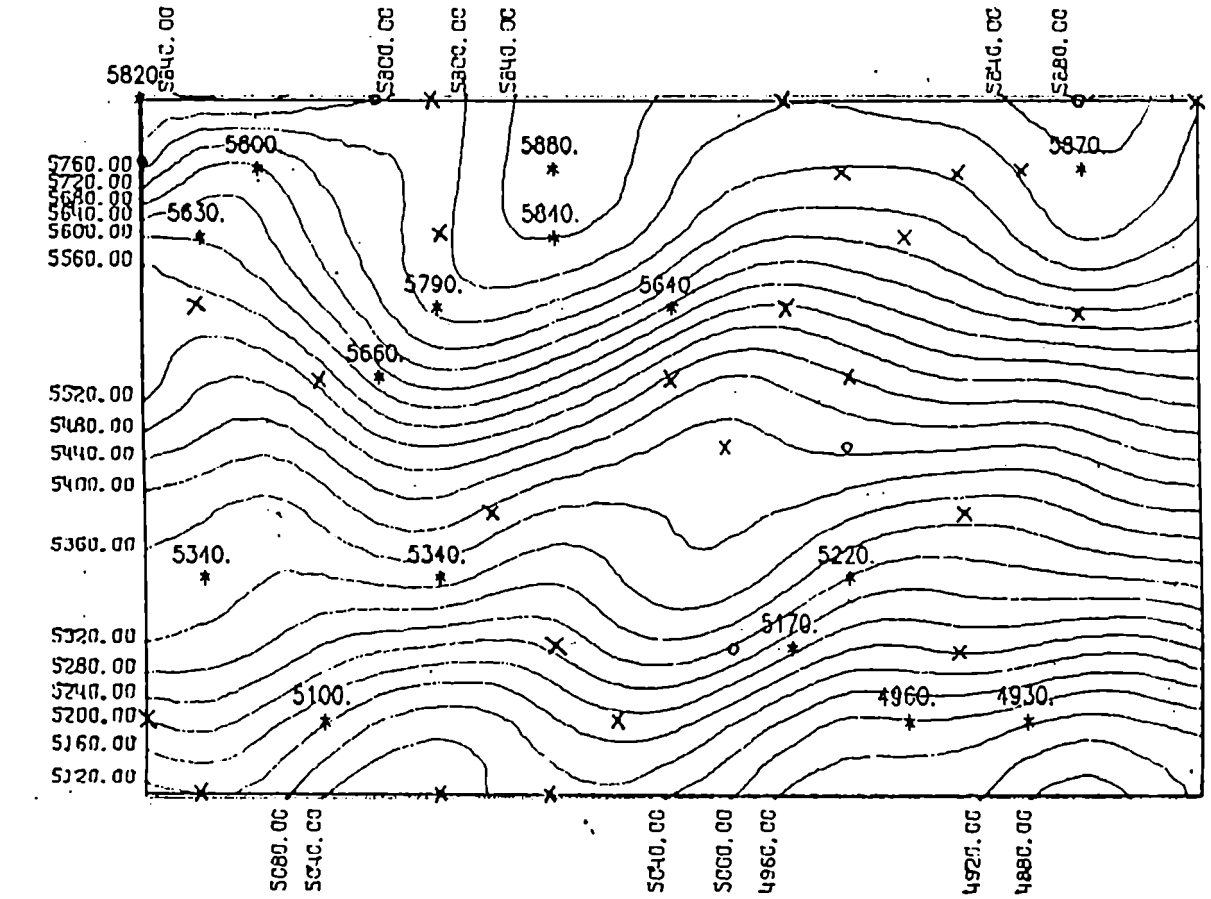


Figura 8: función de correlación vertical para dos valores de k_p

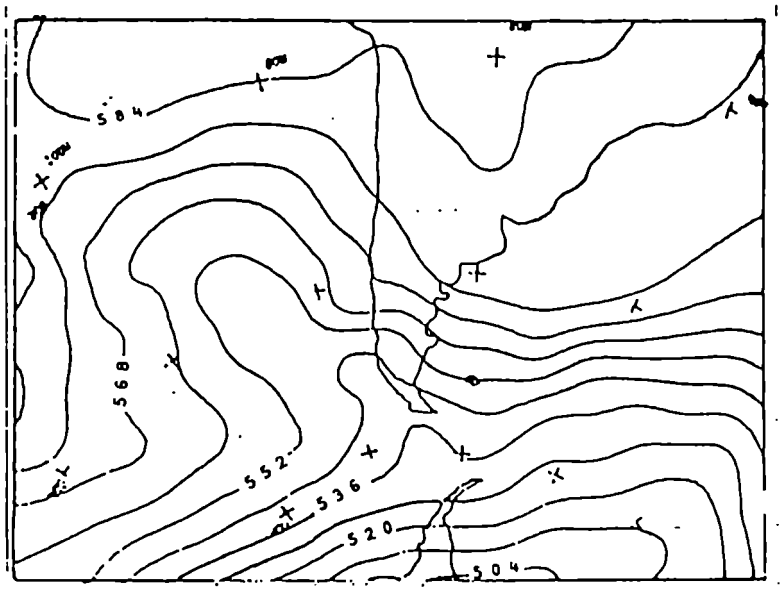


a)

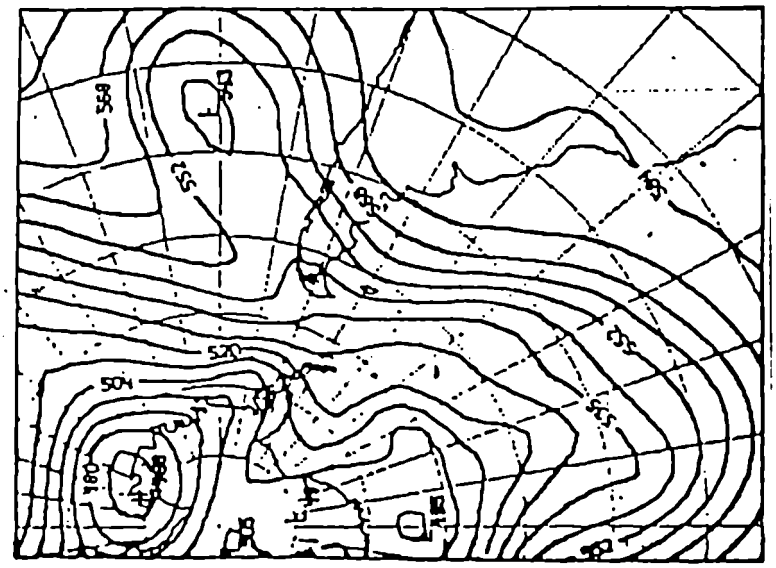


b)

Figura 9: Análisis con conjunto de datos S2 (25%) a) errores de Hollet (1975) b) Errores de DiMego (1985)

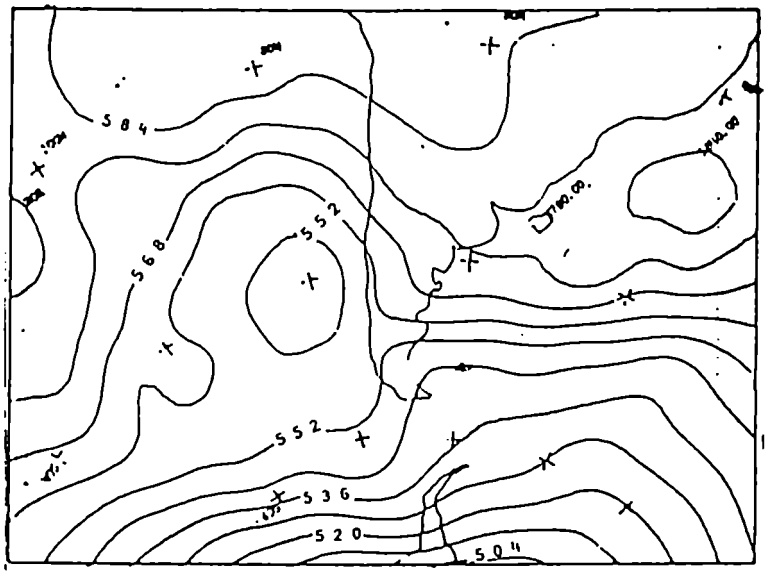


a)

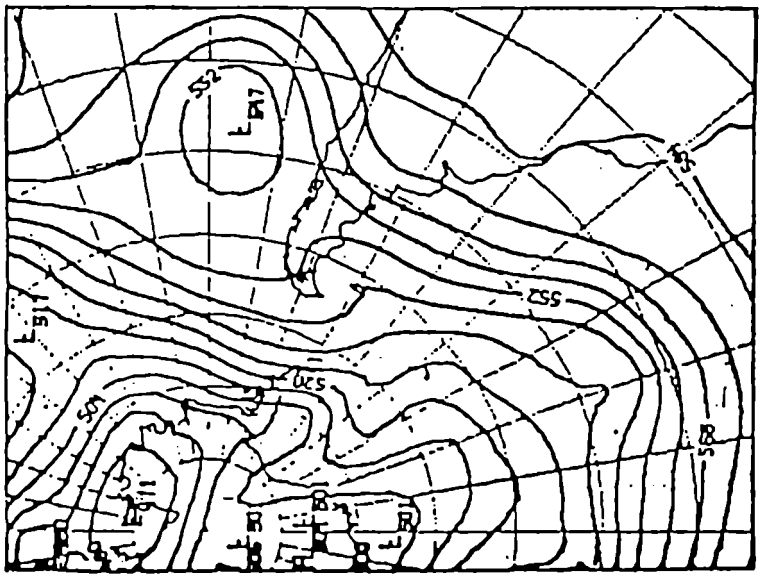


b)

Figura 10: Análisis de 500 hpa para el 26-6-85 a las 12 UTC a) SADI, b) ECMWF

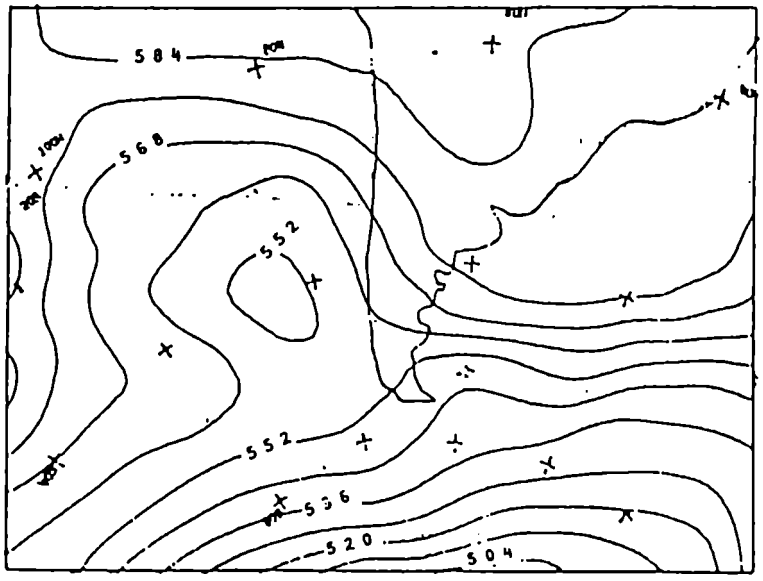


a)

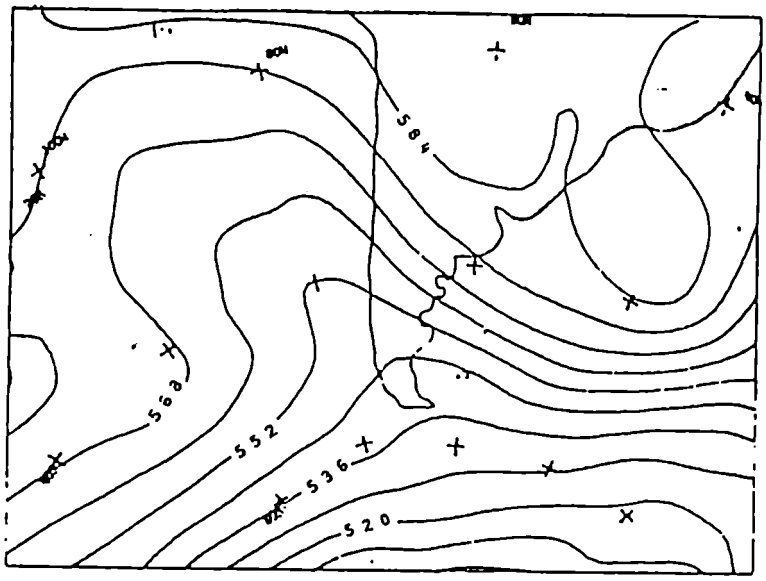


b)

Figura 11: Análisis de 500 hpa para el 27-6-85 a las 12 UTC a) SADI, b) ECMWF



a)



b)

Figura 12: Pronósticos del SADI válidos el 27-6-85 a las 12 UTC
a) 24 horas, b) 48 horas

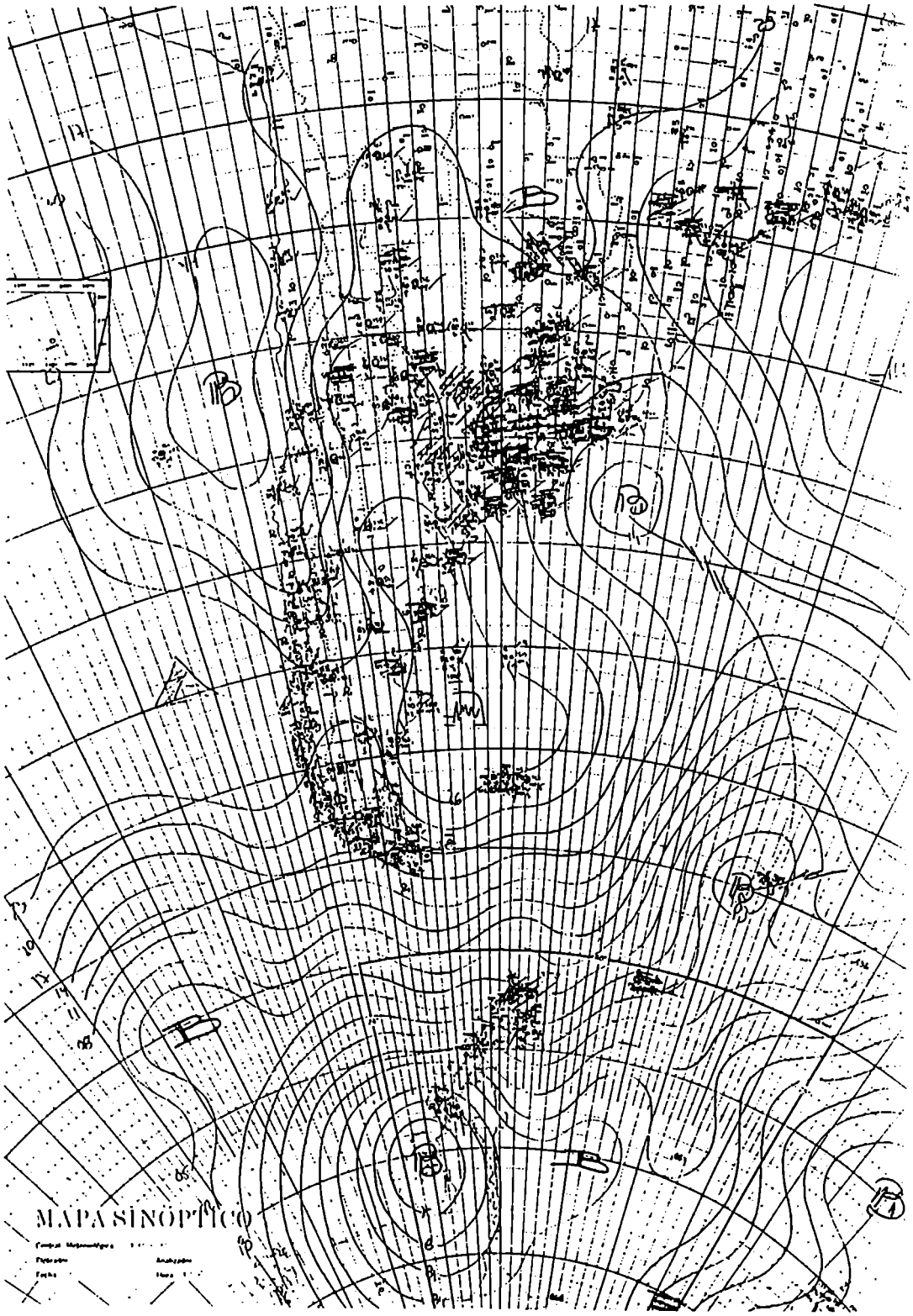
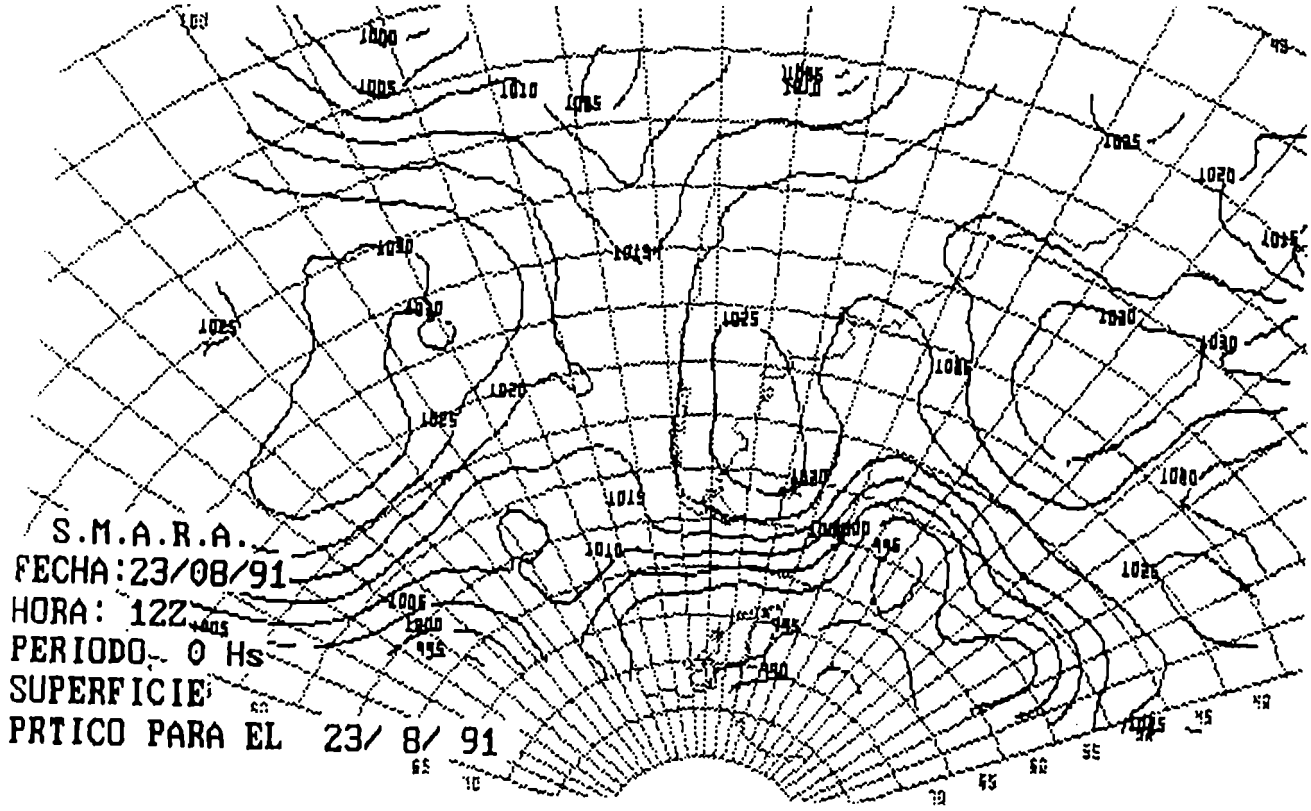
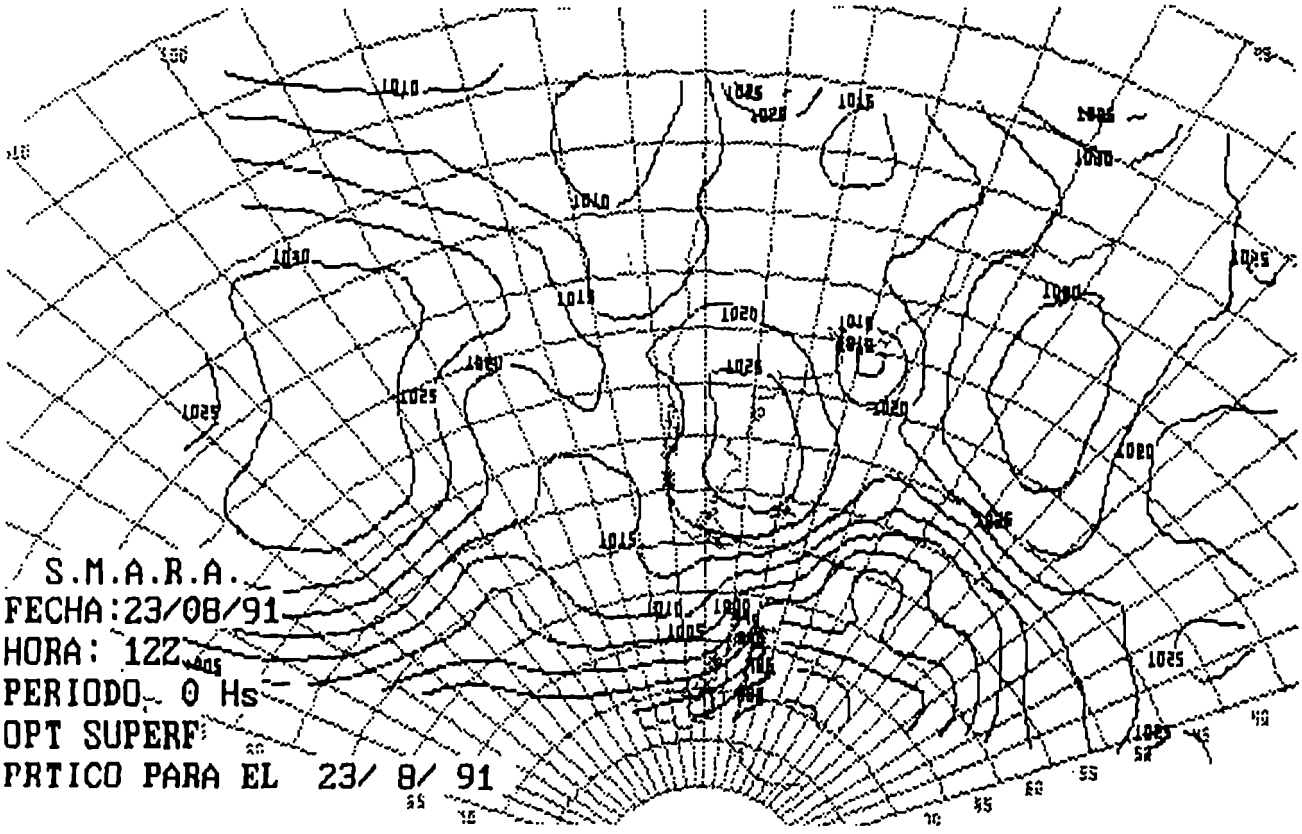


Figura 13: Análisis de presión de superficie del 23-8-91 a las 12 UTC a)manual

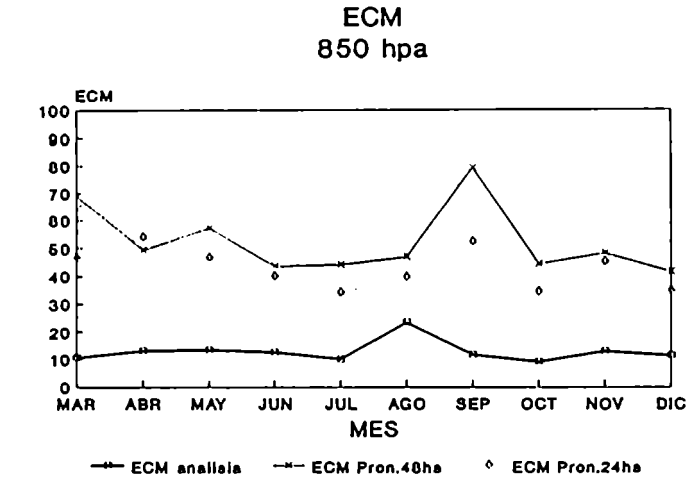


b)

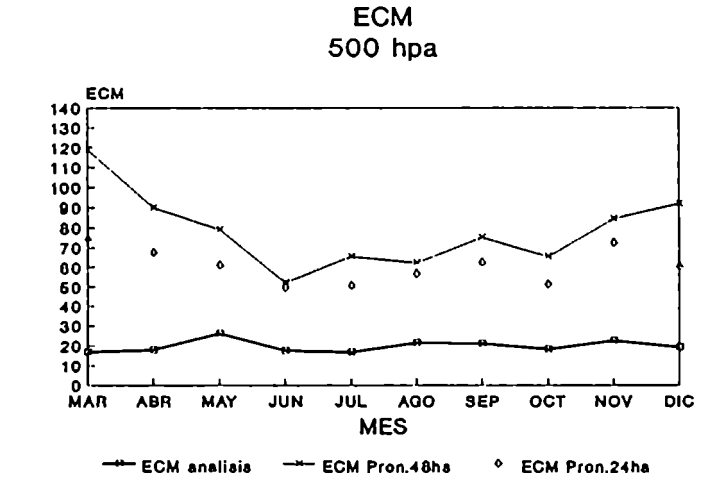


c)

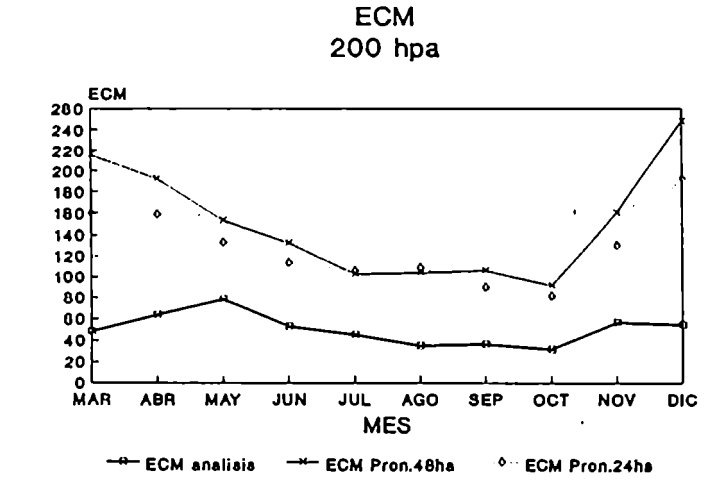
Figura 13: Análisis de presión de superficie del 23-8-91 a las 12 UTC b) SMARA c) SADI



A)

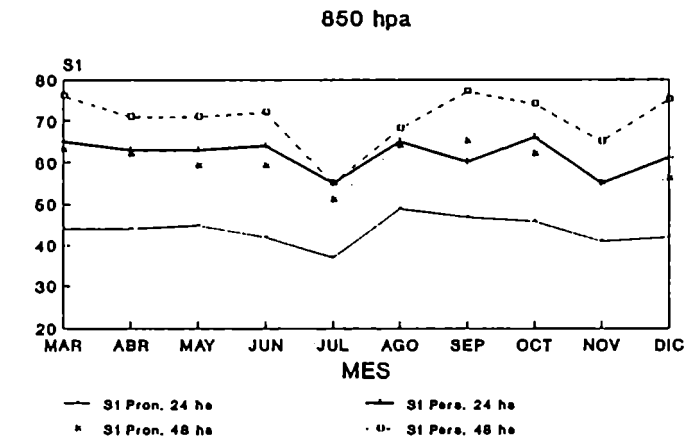


B)

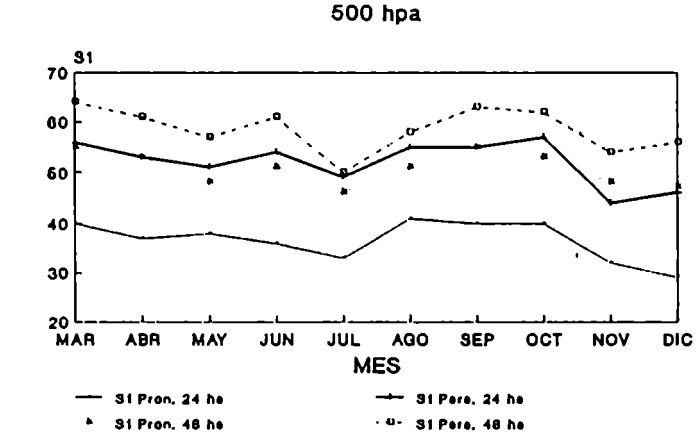


C)

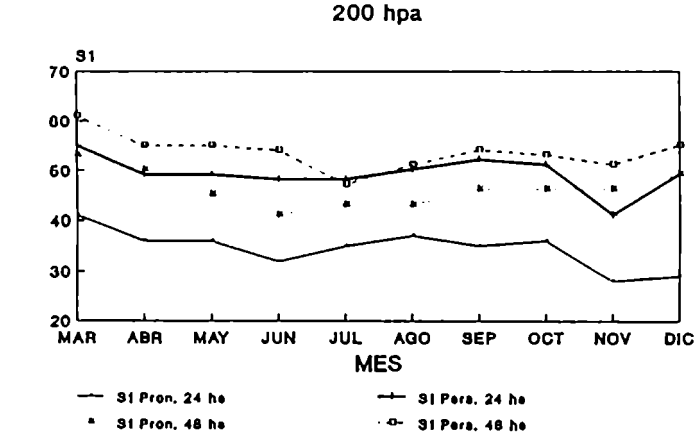
Figura 14: Error cuadrático medio con respecto a los radiosondeos en a) 850 hpa, b) 500 hpa, c) 200 hpa



A)



B)



C)

Figura 15: S1 correspondiente al pronóstico a 24 y 48 horas en a) 850 hpa, b) 500 hpa, c) 200 hpa

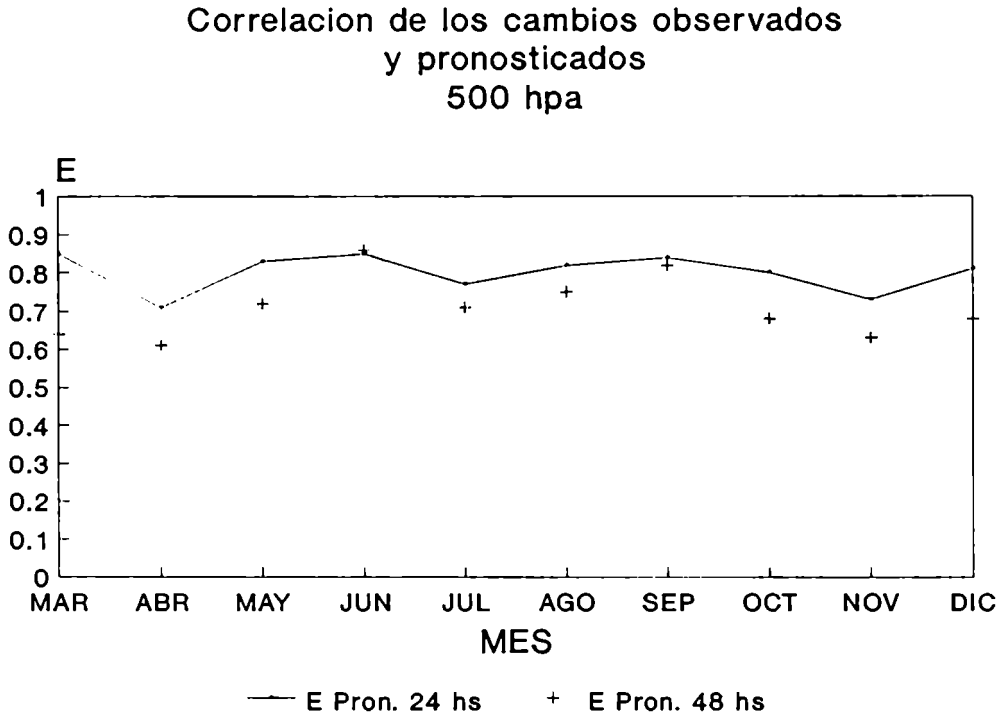


Figura 16: Correlación entre los cambios observados y pronosticados (E) para el pronóstico a 24 y 48 horas en 500 hpa

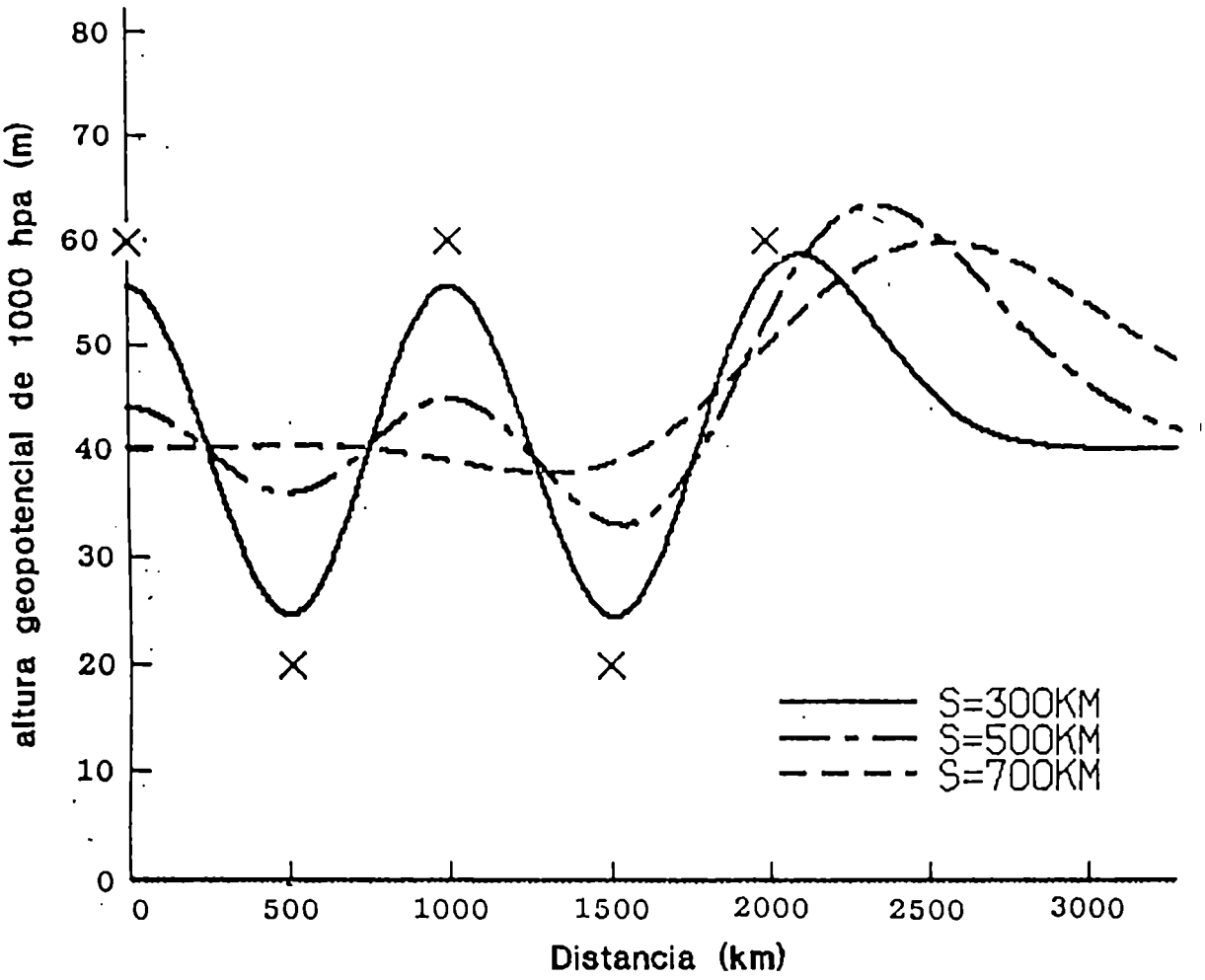


Figura 17: Análisis de geopotencial (Lorenc (1981)) de una onda de 1000 km en 1000 hpa mediante nueve observaciones marcadas como X para diferentes valores de s. Sólo se muestra la mitad de la situación simétrica

