

## Tesis de Maestría

# Modelo estadístico de predicción de tormentas a corto plazo para la provincia de Mendoza

Bustos, Carlos Andrés

2009

Tesis presentada para obtener el grado de Magister de la  
Universidad de Buenos Aires en Meteorología Agrícola 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](http://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 Master's and Doctoral Theses Collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

### Cita tipo APA:

Bustos, Carlos Andrés. (2009). Modelo estadístico de predicción de tormentas a corto plazo para la provincia de Mendoza. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. [http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis\\_n4710\\_Bustos](http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n4710_Bustos)

### Cita tipo Chicago:

Bustos, Carlos Andrés. "Modelo estadístico de predicción de tormentas a corto plazo para la provincia de Mendoza". Tesis de Magister. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2009. [http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis\\_n4710\\_Bustos](http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n4710_Bustos)

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

**BIBLIOTECA CENTRAL**  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS  
Y NATURALES / UBA

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS  
FACULTAD DE AGRONOMIA

“Modelo estadístico de Predicción de Tormentas a corto  
plazo para la Provincia de Mendoza”

Autor

Carlos Andrés Bustos

Trabajo presentado para optar al título de Master en  
Meteorología Agrícola de la Universidad de Buenos Aires

Director de tesis

Ing. Agr. Eduardo Sierra

Co – Director de tesis

Dr. José Luis Sánchez

80003

Año 2009

**A mis padres y a mi esposa Patricia**

**A los miembros del grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de  
León – España por el apoyo obtenido**

**y el agradecimiento al Gobierno de la Provincia de Mendoza que me  
facilito los elementos necesarios para concretar este Trabajo de Tesis**

## RESUMEN

La provincia de Mendoza se caracteriza por sus procesos convectivos severos

Muchos parámetros e índices termodinámicos están siendo actualmente utilizados en el pronóstico de tormentas, debido a su alta correlación con el comienzo y posterior desarrollo de la convección. Algunos de esos índices fueron desarrollados para zonas específicas y por lo tanto es necesario evaluar su comportamiento en otras áreas.

Se han evaluado las condiciones preconvectivas que conducen a la ocurrencia de tormentas en Mendoza - Argentina en un período de 5 años (1999 - 2004) sobre la base de 713 días de datos de radiosondeo.

Los parámetros termodinámicos obtenidos de los radiosondeos realizados en Cruz Negra (15 UTC) fueron utilizados para caracterizar el inicio de la convección. Los mejores parámetros fueron evaluados usando dos métodos: índices de precisión y distribución de probabilidades. Se calcularon, para cada variable, seis índices de precisión, pero solo el valor del TSS fue utilizado para evaluar el pronóstico de tormentas. Un valor umbral tuvo que ser establecido para asignar los datos a cada componente de la tabla de contingencias. Dicho valor fue obtenido en el punto en el cual el TSS alcanza su máximo. El índice con mayor puntaje TSS y por lo tanto el más eficiente predictor de ocurrencia de tormentas fue el Showalter.

Para poder evaluar la ocurrencia o no ocurrencia de tormentas en la zona de estudio se utilizó la red de radares banda S que posee el gobierno de Mendoza.

Se desarrolló un modelo estadístico de predicción de tormentas a corto plazo mediante el análisis discriminante multivariado. Se aplicó el método forward stepwise para la construcción de la función discriminante. La muestra fue dividida al azar en dos grupos. Dos tercios de los datos fueron utilizados para establecer el modelo y el resto para validarlo. El modelo estadístico obtenido incluye las siguientes variables: Temperatura mínima, Índice Showalter y Temperatura de rocío en 850 hPa.

Los resultados obtenidos con la muestra de validación fueron los siguientes: Probability of detection (POD)=0.832, False Alarm Rate (FAR)=0.260; Heidke Skill Score (HSS)=0.442 y True Skill Score (TSS)= 0.432.

Palabras Clave: Pronóstico, Índices de Precisión, Distribución de Probabilidades, Tormentas, Análisis Discriminante.

## ABSTRAC

The Province of Mendoza have been described as a hot spot in severe convection.

Many thermodynamic parameters and indices are currently being used as thunderstorm predictors because of their high correlations with the beginning and development of convection. Some of these indices have been developed for one specific area and their forecasting accuracy has generally been assessed in that zone and not in others. It is a highly intriguing question whether there are parameters or indices that may function adequately as thunderstorm predictors, as far as the Probability of Detection is concerned, irrespective of the latitude of the study zone.

The preconvective environment on thunderstorm days in Mendoza - Argentina has been investigated during a 5-yr period (1999–2004) on the basis of radiosonde data of 713 days.

Thermodynamic parameters calculated from the radiosounding in Cruz Negra (1500 UTC) were used to characterize the initiation of convection. The best parameters were evaluated by using two methods: skill scores and probability distributions. For every thermodynamic parameter, six skill scores were derived, but only the values of the TSS were considered to verify the success of the thunderstorm prediction. A guidance value had to be determined for every decision variable to receive the single components of a contingency table. That value was found at the point where TSS reached a maximum. For the decision whether a thunderstorm day was expected or not, the best results were obtained with the original Showalter index.

In order to assess the occurrence or non-occurrence of storms in the study zone additional data were used from an S-band radar network in the province of Mendoza. Additionally, a linear discriminant equation was selected with the aim of constructing a short-term forecast model for storm days. This model provides a two-fold output distinguishing between storm risk and no-storm risk on one particular day.

Bearing in mind the nature of the variables studied, a forward stepwise method was selected for setting up the discriminant function. The sample was randomly divided into two groups. Two thirds were used to set up the model, and the remaining third was used to validate it. This statistically objective construction method provided a linear discriminant equation comprising the following variables: minimum T, Showalter Index and Td 850 hPa. Testing the results on a validation sample, the outcome was: Probability of detection (POD)=0.832, False Alarm Rate (FAR)=0.260; Heidke Skill Score (HSS)=0.442 y True Skil Score (TSS)= 0.432.

Keywords: Forecast; skill scores: probability distributions Thunderstorms; Discriminating methods

# INDICE

|                            |    |
|----------------------------|----|
| Indice general             | i  |
| Indice de Tablas y Figuras | ii |
| Resumen                    |    |
| Abstrac                    |    |

## CAPITULO 1 – Introducción

|                                                                                                                                    |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.1 Planteo del problema y revisión de antecedentes en relación con la confección de pronósticos y el uso del radar meteorológico. | 1  |
| 1.2 Antecedentes relacionados con la convección y el pronóstico en Mendoza                                                         | 6  |
| 1.3 Efecto del granizo sobre la producción agrícola de la provincia de Mendoza                                                     | 8  |
| Objetivos                                                                                                                          | 10 |

## CAPITULO 2 – Información utilizada

|                                                                              |    |
|------------------------------------------------------------------------------|----|
| 2.1 Ubicación geográfica                                                     | 11 |
| 2.2 Características climáticas de la región                                  | 12 |
| 2.3 Datos utilizados                                                         | 12 |
| 2.3.1 Datos aportados por Radar meteorológico                                | 12 |
| 2.3.1.1 Descripción del Sistema TITAN                                        | 12 |
| 2.3.1.1.1 Características generales                                          | 13 |
| 2.3.1.1.2 Concepto de célula TITAN                                           | 13 |
| 2.3.1.1.3 Variables obtenidas por el sistema TITAN                           | 15 |
| 2.3.1.1.4 Criterio establecido para la identificación de células de tormenta | 18 |
| 2.3.1.1.5 Definición de día de tormenta                                      | 18 |
| 2.3.2 Datos aportados por radiosondeos.                                      | 18 |
| 2.3.2.1 Antecedentes relativos a la selección de variables.                  | 18 |
| 2.3.2.2 Representatividad espacial y temporal de los radiosondeos.           | 21 |
| 2.4 Variables seleccionadas.                                                 | 21 |

## CAPITULO 3 – Evaluación de Variables Meteorológicas e Índices de Inestabilidad

|                                        |    |
|----------------------------------------|----|
| 3.1 Índices de precisión               | 24 |
| 3. 2 Umbral de separación entre grupos | 25 |
| 3.1 Histogramas de frecuencias         | 31 |
| 3.1.1 Indice showalter                 | 31 |
| 3.1.2 Indice Total Total               | 32 |
| 3.1.3 Lifted Index                     | 32 |
| 3.1.4 CAPE                             | 33 |
| 3.1.5 S Index                          | 33 |
| 3.1.6 Jefferson Index                  | 33 |
| 3.1.7 K index                          | 33 |
| 3.1.8 Temperatura de rocío             | 34 |

|                                                             |    |
|-------------------------------------------------------------|----|
| 3.1.9 Temperatura de rocío Td 850.                          | 34 |
| 3.1.10 Temperatura de convección                            | 34 |
| 3.1.11 Altura del nivel de condensación por convección      | 35 |
| 3.1.12 Temperatura del nivel de condensación por convección | 35 |
| 3.1.13 Altura de la isoterma de 0°C                         | 35 |
| 3.1.14 Espesor 1000 – 500 hpa.                              | 35 |
| 3.1.15 Altura del 0°C de la temperatura de bulbo húmedo     | 36 |
| 3.1.16 Temperatura mínima                                   | 36 |
| 3.1.17 Presión                                              | 36 |
| 3.1.18 Temperatura                                          | 36 |
| Conclusiones                                                | 36 |