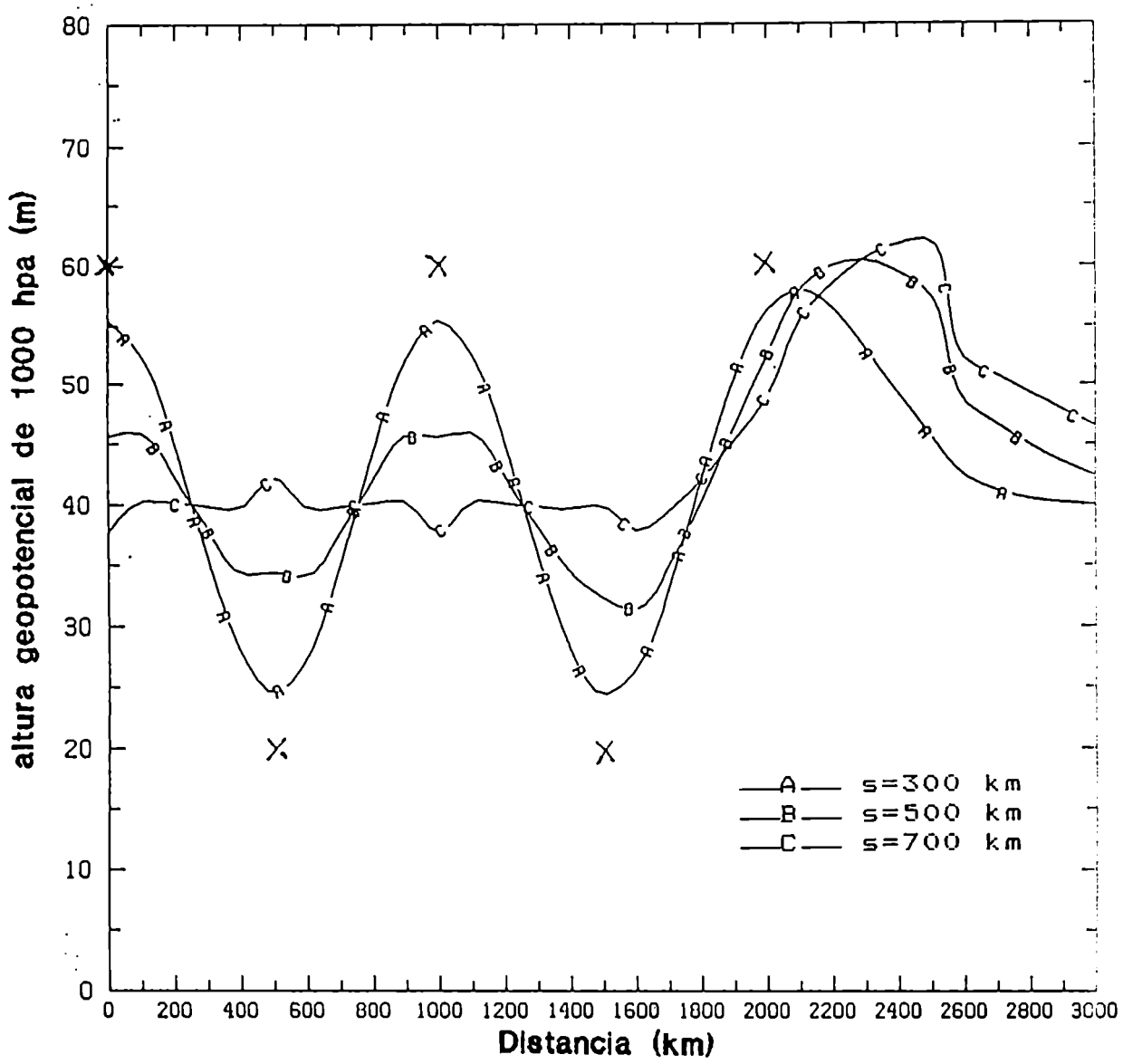


Figura 18: Idem figura 17 para el análisis del GDAS

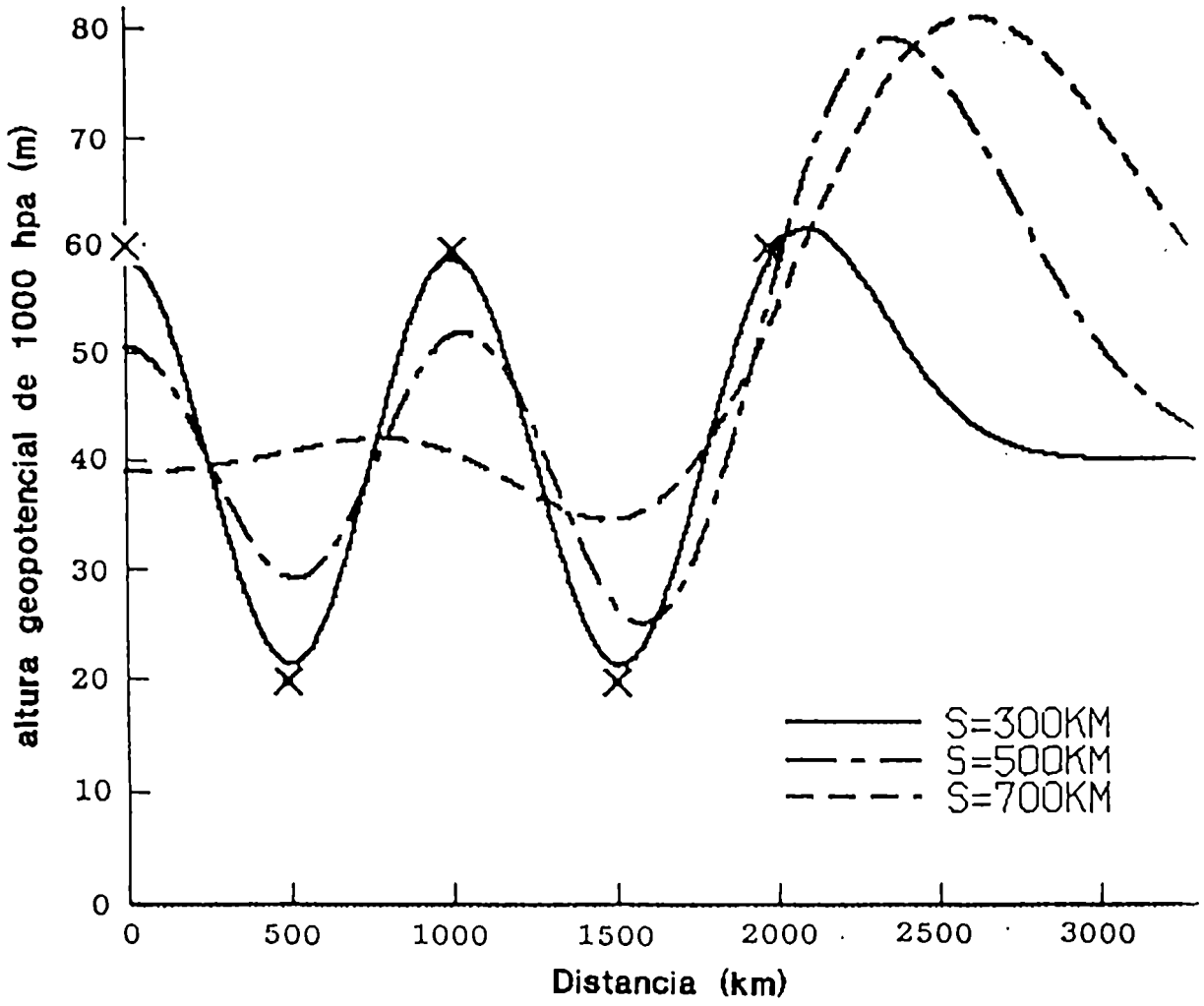


Figura 19: Análisis según Lorenc (1981) de la onda de 1000 km pero con los errores de predicción aumentados al doble

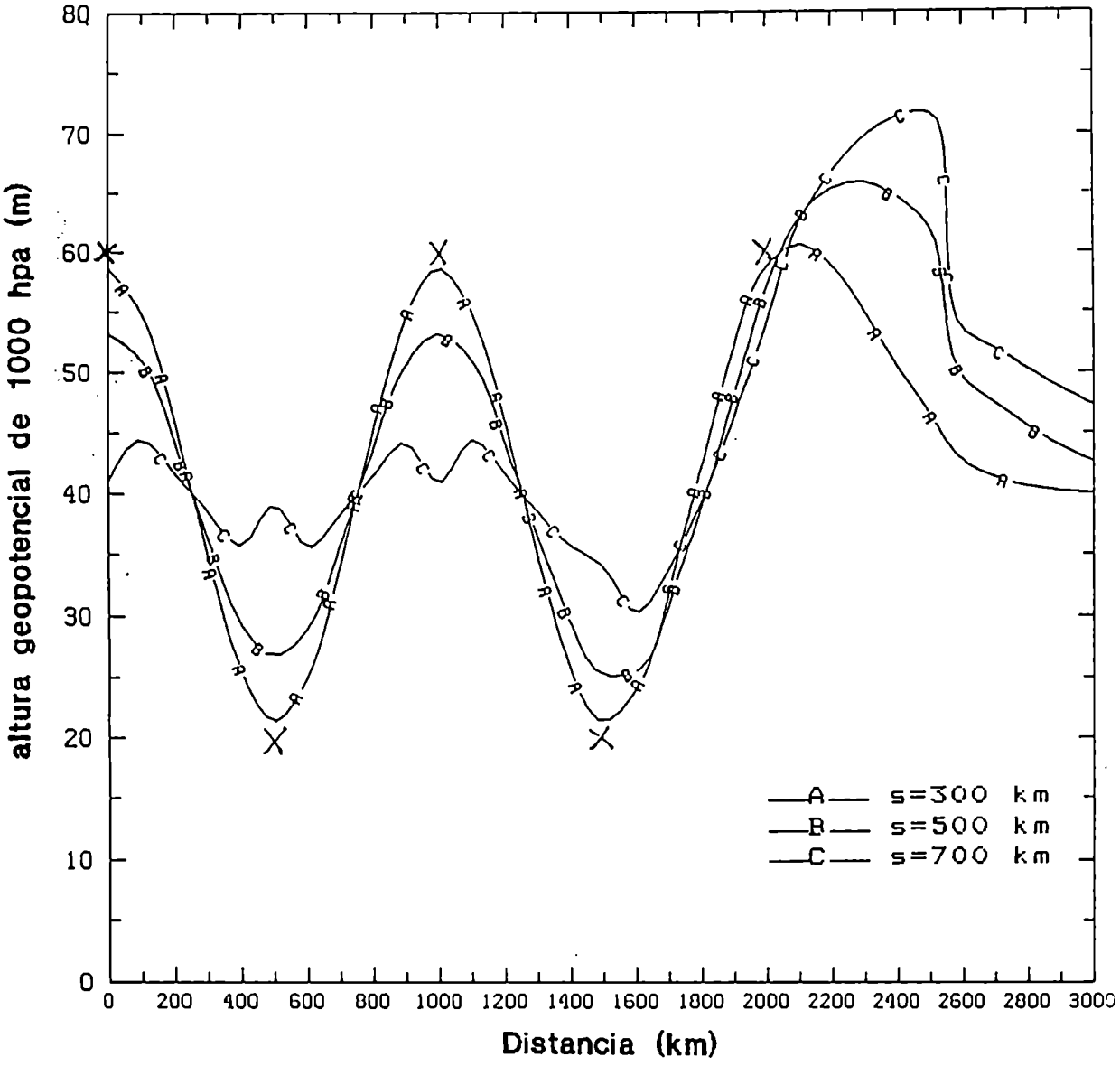


Figura 20: Idem figura 19 para el análisis del GDAS

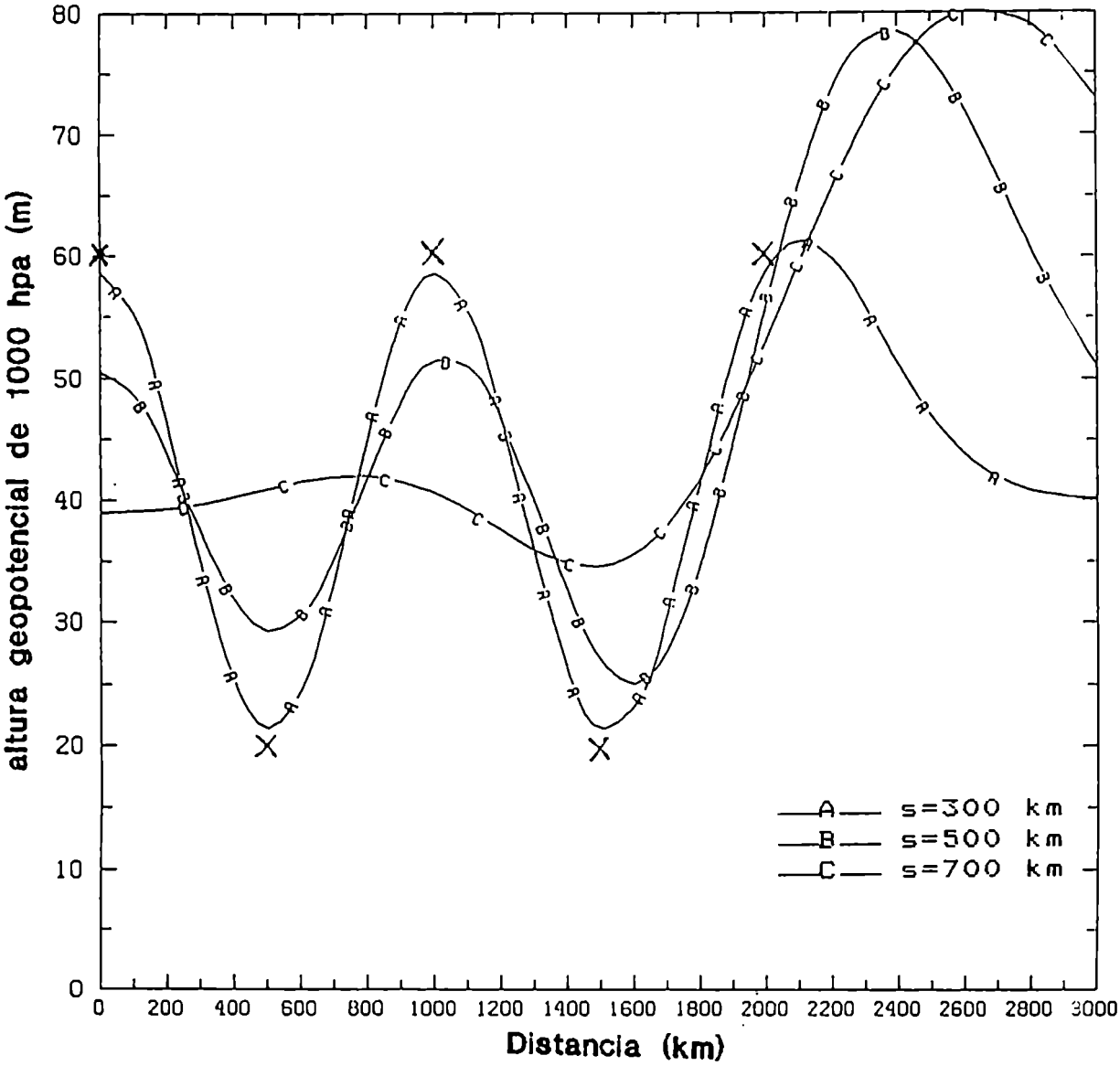


Figura 21: Idem figura 20 pero sin el criterio RMIN

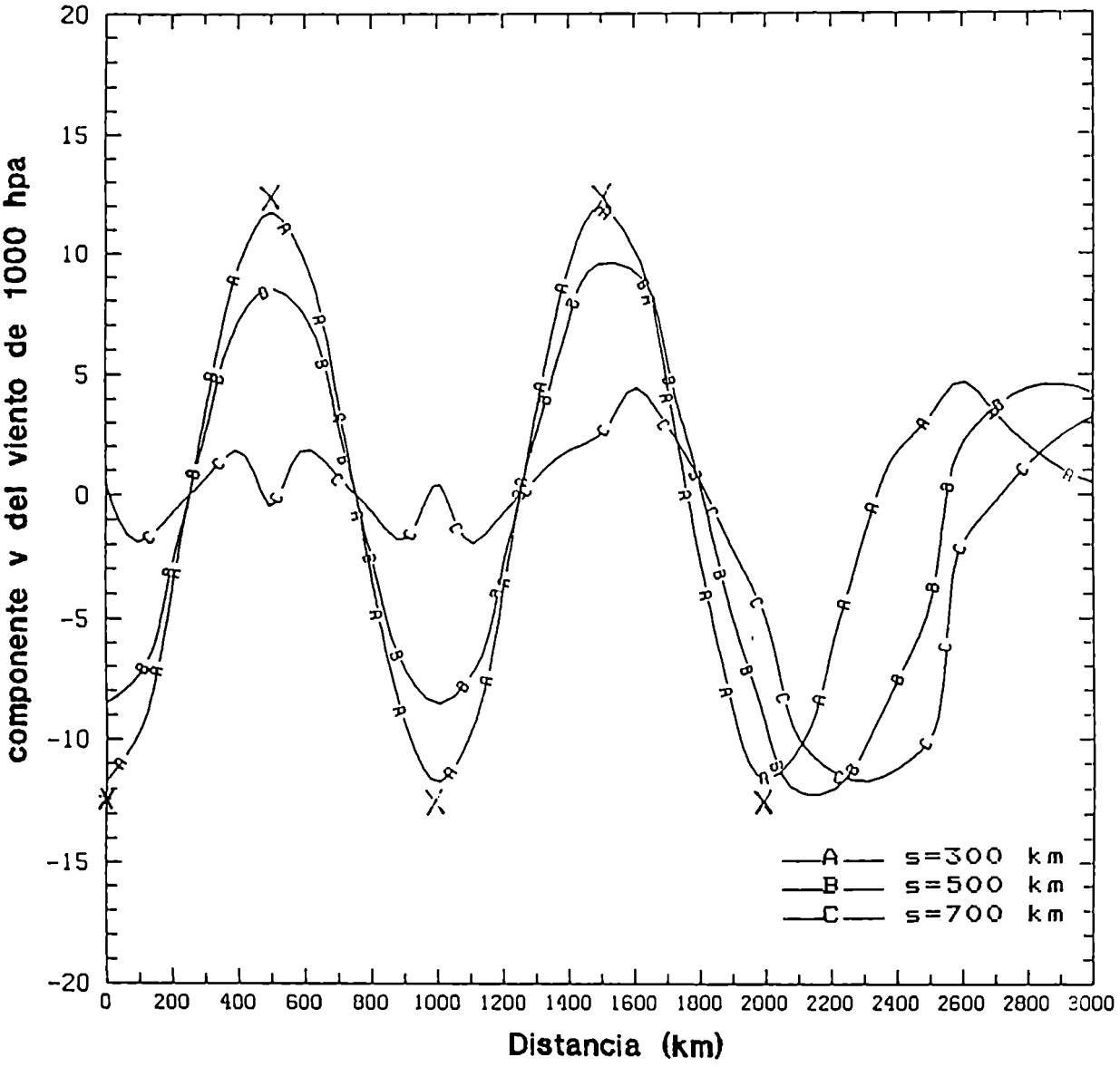


Figura 22a: Análisis del GDAS para el campo de vientos correspondiente a la onda de 1000 km sólo utilizando datos de viento

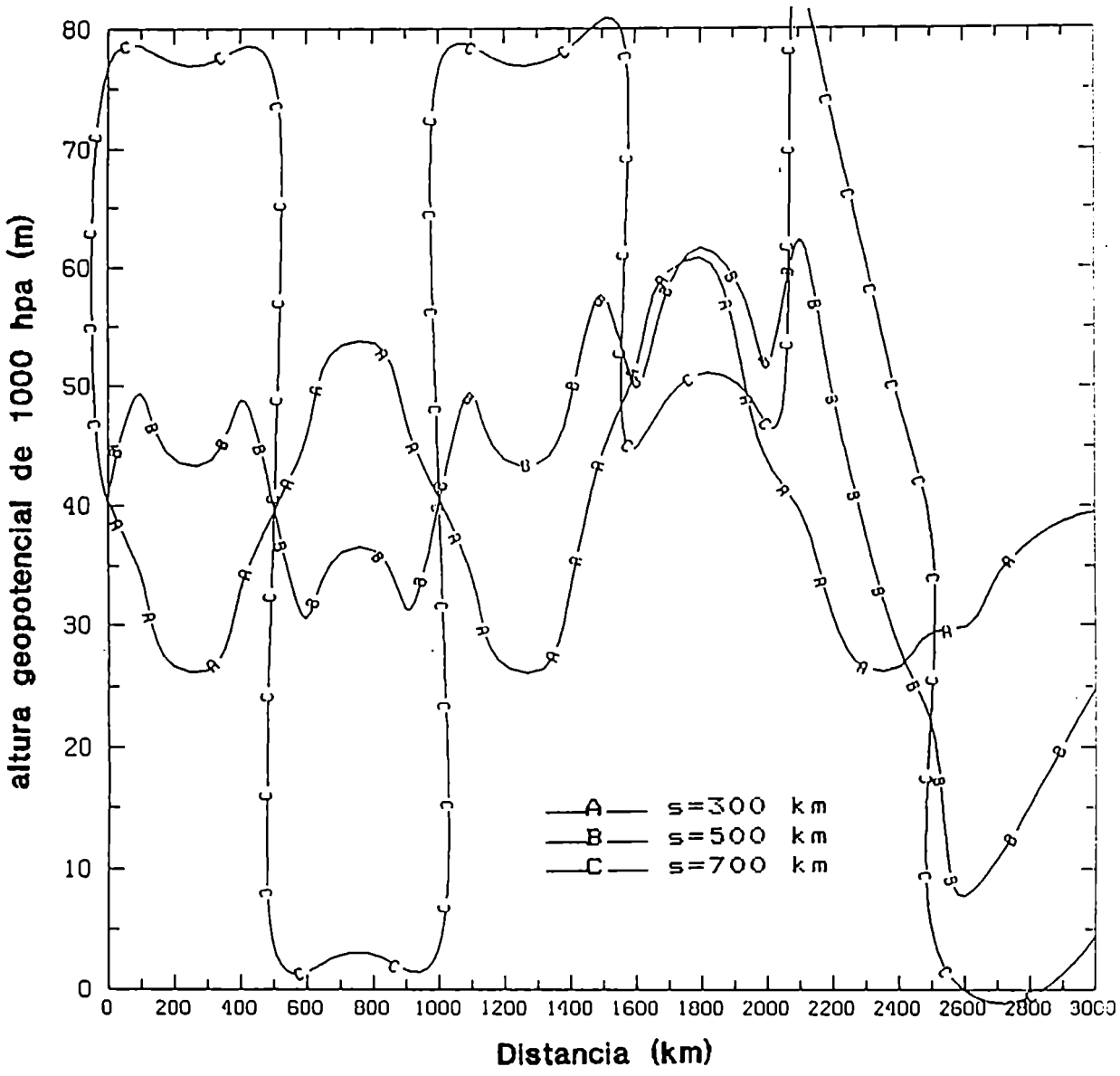


Figura 22b: idem figura 22a para el campo de geopotencial

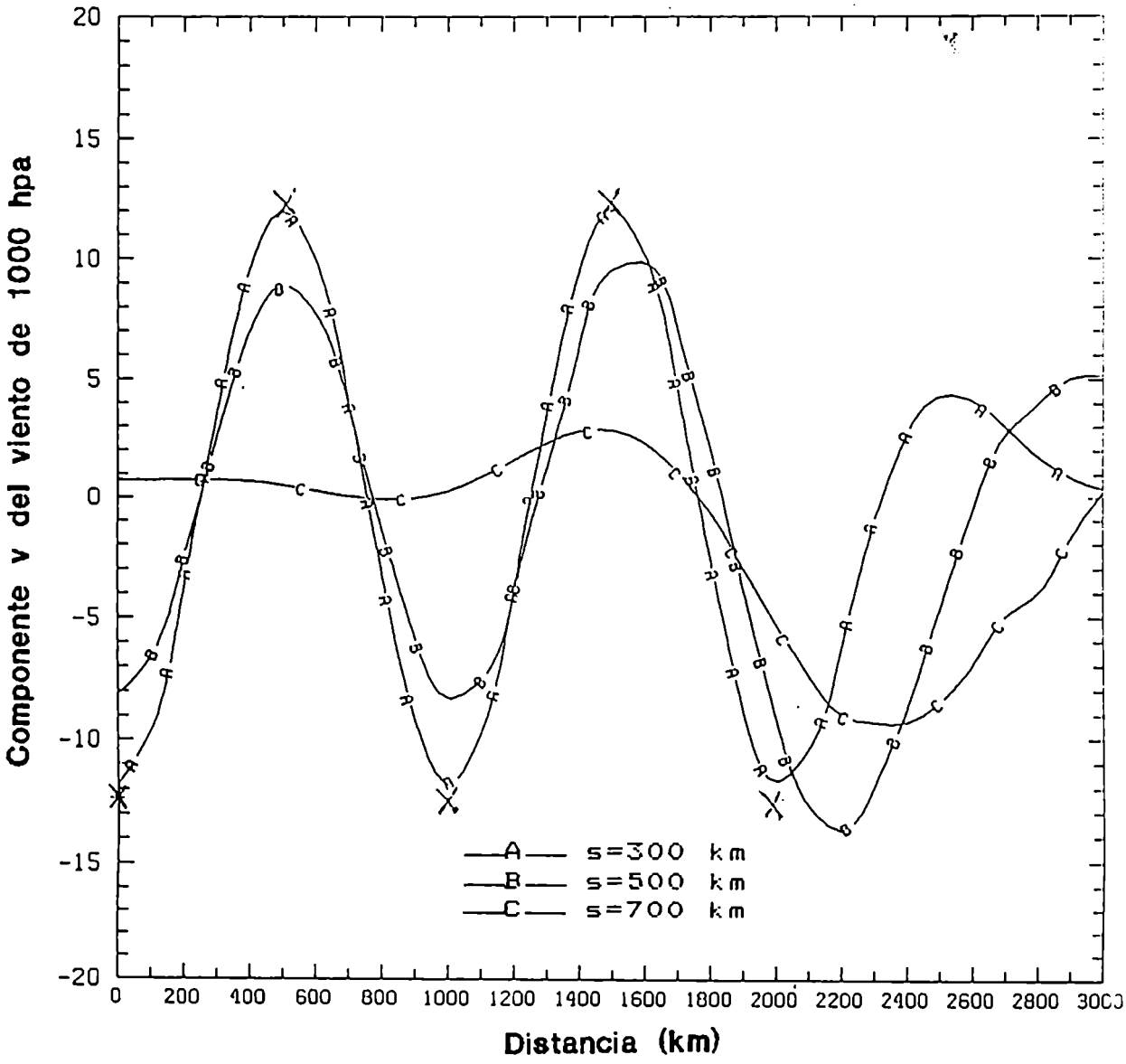


Figura 23a: Análisis del GDAS para el campo de vientos correspondiente a la onda de 1000 km sólo utilizando datos de viento y sin considerar el criterio RMIN

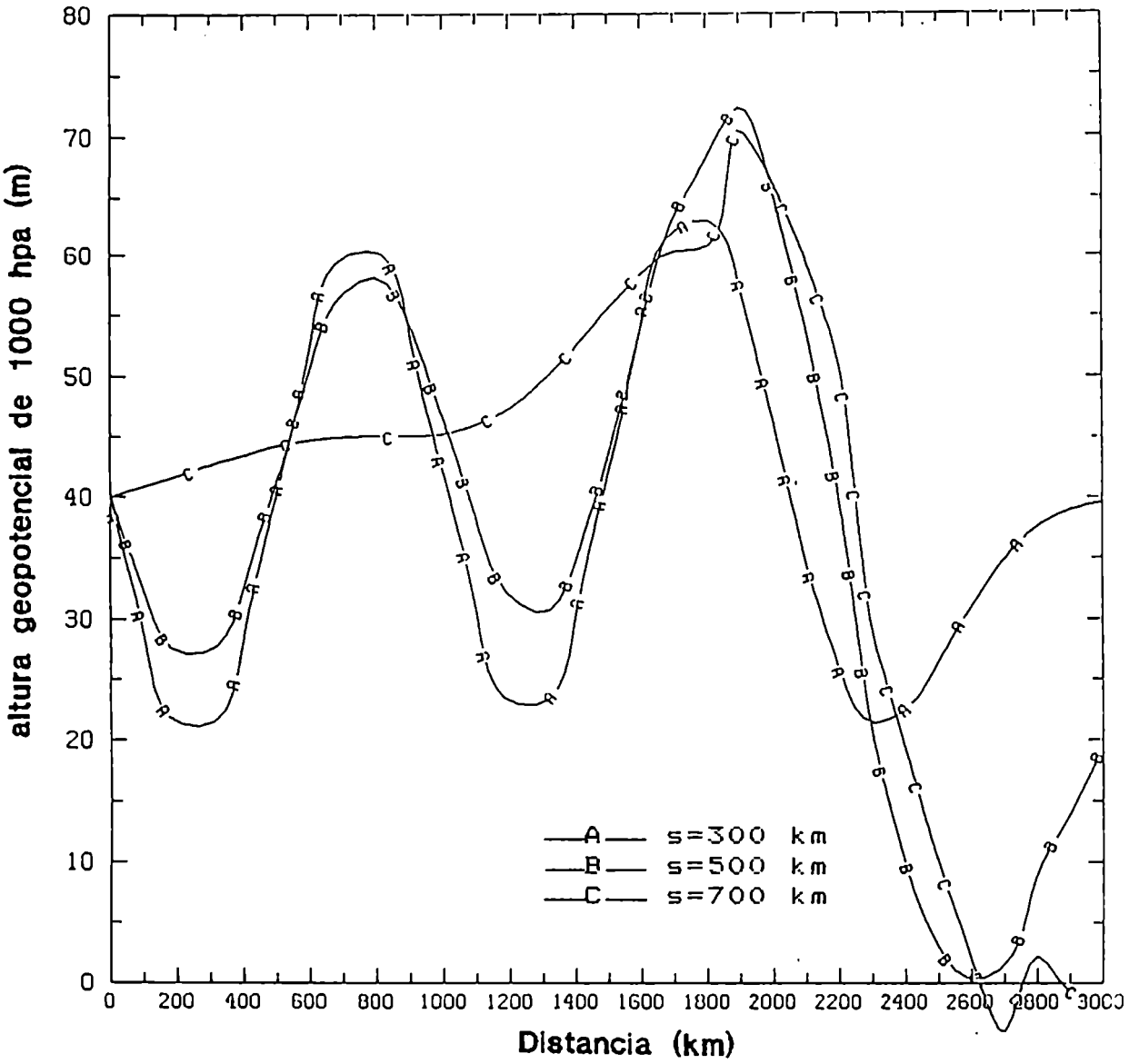


Figura 23b: idem 23a para el campo de geopotencial

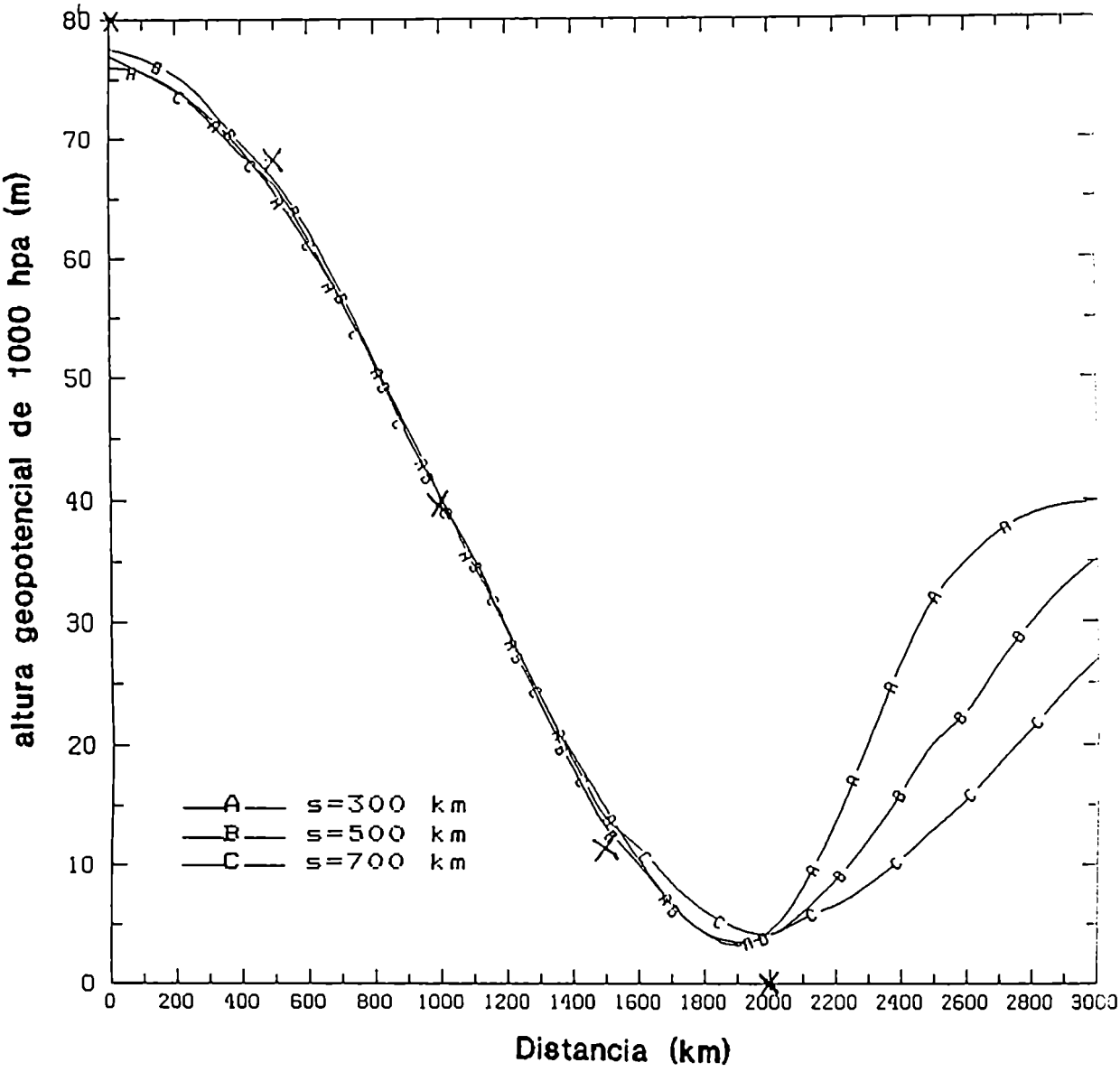


Figura 24: Análisis del GDAS del geopotencial de una onda de 4000 km sólo utilizando datos de geopotencial