#### CAPITULO 4 – Construcción del Modelo Discriminante

|                                                                 |    |
|-----------------------------------------------------------------|----|
| 4. 1 Modelo discriminante aplicado a la predicción de tormentas | 47 |
| 4. 2 Bases de datos                                             | 48 |
| 4. 3 Supuestos del análisis discriminante                       | 48 |
| 4.3.1 Distribución normal multivariable                         | 49 |
| 4.3.2 Análisis de los vectores de medias                        | 49 |
| 4.3.3 Análisis de las matrices de covarianza                    | 49 |
| 4. 4 Construcción de la función discriminante lineal            | 50 |
| 4. 5 Método stepwise para la incorporación de variables         | 52 |
| 4. 6 Validación del modelo discriminante                        | 53 |
| 4. 7 Resultados                                                 | 54 |

|              |    |
|--------------|----|
| CONCLUSIONES | 58 |
|--------------|----|

|              |    |
|--------------|----|
| BIBLIOGRAFIA | 60 |
|--------------|----|

## INDICE DE TABLAS Y FIGURAS

### CAPITULO 1

|                                                                                                                                |   |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|
| Tabla 1.1: Producción perdida (qq/ha) por daños causados por el granizo en los principales cultivos de la provincia de Mendoza | 9 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|

### CAPITULO 2

|                                                                                                                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabla 2.1 Ubicación de los radares de San Martín y San Rafael                                                                                                             | 13 |
| Tabla 2.2 Variables obtenidas por el sistema TITAN                                                                                                                        | 15 |
| Tabla 2.3 Variables obtenidas a partir del radiosondeo realizado en Cruz Negra correspondiente a las 15 UTC                                                               | 23 |
| Tabla 2.4: Índices de Inestabilidad obtenidos a partir del radiosondeo realizado en Cruz Negra correspondiente a las 15 UTC.                                              | 23 |
| Figura 2.1 Área de estudio mostrando la posición de los radares ubicados en los Departamentos de San Martín y San Rafael                                                  | 14 |
| Figura 2.2 Imagen de radar mostrando una celda TITAN correspondiente al día 12 de febrero del 2007.                                                                       | 20 |
| Figura 2.3 Distribución horaria del inicio de células de tormenta detectada por radar meteorológico en el período octubre- abril correspondiente a la temporada 2006-2007 | 22 |

### CAPITULO 3

|                                                                                                                                                                                                                                    |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabla 3.1 Tabla de contingencias para un modelo de predicción de tormentas                                                                                                                                                         | 25 |
| Tabla 3.2 Índices de precisión y siglas (en inglés) obtenidos de la tabla de contingencia, rango de valores y valor alcanzado cuando se produce una predicción perfecta.                                                           | 26 |
| Tabla 3.3 Índices de precisión y valor umbral de separación entre los tormenta - no tormenta obtenido para cada uno de las variables analizadas. Los valores resaltados corresponden a los índices con mayor TSS.                  | 27 |
| Tabla 3.4 Matriz de correlación entre variables meteorológicas e índices de inestabilidad                                                                                                                                          | 28 |
| Tabla 3.5 Matriz de correlación entre variables meteorológicas e índices de inestabilidad.                                                                                                                                         | 29 |
| Tabla 3.6 Test de Kolmogorov-Smirnov para la verificación de normalidad aplicado al total de la muestra. Los valores resaltados corresponden a las variables con ajuste normal en ambos grupos a un nivel de significación del 5%. | 32 |
| Figura 3.1 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta-no tormenta correspondiente al índice Showalter.                                                                                                                   | 38 |

|                                                                                                                                                                |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 3.2 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al índice Total Total.                                           | 38 |
| Figura 3.3 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al lifted index.                                                 | 39 |
| Figura 3.4 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al CAPE (J/Kg).                                                  | 39 |
| Figura 3.5 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al S Index.                                                      | 40 |
| Figura 3.6 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al Jefferson Index.                                              | 40 |
| Figura 3.7 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la K Index.                                                    | 41 |
| Figura 3.8 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura de rocío (°C).                                  | 41 |
| Figura 3.9 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura de rocío en 850 hpa (°C).                       | 42 |
| Figura 3.10 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura de convección (°C).                            | 42 |
| Figura 3.11 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al nivel de condensación por convección (m).                    | 43 |
| Figura 3.12 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura del nivel de condensación por convección (°C). | 43 |
| Figura 3.13 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la altura de la isoterma de 0°C (m).                          | 44 |
| Figura 3.14 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al Espesor 1000 - 500 hpa (m).                                  | 44 |
| Figura 3.15 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al WBZ (m)                                                      | 45 |
| Figura 3.16 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura mínima (°C).                                   | 45 |
| Figura 3.17 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la presión en superficie (hpa.).                              | 46 |
| Figura 3.18 Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura en superficie (°C).                            | 46 |

## CAPITULO 4

|                                                                                                                                                                                                   |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabla 4.1 Test de Kolmogorov-Smirnov para la verificación de normalidad aplicado a la muestra utilizada para la construcción del modelo discriminante.                                            | 50 |
| Tabla 4.2 Test de Kolmogorov-Smirnov para la verificación de normalidad aplicado a las componentes principales obtenidas de las variables utilizadas en la construcción del modelo discriminante. | 51 |
| Tabla 4.3 Medias, desviación estándar y número de casos para las variables seleccionadas correspondientes a los grupos tormenta - no tormenta.                                                    | 52 |
| Tabla 4.4 Suma de rangos para los grupos tormenta no-tormenta, Z y nivel de significación correspondiente a la Prueba de Mann-Whitney.                                                            | 53 |
| Tabla 4.5 Valores del parámetro Lambda de Wilks y del estadístico F, este último con su significación estadística.                                                                                | 56 |

|                                                                                                                                                                                                                                                   |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabla 4.6 Valores del parámetro Lambda de Wilks y del estadístico F para cada una de las tres iteraciones realizadas en la construcción de la ecuación discriminante.                                                                             | 56 |
| Tabla 4.7 Valor de los coeficientes de las funciones de clasificación (funciones discriminantes lineales de Fisher) para cada variable incluida en la ecuación final, además del valor correspondiente a la constante introducida en la ecuación. | 56 |
| Tabla 4.8 Índices de precisión obtenidos para el modelo discriminante tanto en la muestra de análisis como en la de validación.                                                                                                                   | 57 |
| Tabla 4.9 Tabla de contingencias para la muestra utilizada en la construcción del modelo discriminante.                                                                                                                                           | 57 |
| Fig. 4.1 Función discriminante aplicada sobre la muestra de validación. En ordenadas se ha representado el valor de la función discriminante y en abscisas la combinación de las variables utilizadas en el modelo.                               | 57 |

# CAPITULO 1

## INTRODUCCION

### 1.1 Planteo del problema y revisión de antecedentes en relación con la confección de pronósticos y el uso del radar meteorológico.

La creciente demanda de información ambiental ha potenciado la aparición de numerosos estudios que tratan de caracterizar los diferentes elementos del Medio Ambiente. Los fenómenos atmosféricos, como parte integrante del Medio Ambiente, son capaces de generar efectos directos o indirectos, a corto o largo plazo, sobre los seres vivos y las actividades humanas de acuerdo con la definición establecida por la ONU en 1972.

La incidencia de los sucesos atmosféricos extremos sobre las actividades humanas ha sido evaluada frecuentemente en términos económicos, humanos y sociales. Así, los efectos de estos eventos meteorológicos están asociados a daños causados a la población y al sector agrícola con importantes pérdidas económicas estimadas normalmente a partir de la información proveniente de las compañías de seguro.

Actualmente existen numerosos problemas para pronosticar la aparición de tormentas en determinados sectores, como así también las características de la precipitación a las que darán lugar, dada su reducida extensión espacial y temporal. El análisis a escala sinóptica permite establecer, en primera aproximación, las condiciones meteorológicas que dan lugar a la formación de tormentas, como ser la aproximación de un sistema frontal ó el ingreso de una vaguada asociada a un enfriamiento en capas medias de la troposfera, pero tiene serias limitaciones al no permitir determinar su distribución espacial y temporal. Los pronósticos elaborados con estas técnicas presentan una elevada frecuencia de falsas alarmas y una probabilidad de detección que no resulta adecuada (Llasat et al., 1997).