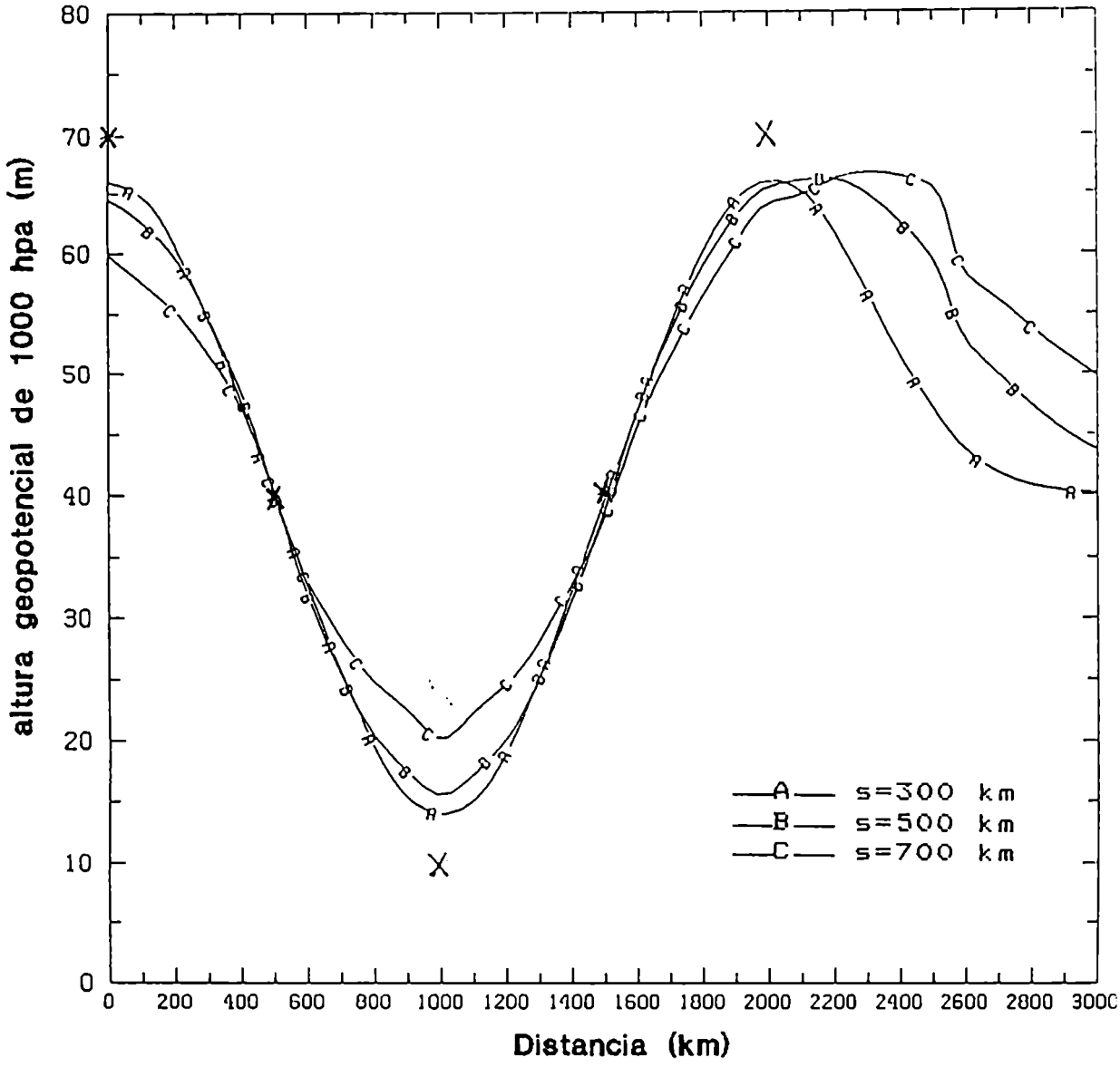


Figura 25: Idem figura 24 para una onda de 2000 km

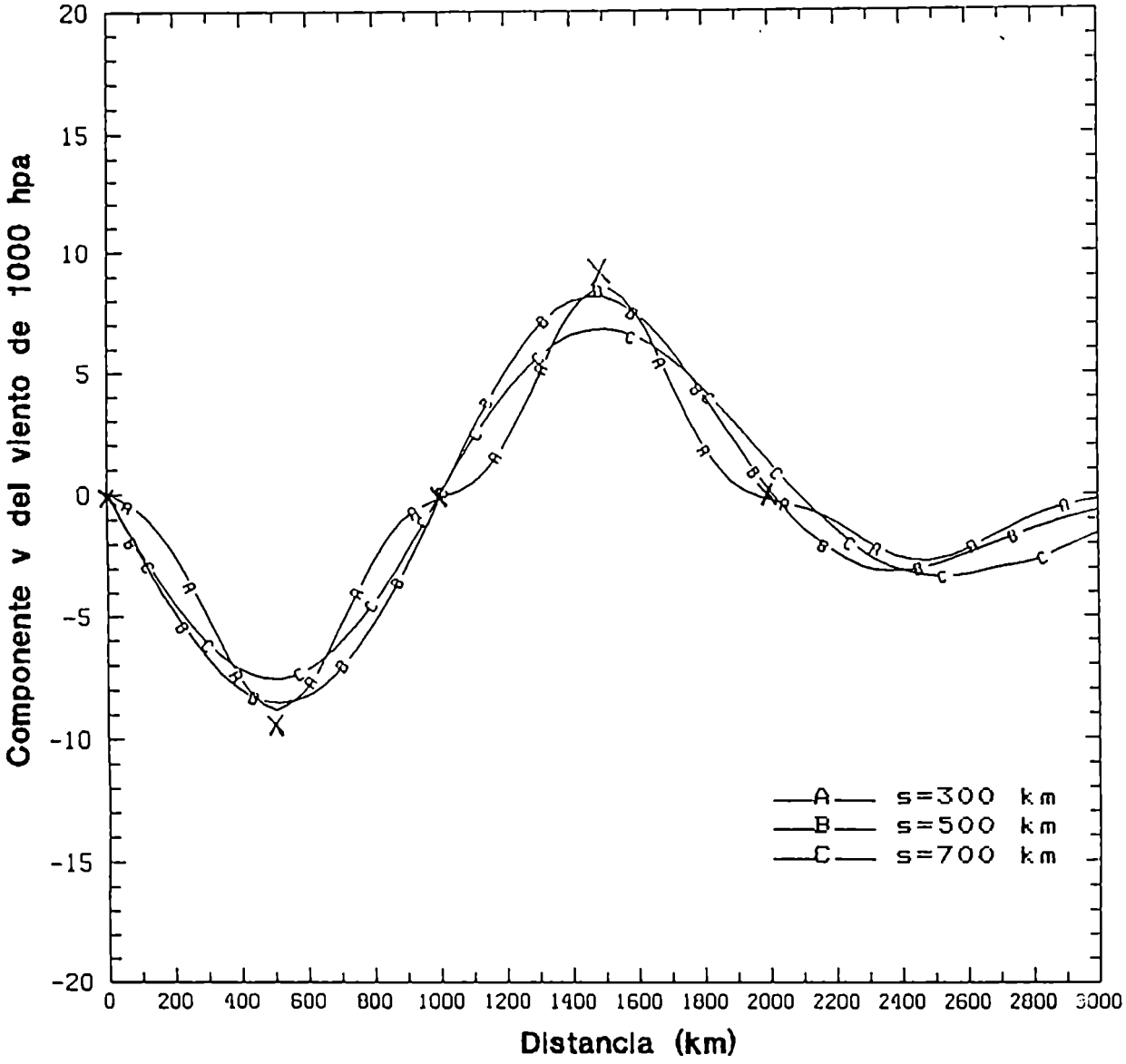


Figura 26a: Análisis del GDAS para el campo de vientos correspondiente a la onda de 2000 km sólo utilizando datos de viento

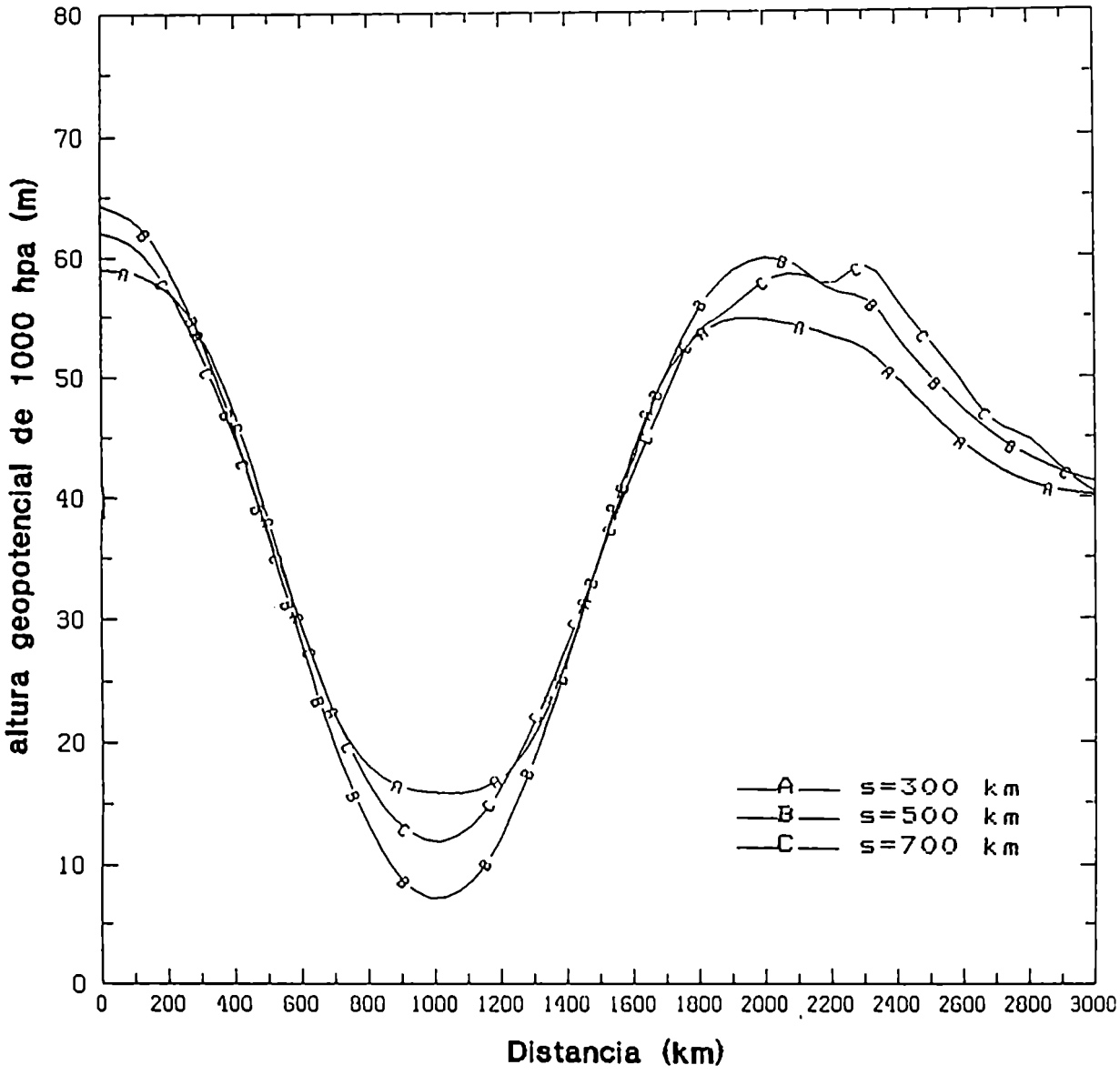


Figura 26b: Idem 26a para el campo de geopotencial

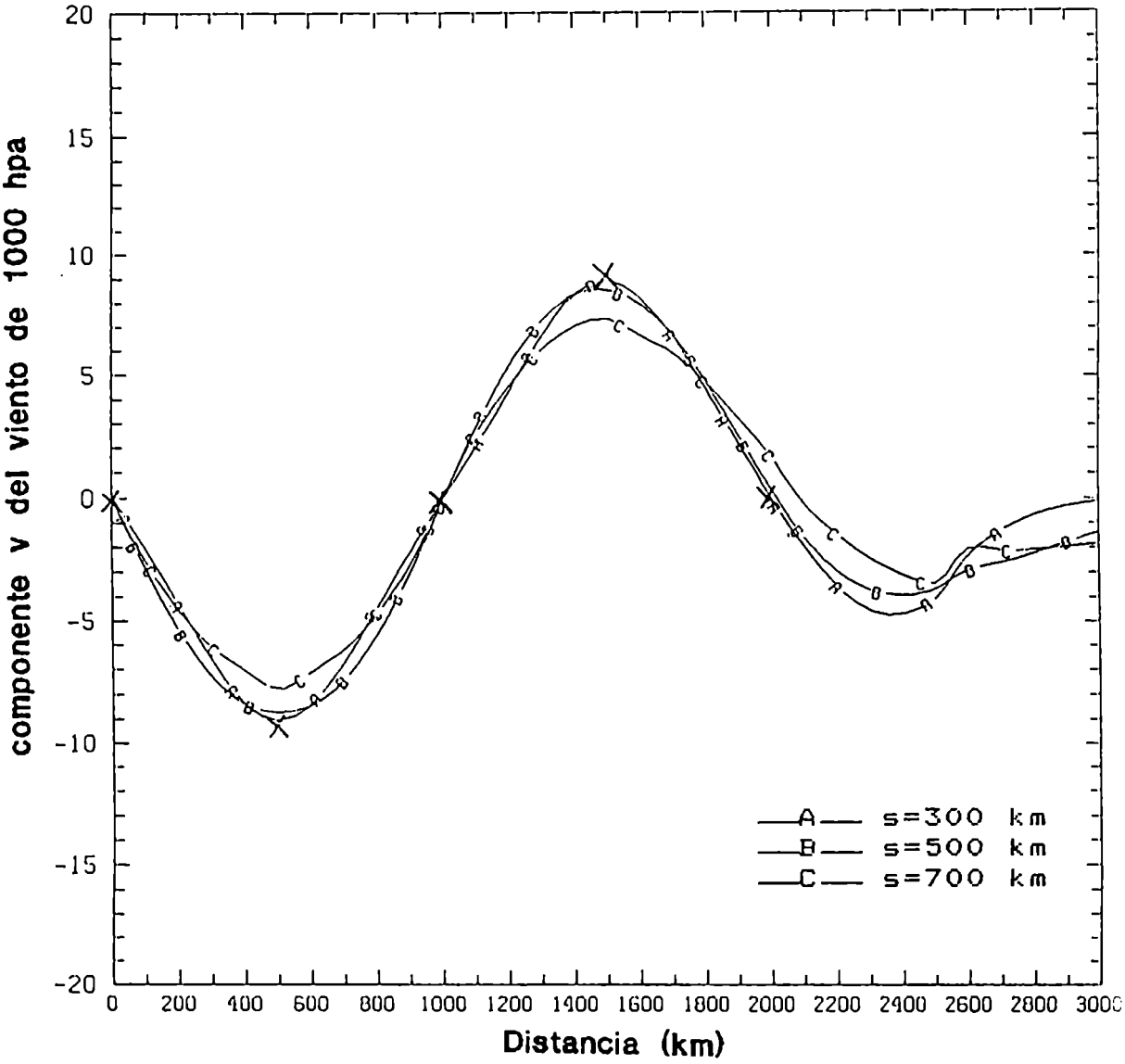


Figura 27a: Análisis multivariado del GDAS para el campo de viento correspondiente a una onda de 2000 km

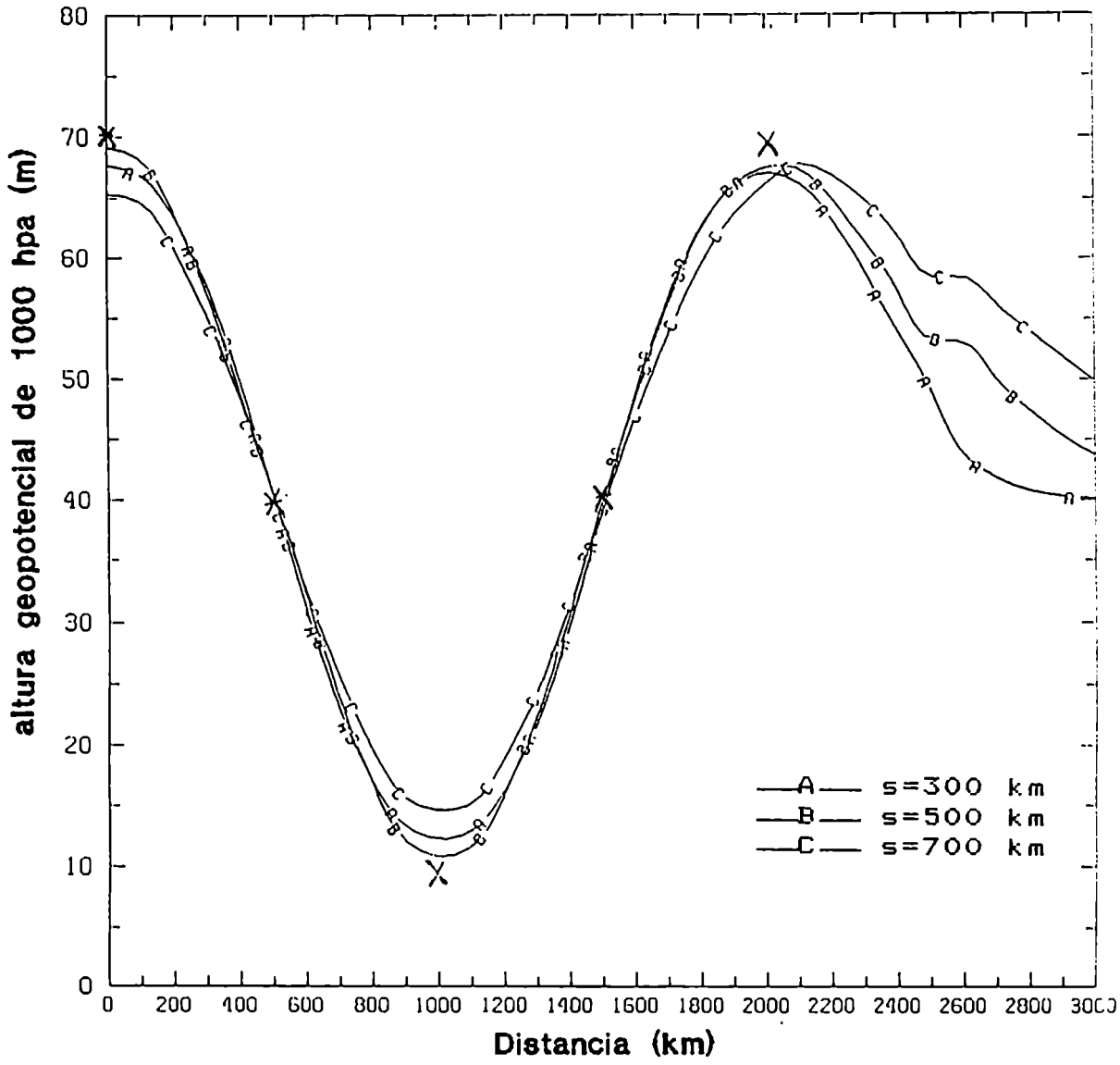


Figura 27b: Idem 27a para el campo de geopotencial

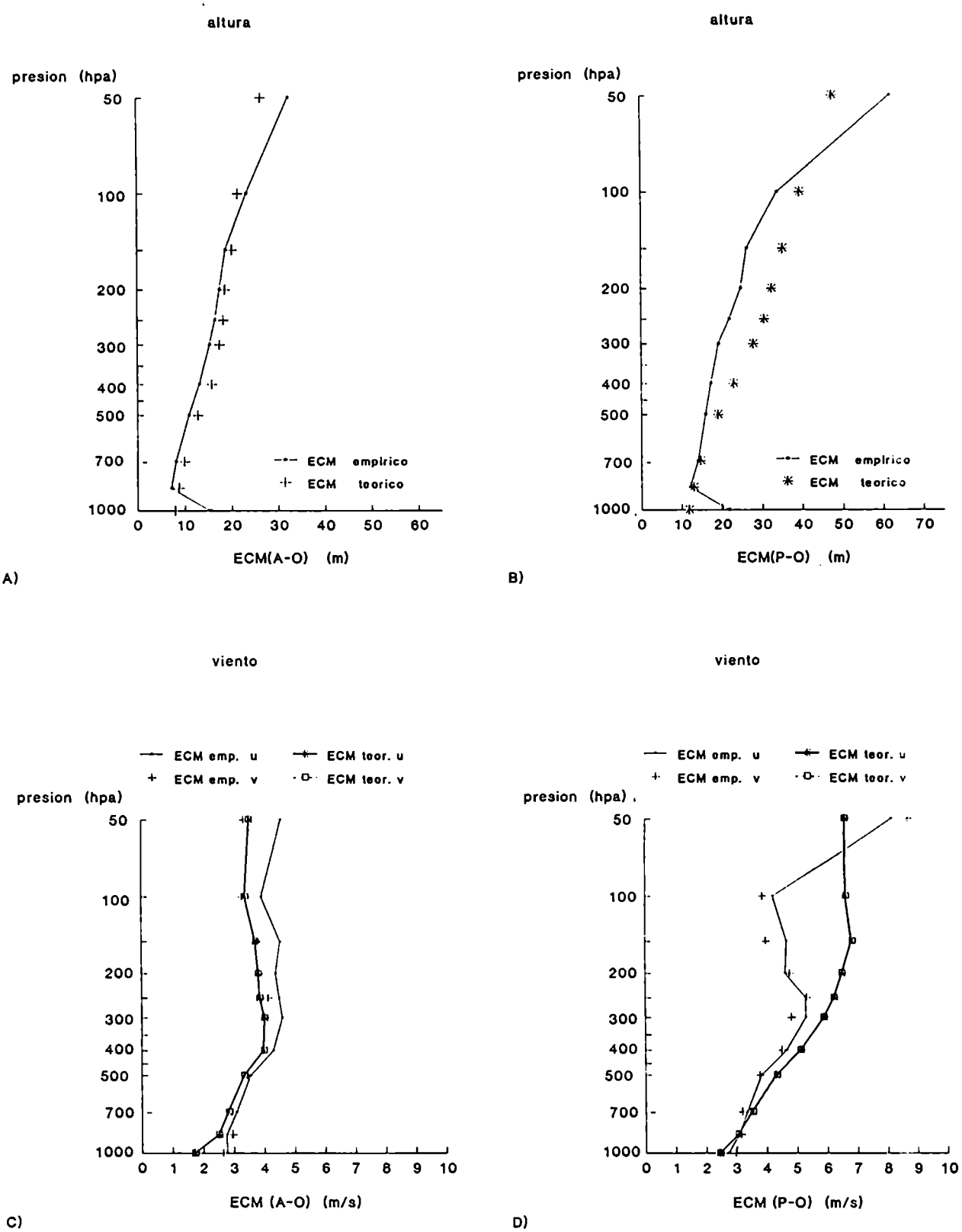


Figura 28: Resultados del SVA sobre Estados Unidos a)ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

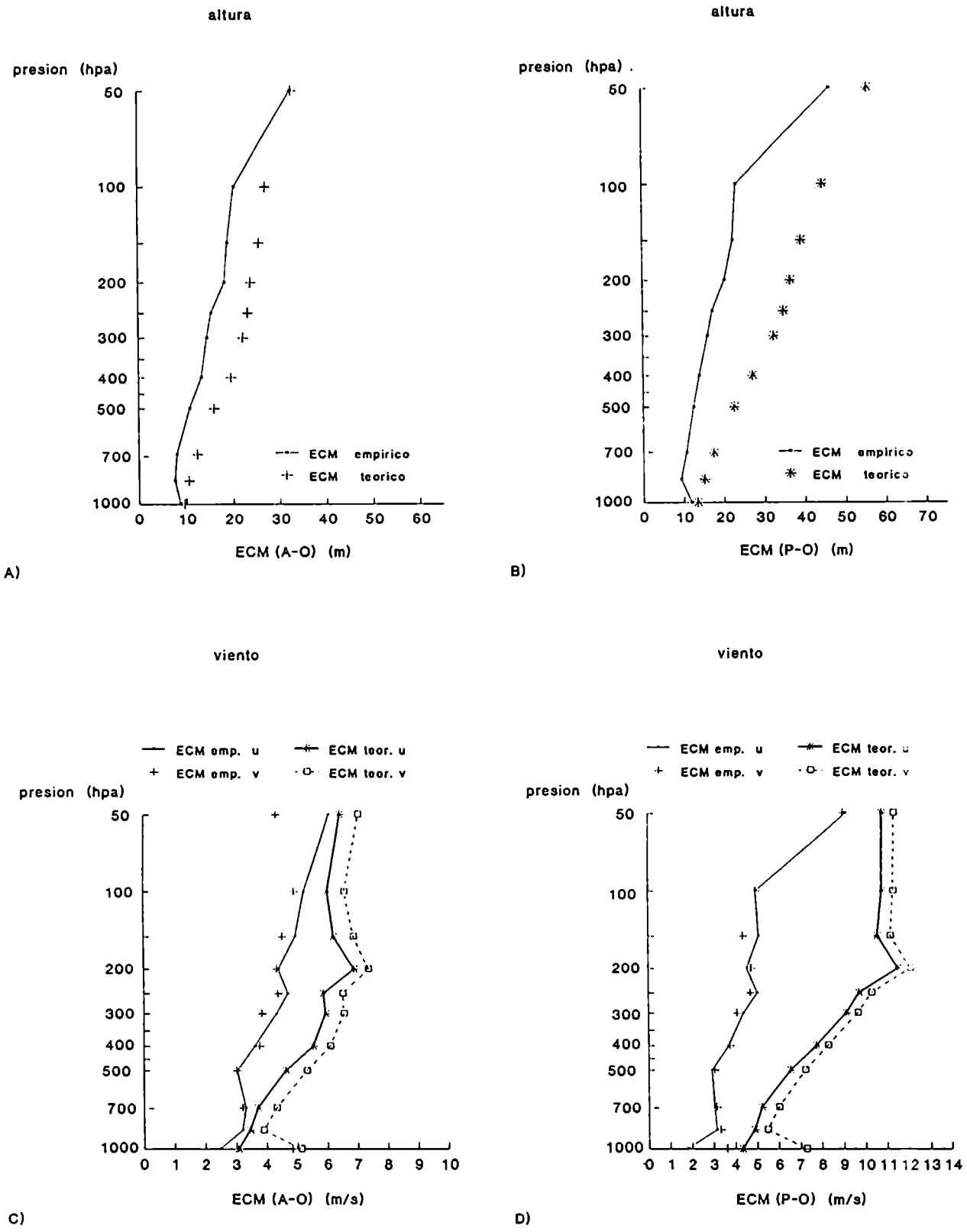


Figura 29: Resultados del SVA sobre Australia a)ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

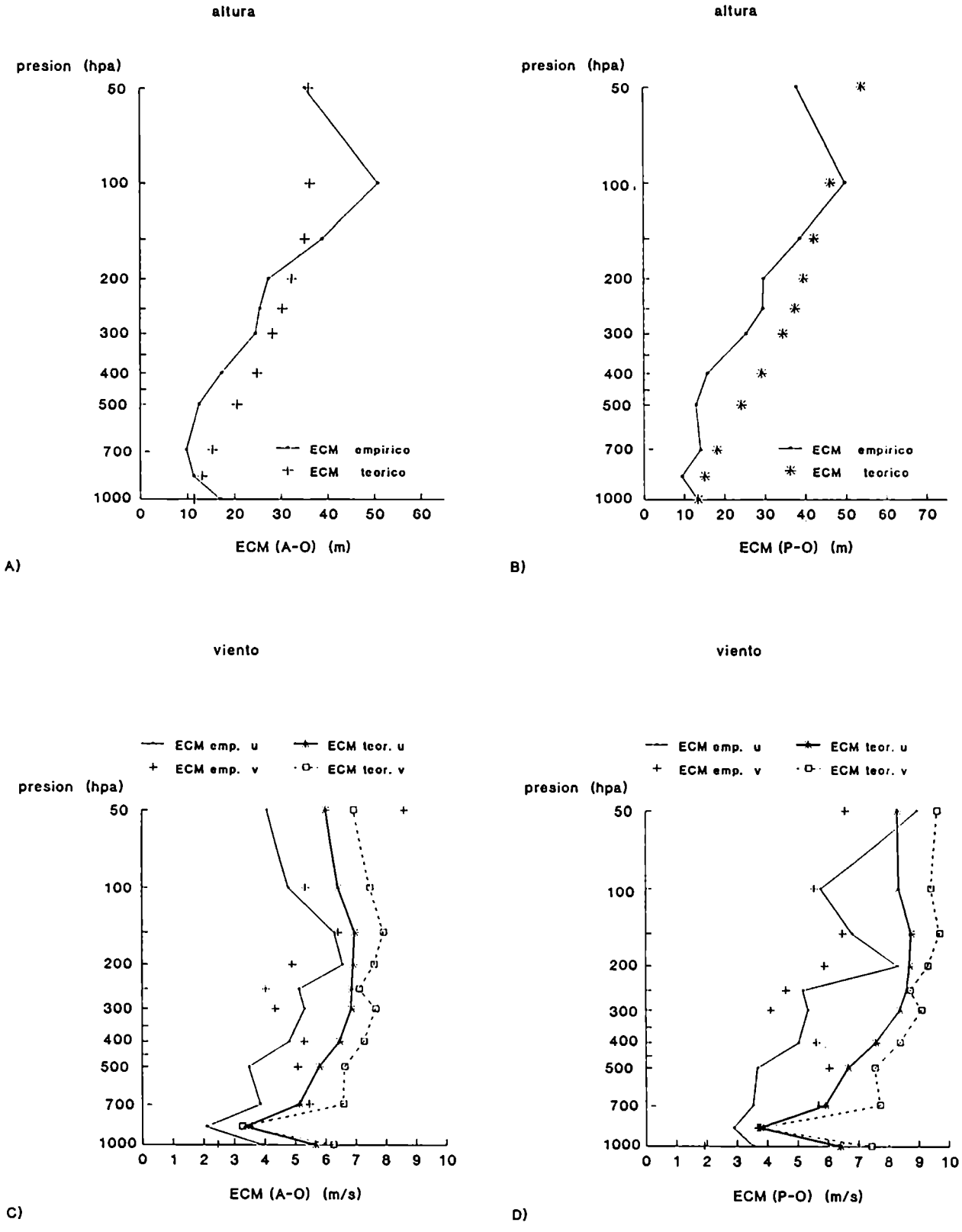


Figura 30: Resultados del SVA sobre Sudamérica a)ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

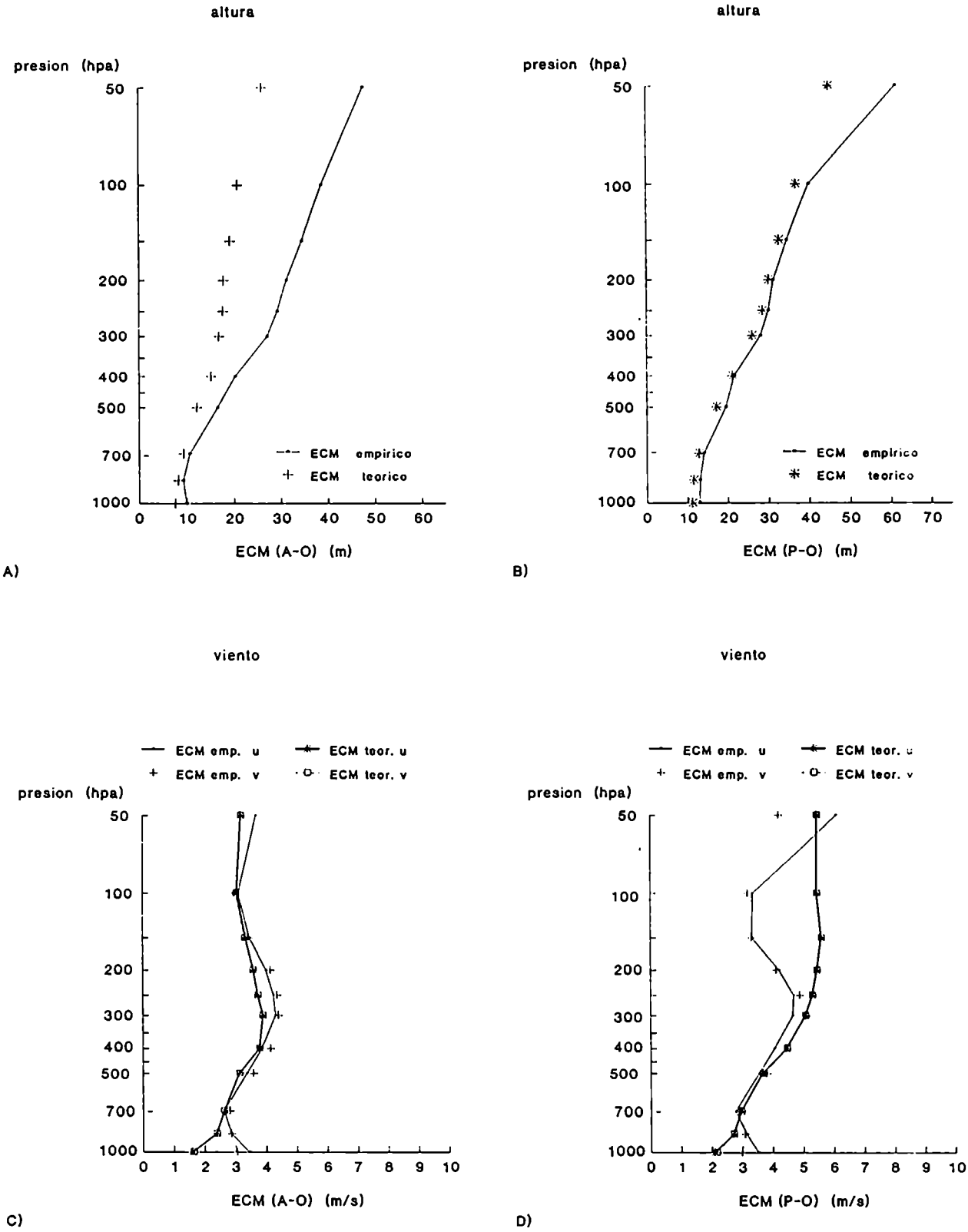


Figura 31: Resultados del SVA sobre Europa a)ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