La utilización de modelos numéricos en mesoescala para el pronóstico de tormentas y de modelos estadísticos que se alimentan de datos de radiosondeos locales, contribuyen a solucionar parte de estos inconvenientes. Es por esto que, en los últimos 40 años, se han desarrollado un buen número de parámetros e índices derivados de datos de radiosondeos que permiten establecer el riesgo de formación de tormentas. Cada uno de estos índices, indica el potencial de tormentas de una masa de aire. Su capacidad predictiva fue evaluada por Neuman (1971), Reap y Foster (1979), Stone (1985), Schultz (1989) y Lee and Passner (1993) entre otros.

Los índices de inestabilidad presentan buen comportamiento en las regiones para las cuales fueron desarrollados, sin embargo, su posterior extrapolación a otras latitudes hace que muchos de ellos no reporten los resultados deseados. Los valores de los índices calculados para regiones europeas, suelen indicar menor

inestabilidad que los calculados para latitudes tropicales o ciertas regiones de Norteamérica. Por lo tanto, es necesario realizar un estudio de los índices que van a ser utilizados, calibrando su rango de valores en función de los datos obtenidos por radar, redes de observadores ó redes de granizómetros (López, 2001).

En ciertas regiones de Europa se han desarrollado modelos que, utilizando como datos de entrada diferentes variables meteorológicas y magnitudes obtenidas del radiosondeo, han tenido éxito en la predicción de eventos convectivos con granizo (Sánchez et al., 1998b).

Autores como Schultz (1989), Johns y Doswell III (1992) ó Tudurí y Ramis (1997) han utilizado diferentes parámetros meteorológicos calculados a partir de datos de radiosondeos para caracterizar las condiciones preconvectivas en una región y evaluar la probabilidad de tormentas.

Según Johns y Doswell III (1992), la mayoría de las tormentas severas están asociadas a una fuerte convección, y para que tal hecho se produzca son necesarios tres ingredientes:

- Un estrato lo suficientemente húmedo y profundo en la baja o media troposfera.
- Inestabilidad condicional.
- Una fuente de ascenso para iniciar la convección, es decir un mecanismo de disparo que provoque el comienzo de los movimientos verticales ya que los movimientos de ascenso que están ligados a procesos de escala sinóptica son demasiado lentos para elevar el aire hasta el nivel de libre convección (Doswell, 1987).

La interacción de los tres elementos es la determinante de la potencialidad de que se produzcan o no tormentas, aunque cada uno afecta a la convección de forma diferente. Los datos aportados por los radiosondeos son excelentes para evaluar este tipo de interacción.

El estudio de los procesos convectivos es muy complejo por el amplio rango de escalas involucradas, que van desde la escala de los procesos microfísicos a la escala de los sistemas convectivos organizados. En particular, la convección profunda aislada en sistemas unicelulares o multicelulares ha sido incluida en la escala mesogama de acuerdo a una clasificación empírica (Orlanski, 1975) y en forma más general en la mesoescala de acuerdo a una clasificación dinámica. (Emanuel, 1994).

Se han realizado varias campañas experimentales para evaluar las características de la convección tropical y subtropical: en la región del río Amazonas (Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment, LBA); en los subtrópicos (The South American Low-Level Jet Experiment, SALLJEX); y the Tropical Convection and Cirrus Experiment in Brazil (TrocciBras).

Velasco y Fristch (1987), utilizando datos de radiosondeos, de satélites y estaciones meteorológicas de superficie, llegaron a la conclusión de que en Sud América, dentro de los paralelos comprendidos entre los 20° - 40° S al este de los Andes, los eventos de tormentas severas ocurren con alta frecuencia.

Brooks et al. (2003) y Brooks and Anderson (2004), llegaron a la misma conclusión haciendo uso de perfiles verticales de la atmósfera obtenidos por datos de reanalysis. Establecieron que en las regiones centrales de la Argentina, hay un promedio de 60 días con parámetros que indican condiciones favorables para el desarrollo de la convección severa.

En este estudio se determinó que entre los años 1998 y 2006 se registraron, en promedio, 107 días con celdas de tormenta (reflectividad mayor o igual a 30 dbz) utilizando los radares de banda S ubicados en la región de Mendoza (31 a 33°S), cuyo alcance cubre el 70% de su área. Se observó que un 68% de esas celdas ocurrieron entre los meses de diciembre y febrero, confirmando que esta región es una de las más afectadas por la convección severa a nivel mundial.

Las precipitaciones de granizo representan un fenómeno a pequeña escala, producido por las tormentas. No es fácil, por lo tanto, determinar cuándo una tormenta ha dado lugar a granizo, ya que en la mayor parte de los casos, esta precipitación afecta a pequeños sectores, en muchos casos despoblados. Por ello, este fenómeno suele quedar al margen de la información de las estaciones "synop" que conforman la red de información general meteorológica.

Es posible comparar las características de las tormentas mediante diversos criterios: el tipo de masa de aire bajo las que se presentan (Font, 1983;; Capel, 1981), las características de la precipitación que generan en términos de espectro de tamaños o de intensidad de la precipitación (Battan, 1973; Knight et al., 1982), y también los rasgos diferenciales que presentan cuando son observadas a través de diversos tipos de instrumentación como radares y satélites meteorológicos.

La utilización de datos proporcionados por imágenes satelitales presenta limitaciones a la hora de establecer una medida cuantitativa y cualitativa de la precipitación. Las imágenes satelitales permiten identificar tormentas y aspectos asociadas a las mismas. Sin embargo, las tormentas severas se desarrollan con gran rapidez, de modo que su detección y caracterización exige que la adquisición de imágenes por parte de los satélites sea la adecuada, es decir, imágenes con buena resolución espacial, temporal y espectral. En este sentido, la utilización del radar meteorológico es más apropiada.

En este trabajo, nos proponemos identificar células de tormenta dentro de una masa nubosa, y para ello se utilizará la información aportada por un radar meteorológico (Battan, 1973; Sauvageot, 1982). Este sistema permite conseguir información rápida acerca del comportamiento de los sistemas nubosos y de las posibles precipitaciones a las que dan lugar.

El radar Meteorológico hizo su aparición el 20 de febrero de 1941, cuando en la costa sur de Inglaterra un radar de 10 cm de longitud de onda pudo hacer el seguimiento de una tormenta acompañada de descarga de granizo, a una distancia de 7 millas. El radar se considera un sensor remoto, ya que es un sistema capaz de proveer información sobre objetos alejados del equipo sensor.

El sistema radar opera enviando una onda electromagnética y recibiendo la energía electromagnética reflejada o dispersada por un objeto en el espacio. Los objetos se denominan "blancos" y la señal dispersada por un blanco es llamada "eco". Tiene la ventaja de ser capaz de conseguir información rápida acerca del comportamiento de los sistemas nubosos y de las posibles precipitaciones a las que dan lugar. Permite visualizaciones cada 3 minutos aproximadamente de la evolución de una tormenta.

El uso del radar meteorológico para la detección y estimación de la precipitación ha generado numerosos estudios en los últimos 30 años. En muchos de ellos, se han establecido diversos algoritmos que relacionan el factor de reflectividad con la intensidad de la precipitación registrada en el suelo (Atlas, 1990; Battan, 1973; Doviak y Zrnic, 1993).

Wexler y Swingle (1947) fueron los primeros en presentar lo que hoy se conoce como ecuación del radar meteorológico que muestra cómo los parámetros del sistema radar afectan a la intensidad del eco recibido. En ese mismo año, Wexler (1947) publicó la primera relación que ligaba el factor de reflectividad (lo que hoy se conoce como Z) y la tasa de precipitación (R).

Marshall y Palmer (1948) desarrollaron una ecuación del radar meteorológico basada en la teoría de la retrodispersión y mediante estudios experimentales posteriores hicieron explícita la relación Z-R. Sin embargo, estas relaciones se ven afectadas por la presencia de granizo en las células estudiadas, ya que este hidrometeoro da lugar a un aumento ficticio de la tasa de precipitación debido a la elevada reflectividad de las piedras de granizo. Este fenómeno ha sido abordado por muchos autores, tanto desde el punto de vista experimental (Atlas et al., 1960) como desde el punto de vista teórico (Herman y Battan, 1961).

La denominada ecuación del radar meteorológico viene dada por

$$Pr = \frac{C |K|^2 Z}{r^2}$$

donde Pr es la potencia recibida (media), C es una constante que depende de las características del radar, r es la distancia a la que se encuentran los blancos y K y Z son dos factores propios de los dispersores. Esta última variable Z, denominada factor de reflectividad, es función tanto del número de elementos difusores por unidad de volumen en el interior de la nube (n) como del diámetro de los mismos (D), según la ecuación,

$$Z = \sum_{i=1}^n n_i \times D_i^6$$

Z se expresa en mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>

Vemos entonces, que la potencia recibida depende tanto de características del radar como de las características del blanco de observación (Battan, 1973).

Existen diferentes criterios para definir una célula con parámetros de granizo. Algunos autores (Knight et al., 1982; Mather y Treddenick, 1976 o Waldvogel et al., 1987), establecen que si la reflectividad de una célula tormentosa alcanza un valor de 45 dBZ durante por lo menos 5 minutos, dará lugar a precipitaciones de granizo. Otros (Sand, 1976 y Carte y Held, 1978) no aceptan este criterio ya que observaron que se producen tormentas con precipitaciones de granizo para valores de reflectividades inferiores a 45 dBZ..

Algunos autores han establecido criterios basándose en las reflectividades máximas. Así Waldvogel et al. (1979) estableció un umbral mayor ó igual a 55 dbz como indicadores de la existencia de áreas de granizo. Asimismo determinó que existe probabilidad de caída de granizo cuando en una célula de tormenta las diferencias de alturas entre las reflectividades de 45 dbz y la isoterma de 0°C están en el orden de 1.4 km. Este criterio ha sido utilizado por muchos servicios meteorológicos, si bien es conveniente señalar que inicialmente fue establecido a partir de los datos de un radar de la banda X y no sería correcta una extrapolación directa de los resultados alcanzados a otro tipo de radares.

Uno de los parámetros más utilizados para detectar células de granizo es el VIL (Vertically Integrated Liquid), (Greene y Clark, 1972) que intenta efectuar la estimación del contenido potencial del agua líquida precipitable por m<sup>2</sup> dentro de una célula convectiva y es frecuentemente utilizado por los modelos estadísticos para estimar la severidad de una tormenta y para discriminar células convectivas que pueden estar asociadas a granizo de gran tamaño. Son numerosos los trabajos que han sido realizados acerca de este parámetro (Edwards y Thompson, 1998; Billet et al., 1997).

Amburn y Wolf (1997), tratando de mitigar algunas limitaciones inherentes al VIL, definieron una nueva variable denominada densidad de VIL, demostrando su eficiencia como predictor de granizo severo entre el noreste de Oklahoma y el noroeste de Arkansas. Este parámetro, sólo o en combinación con diferentes variables meteorológicas, reporta resultados bastante satisfactorios. Tanto el VIL como la densidad del VIL se han utilizado con éxito para estimar de manera aproximada el tamaño de granizo esperado (Edwards y Thompson, 1998; Hart y Frantz, 1998).

La utilización de modelos estadísticos para estimar la probabilidad de que se formen tormentas a partir de diferentes índices de inestabilidad atmosférica y otras variables obtenidas de radiosondeos representativos, ha sido de uso creciente en los últimos años (Neuman, 1971; Reap y Foster, 1979; Stone, 1985; Schultz, 1989;

Lee and Passner, 1993). La calidad de estos modelos se evalúa por su capacidad para predecir correctamente, entendiendo por tal que el número de aciertos sea elevado, con el menor número de falsas alarmas y de casos perdidos.

Tuduri y Ramis (1997) consideran que los índices de inestabilidad clásicos utilizados para evaluar la probabilidad de tormentas no presentan los resultados deseados y establecen que el análisis de la estructura vertical de los datos de temperatura, humedad y viento sería más apropiado. Utilizaron la técnica de clusters para asignar un determinado caso, constituido por 34 variables obtenidas de los radiosondeos, a cuatro diferentes tipos de ambientes. Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en estudios climáticos (e.g, Summer et al. 1993 1995; Gong y Richman 1995). Por medio de esta técnica estableció que los eventos de granizo son mas frecuentes con la presencia de aire frío y húmedo en la media troposfera, mientras que los eventos de lluvias fuertes ocurren con la presencia de aire cálido y húmedo en toda la troposfera y advección de aire cálido en niveles bajos.

Stone (1985) evaluó la performance de los índices de inestabilidad en la zona este de los Estados Unidos y su asociación con la actividad tormentosa de variada intensidad Charba (1979) encontró que los índices de inestabilidad clásicos fueron capaces de detectar diferencias en las condiciones de tiempo severo registradas en la costa del golfo, en relación con la obtenida en las planicies centrales de los Estados Unidos; y por lo tanto considera que son buenas herramientas para describir los procesos involucrados.

## **1.2 Antecedentes relacionados con la convección y el pronóstico en Mendoza**

La circulación local en la provincia de Mendoza esta condicionada, tanto por el forzante mecánico representado por la orografía que genera ondas de montaña, como por el calentamiento diferencial que genera brisas de valle y montaña y brisas de pendiente. Este tipo de circulaciones se torna más importante en zonas cercanas al piedemonte. Por otro lado, la presencia de áreas cultivadas en contraste con otras caracterizadas por escasa vegetación representa otro factor capaz de generar circulaciones locales.

Los procesos meteorológicos de mesoescala ocupan un lugar destacado en la provincia de Mendoza y entre ellos la convección esta asociada a una variedad de fenómenos del tiempo que pueden considerarse severo, afectando en muchos casos las actividades sociales y económicas.

La lucha contra las inclemencias atmosféricas que dan lugar a pérdidas económicas, es una de las prioridades del gobierno de Mendoza. Las estadísticas oficiales indican que es raro el año en que no se pierde al menos 10% de la producción agraria debido a las precipitaciones de granizo.

La solución a los problemas generados por este tipo de precipitaciones debe de atravesar una serie de acciones entre las que se encuentran aquellas que se recogen en la denominada "lucha activa antigranizo", es decir, en aquellas operaciones que tienden a modificar los procesos de precipitación de forma que disminuya el tamaño de granizo que llega al suelo.

En este sentido, la utilización de radares meteorológicos y la elaboración de pronósticos de tormentas capaces de generar un alerta temprana a la población y al sector agrícola, es tarea de vital importancia.

El estudio de la convección severa en nuestro país fue abordado en distintas escalas y aplicando diferentes metodologías: mediante el uso de radares meteorológicos (Saluzi y Nuñez, 1978 - 1982), imágenes satelitales (Velasco, 1994; Torres y Nicolini, 1999), y la información sinóptica de superficie y altura (Lichtenstein y Schwarzkopf, 1970 a y b).

Los estudios realizados durante las Primeras Experiencias de Modificación Artificial de Granizadas (PEMAG - 1959/64) y el Programa Nacional de Lucha Antigranizo (PNLAG 1978/82) concluyeron que el período de mayor frecuencia de ocurrencia de tormentas se encuentra dentro de la temporada cálida, comprendida entre los meses de octubre a marzo, y que en algunas oportunidades se pueden registrar eventos en los meses de setiembre y abril (Simonelli, 2001).

Saluzzi (1982) indica que los eventos de convección severa se registran principalmente en las primeras horas de la noche y en menor medida durante la madrugada, siendo muy aislados los casos en que se observa convección durante la mañana.

La aplicación de técnicas de pronóstico de convección severa en Mendoza, se inicia con las PEMAG realizadas en la zona norte de la provincia. En estas experiencias se aplicó un método semiobjetivo de probabilidad de ocurrencia de tormentas eléctricas o graniceras en un período de 24 hs, utilizando datos de radiosondeos y cartas meteorológicas de superficie y altura (500 hpa) correspondientes a las 12 UTC (Grandoso e Iribarne, 1963, 1965, citados por Simonelli (2001)).

Posteriormente, durante la PNLAG llevado a cabo entre los años 1978-1982, la metodología de pronóstico incorporó el cálculo de los índices de inestabilidad, los productos obtenidos de un modelo unidimensional y estacionario de nube (Ghidella y Saluzzi, 1980) y el estudio de las secuencias horarias de las observaciones de la red sinóptica de superficie en el área. Nicolini (1980) al disponer de tres radiosondeos diarios pudo actualizar al pronóstico a través del análisis de la estabilidad atmosférica, asimismo se incluyó el análisis de las hodógrafas de viento, con el fin de relacionarlas con la estructura celular de las tormentas obtenida a partir de las imágenes de radar (Simonelli, 2001).