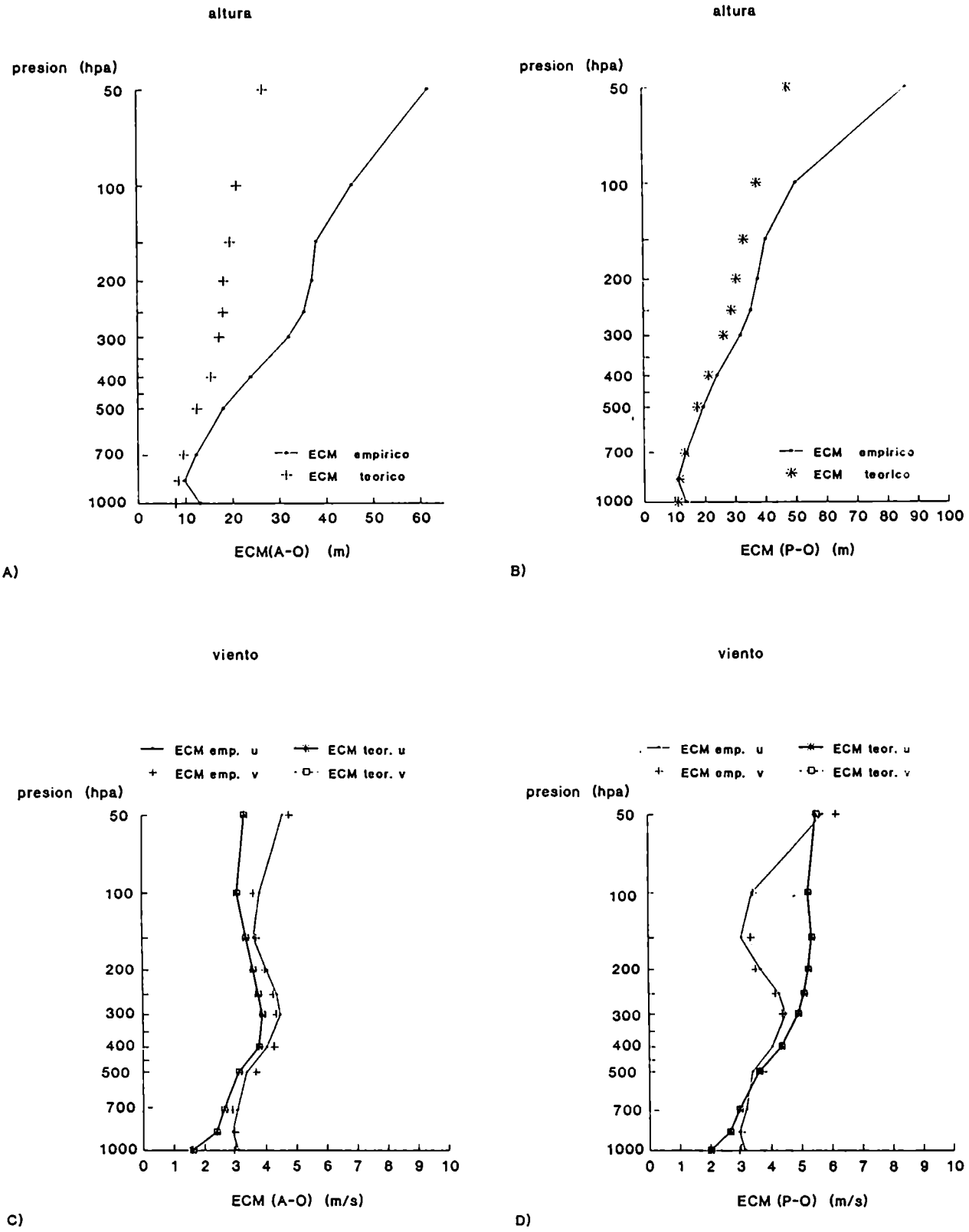


Figura 32: Resultados del SVA sobre Rusia a)ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

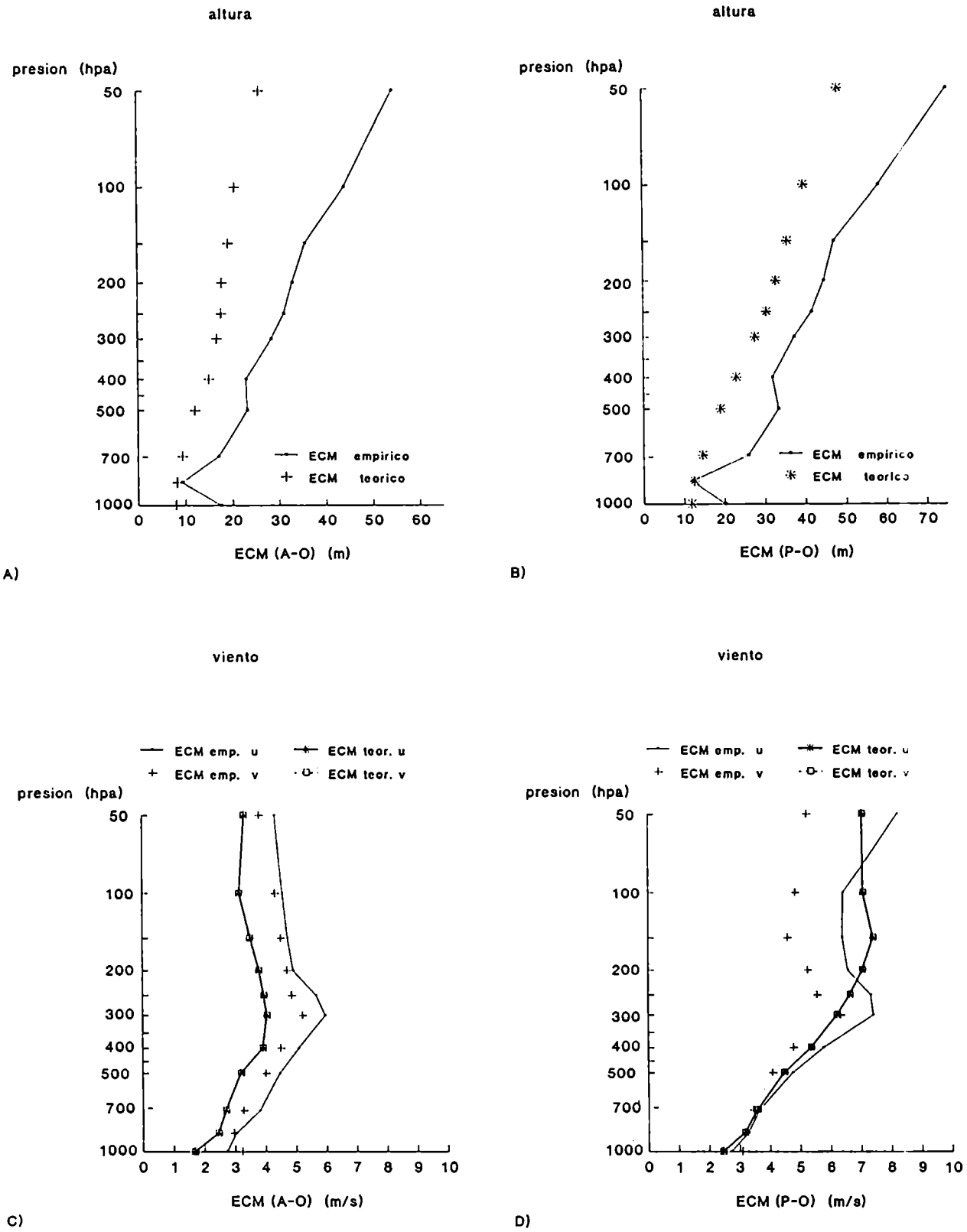


Figura 33: Resultados del SVA sobre China a)ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

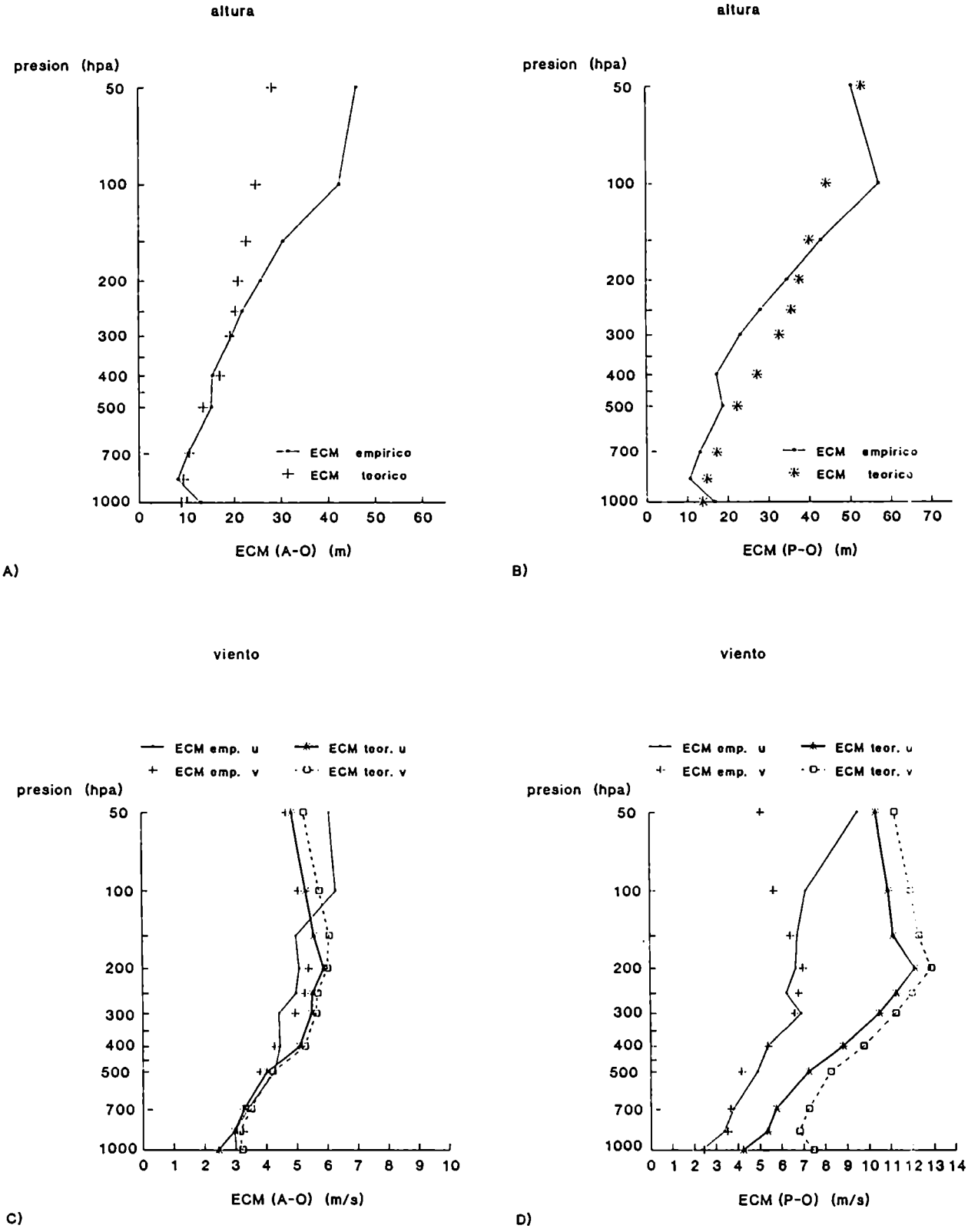


Figura 34: Resultados del SVA sobre el sudeste de Asia a) ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

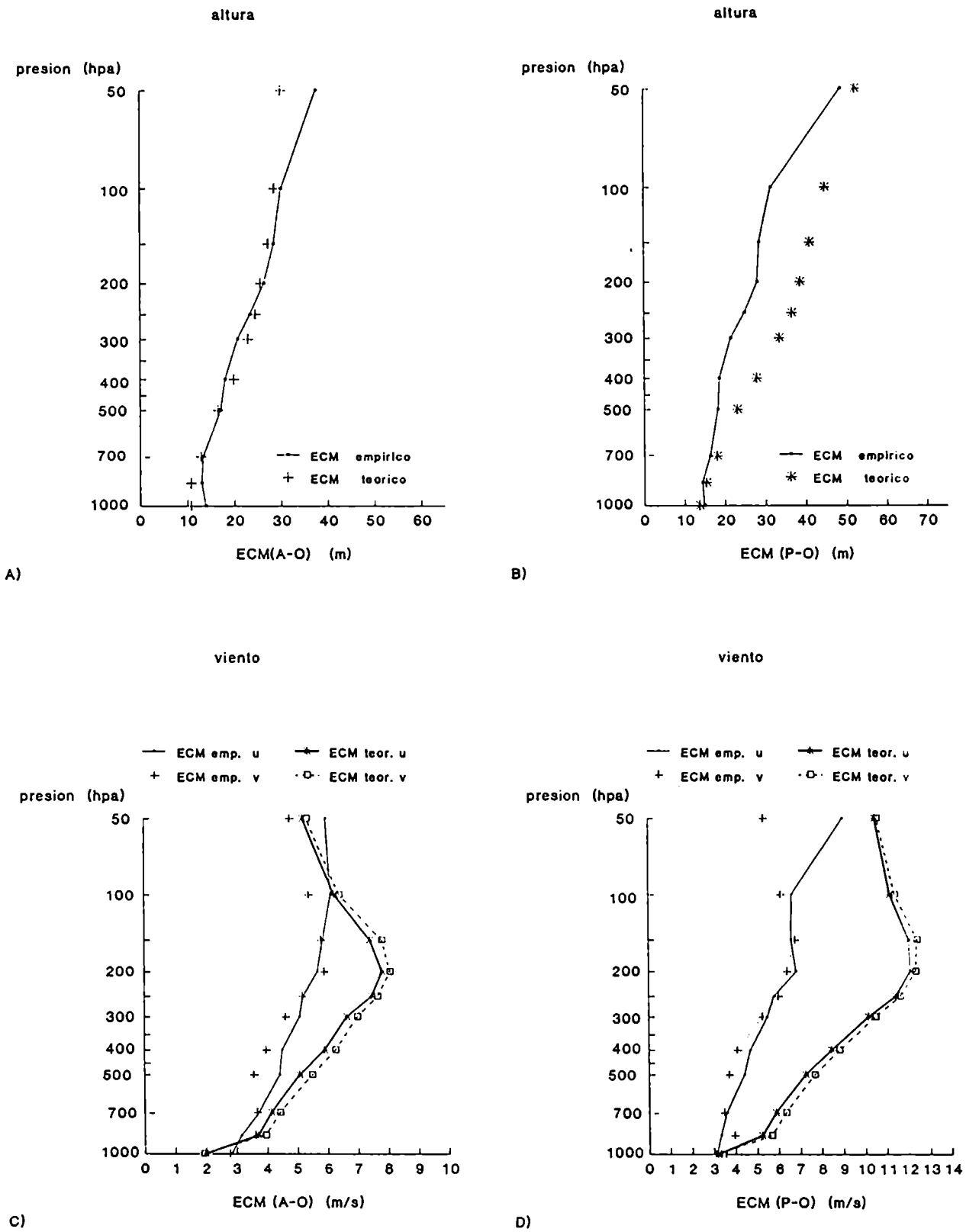


Figura 35: Resultados del SVA sobre la region tropical de Africa a)ECM(A-O) del geopotencial, b) ECM (P-O) del geopotencial, c) ECM(A-O) del viento, d) ECM(P-O) del viento

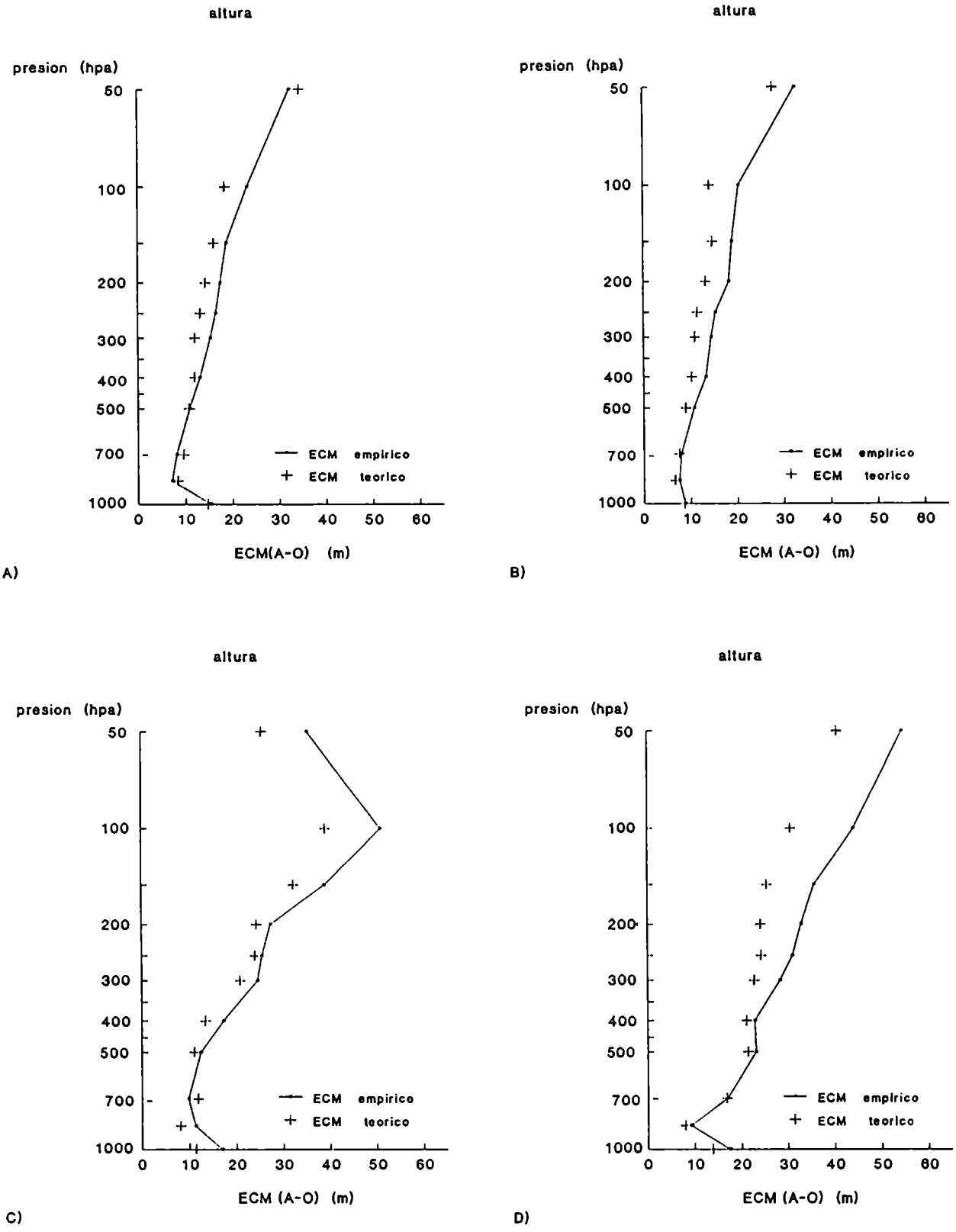
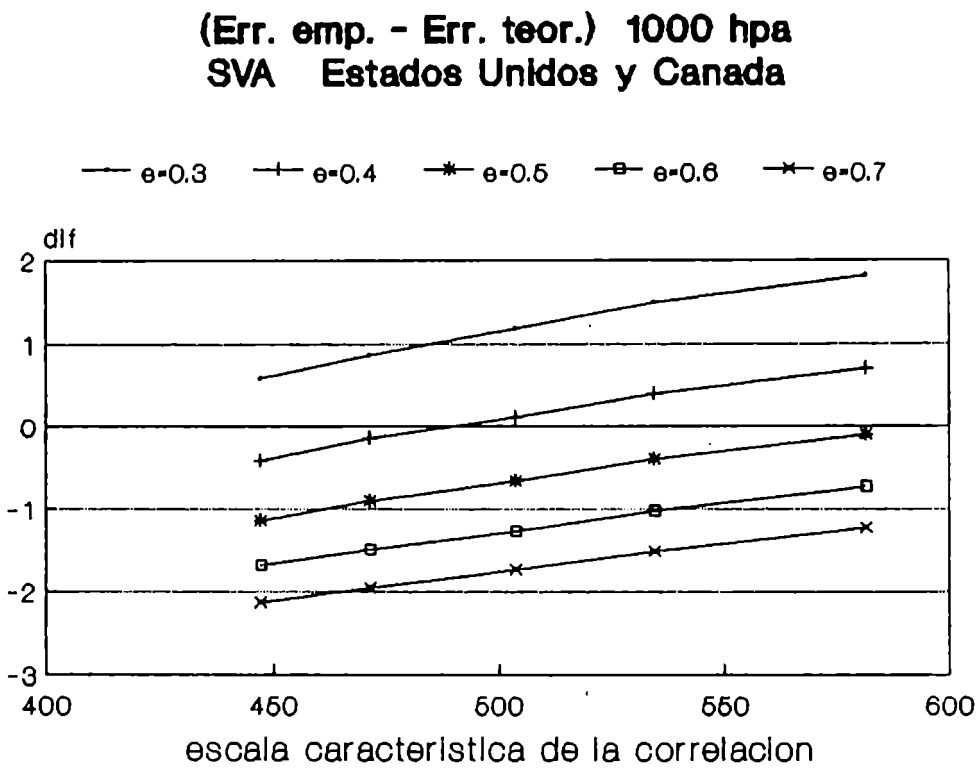
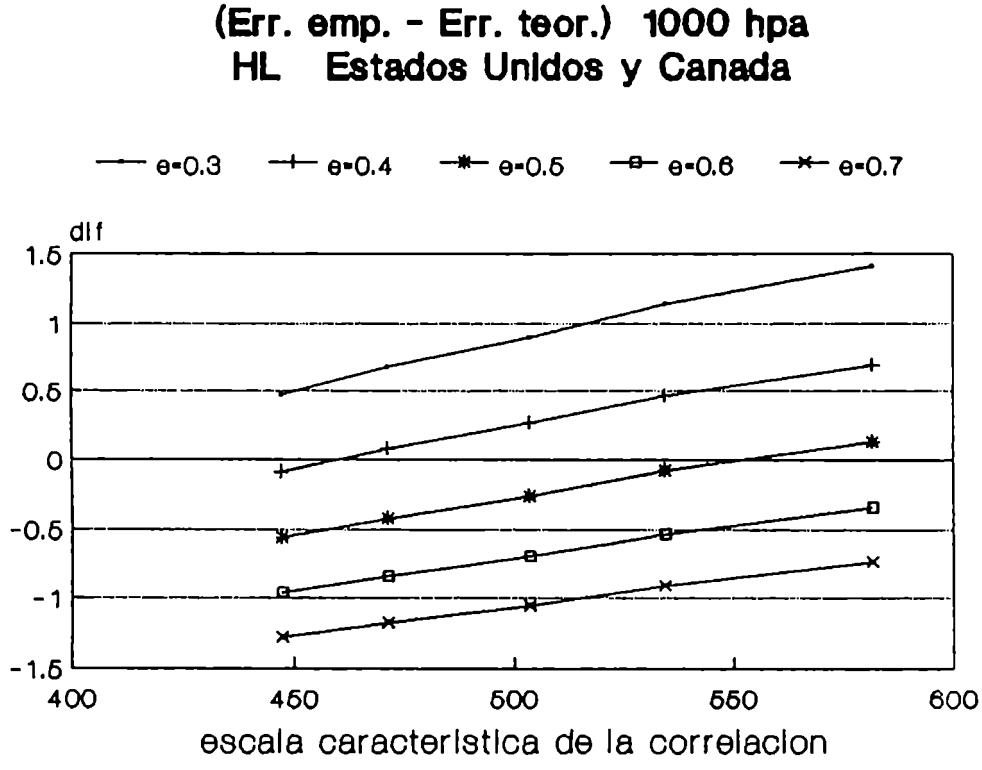


Figura 36: Resultados del SVA con los errores teóricos del análisis recalculados a) Estados Unidos, b) Australia, c) Africa, d) China

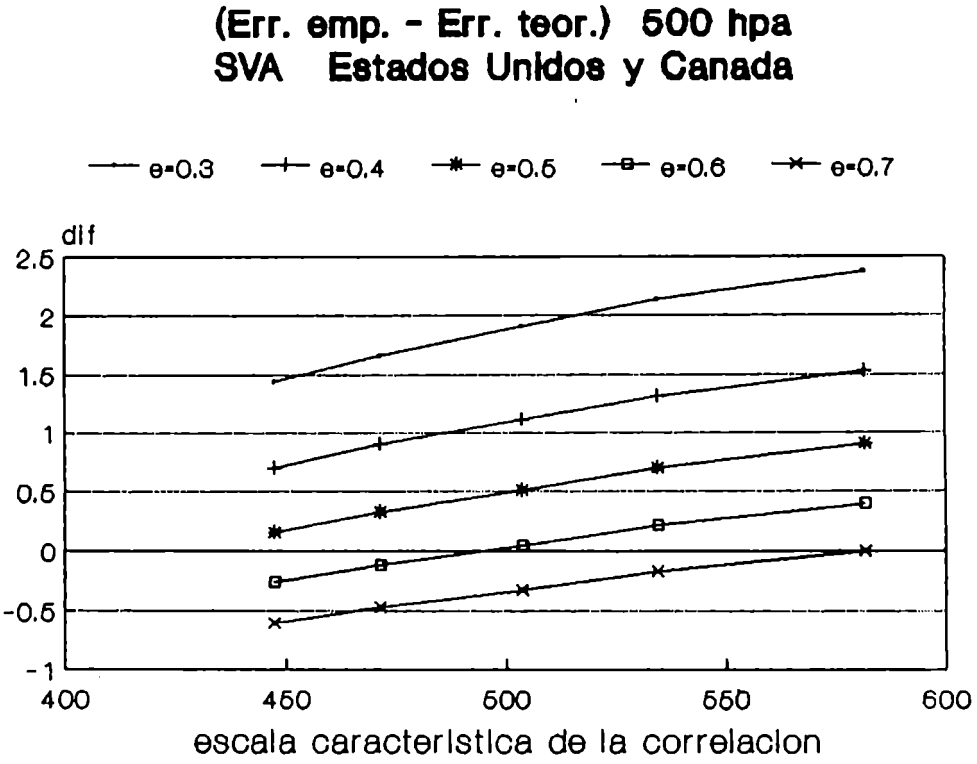


a)

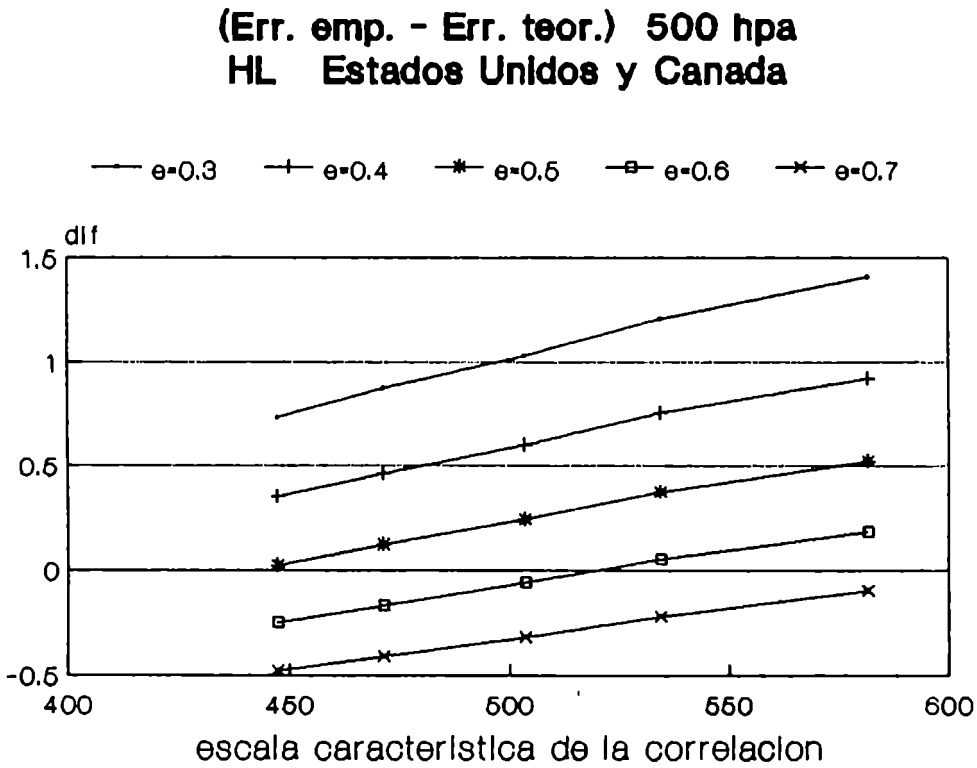


b)

Figura 37: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 1000 hpa sobre Estados Unidos y Canadá a) SVA, b) HL

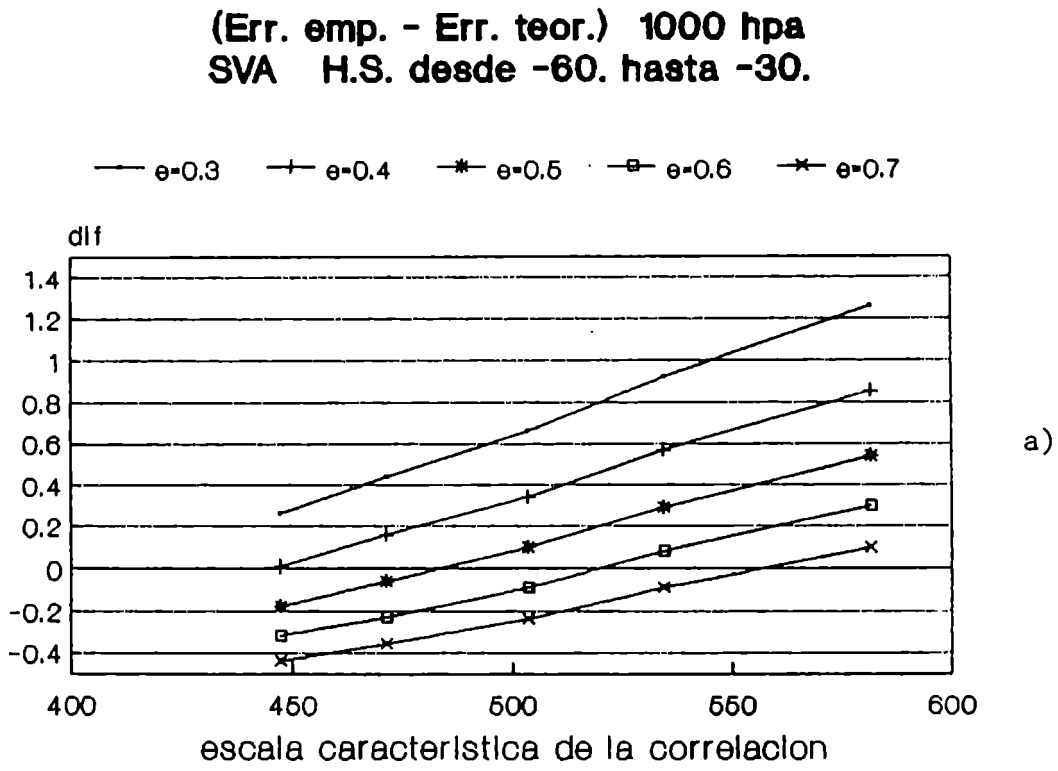


a)

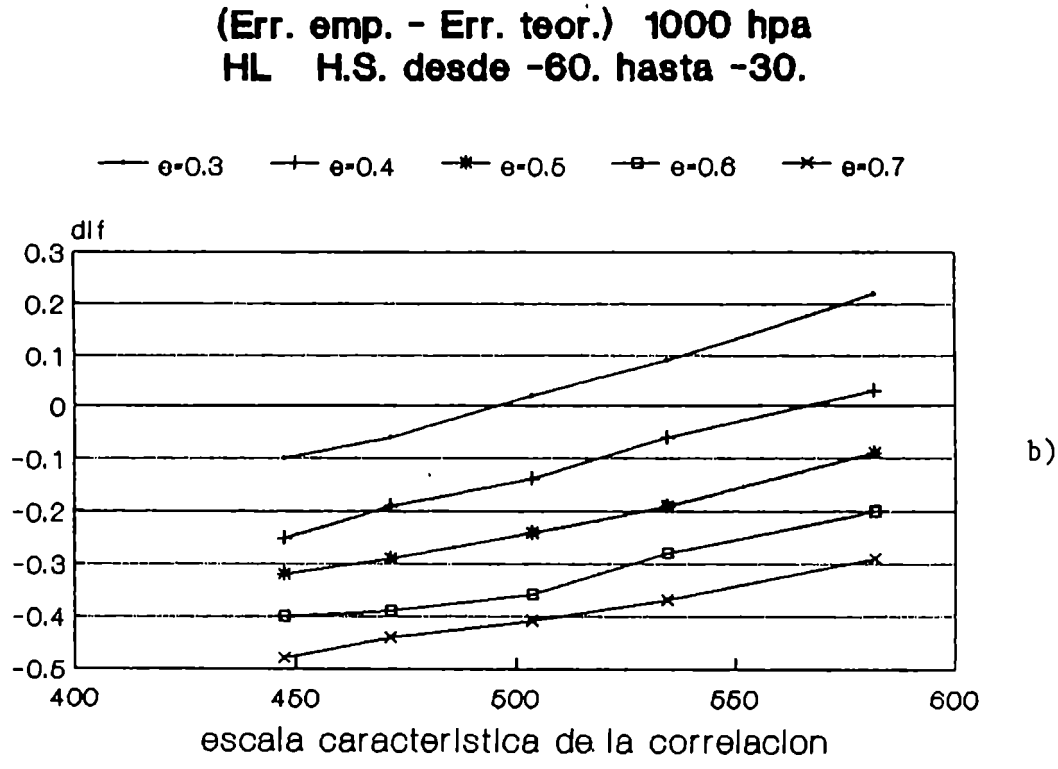


b)

Figura 38: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 500 hpa sobre Estados Unidos y Canadá a) SVA, b) HL

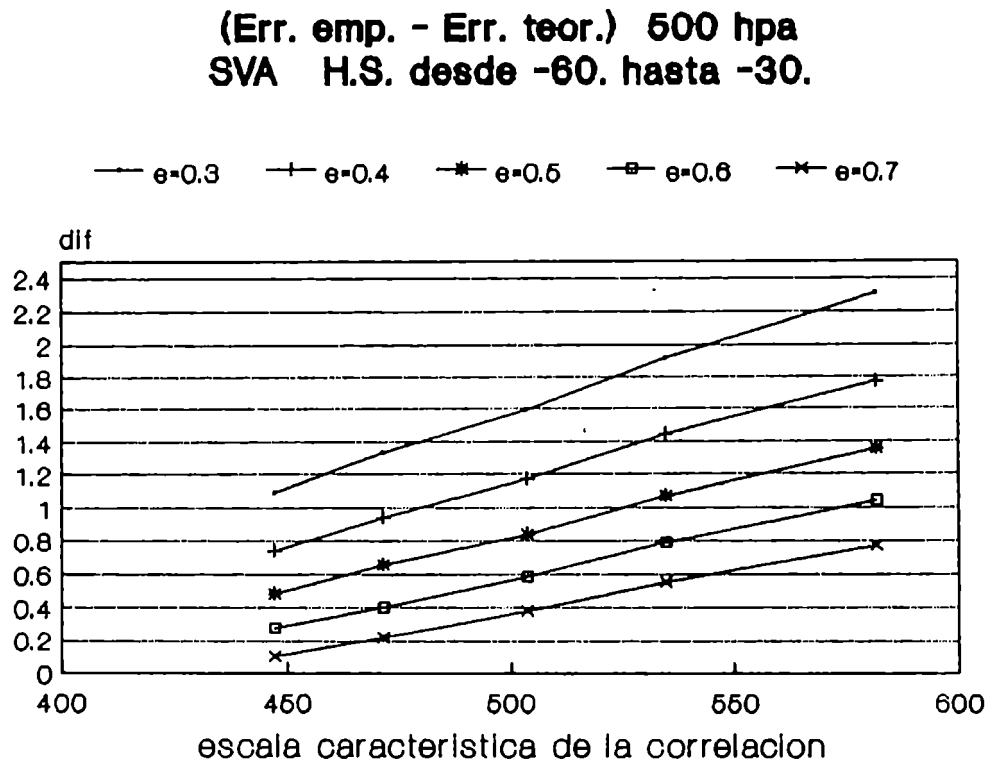


a)

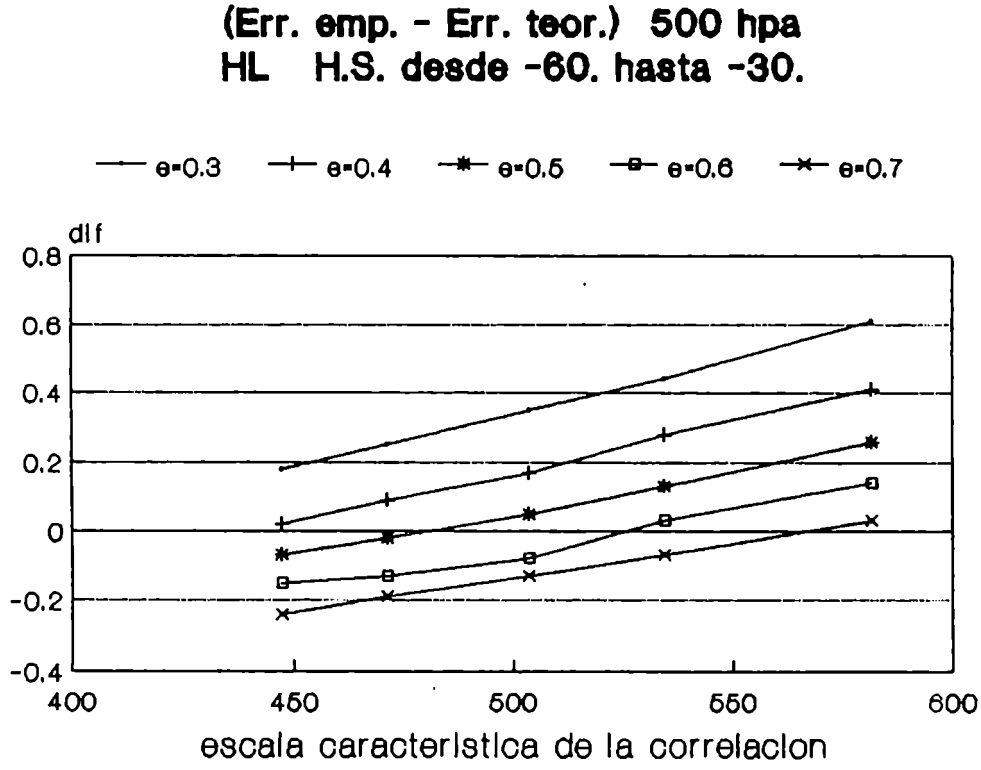


b)

Figura 39: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 1000 hpa sobre la banda latitudinal (60°S,30°S) a) SVA, b) HL

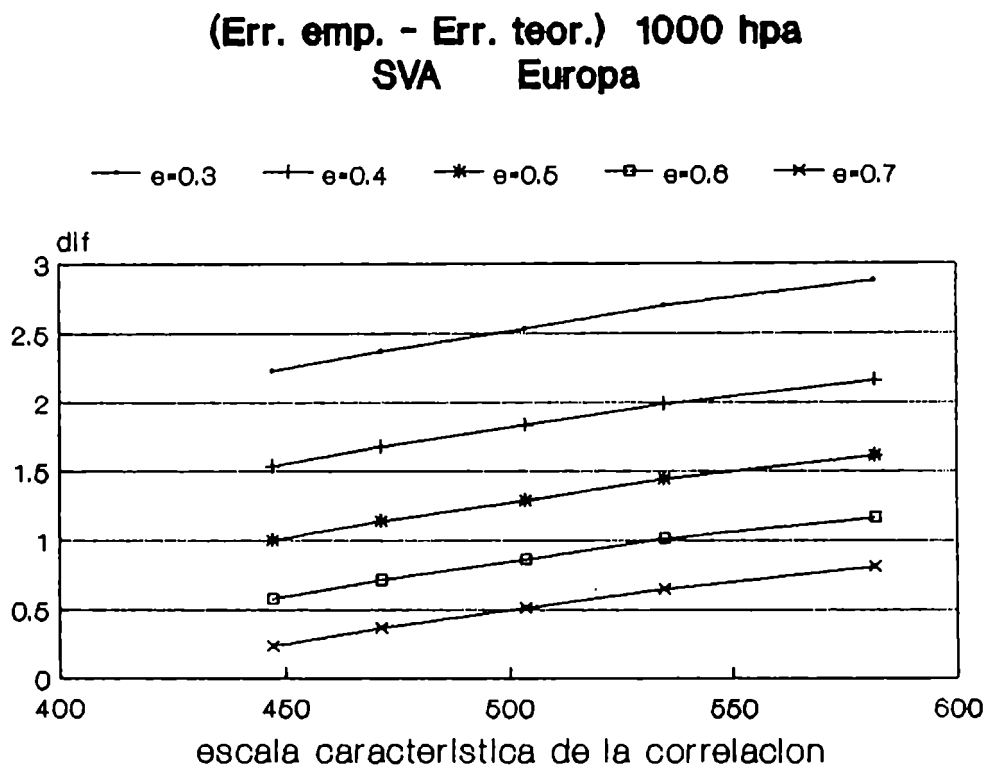


a)

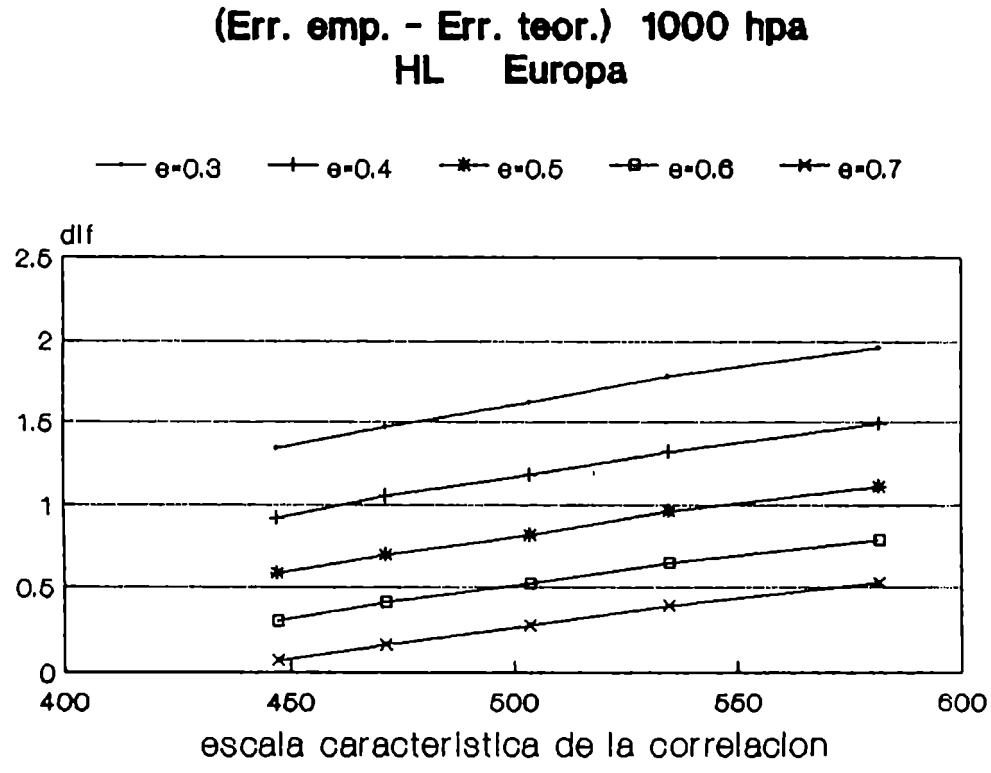


b)

Figura 40: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 500 hpa sobre la banda latitudinal (60°S,30°S) a) SVA, b) HL

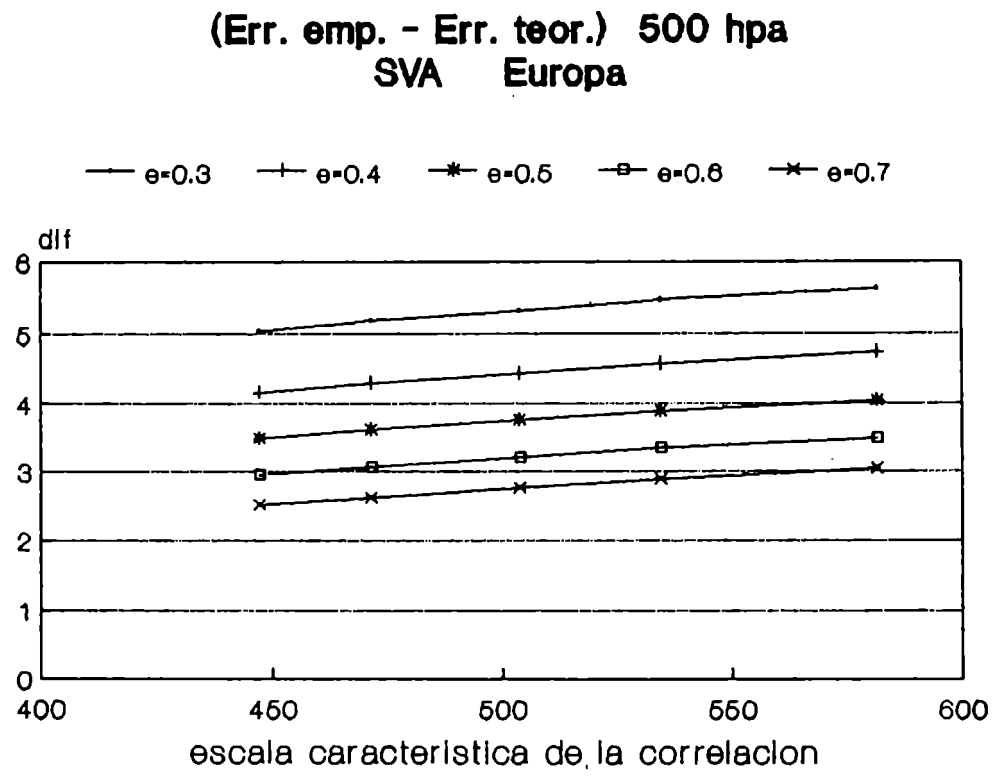


a)

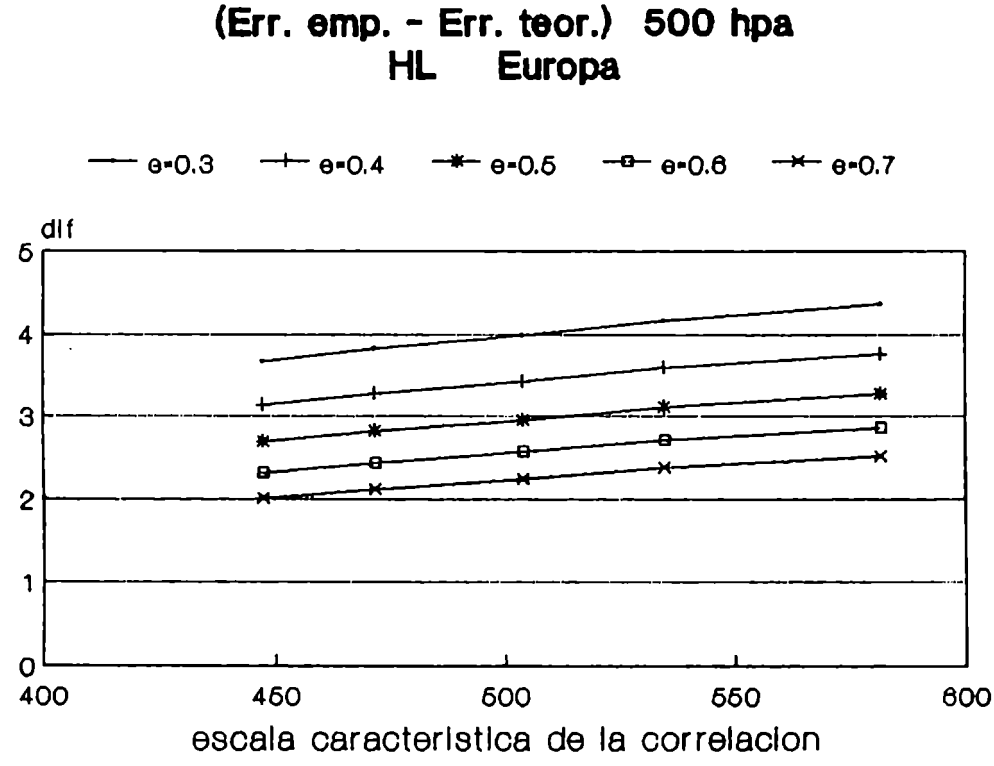


b)

Figura 41: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 1000 hpa sobre Europa a) SVA, b) HL

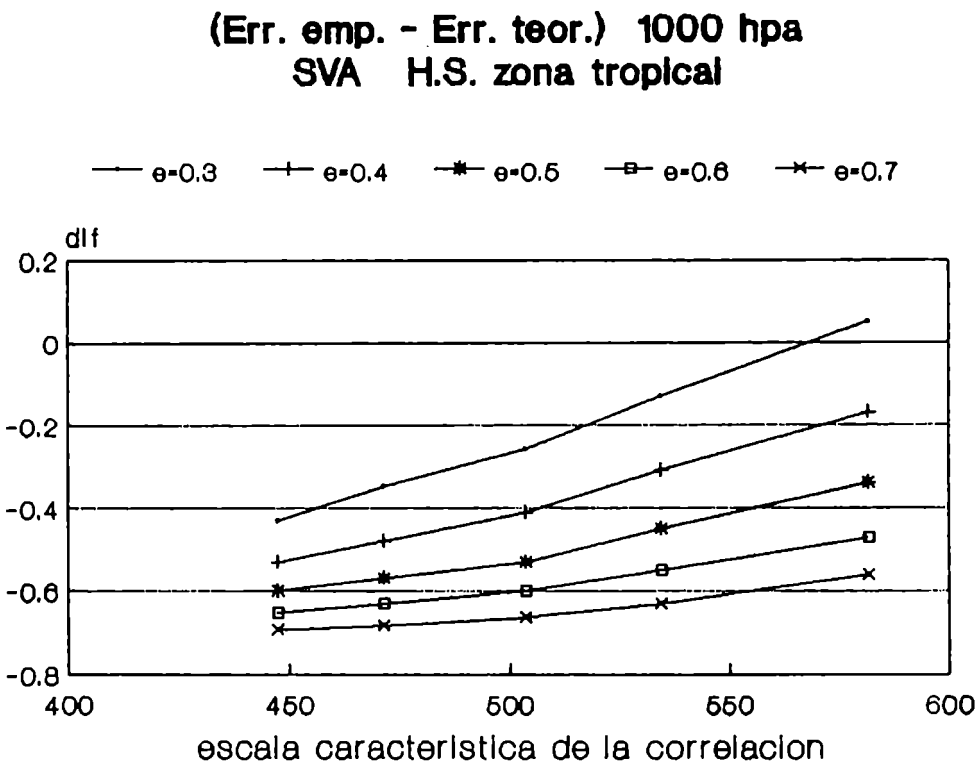


a)

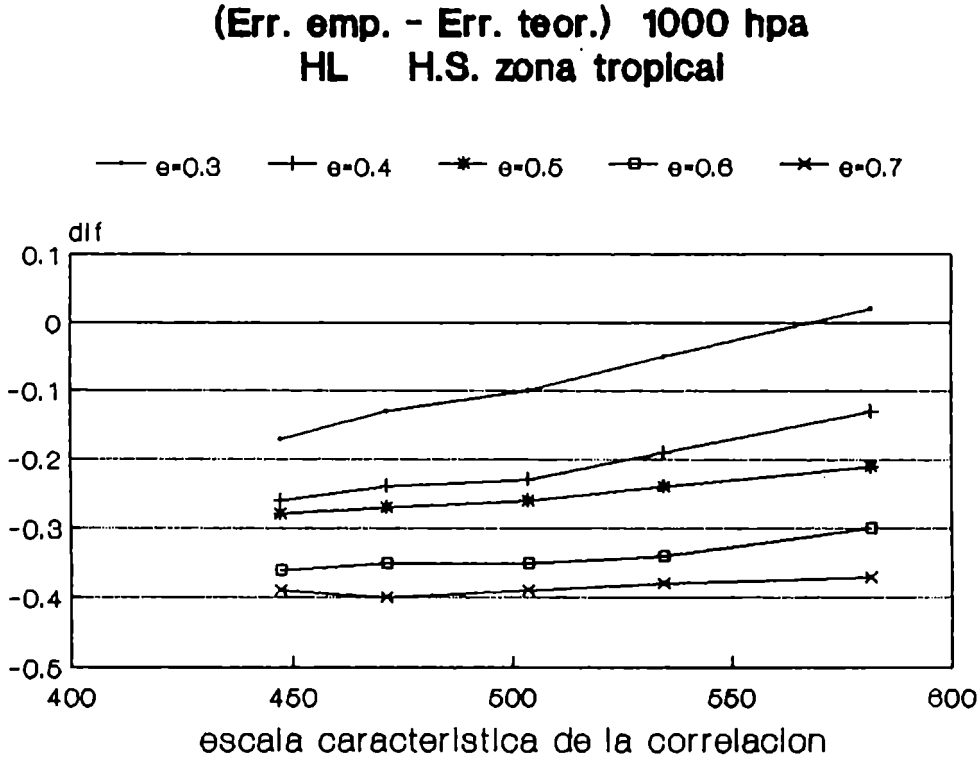


b)

Figura 42: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 500 hpa sobre Europa a) SVA, b) HL

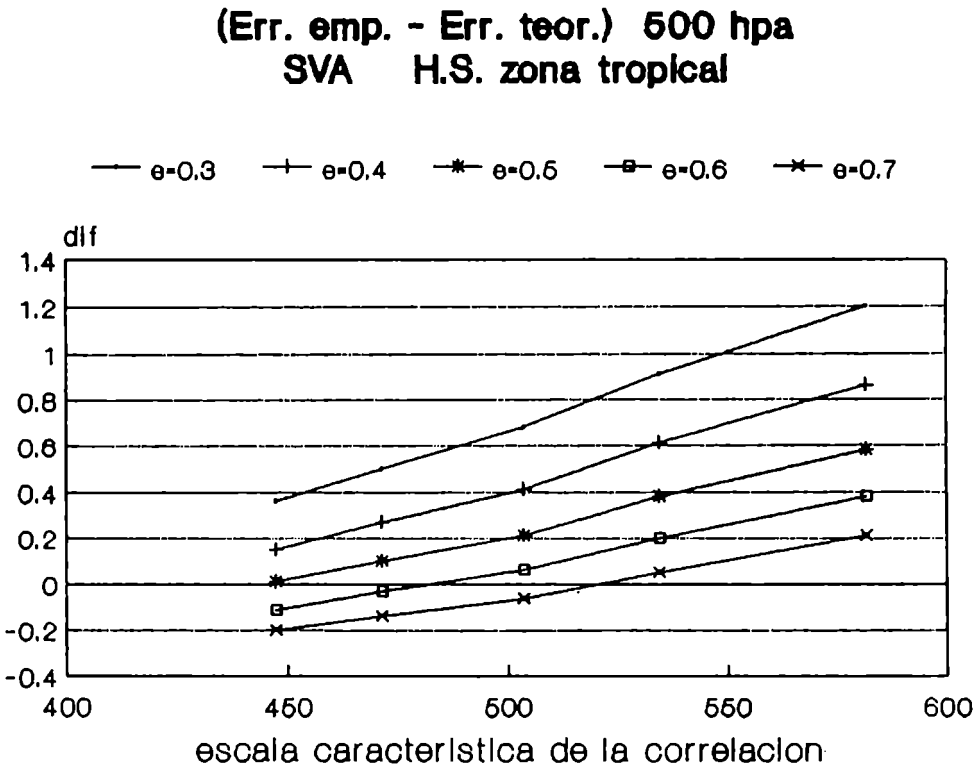


a)

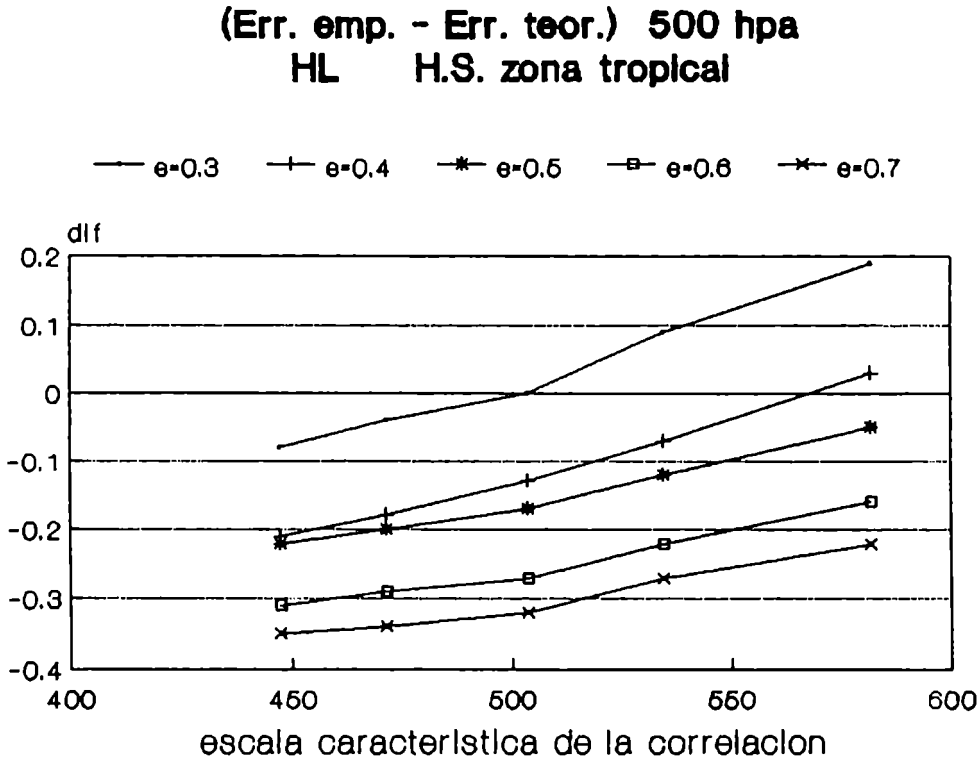


b)

Figura 43: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 1000 hpa sobre la banda latitudinal (30°S,0°) a) SVA, b) HL

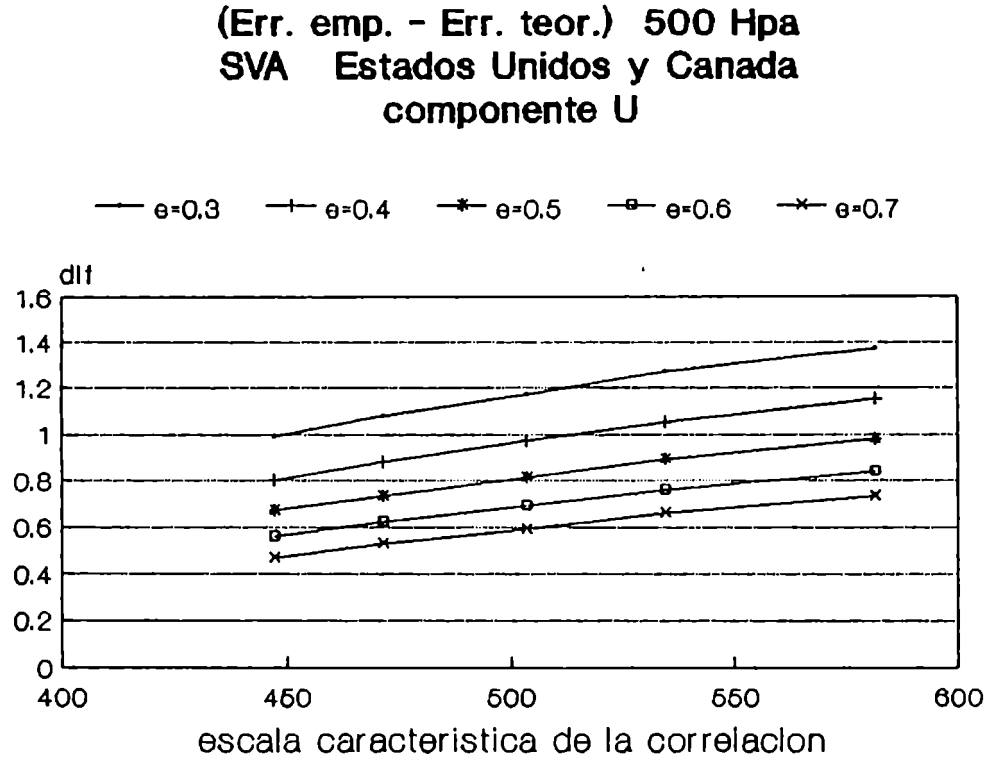


a)

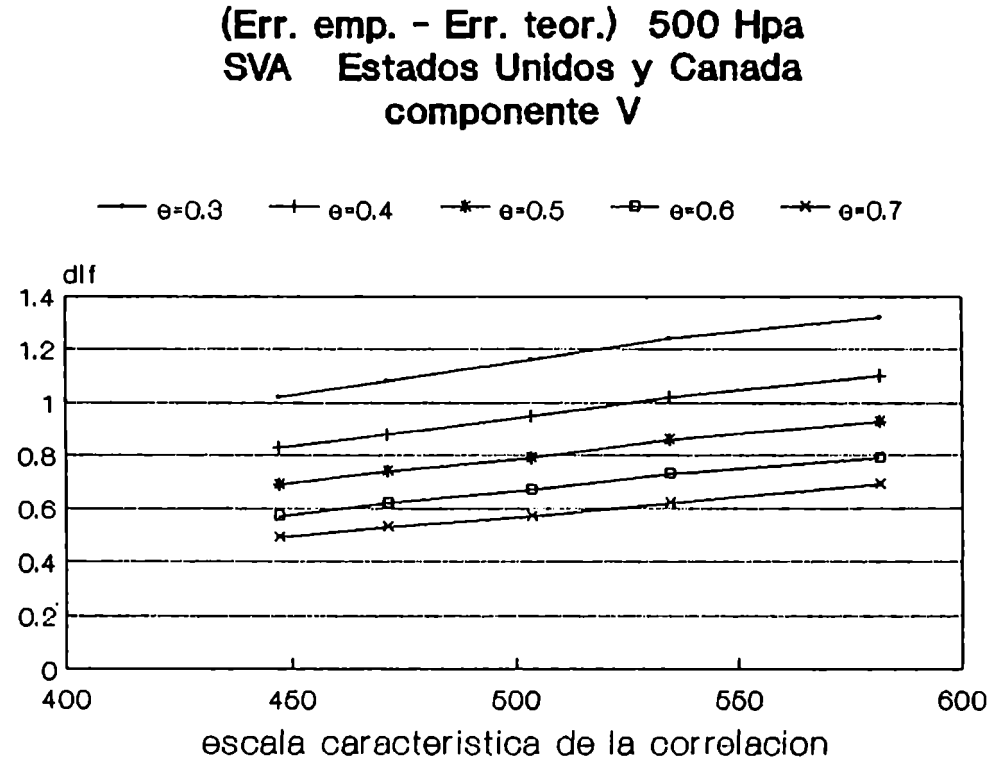


b)

Figura 44: Valores de DIF del geopotencial para diferentes valores de ϵ y de s en 500 hpa sobre la banda latitudinal (30°S,0°) a) SVA, b) HL

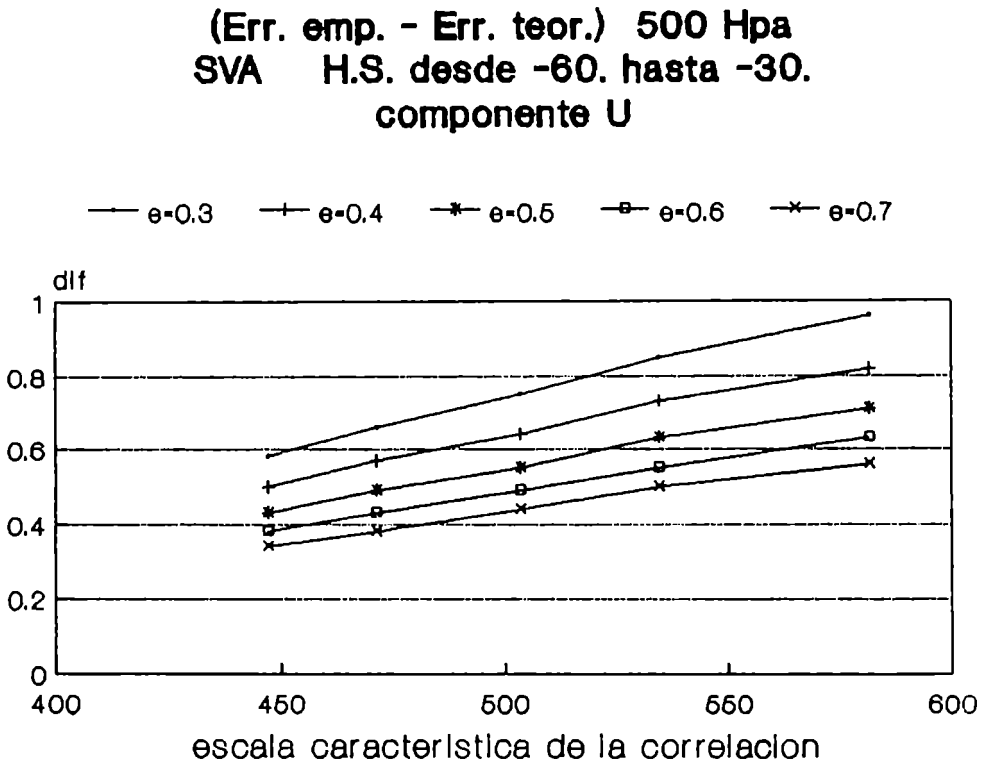


a)

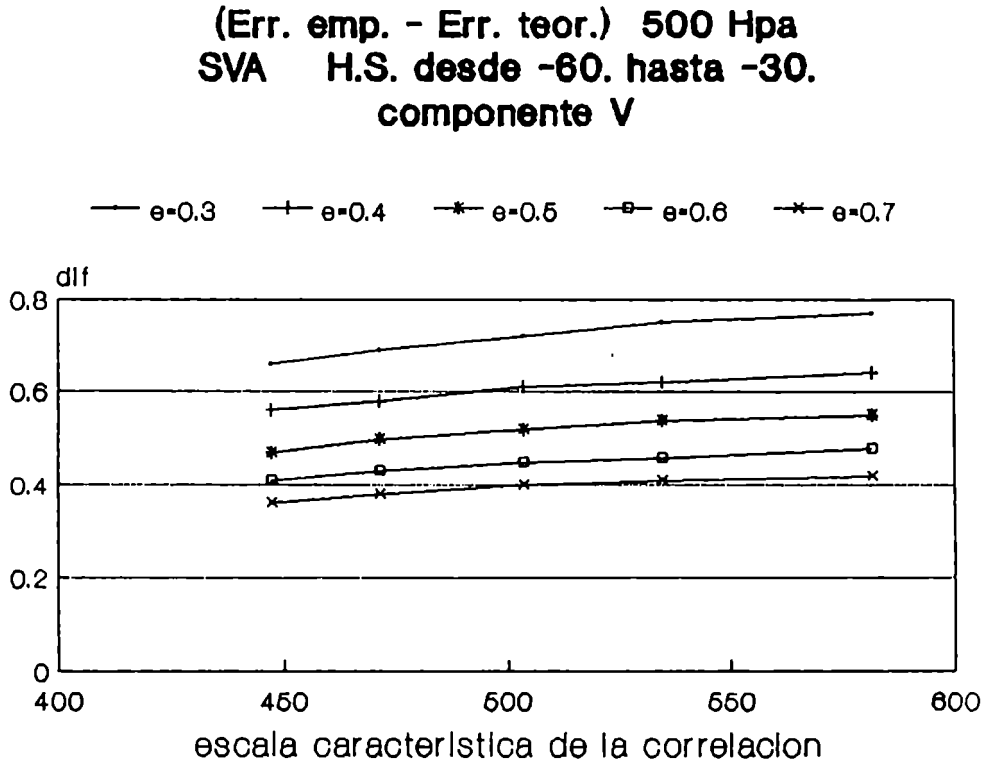


b)

Figura 45: Valores de DIF del viento para diferentes valores de ϵ y de s en 500 hpa sobre Estados Unidos y Canadá para a) u b) v

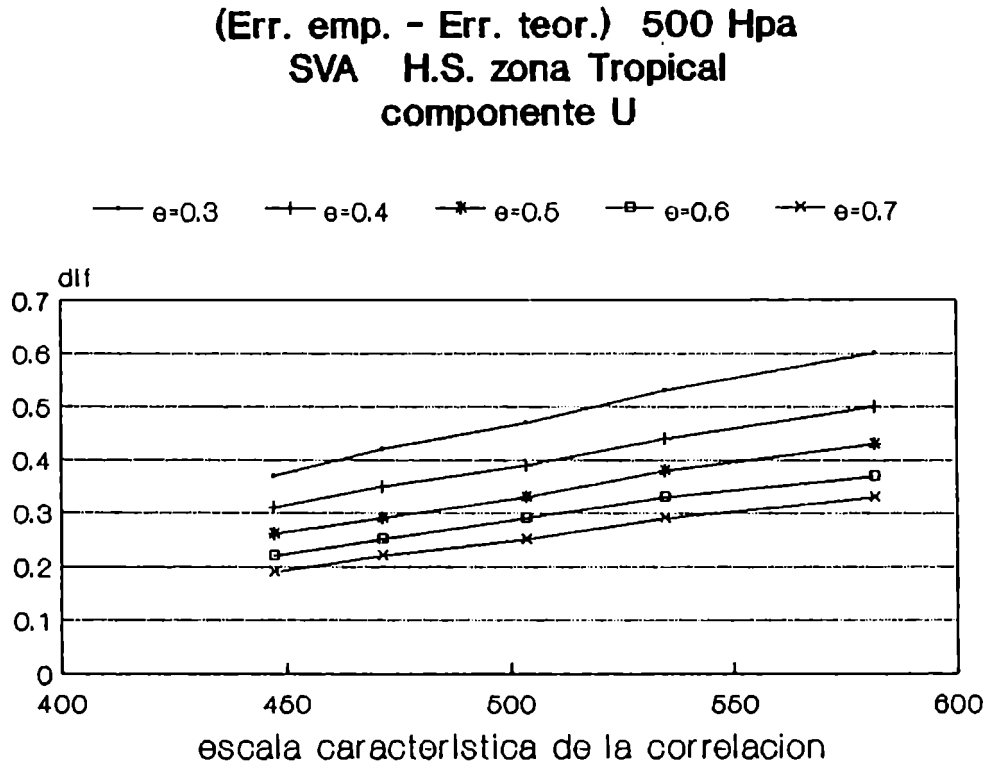


a)