Finalizada esta segunda etapa, y hasta el presente, la elaboración del pronóstico de convección en tareas operativas consiste en la utilización de los análisis sinópticos de superficie y altura, y del análisis termodinámico de la estructura vertical de la atmósfera; complementándose con los datos de las cartas pronosticadas para un período de 24, 48, 72 y 96 hs elaborados en el Centro Meteorológico Nacional de Washington. La probabilidad de ocurrencia de tormentas se obtiene calculando la energía potencial disponible (CAPE) estimada a partir del máximo calentamiento en superficie y la relación de mezcla media en un

espesor de 100 mb, a partir del nivel de superficie (Simonelli, 2001).

Según la clasificación sinóptica realizada por Nicolini y Norte (1978) y Norte (1980) la ocurrencia de tormentas en la zona norte de la provincia de Mendoza esta asociada al pasaje de sistemas frontales fríos o calientes, sistemas convectivos tales como líneas de inestabilidad, o bien pueden desarrollarse dentro de una masa de aire inestable. Vinculada a estos sistemas de superficie se puede observar, en la mayoría de los casos, una zona fuertemente baroclínica en la troposfera media asociada a un marcado enfriamiento en el nivel de 500 hpa., registrándose temperaturas entre  $-12$  y  $-17^{\circ}\text{C}$ . Asimismo se observa una componente de vientos del sector noroeste que indica la presencia de parte delantera de vaguada sobre la cordillera.

### **1.3 Efecto del granizo sobre la producción agrícola de la provincia de Mendoza**

La estructura económica de Mendoza se caracteriza por la producción e industrialización de productos agrícolas, entre los que se destacan la elaboración de vinos y sus derivados, constituyéndose en una de las principales productoras de fruta fresca y hortalizas en el ámbito nacional.

En todas las temporadas, el sector agrícola se ve afectado directamente, en mayor o menor proporción, por el efecto del granizo, produciendo la pérdida total o parcial de las cosechas y la disminución de la calidad de los productos. Por este motivo se hace difícil asegurar la continuidad en los mercados, llegando en algunas zonas a comprometer la actividad.

Esta contingencia trae aparejada, en la mayoría de las temporadas, una serie de inconvenientes económicos y sociales a la Provincia. El sector gubernamental ha visto este flagelo como un tema importante a resolver, de allí la necesidad de contar con información de las pérdidas económicas del sector primario en la Provincia para tomar decisiones correctas, con la intención de disminuir el impacto del mismo.

El granizo es, después de las heladas, la adversidad meteorológica que mayores pérdidas produce a la agricultura de Mendoza. Las tormentas abarcan una extensión relativamente reducida, donde provocan daños de hasta el 100 %. Si bien la disminución del volumen de la cosecha provincial de vid es pequeña: 13 % anual, son muchas las propiedades afectadas. Sobre la base de la evaluación del daño sufrido, las mismas reciben algún resarcimiento proveniente de compañías de seguros, leyes de emergencia agropecuaria, créditos, etc.

En los cultivos de plantas perennes las pérdidas por granizo se desagregan en:

- a. Daño físico -o pérdida de producción- que es la disminución del volumen de la cosecha del año del siniestro.
- b. La afectación de las cosechas subsiguientes por las secuelas que deja en la capacidad productiva de las plantas.

c. Daño económico -o pérdida de la calidad- referido a la pérdida de valor comercial del remanente cosechado.

Dentro del daño físico, la forma de determinar la disminución del volumen de la cosecha del año del siniestro no ofrece objeciones, pues existen metodologías precisas para contabilizar las pérdidas en brotes y bayas. Pero la evaluación de las secuelas en la producción de las próximas cosechas motiva controversias entre los productores, compañías de seguros y administradores estatales, por la falta de elementos objetivos para su determinación. La real magnitud de futuras pérdidas es desconocida y está muy influenciada por las características regionales de los cultivos y de las tormentas.

En Mendoza las pérdidas económicas en el sector agrícola, a nivel primario, son muy variables dependiendo de la situación meteorológica, la zona y el cultivo que se analice, pero se ha determinado que en promedio por temporada para el período de estudio 1998-2006 le significaron \$123.824.536,26 en total; representando la vid la mayor pérdida económica 52 %, por ser el cultivo de mayor superficie implantada y le sigue en importancia el durazno para industria (12%), debido a que gran parte de la superficie cultivada se encuentra en el Oasis Sur (alta frecuencia de tormentas). Las Tablas 1.1 muestra la pérdida de producción para los cultivos más importantes a nivel provincial. **De la misma se desprende la importancia de las acciones orientadas a disminuir el impacto de las tormentas sobre el sector agrícola, entre las cuales se destaca la detección temprana de los eventos convectivos severos.**

Tabla 1.1 : Producción perdida (qq/ha) por daños causados por el granizo en los principales cultivos de la provincia de Mendoza

| Temporada             | vid              | Durazno para industria | Durazno de transporte | Ciruela para industria | Ciruela para transporte | Manzana         |
|-----------------------|------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|-------------------------|-----------------|
| 1998-99               | 658.858          | 17.501                 | 9.258                 | 7.4                    | 4.68                    | 9.438.5         |
| 1999-00               | 2.742.820        | 44.715                 | 16.335                | 16.312                 | 5.836                   | 33.646.6        |
| 2000-01               | 415.876          | 17.312                 | 4.863                 | 8.105                  | 2.137                   | 5.401.9         |
| 2001-02               | 1.179.646        | 46.823                 | 17.442                | 28.77                  | 8.782                   | 24.029.8        |
| 2002-03               | 1.198.159        | 15.363                 | 7.117                 | 14.549                 | 4.661                   | 7.349.8         |
| 2003-04               | 798.744          | 27.306                 | 10.32                 | 22.087                 | 11.832                  | 3.426.0         |
| 2004-05               | 1.706.268        | 26.377                 | 14.661                | 15.785                 | 9.471                   | 5.970.4         |
| 2005-06               | 1.408.803        | 17.764                 | 2.188                 | 50.778                 | 3.525                   | 1.475.0         |
| 2006-07               | 1.423.068        | 23.19                  | 9.224                 | 34.931                 | 5.635                   | 10.080.4        |
| <b>Promedio 98-06</b> | <b>1.281.360</b> | <b>26.261</b>          | <b>10.156</b>         | <b>20.473</b>          | <b>6.366</b>            | <b>11.202.0</b> |

## **OBJETIVOS:**

### **Principal:**

Elaborar un modelo estadístico de pronóstico de tormentas a corto plazo para la provincia de Mendoza, mediante la aplicación del análisis discriminante lineal multivariado, que vincule índices y parámetros meteorológicos con la ocurrencia de tormentas en la región.

### **Secundarios:**

Evaluar el comportamiento de los índices de inestabilidad y variables meteorológicas como detectores de la actividad convectiva en la región.

Mejorar la metodología actual de pronóstico con el objeto de obtener un mayor aprovechamiento de la información meteorológica disponible.

## CAPITULO 2

### INFORMACION UTILIZADA

#### 2.1 Ubicación geográfica de la zona de estudio

La provincia de Mendoza se encuentra ubicada en el centro-oeste de la República Argentina. En su paisaje geográfico pueden distinguirse cuatro sectores geomorfológicos: montañas, piedemonte, planicies y Payunia. Las montañas que comprenden la Cordillera de los Andes se extienden de norte a sur y se abren hacia el este en una amplia faja de 180 Km de ancho. Esta región ocupa la tercera parte del territorio provincial y está formada por tres unidades orográficas: Cordillera Principal, Cordillera Frontal y la Precordillera (Figura 2.1).

En la Cordillera Principal se encuentran las cumbres más elevadas: Cerro Aconcagua (6.959 m.), Cerro Tupungato (6.800 m) y el Juncal de 6.180 m. Se observan también en este paisaje volcanes apagados o en letargo y numerosos pasos y caminos que permiten la comunicación con Chile.

La Cordillera Frontal se manifiesta al este de la anterior y presenta formaciones montañosas como el Cordón del Portillo, Sierra de Paramillos y el Cerro Campanario de 4.980 m.

La Precordillera es un macizo situado en el valle de Uspallata que termina a la altura de la localidad de Cacheuta. Es más baja que las anteriores y a ella pertenecen las sierras de Villavicencio con alturas máximas de 3000 m

El Piedemonte se encuentra a continuación del relieve montañoso con dirección este. Es una faja angosta, formada por acumulación de materiales, canto rodado y arenas que tienen sus orígenes en la erosión del terreno y que el viento y los torrentes de los ríos depositan en los faldeos de las montañas. Muchos nidos de formación de tormentas están localizados en esta área.

En el sur de la provincia se ubica el bloque de San Rafael, formación a la cual pertenece la Sierra Pintada, conocida por sus yacimientos de uranio. Este sector está cruzado por los ríos Diamante y Atuel. A partir de la Laguna de Llancanelo se observan cerros achatados y paisajes desolados como las sierras de Cara Cura, Palauco y el volcán Payún Matrú.