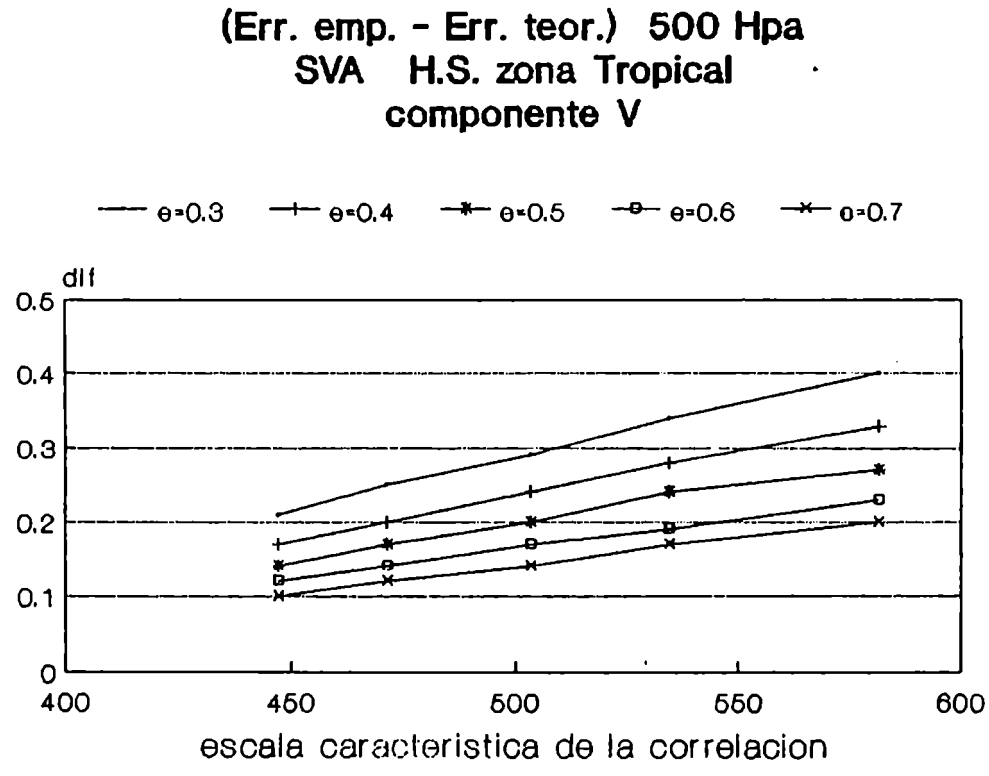


b)

Figura 46: Valores de DIF del viento para diferentes valores de ϵ y de s en 500 hpa sobre la banda latitudinal (60°S,30°S) para a) u b) v

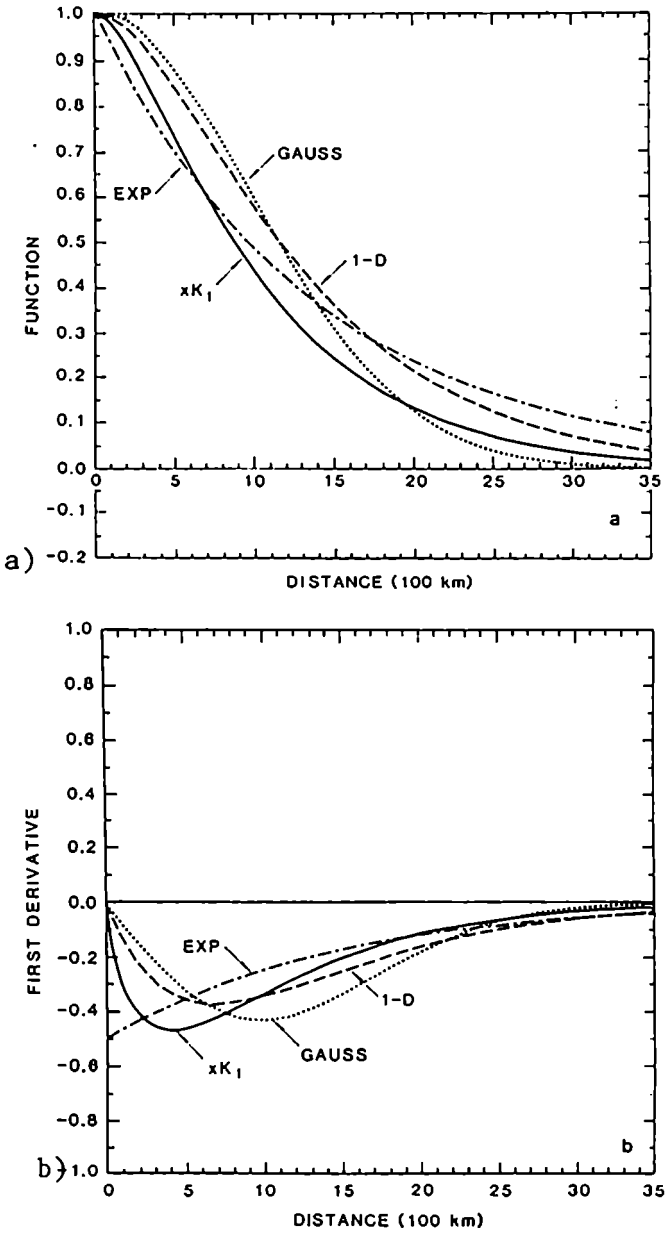


a)



b)

Figura 47: Valores de DIF del viento para diferentes valores de ϵ y de s en 500 hpa sobre la banda latitudinal (30°S,0°) para a) u b) v



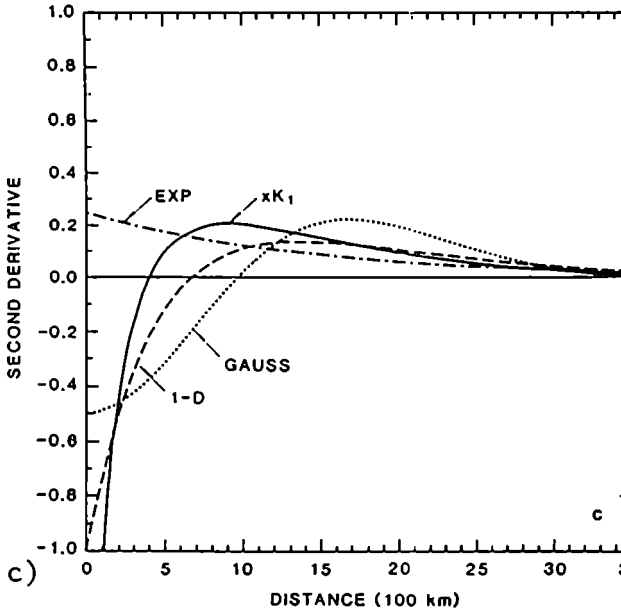


FIG. 6. (*Continued*)

FIG. 6. Comparison between analytic formulas used to approximate forecast error correlations. The four functions compared are the Gaussian, currently used in OI (marked GAUSS in the figure), the Bessel function of Fig. 5 (marked xK_1), the exponential (EXP), and the one-dimensional formula of Eq. (5.7b) (1-D). Fig. 6a shows the functions themselves, Fig. 6b their first derivatives, and Fig. 6c the second derivatives. According to the geostrophic assumption of operational OI, if either curve in Fig. 6a were used for (ϕ–ϕ) correlations, Fig. 6b would give the corresponding (ϕ–v) correlations, and Fig. 6c the (v–v) correlations, up to a multiplicative factor. Notice large differences between the curves in Figs. 6b, c.

Figura 48:a)Diferentes funciones de autocorrelación del geopotencial. b) sus derivadas primeras, c) sus derivadas segundas. (Balgovind et.al. (1983))

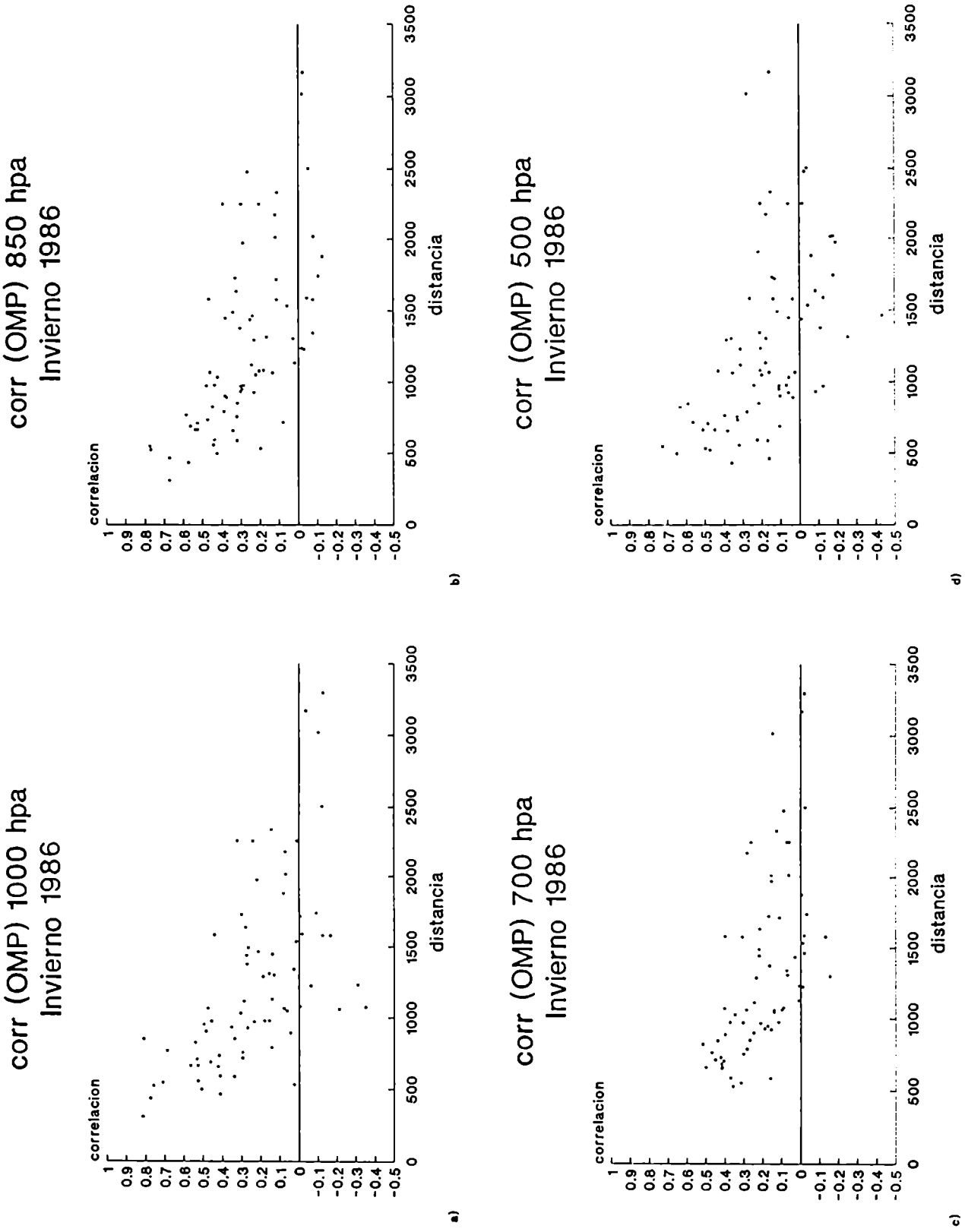


Figura 49: Autocorrelaciones de los errores de pronóstico del geopotencial en función de la distancia en los niveles de a) 1000 hpa b) 850 hpa, c) 700 hpa, d) 500 hpa

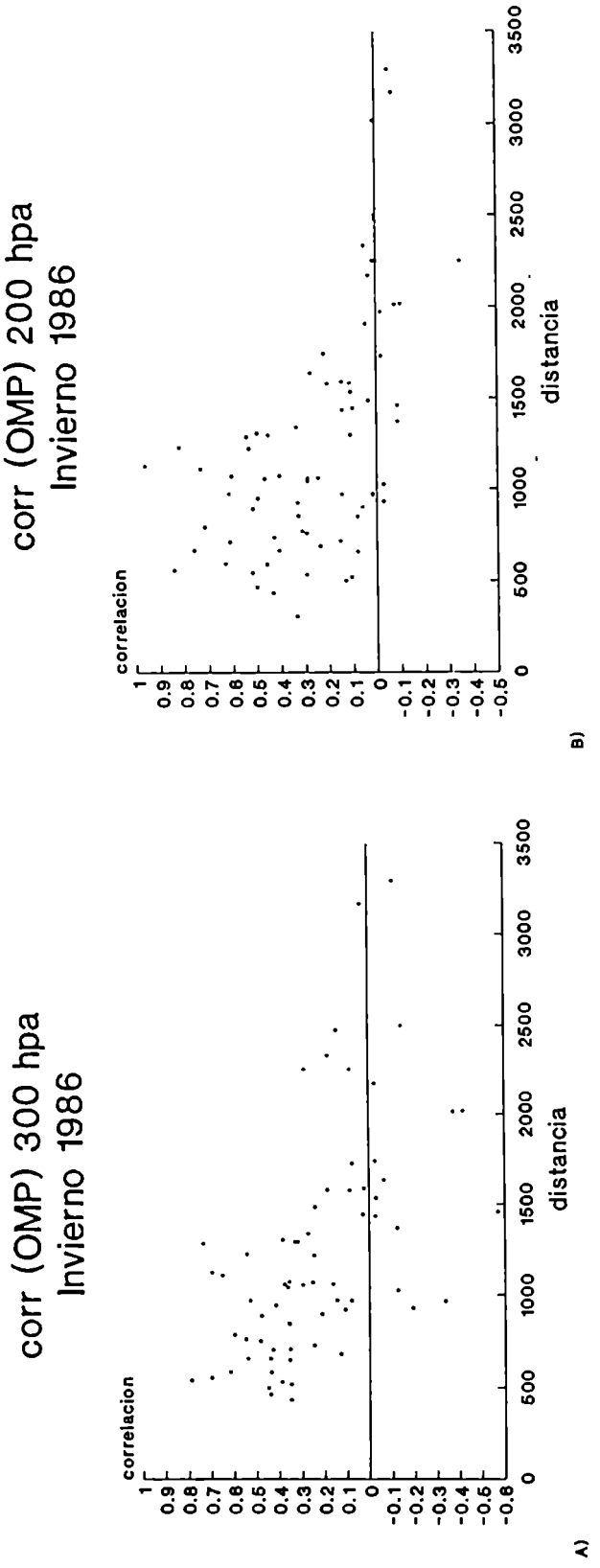
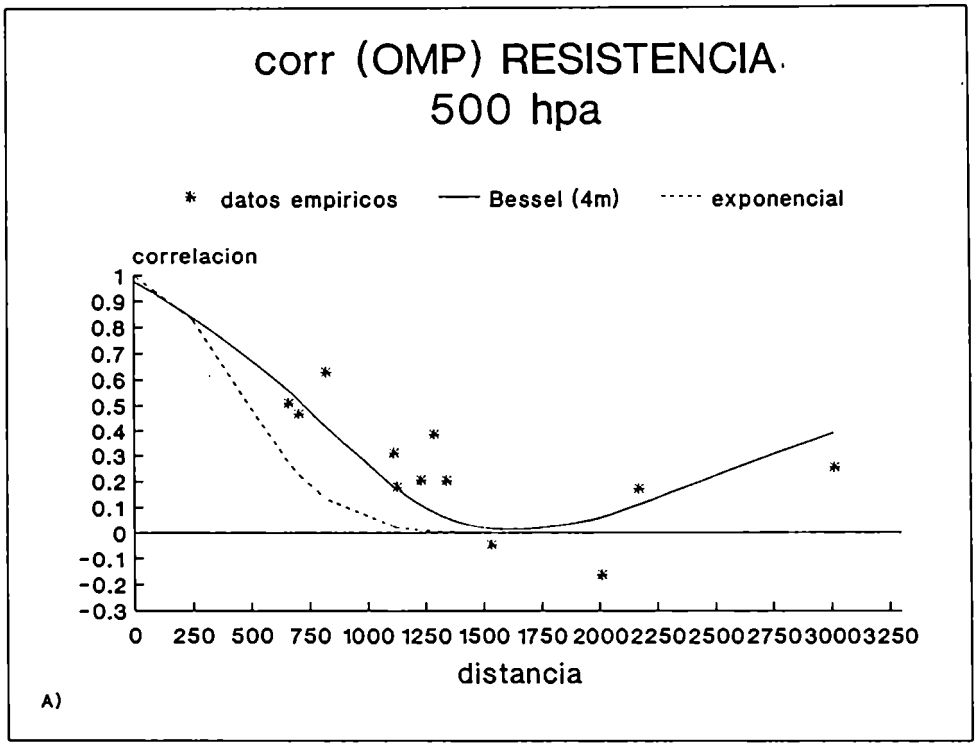


Figura 50: Idem figura 49 en los niveles de a) 300 hpa, b) 200 hpa



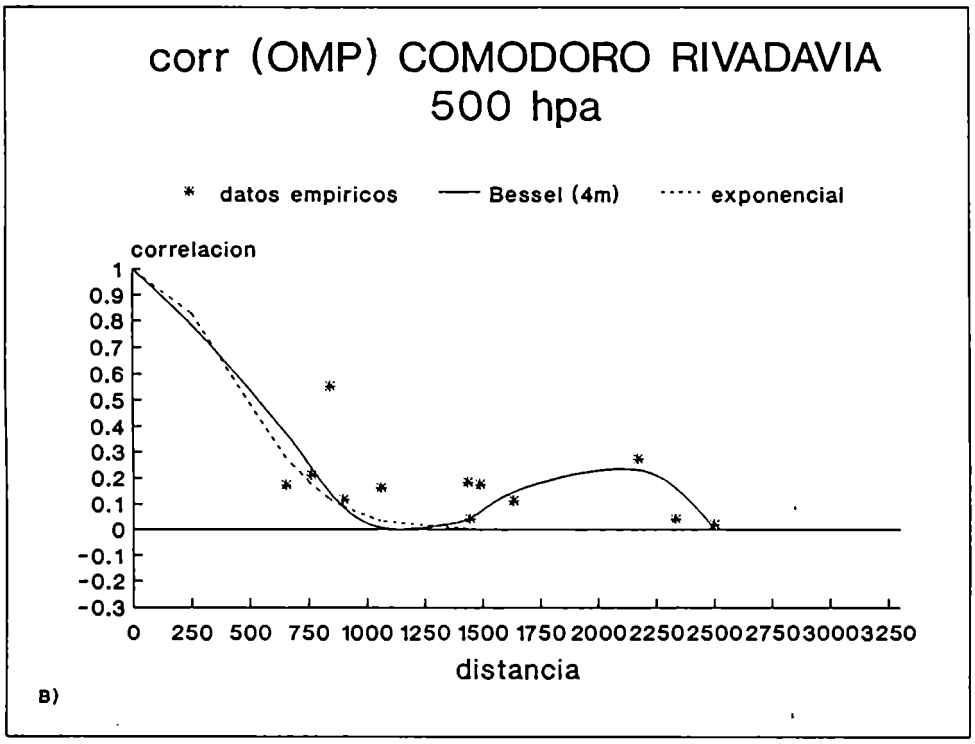
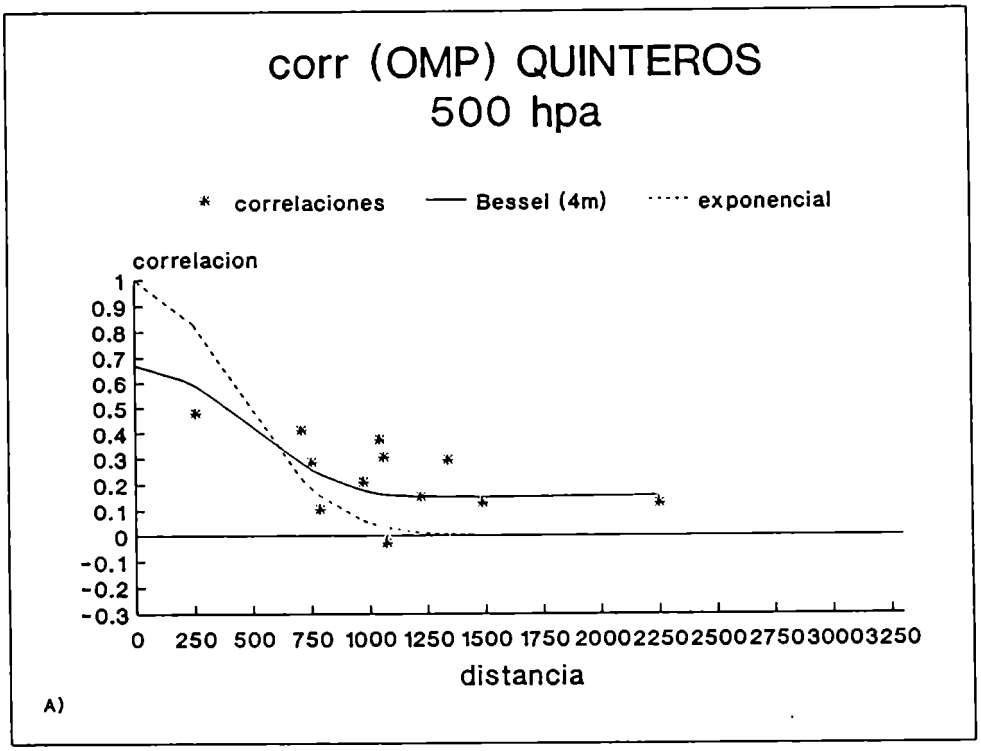


Figura 51:Autocorrelaciones de los errores de pronóstico del geopotencial en 500 hpa y sus ajustes por una serie de Fourier Bessel y por la función gaussiana centradas en a) Resistencia, b) Comodoro Rivadavia



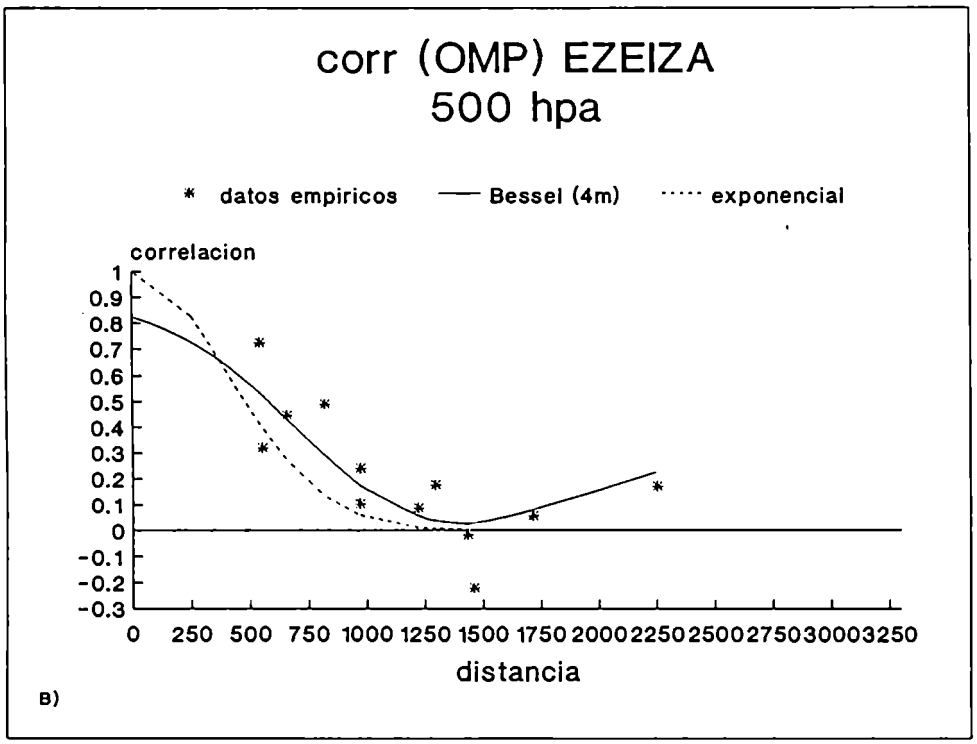
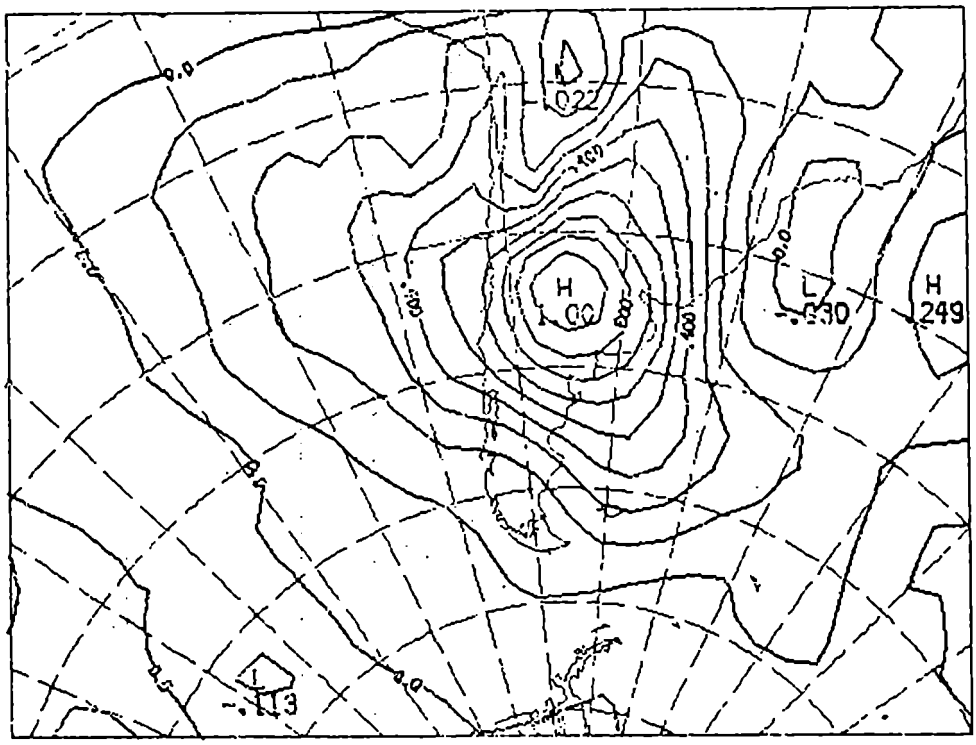
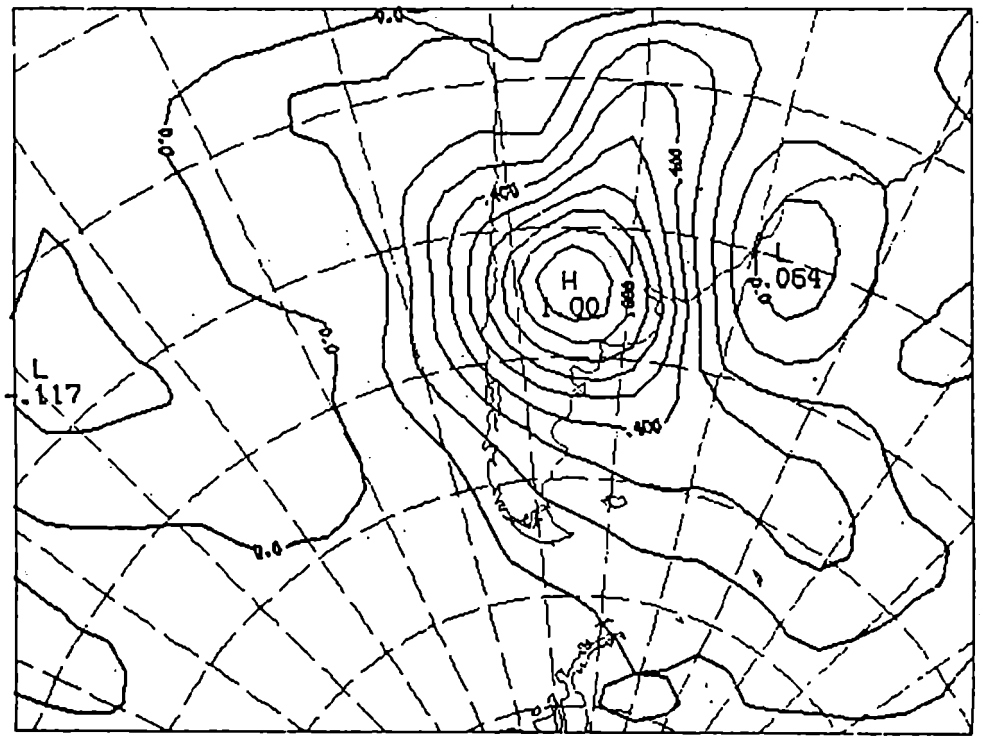


Figura 52: Idem figura 51 para a) Quinteros, b) Ezeiza



a)



b)

Figura 53: Autocorrelaciones de las diferencias entre el pronóstico y el análisis del ECMWF en a) 850 hpa, b) 500 hpa

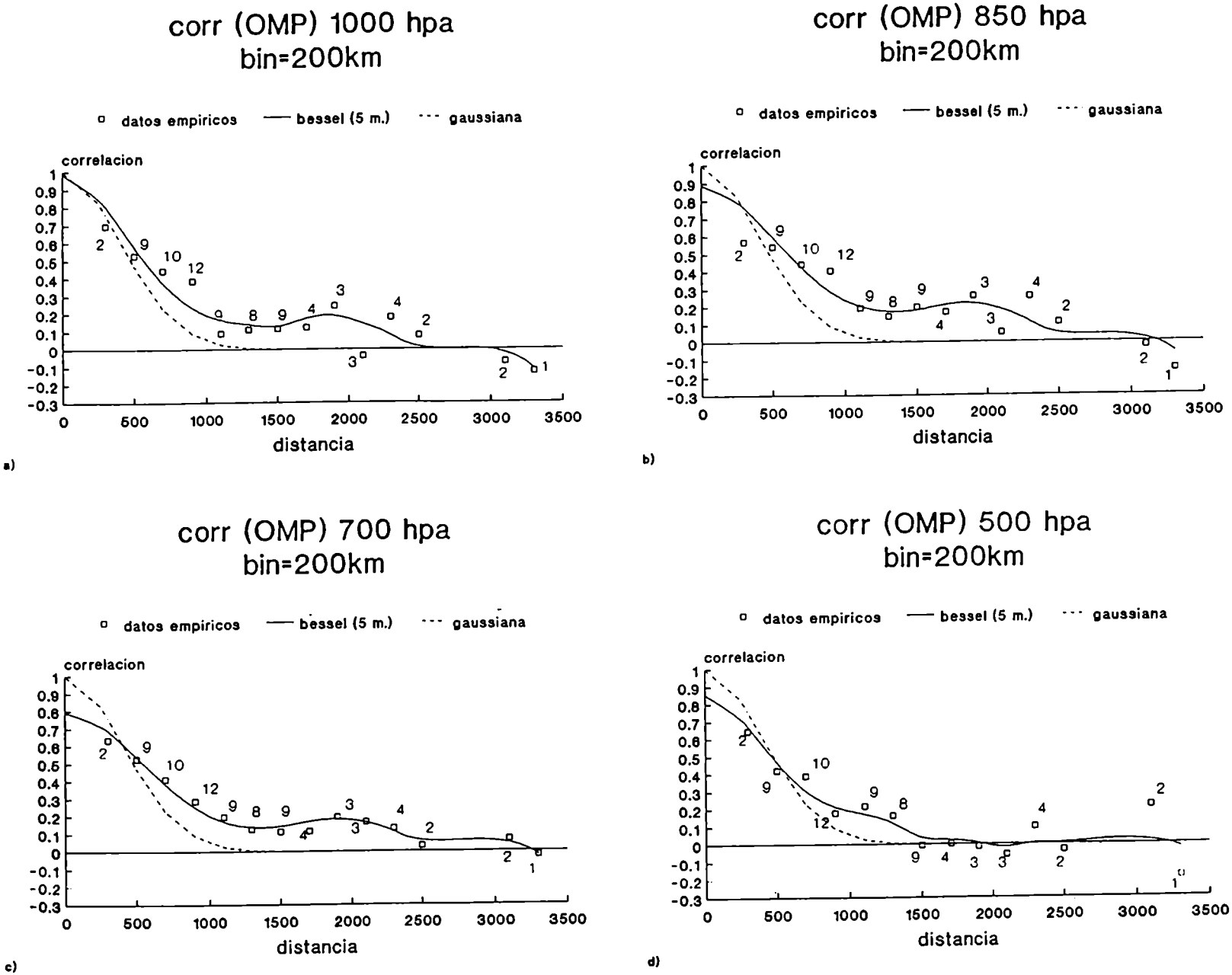
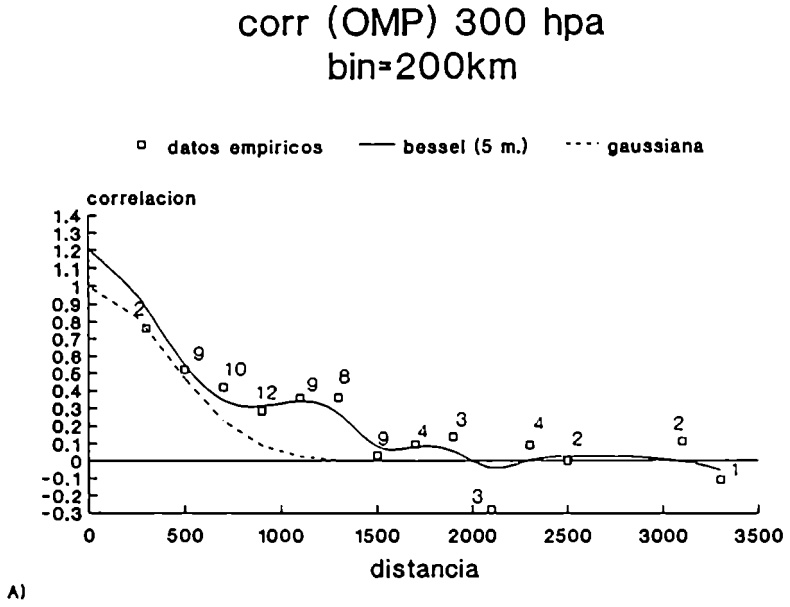


Figura 54: Autocorrelaciones de los errores de pronóstico del geopotencial promediadas cada 200 km y sus ajustes por una serie de Fourier Bessel y por la función gaussiana en a) 1000 hpa, b) 850 hpa, c) 700 hpa, d) 500 hpa