La Planicie es una región extensa, árida, con suelos arenosos y salinos que se extiende hacia el este descendiendo suavemente desde los 704 (m.s.n.m) (Estación Meteorológica Mendoza Aero) hasta alcanzar unos 500 m.s.n.m. en la ciudad de la Paz, distante unos 120 km de la capital.

La Payunia es un terreno que se eleva a 2.200 m (Altiplanicie de Payún). Con suelos semiáridos y volcánicos, el paisaje de Payunia se pierde en extensos campos delimitados por cerrillos y volcanes, entre ellos el Payún (3.600 m).

## **2.2 Características climáticas de la región:**

Norte (1995), en base a la clasificación climática de Koeppen (1923), estableció que la mayor parte de la provincia (exceptuando la región cordillerana) está dominada por la zona climática del tipo B (clima seco). El límite entre el clima estepario (S) y el desértico (W) está determinado por la relación entre la cantidad de precipitación anual y la temperatura media anual. En la zona norte domina el tipo BW<sub>kw</sub> que identifica a la variedad de clima seco desértico con la temperatura media del más cálido mayor a 22°C, frío y seco en invierno con una temperatura media anual menor a 18°C.

## **2.3 Datos utilizados**

El presente estudio se realizara teniendo en cuenta los siguientes elementos:

- Datos diarios aportados por radar meteorológico
- Datos diarios aportados por radiosondeo
- Datos diarios de temperatura mínima registrados en la estación meteorológica Tunuyán ubicada en la finca Fadel (33° 33' 50,1" S; 69° 2' 22,2" O; 869 msnm) en el Departamento de Tunuyán, perteneciente a la Dirección de Contingencias Climáticas.

### **2.3.1 Datos aportados por Radar meteorológico**

Se utilizará la información diaria aportada por dos radares meteorológicos MRL-5 10 cm de longitud de onda (banda S), ubicados en los departamentos de San Martín y San Rafael (Figura 2.1, Tabla 2.1) en el período comprendido entre el 15 de octubre y el 30 de marzo de las temporadas: 1999-00, 2000-01, 2001-02, 2002-03 y 2003-04. Las imágenes analizadas corresponden a el día meteorológico establecido como el período de 24 hs a partir de las 14:00 UTC.

Los datos obtenidos serán procesados con el sistema TITAN (Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting) (Dixon and Wiener, 1993).

#### **2.3.1.1 Descripción del Sistema TITAN**

Si bien el radar meteorológico es uno de los equipamientos principales para la observación atmosférica y de nubes tormentosas, igualmente importantes son los sistemas informáticos que procesan y ponen a disposición de los especialistas en el tema la gran cantidad de datos recopilados por el radar. El TITAN es uno de los sistemas más usados en el ámbito mundial.

Fue desarrollado por el Dr. Mike Dixon del National Center Atmospheric Research (NCAR), en el año 1990, con la finalidad de identificar y caracterizar tormentas a partir de datos obtenidos desde radares meteorológicos, especialmente en las tareas de modificación artificial de tiempo atmosférico. *TITAN* es un conjunto de programas desarrollado para trabajar en un entorno Unix/Linux y escrito en lenguaje C/C++.

#### 2.3.1.1.1 Características generales

- Almacena datos de un área de estudio de 400 por 400 km de lado.
- En el plano vertical posee un alcance de 18 km.
- Proporciona datos para un tamaño de píxel de 1 km tanto en el plano horizontal como en el vertical.

El software *TITAN* posibilita la eliminación de los ecos fijos producto de formaciones montañosas, permitiendo solamente la observación de los radioecos meteorológicos. Su sistema de digitalización ofrece diversas posibilidades de análisis de células de tormenta, y permite una multiplicidad de presentaciones, incluyendo historial y animaciones de todo el proceso convectivo en un radio de observación de 250 Km.

El proceso de obtención de la información meteorológica digitalizada es el siguiente: la antena de radar efectúa giros azimutales de 360°, comenzando en 0.5° de elevación respecto a la superficie y terminado en 47°, obteniendo información volumétrica y generando imágenes que se renuevan cada 3 minutos.

#### 2.3.1.1.2 Concepto de célula *TITAN*

En el interior de la tormenta, los procesos de precipitación se agrupan en regiones. Los radares meteorológicos detectan sólo regiones con hidrometeoros de tamaño precipitable, por lo tanto hay que diferenciar entre tormenta y célula.

Tabla 2.1: Ubicación de los radares de San Martín y San Rafael

| Radar      | Coordenadas                                     |
|------------|-------------------------------------------------|
| San Martín | (33°, 04', 19") S ; (68°, 27', 50") O; 659 msnm |
| San Rafael | (34°, 38', 50") S ; (68°, 00', 59") O; 552 msnm |

El primer término se refiere a un aspecto meteorológico y el segundo a la forma en que resulta ser detectada una tormenta por el radar meteorológico. En consecuencia, tormenta, consta de una o varias células que son consideradas como estructuras de precipitación individualizadas, asentándose en cada una de ellas una corriente convectiva. Cada célula es la representación de la acción combinada de los procesos microfísicos y dinámicos activos en las nubes (Browning, 1977). Sus radios oscilan habitualmente entre los 5 y los 40 km.

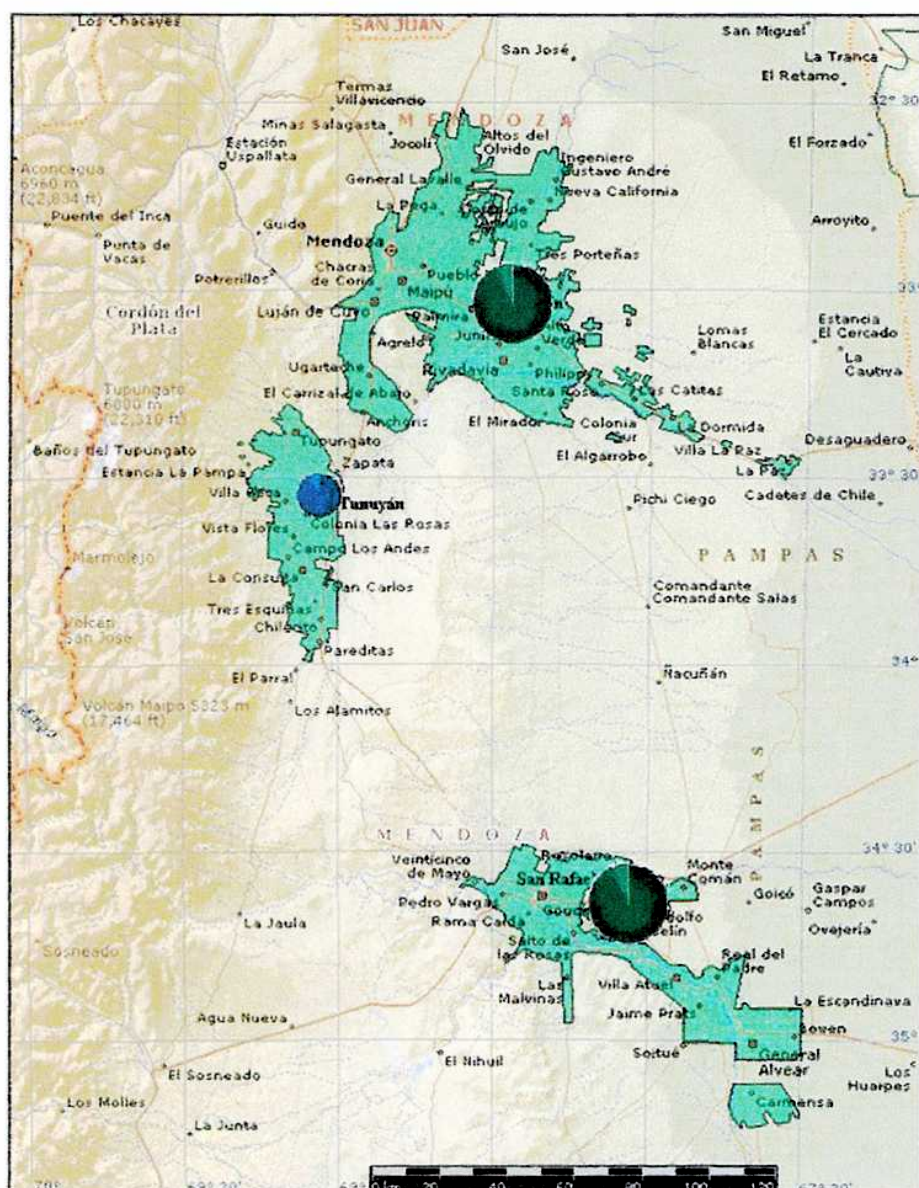


Figura 2.1: Área de estudio mostrando la posición de los radares ubicados en los Departamentos de San Martín y San Rafael (círculos en verde). El área en color verde claro identifica a las zonas cultivadas. El círculo en azul indica la posición desde la cual se realizaron los radiosondeos. El área de estudio abarca la provincia de Mendoza hasta una latitud de 35.5°, sin considerar los sectores de cordillera.

Se denomina célula TITAN, y a partir de aquí nos referiremos a ella como célula, al volumen de masa nubosa contenido en el interior de una tormenta que, detectado por el radar, supere los requerimientos impuestos por TITAN para considerarse como tal (Fig. 2.2). Así, las células detectadas por radar deben cumplir las siguientes condiciones: superar en todos sus puntos un umbral de reflectividad preestablecido y un umbral de volumen prefijado (Dixon, M. y G. Wiener, 1993)

### 2.3.1.1.3 Variables obtenidas por el sistema TITAN

Las variables obtenidas por el sistema TITAN son las siguientes:

Tabla 2.2: Variables obtenidas por el sistema TITAN

| VARIABLE                                                 | UNIDADES |
|----------------------------------------------------------|----------|
| V.I.L (Vertically Integrated Liquid)                     | Kg m-2   |
| Reflectividad máxima                                     | dbz      |
| Reflectividad media                                      | dbz      |
| Techo de la tormenta                                     | km       |
| Base de la tormenta                                      | km       |
| Altura de la máxima reflectividad                        | km       |
| Volumen                                                  | km3      |
| Masa                                                     | kton     |
| Ángulo de inclinación                                    | grados   |
| Velocidad                                                | km h-1   |
| Flujo de precipitación                                   | m3 h-1   |
| d Top/dt (Tasa de cambio de la altura del techo)         | km h-1   |
| d Vol/dt (Tasa de cambio del volumen)                    | km3 h-1  |
| d Masa/dt (Tasa de cambio de la masa)                    | kton h-1 |
| d dBZ_max/dt (Tasa de cambio de la máxima reflectividad) | dbz h-1  |

Donde:

**VIL:** El VIL (Vertically Integrated Liquid Water) es una función que convierte los datos de reflectividad de un radar meteorológico en estimaciones del contenido equivalente de agua líquida basándose en estudios teóricos de la distribución por tamaños de las gotas y en estudios empíricos del factor de reflectividad y el contenido de agua líquida. Este parámetro tiene unidades de masa por unidad de área (kg/m2) y se calcula integrando verticalmente:

$$VIL = 3,44 \cdot 10^{-6} \sum_{Base}^{Techo} Z^{4/7} \Delta$$

donde:

$\Delta h$ : es el intervalo de altura entre capas adyacentes en la vertical y  $Z$  es el valor de la reflectividad en mm6 m-3.

Conviene señalar que en esta integración sólo participan aquellas gotas de tamaño lo suficientemente grande para ser detectadas con un radar de las características del utilizado en este estudio. Además, tampoco se discierne el agua líquida de la reflectividad aportada por las partículas de hielo o graupel.

Los valores de VIL obtenidos a partir de una integración vertical sugerida en un principio por Greene y Clark (1972) resultan en muchas ocasiones inferiores a los reales, debido en parte al ladeo que presentan las tormentas y a las velocidades de desplazamiento de las mismas, que en muchas ocasiones superan

los 50 km/h. Por este motivo, algunos autores proponen una nueva estimación del VIL, denominada VIL-celular.

El sistema TITAN calcula el VIL-celular utilizando el máximo valor de reflectividad en cada altura de la integración vertical evaluada, incluso si estos valores máximos no están alineados sobre un determinado píxel en superficie. De esta manera se obtiene el máximo valor de VIL de la célula analizada.

**Reflectividad máxima:** Es la máxima reflectividad obtenida dentro de la célula. Determina el grado máximo de intensidad alcanzado por la tormenta y está relacionada con la precipitación y la concentración de partículas sólidas y líquidas de tamaño precipitable. Es el criterio que durante años permitió, en primera aproximación, clasificar a las tormentas como ordinarias o severas asociadas a granizo (Carte y Held, 1978; Dye y Martner, 1978).

**Reflectividad media:** Valor medio del factor de reflectividad estimado dentro de la célula objeto de estudio.

**Techo de la célula:** Es la altura del borde superior de la tormenta, expresada en kilómetros. En este caso TITAN muestra la altura a la que se encuentra el mayor eco identificado por el radar que contiene un valor de reflectividad previamente establecido (en nuestro estudio, de 30 dBZ). Esta variable está relacionada con las características de la corriente ascensional del interior de la tormenta.

**Base de la célula:** Es la altura mínima (en km) en la que se ha detectado un valor de reflectividad mayor o igual al umbral prefijado.

**Altura de la máxima reflectividad:** Es la altura para la cual el radar ha detectado la máxima reflectividad sobre un determinado píxel en superficie. Este parámetro permite discriminar áreas con intensos procesos de precipitación.

**Volumen:** Es el volumen en km<sup>3</sup> que ocupa la célula TITAN objeto de estudio. Para cada célula, se presenta una evolución histórica de este parámetro.

**Masa:** Es la masa en kilotoneladas de la célula estudiada. El valor de M obtenido es una estimación de la masa de agua y hielo por unidad de volumen en la célula, referido exclusivamente a las partículas precipitables.

**Ángulo de inclinación:** Este parámetro indica el ángulo de inclinación (en grados) que presenta la tormenta con respecto a la vertical. En tormentas con poca inclinación los puntos de máxima reflectividad suelen coincidir en la vertical sobre un cierto número de píxeles próximos, sin embargo en tormentas con fuerte inclinación las zonas de máxima reflectividad no suelen coincidir en la vertical, encontrándose en ocasiones muy alejadas. En estos casos, los parámetros derivados -como el VIL- suelen incluir sesgos considerables.

del 2007. El contorno azul representa el límite de área cultivada en la zona centro (Valle de Uco). El contorno blanco identifica el área correspondiente a una celda de tormenta con una reflectividad máxima de 52 dbz. La flecha en rojo representa la dirección y el desplazamiento de la celda estimado por TITAN. La escala de colores corresponde al factor de reflectividad.

**Velocidad:** Proporciona la velocidad de desplazamiento estimada por TITAN para cada célula individual. Este parámetro está relacionado con el viento en altura (Houze et al, 1993; Dessens, 1998; Ducrocq et al, 1998).

**Flujo de precipitación:** Es estimado a partir de relaciones empíricas, que en la mayoría de los casos están ligadas al factor de reflectividad. TITAN integra el flujo de precipitación en toda el área de la célula para dar lugar al flujo total de precipitación que es producida por la tormenta, en metros cúbicos por segundo. Existe la posibilidad de obtener la precipitación total acumulada para un intervalo temporal definido, como por ejemplo la masa total precipitada sobre un determinado píxel en las últimas 24 horas.

También se obtienen los siguientes parámetros:

**Área precipitada:** Viene dada en km<sup>2</sup>. TITAN presenta, para cada track, el área proyectada sobre la horizontal que se ha visto afectada por precipitación.

**Dirección de desplazamiento:** Indica la dirección -en grados respecto al norte- hacia la cual se desplaza la célula estudiada.

#### **2.3.1.1.4 Criterio establecido para la identificación de células de tormenta:**

De todas las variables obtenidas por el sistema TITAN para la identificación de las células de tormentas, solo se han seleccionado las propuestas por Dixon y Wiener (1993). Los criterios tomados para la identificación de células de tormenta son los siguientes:

- Valor umbral de reflectividad que engloba a la célula:  $\geq 30$  dBZ.
- Valor umbral de volumen: 10 km<sup>3</sup>.

El umbral de reflectividad establecido garantiza la identificación de células de tormentas. Por otra parte, el umbral de volumen es necesario para evitar ruido, es decir, pequeñas regiones residuales de eco de tierra.

#### **2.3.1.1.5 Definición de día de tormenta:**

Se define como día de tormenta a aquellos en los cuales, dentro del área de cobertura de los radares, se observe por lo menos una célula de tormenta en un período de 24 hs a partir de las 14:00 hs UTC.

Día de no-tormenta es aquel en el cual no se observan células con las características mencionadas anteriormente en igual intervalo de tiempo.

### **2.3.2 Datos aportados por radiosondeos.**

#### **2.3.2.1 Antecedentes relativos a la selección de variables.**

El aspecto más importante en el éxito de un modelo de predicción a corto plazo basado en datos de radiosondeo es haber elegido con acierto las variables que caracterizan a las condiciones preconvectivas. En este caso, las variables susceptibles de ser utilizadas han sido seleccionadas basándose en las experiencias obtenidas de otros países y en los resultados obtenidos de investigaciones locales (Simonelli, 2001; Sánchez et al., 1998a; Sánchez et al., 1998b; López, 2001)).