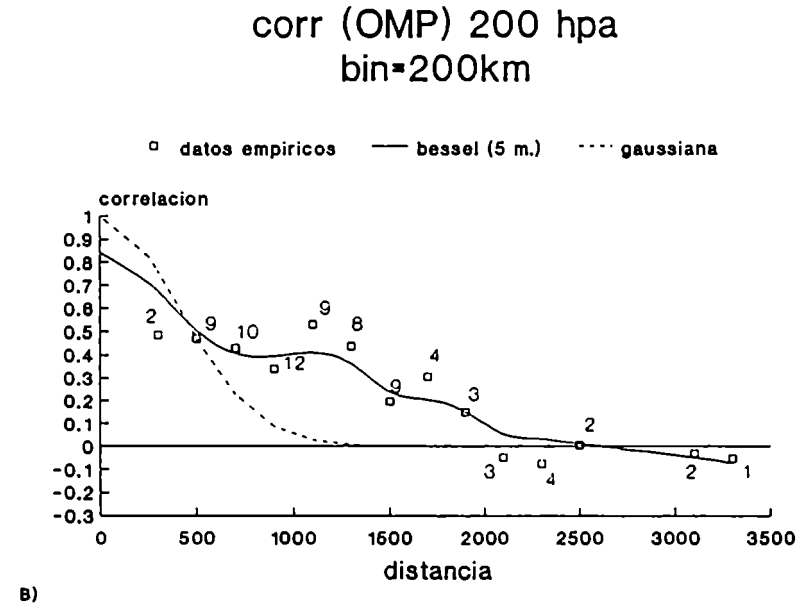


Figura 55: Idem figura 54 en a) 300 hpa, b) 200 hpa

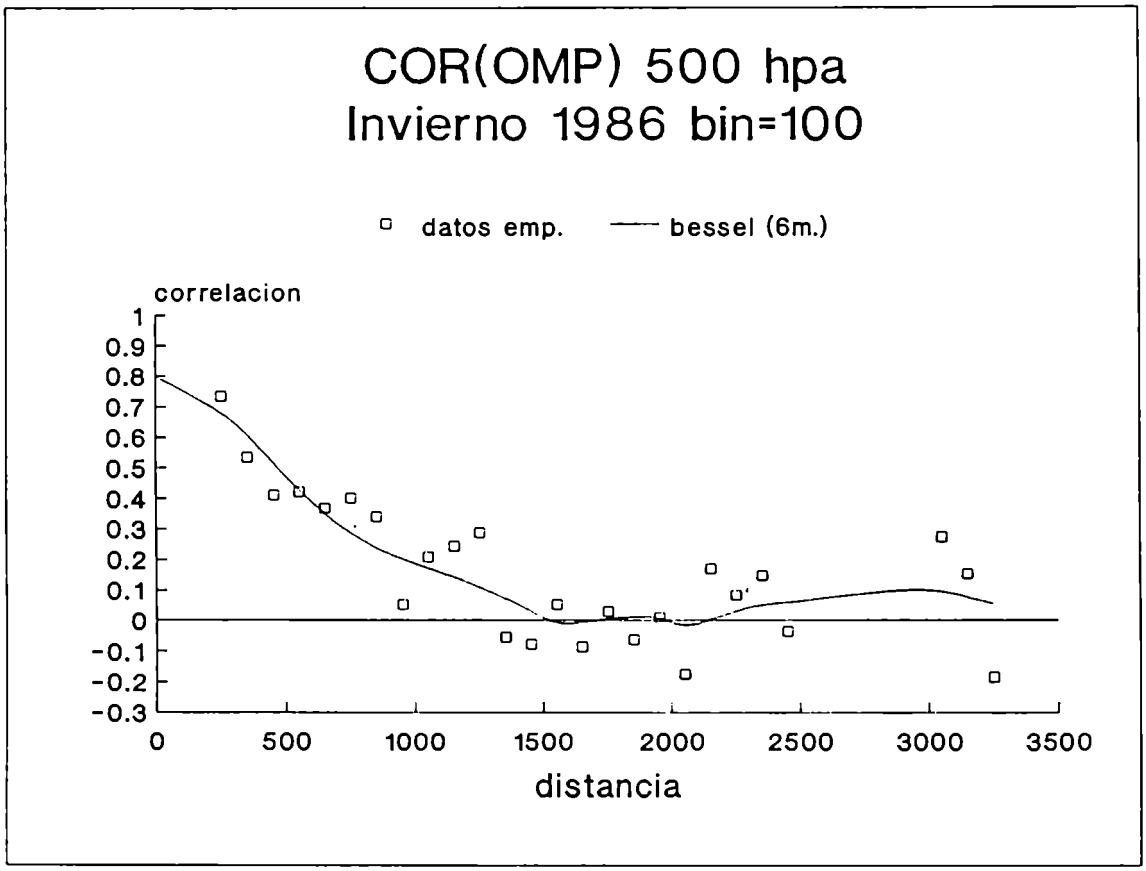
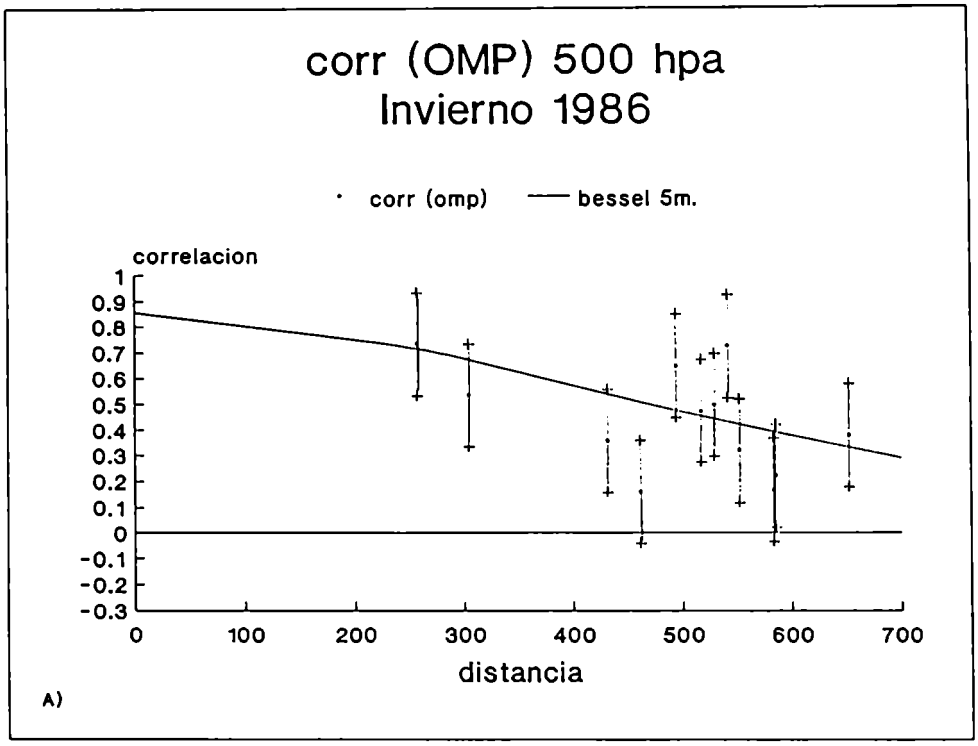


Figura 56:Autocorrelaciones de los errores de pronóstico del geopotencial promediadas cada 100 km y su ajuste por una serie de Fourier Bessel en 500 hpa



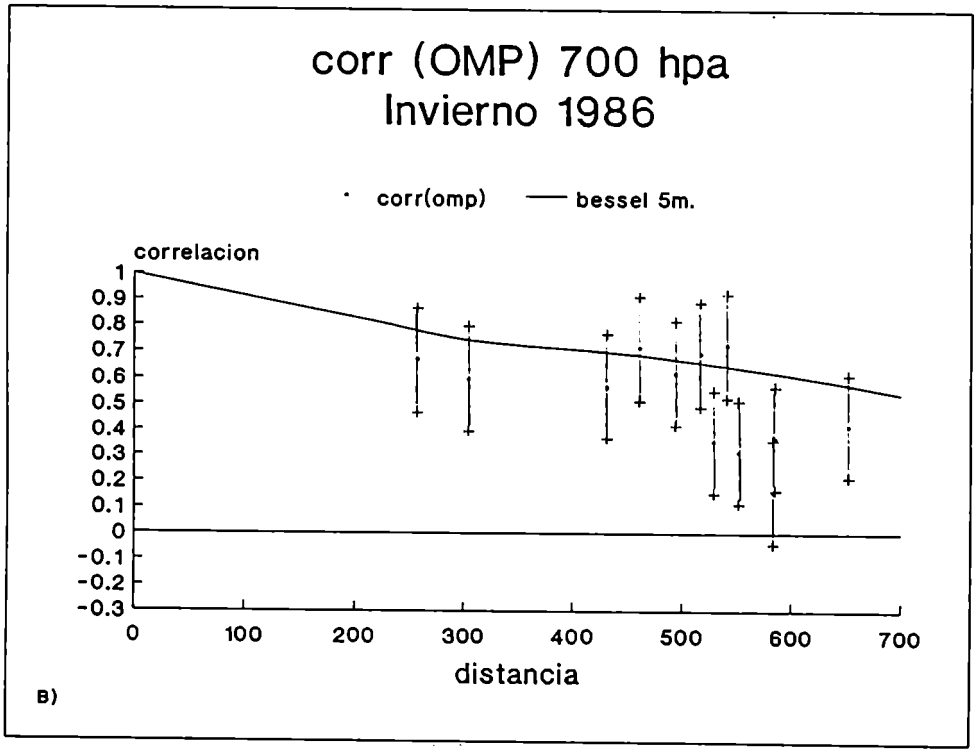
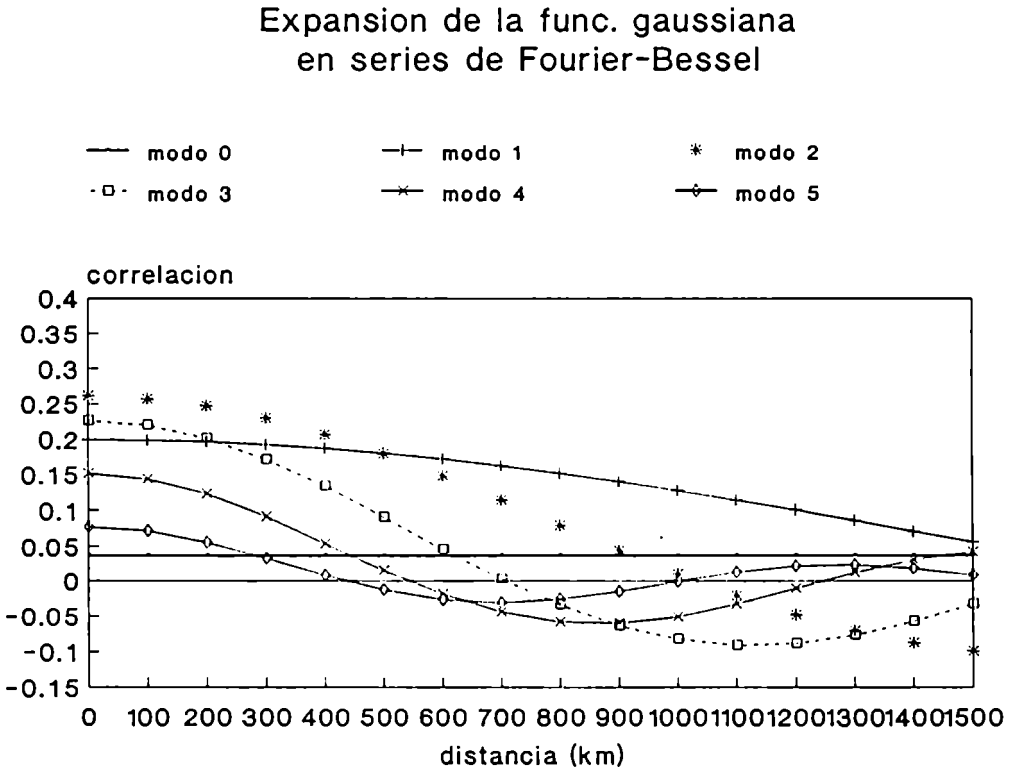
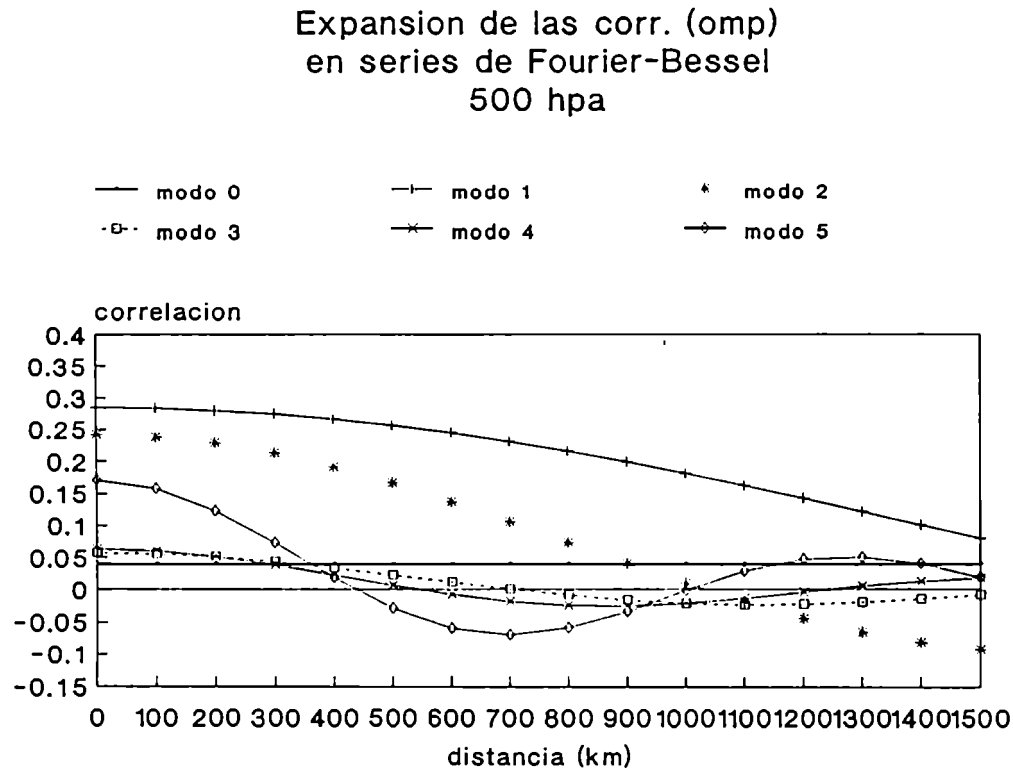


Figura 57: Autocorrelaciones de los errores de pronóstico del geopotencial con sus límites de confianza y el ajuste por una serie de Fourier Bessel en a) 500 hpa, b) 700 hpa



a)



b)

Figura 58: 6 primeros modos de la expansión en una serie de Fourier Bessel en 500 hpa de a) la función gaussiana, b) las autocorrelaciones de los errores de pronóstico del geopotencial

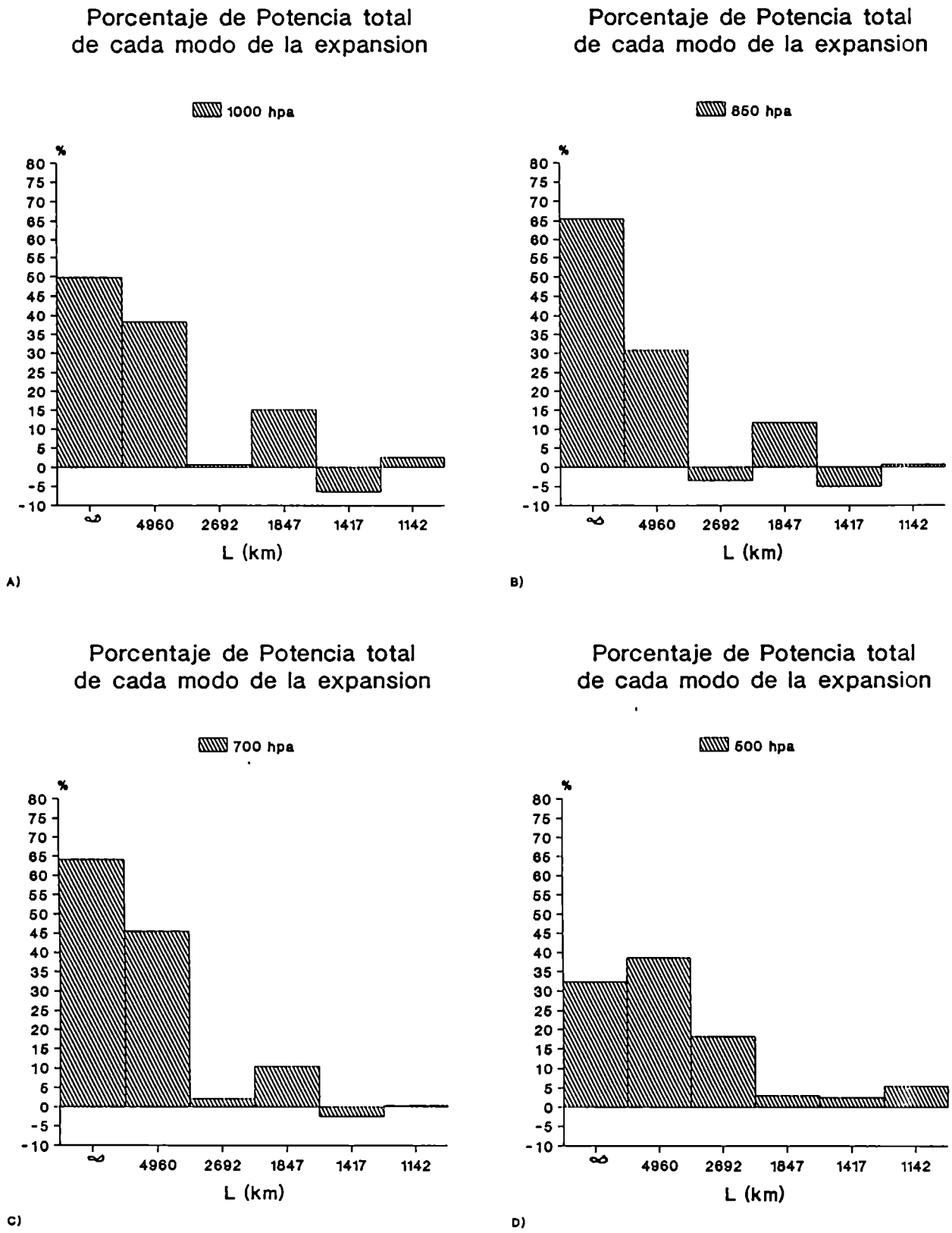
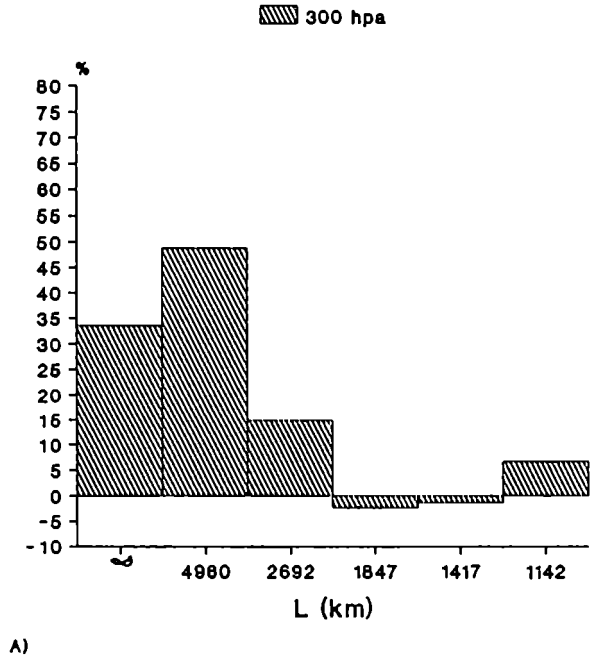
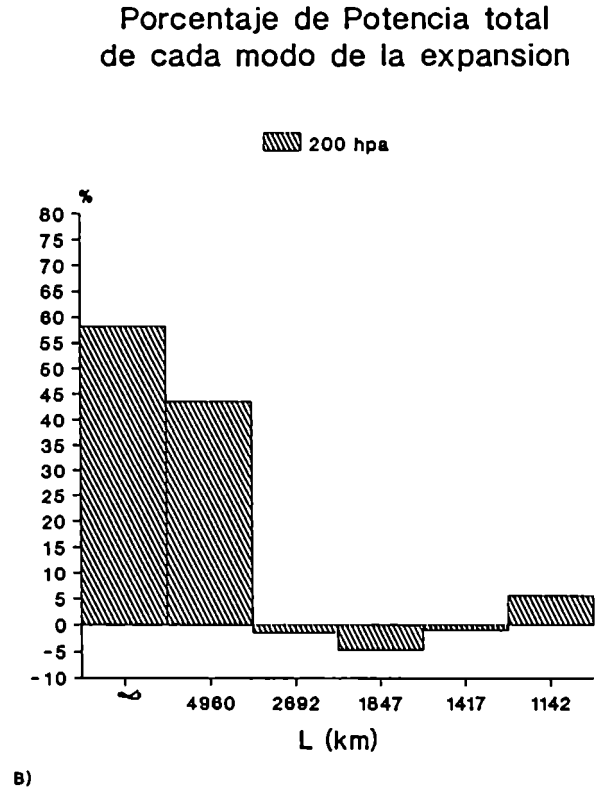


Figura 59: Porcentaje de potencia total de cada modo de la expansión en una serie de Fourier Bessel en a) 1000 hpa, b) 850 hpa, c) 700 hpa, d) 500 hpa



A)



B)

Figura 60: Idem figura 59 en a) 300 hpa, b) 200 hpa

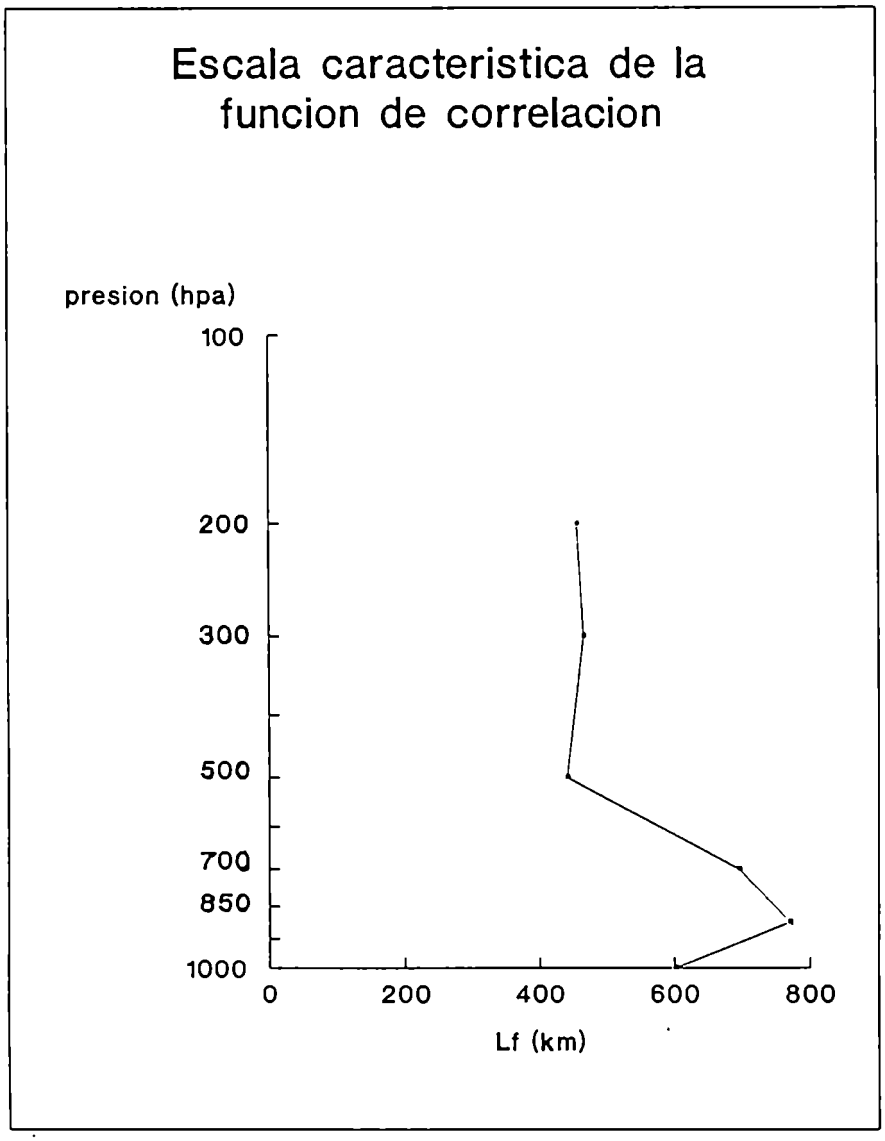


Figura 61: Escala característica de la serie de Fourier Bessel en los seis niveles verticales

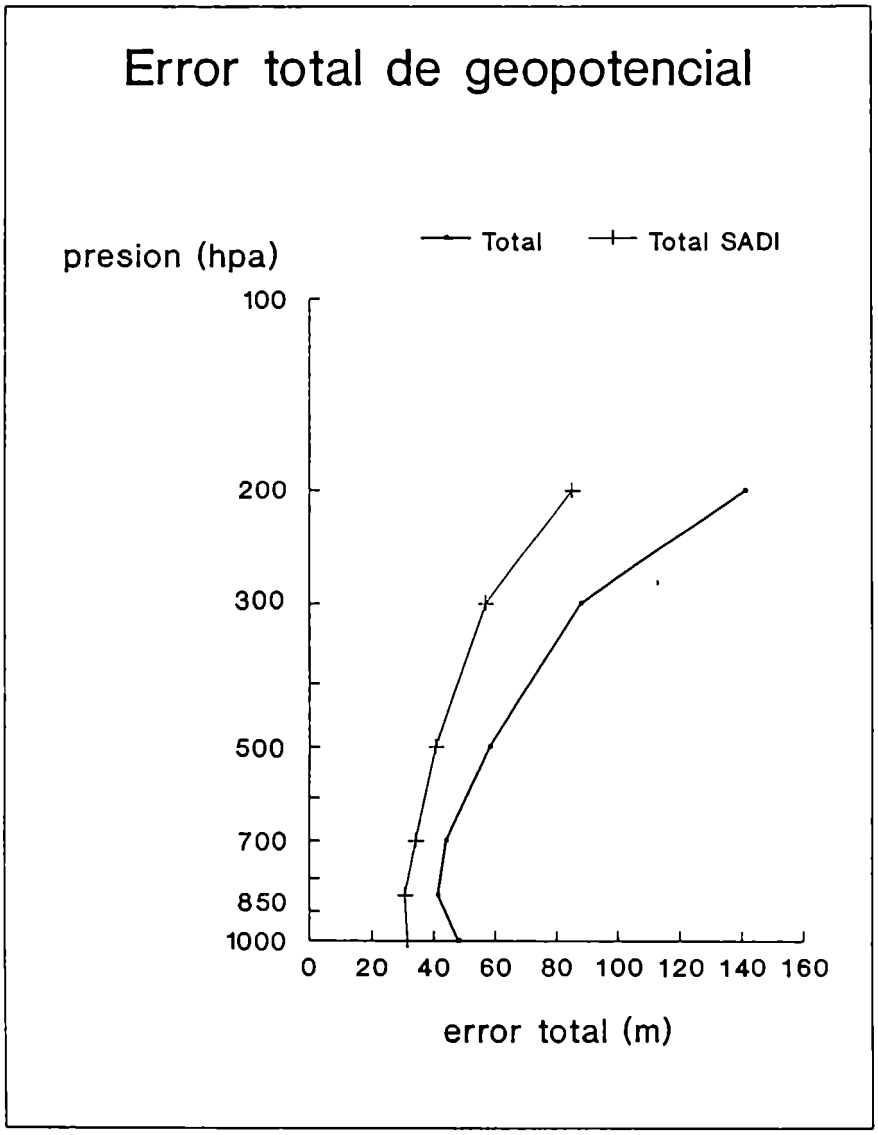


Figura 62: Error total del geopotencial en los seis niveles verticales

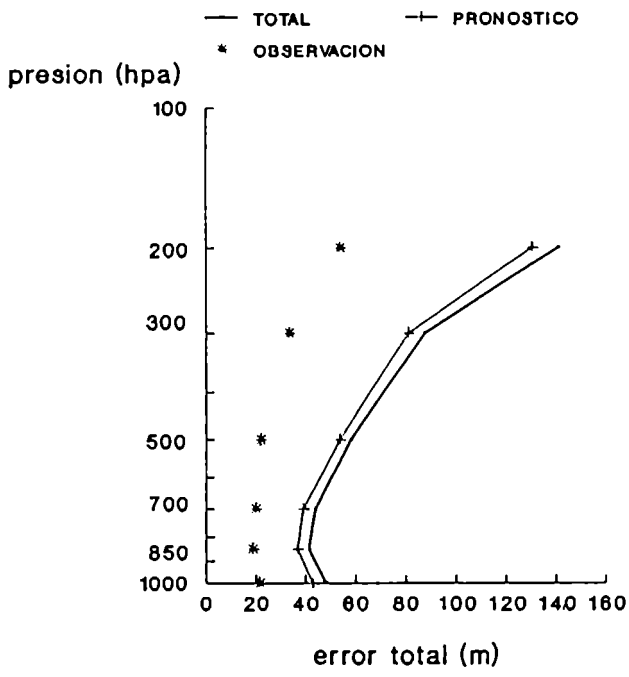


Figura 63: Error total, de pronóstico y de observación en los seis niveles verticales

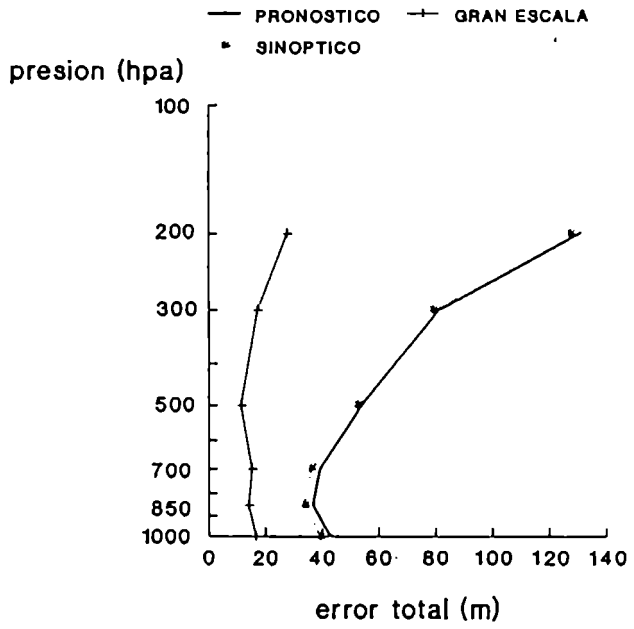
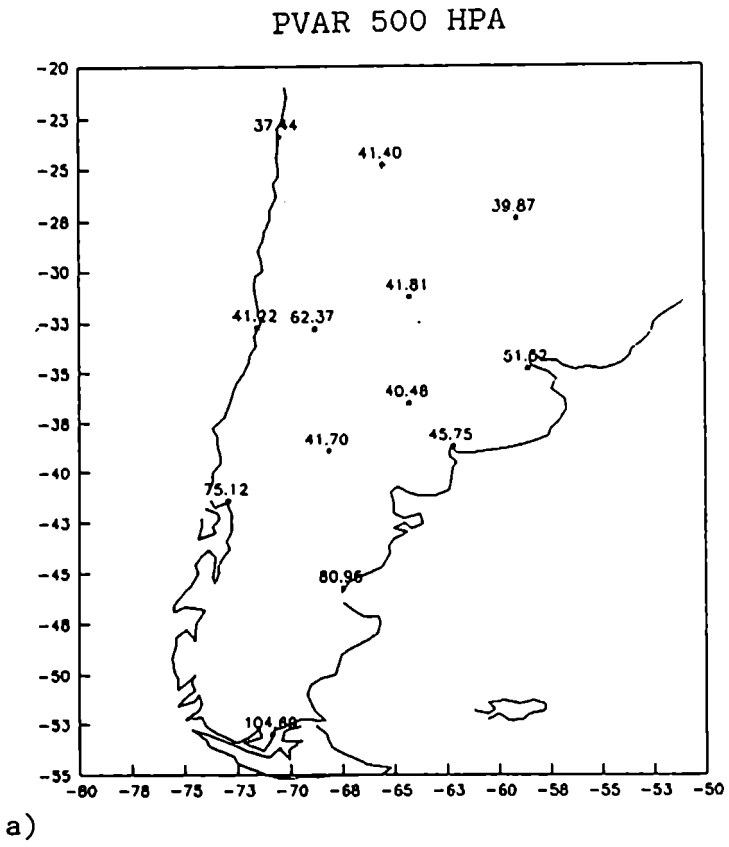
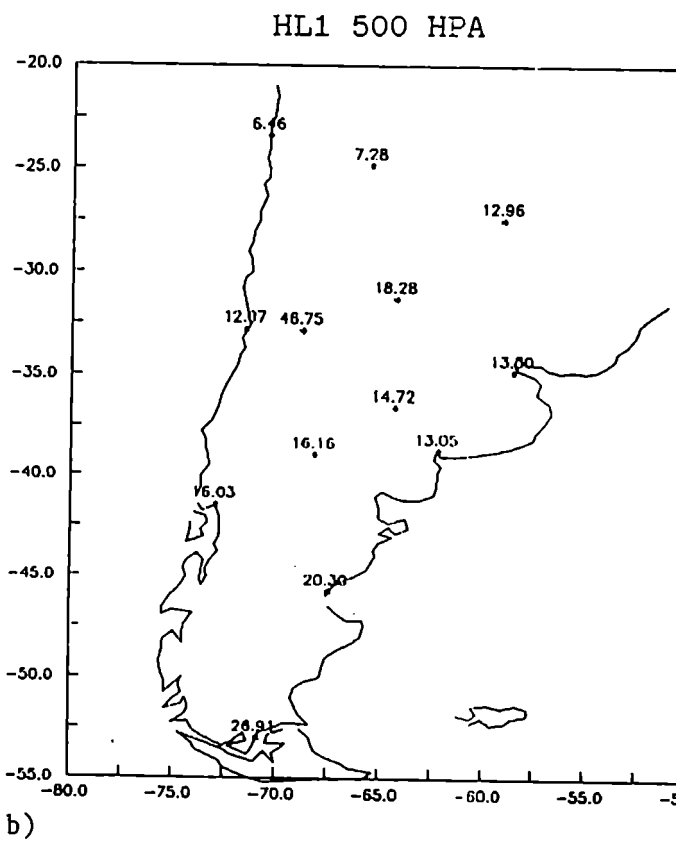
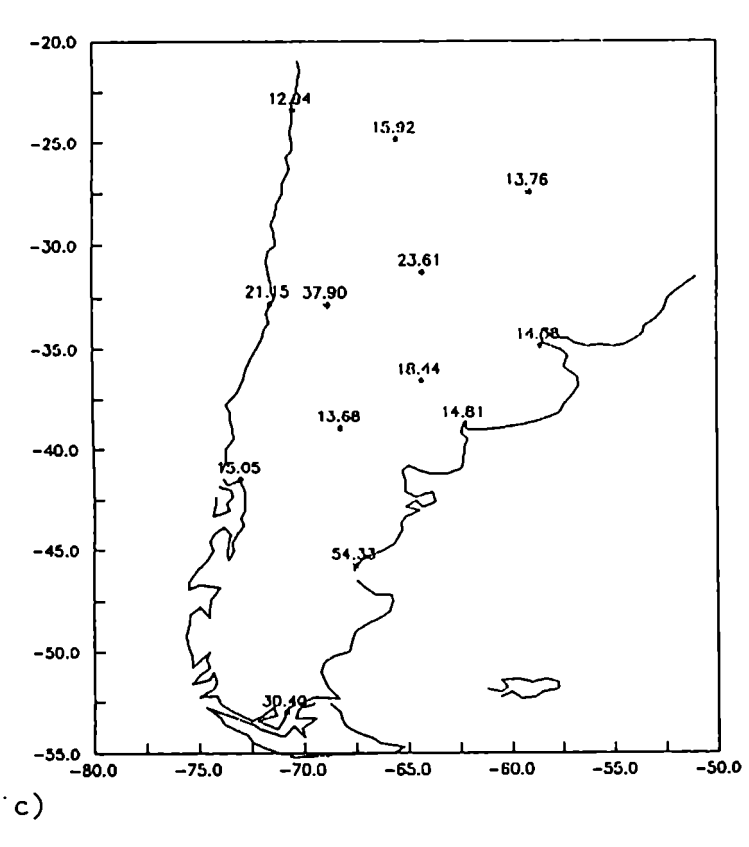


Figura 64: Error de pronóstico, error de pronóstico del modo de gran escala y error de pronóstico de los modos sinópticos en los seis niveles verticales







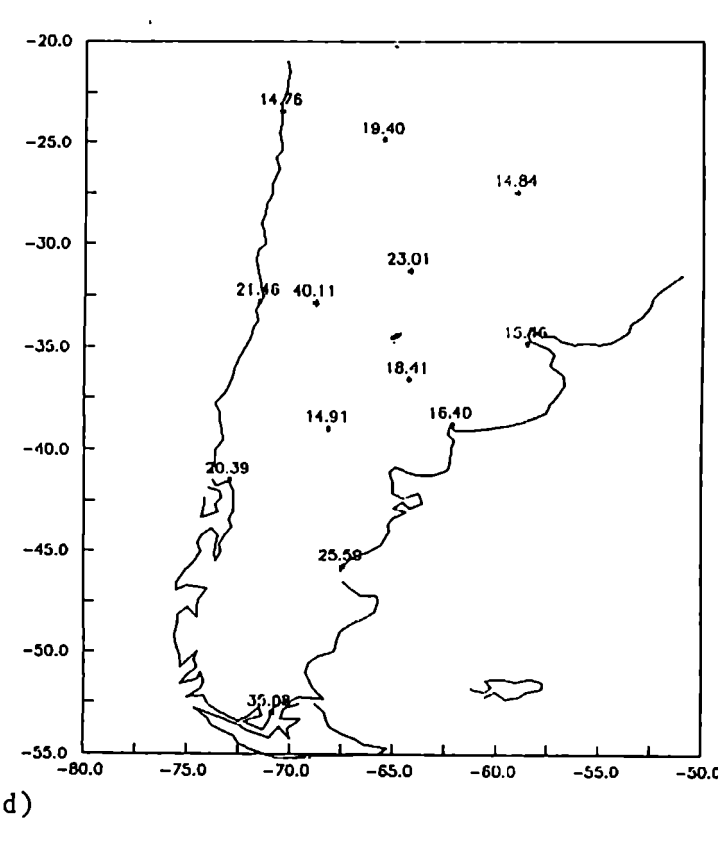
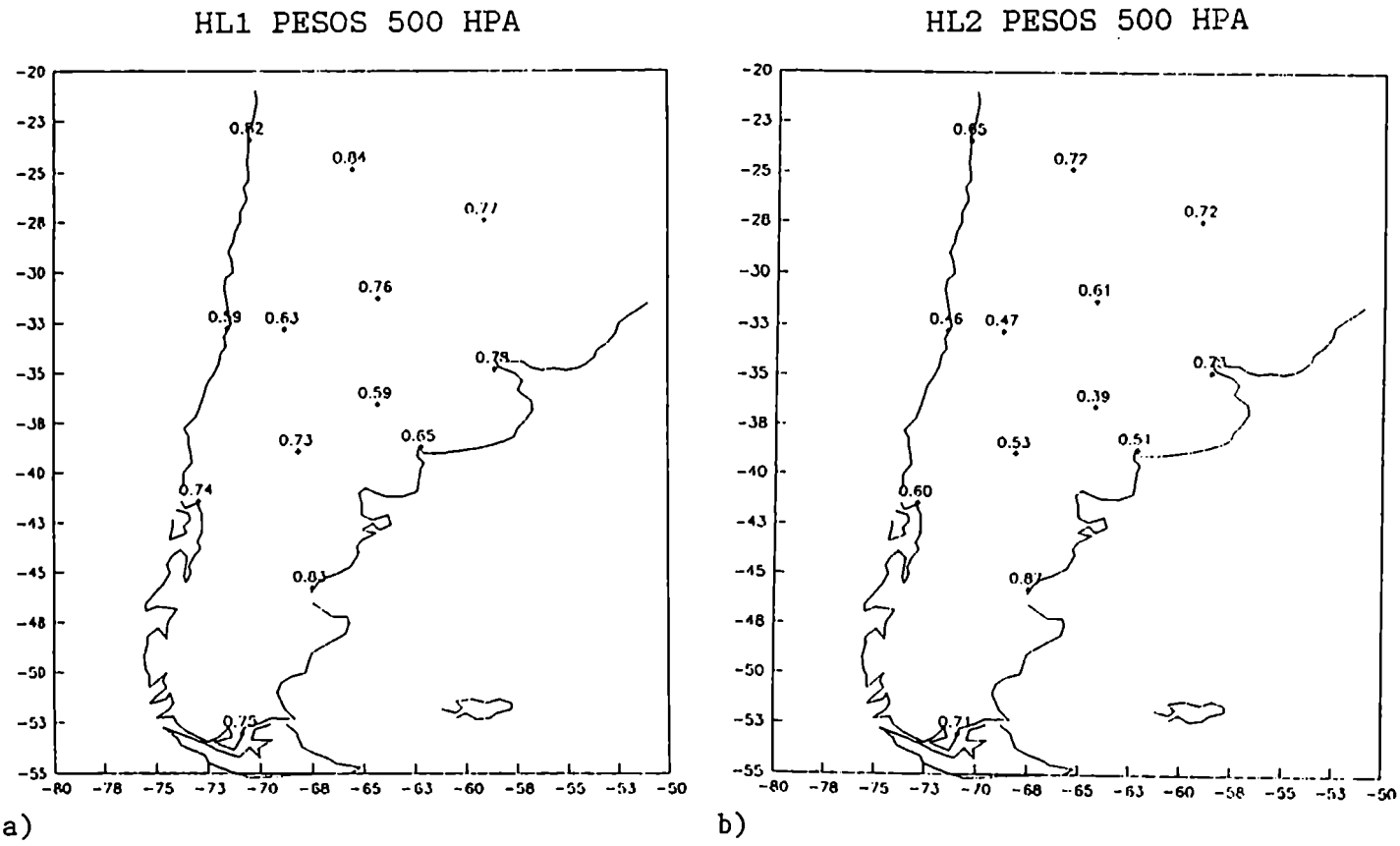


Figura 65: a) ECM(P-O) en 500 hpa. ECM(A-O) en 500 hpa para las experiencias b) HL1, c) HL2, d) HL3



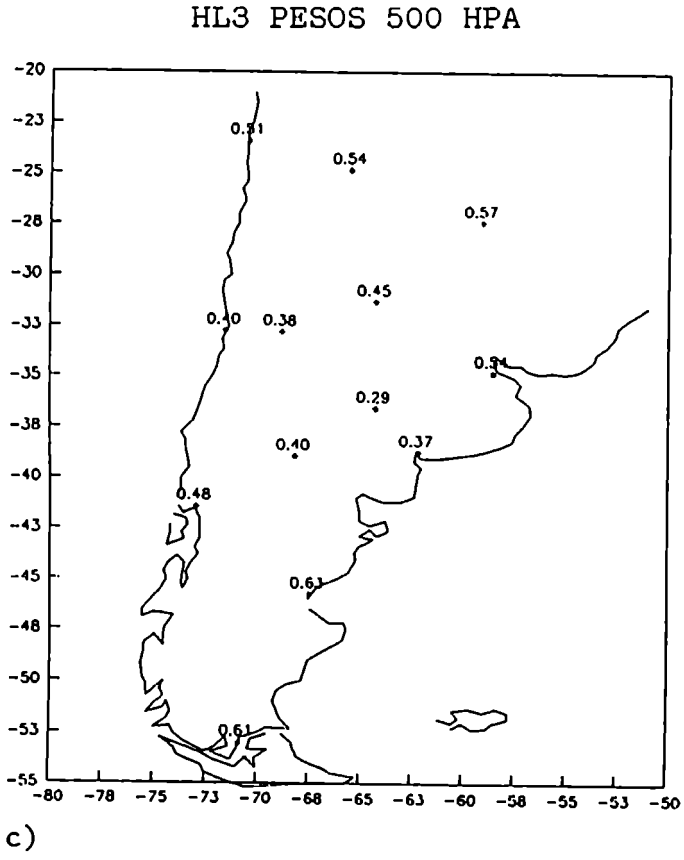


Figura 66: Pesos que reciben en la interpolación optimal cada una de las observaciones de geopotencial en 500 hpa para a) HL1, b) HL2, c) HL3

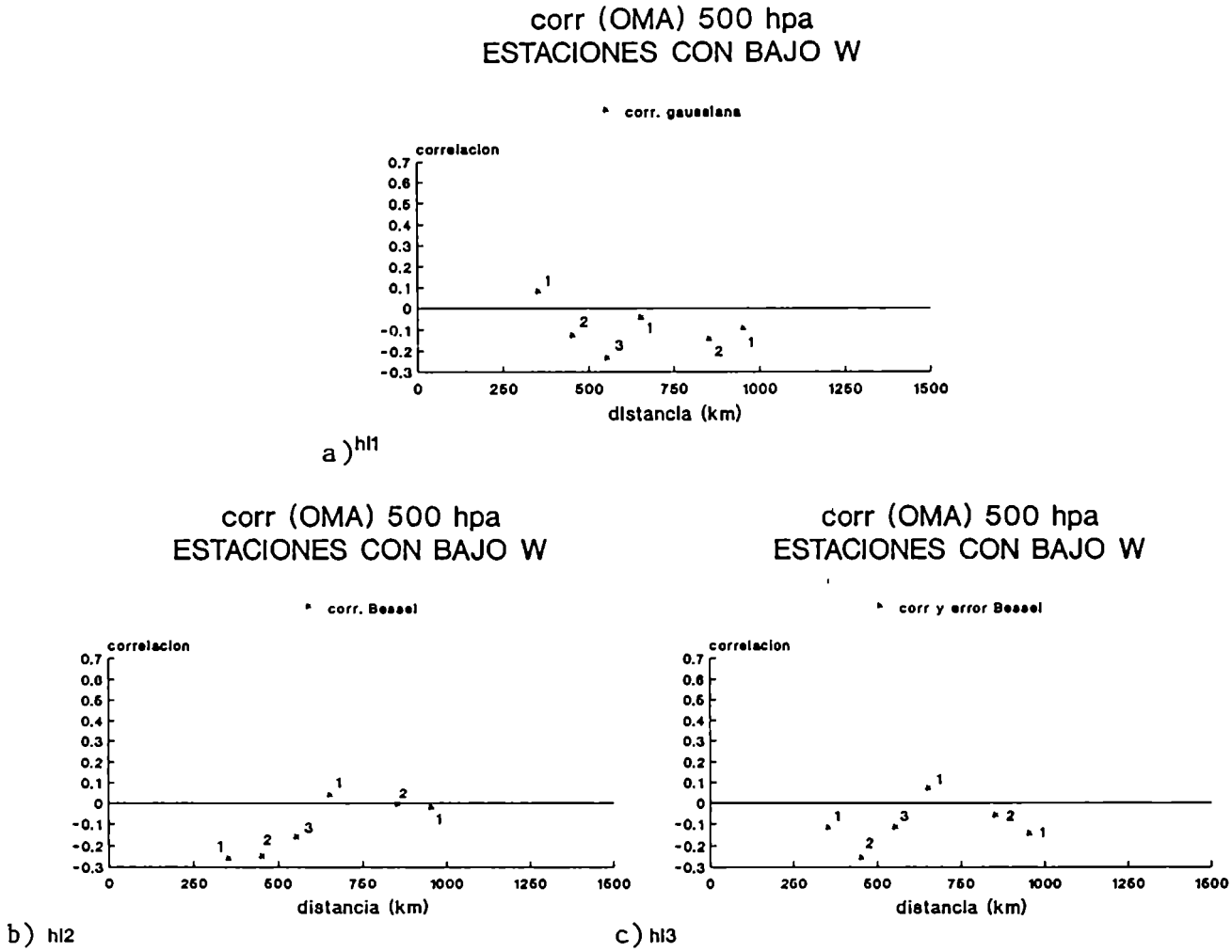


Figura 67: Autocorrelaciones de las diferencias entre los valores observados y analizados para estaciones con BW en 500 hpa para a) HL1, b) HL2, c) HL3

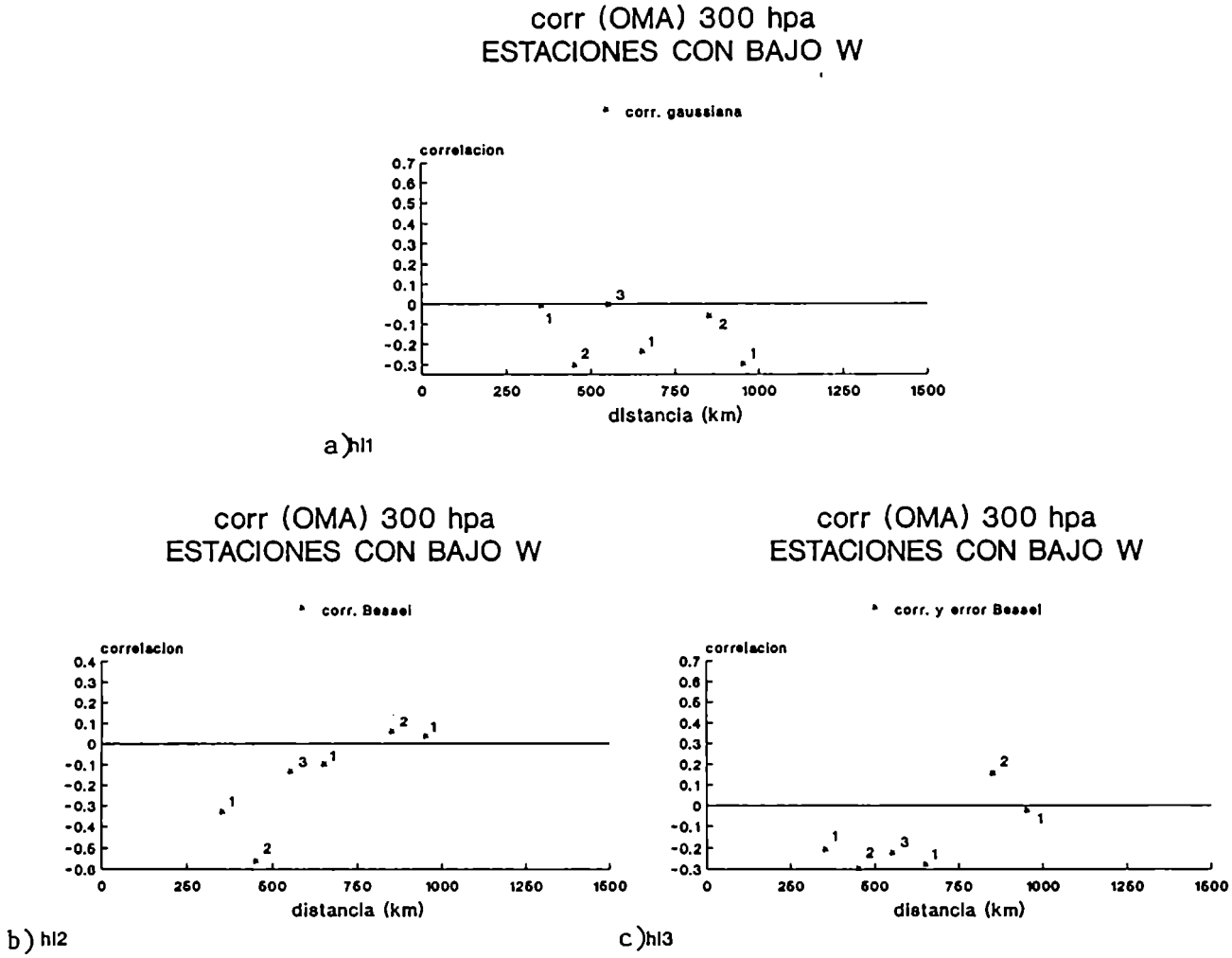
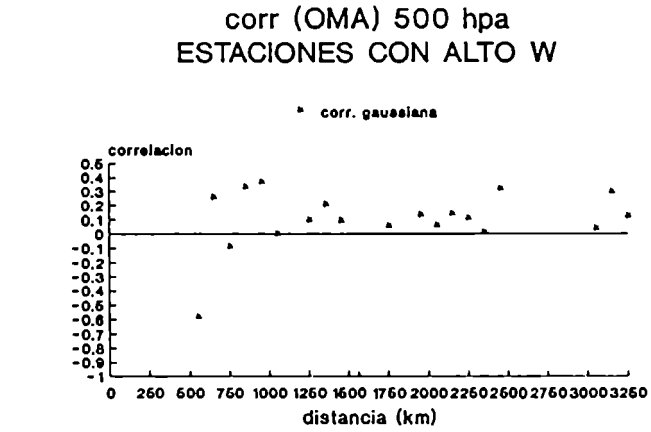
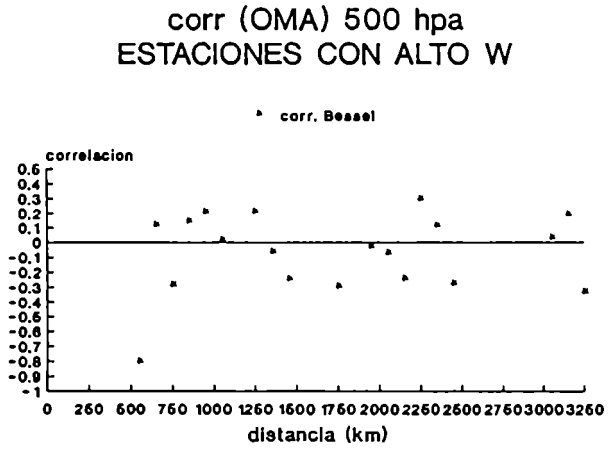


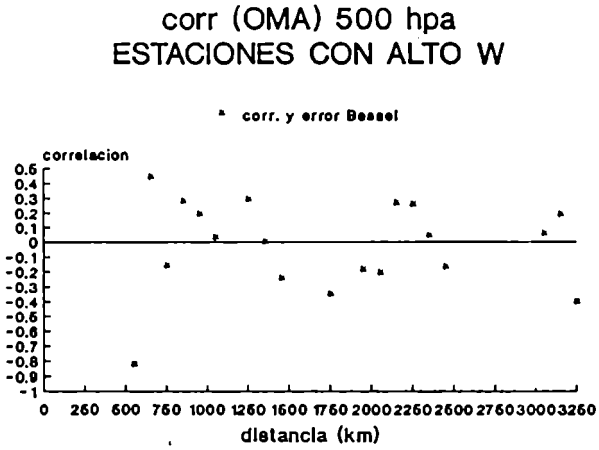
Figura 68: Idem figura 67 en 300 hpa



a) hl1



b) hl2



c) hl3

Figura 69: Autocorrelaciones de las diferencias entre los valores observados y analizados para estaciones con AW en 500 hpa para a) HL1, b) HL2, c) HL3

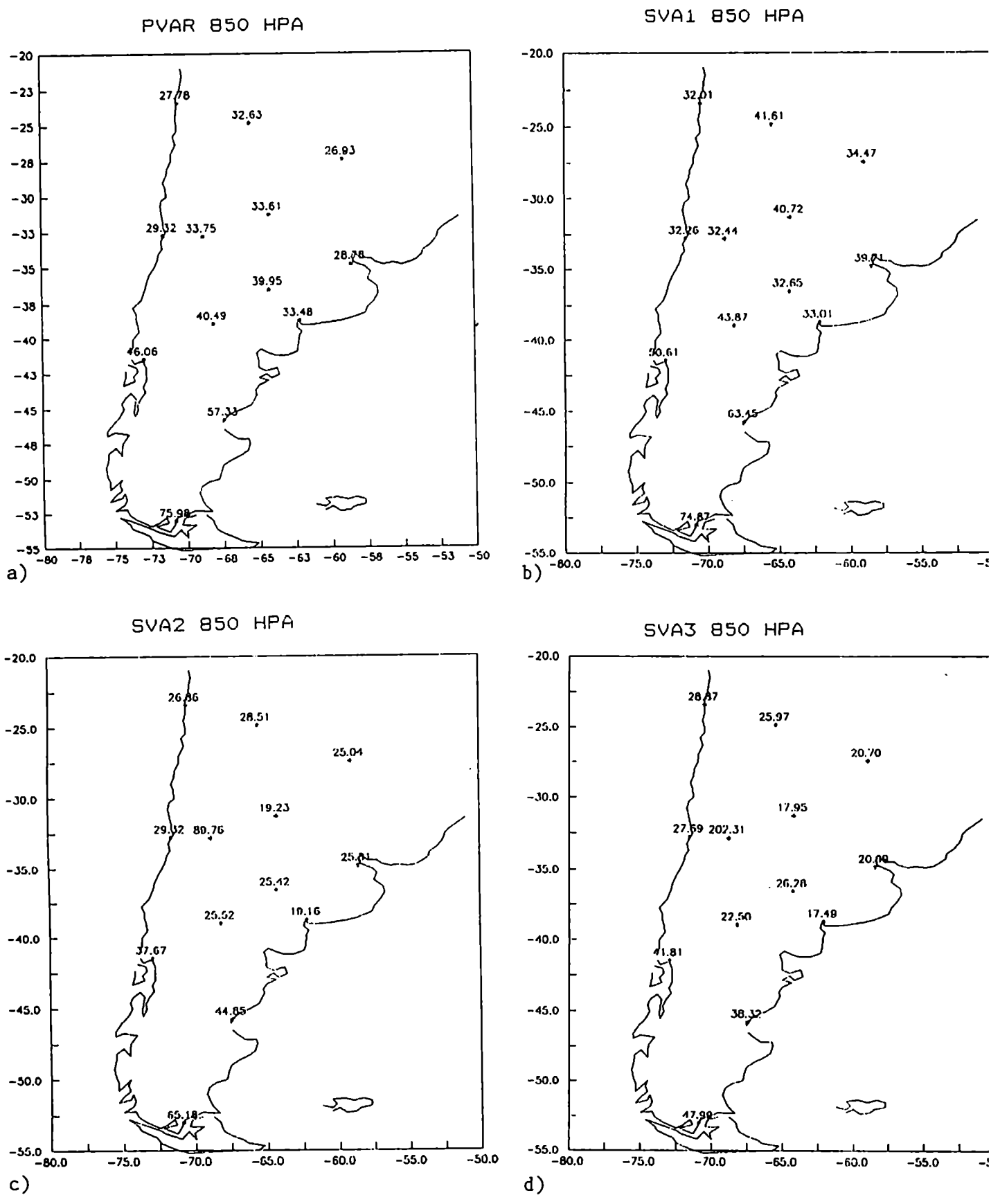


Figura 70: a) ECM(P-O) en 850 hpa. ECM(A-O) en 850 hpa para a) SVA1, b) SVA2, c) SVA3

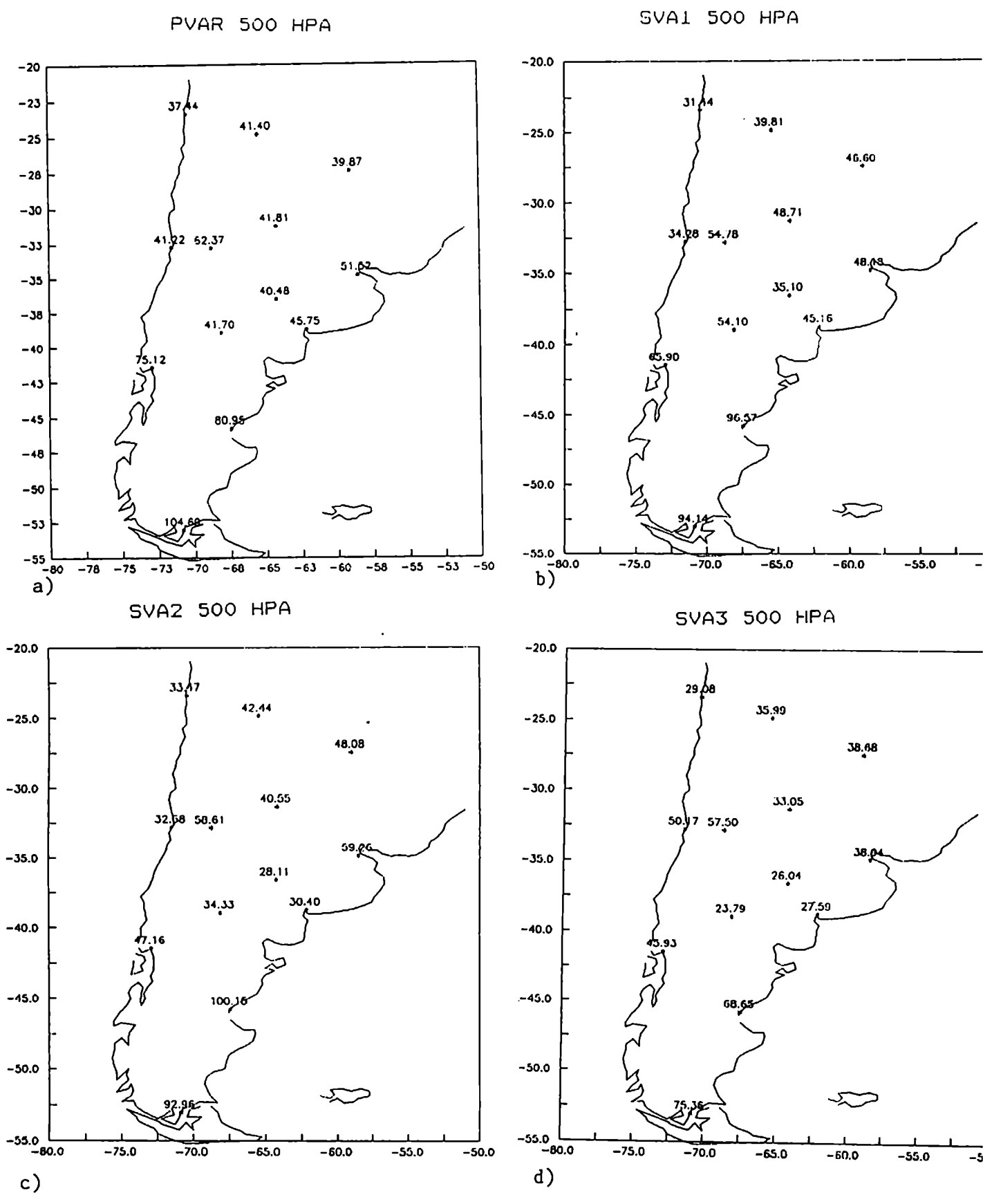
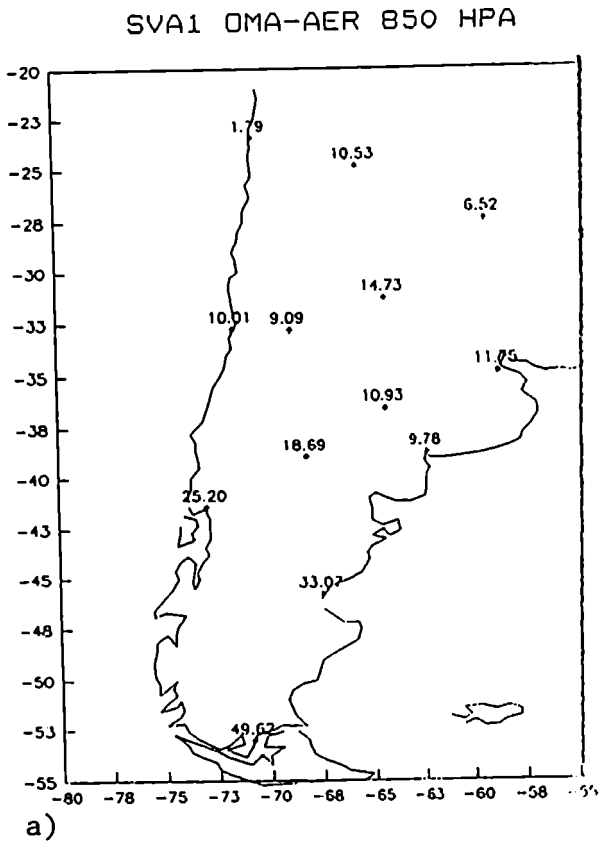
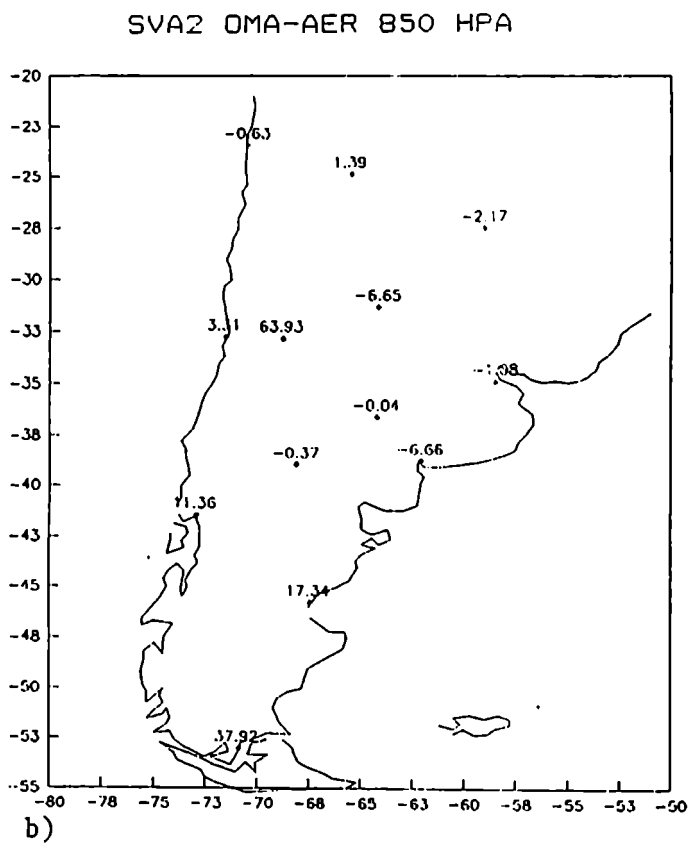


Figura 71: a) ECM(P-O) en 500 hpa. ECM(A-O) en 500 hpa para a) SVA1, b) SVA2, c) SVA3





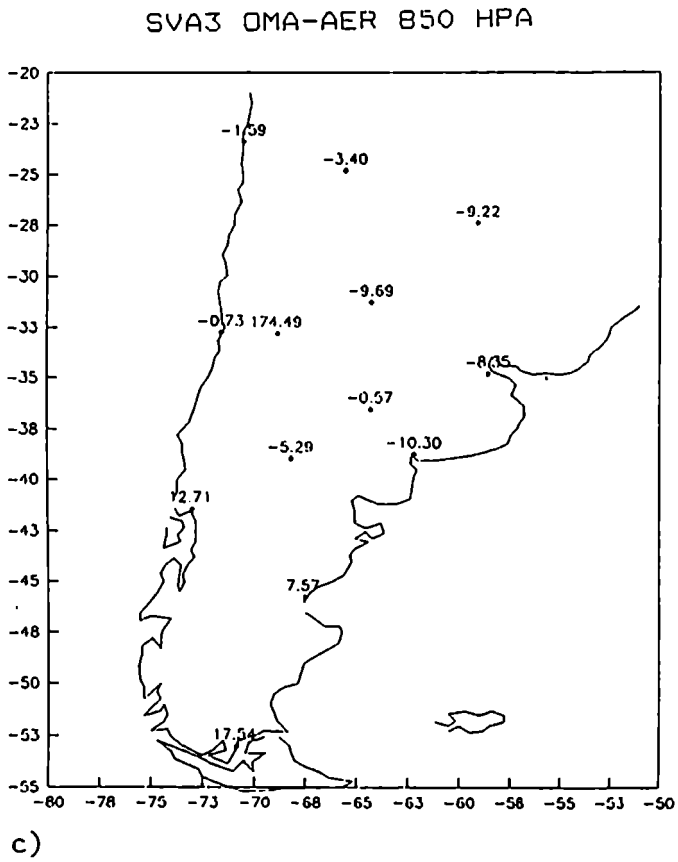


Figura 72: Diferencias entre los errores de análisis empíricos y teóricos en 850 hpa para a) SVA1, b) SVA2, c) SVA3

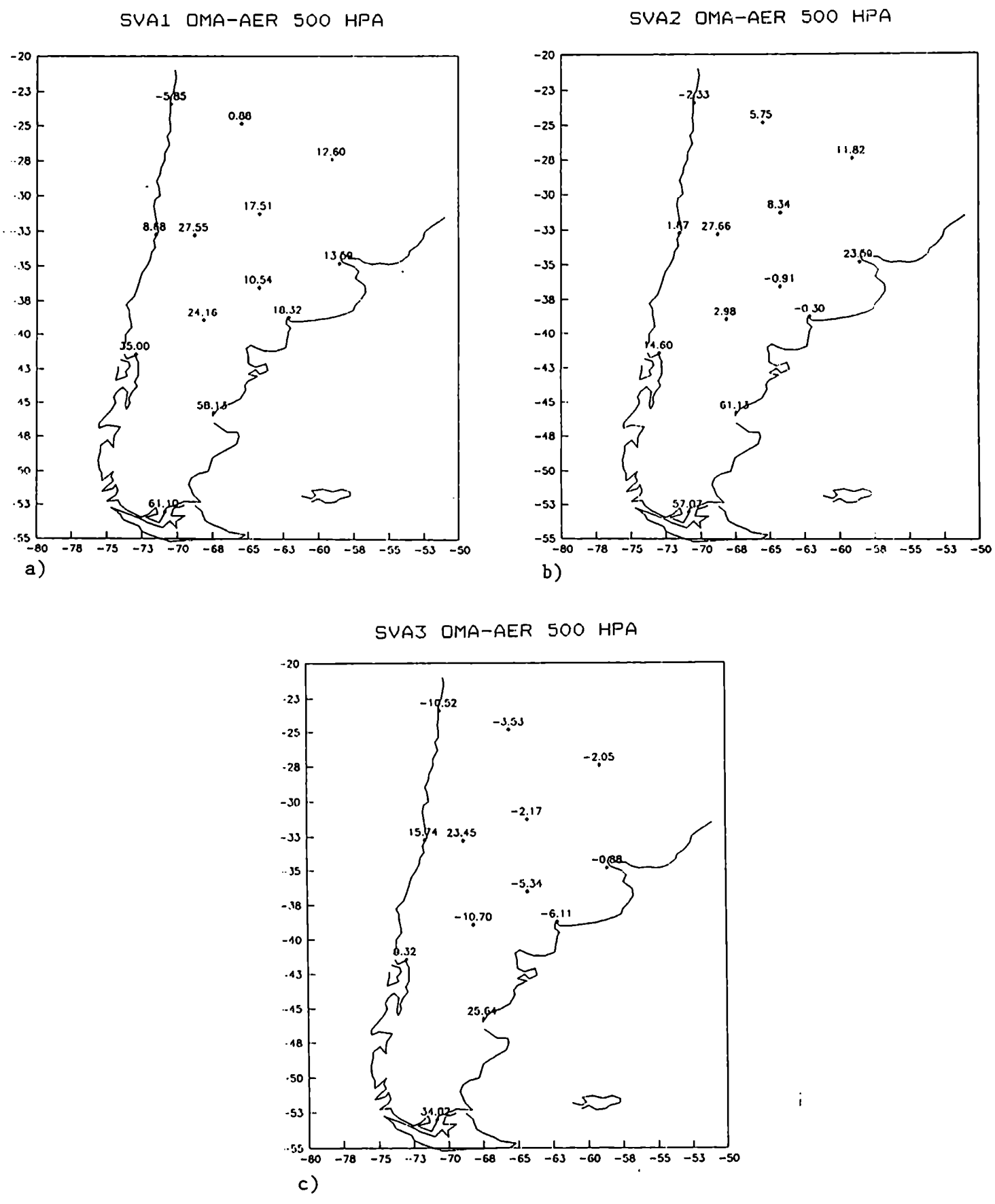


Figura 73: Idem figura 72 en 500 hpa