La temperatura, presión y la temperatura de punto de rocío en superficie se destacaron como importantes en algunos modelos de predicción (Angus et al., 1988; Sánchez et al., 1998a). Asimismo, según Fuelberg y Biggar (1994) la temperatura de rocío en superficie puede resultar una herramienta útil para indicar la probabilidad de tormenta a lo largo del día. De hecho, estos autores obtuvieron en sus estudios diferencias significativas en los valores presentados por esta variable entre los días con fuerte convección y los días en los que esta no se produce.

La temperatura de convección es considerada por algunos autores (Atkins y Wakimoto, 1991) como un buen indicador de la aparición de tormentas a lo largo del día. Similar comportamiento presenta la temperatura mínima teniendo en cuenta los resultados obtenidos por Dessens (1995) en Francia, quien observó una

fuerte correlación entre esta variable y la ocurrencia de granizo. Se podría considerar a esta variable como un indicador de la estabilidad atmosférica en un corto período de tiempo, ya que altos valores indican la presencia de una masa de aire cálida y húmeda, mientras que valores bajos están asociados a la presencia de una masa de aire fría y seca.

La aplicación de índices de inestabilidad obtenidos a partir de los datos de radiosondeo para caracterizar las condiciones preconvectivas y la probabilidad de desarrollos de tormentas fue utilizada con éxito por numerosos autores. Los índices más frecuentemente utilizados son: Showalter (Hart y Korotky, 1991), Total Totals (Miller, 1975), k (George, 1960), Lifted (Johns y Doswell, 1992), Jefferson (Jefferson, 1963) y el Índice SWEAT (Miller, 1975), que fue creado expresamente para ayudar a la predicción de tormentas severas.

Numerosos autores consideran que el CAPE (Moncrieff y Miller, 1976; Doswell y Rasmussen, 1994, López et al., 2001 ) es un buen indicador del potencial de tormentas en una zona determinada (Johns y Doswell, 1992; Huntrieser et al., 1997).

Ciertos estudios muestran que la aparición de rotación helicoidal en la corriente de ascenso es básica para caracterizar la preconvección. En este sentido, la Storm-Relative Helicity (s-rH) (Davies y John, 1993) es una variable fundamental que da idea de la componente de vorticidad en la dirección del flujo que está alimentando a la tormenta y se puede interpretar como una estimación de la capacidad para generar rotación en la corriente de ascenso.

Algunos estudios señalan la importancia del Energy-Helicity Index (EHI) (Davies y John, 1993) en la predicción de entornos favorables para la convección muy profunda, como tormentas severas, supercélulas e incluso tornados (Rasmussen y Blanchard, 1998). El EHI es una combinación del CAPE y la s-rH, es decir de la flotabilidad de la burbuja que asciende y de la aparición de rotación en la corriente ascendente.

Por otra parte, el Bulk Richardson Number (Weisman y Klemp, 1982; Hart y Korotky, 1991), combina el CAPE y la cortante de viento obtenida mediante la diferencia entre los vectores viento medio entre 0 - 6 km y 0 - 500 m (Weisman y Klemp, 1982; Hart y Korotky, 1991). Se podría interpretar como la relación entre la energía potencial disponible derivada de la inestabilidad termodinámica y la energía cinética disponible originada por la cortante vertical del viento, ambas para dar lugar a convección.

Carba (1979) describe el desarrollo de las ecuaciones de regresión utilizadas para el pronóstico de tiempo severo en el National Meteorological Center. Treinta y siete variables fueron analizadas para verificar su performance sobre la zona continental de los Estados Unidos al este de las rocallosas y sobre la costa del golfo, encontrándose que el Total Total modificado con datos actualizados de superficie y altura fue el mejor predictor.

Schultz (1989) analizó el comportamiento de siete índices de inestabilidad como predictores de tiempo severo y tiempo significativo en las inmediaciones de Denver, Colorado. Se consideró tiempo severo a aquel en el cual se producen tornados o caída de granizo de al menos 2 cm de diámetro, vientos con ráfagas superiores a los 26 m/s (National Weather Service) y tiempo significativo a aquel en el cual se produce granizo con tamaño de por lo menos 0.6 cm o granizo acumulado en el suelo, de por lo menos 2.5 cm sin importar el tamaño, ráfagas de viento que pueden superar los 18 m/s, precipitación acumulada de por lo menos 2.5 cm en un período de 30 minutos entre otras condiciones. El índice SWEAT fue el mejor predictor de tiempo severo, probablemente debido a que es el único que incorpora información acerca de la cortante de viento. El CAPE fue el mejor predictor de tiempo significativo. Stone (1985) informó de comportamientos similares para estos dos índices.

Weisman y Klemp (1982) mostraron que una cortante de viento intensa es importante para el desarrollo de la rotación de la corriente ascendente (que es la componente principal de la estructura de granizo severo y de algunos tornados), mientras que genera un debilitamiento de las tormentas que provocan pequeño granizo y de las corrientes descendentes asociadas a eventos de tiempo significativo.

Según Schultz (1988), CAPE y Lifted index son similares, ambos incluyen en su respectiva fórmula la temperatura máxima y el punto de rocío. Sin embargo el CAPE se calcula como la energía disponible entre la temperatura de una parcela que asciende adiabáticamente desde el nivel de libre convección hasta el nivel de equilibrio y la temperatura del entorno, mientras que lifted index solo tiene cuenta la diferencia de temperatura entre la parcela y el entorno en 500 hpa. Por este motivo, el CAPE debería ser mejor predictor que lifted index, y esta suposición es confirmada por David y Smith (1971), y Stone (1985). Sin embargo el cálculo del CAPE presenta ciertas dificultades, sobre todo cuando en algunos niveles se pierden datos de radiosondeo, y por lo tanto, Lifted index no debería ser descartado en los análisis.

Uno de los primeros índices desarrollados fue el Showalter (Hart and Korotky, 1991) quien presentó diversos valores umbrales para diferentes niveles de desarrollo de la convección en el medio oeste de los Estados Unidos. Esos valores han sido utilizados ampliamente en todo el mundo, sin tener en cuenta que solo pueden ser representativos en áreas para los cuales fueron calculados.

Desde la introducción del radar como herramienta para monitorear y observar tormentas, se han observado diferencias significativas en los ecos del radar dependiendo del grado de organización de la convección. Se introdujeron los conceptos de celda, multicelda y supercelda y se realizaron estudios de los ambientes en los cuales se desarrollaron las diferentes estructuras convectivas. La cortante de viento ha sido reconocida como un factor muy importante para el desarrollo de superceldas (Doswell, 1991).

Otros estudios han analizado la estructura vertical de los datos de temperatura y humedad, indicando que la existencia de una pequeña inversión de temperatura en niveles bajos y la presencia de aire seco en los niveles medios de la troposfera, pueden favorecer el desarrollo de fuertes vientos (Tuduri y Ramis, 1997). Por otro lado, la existencia de altos niveles de humedad en toda la troposfera favorecen la producción de lluvias convectivas intensas.

Houze et al. (1993), analizando las características de las tormentas que se producen en las regiones centrales de Suiza, encontró que el CAPE varía significativamente entre los días en los que se producen tormentas, alcanzando valores de entre 340 a 2340 J/kg. Estos valores tienden a ser más pequeños, en promedio, que los obtenidos en los ambientes con tormentas multicelulares en los Estados Unidos, que pueden exceder los 2500 J/kg.

Huntrieser (1997), estableció que las tormentas en Suiza son especialmente intensas si, además de las condiciones inestables caracterizadas por un CAPE superior a 600 J/kg y una cortante de viento vertical en los primeros 6 km superior a 5m/seg, se produce el ingreso de un frente frío en la tarde o noche. También encontró que el índice showalter a las 00:00 UTC y el índice SWEAT a las 12:00 UTC son los mejores predictores para los casos en los cuales se debe tomar la decisión de si un día presentará o no tormentas; mientras que el CAPE, calculado a partir del nivel de libre convección, funciona mejor en los casos para los cuales se debe tomar la decisión de si un determinado día presentará tormentas generales o dispersas.

El mismo autor, observando las limitaciones que presentan los índices tradicionales en los pronósticos de convección, procedió a la creación de un nuevo índice denominado SWISS formado por el índice showalter, la cortante de viento entre los 3 y 6 km y la depresión del punto de rocío en 600 hpa., para la predicción de tormentas con datos de las 00:00 UTC en Suiza.

#### **2.3.2.2 Representatividad espacial y temporal de los radiosondeos:**

Los índices y variables meteorológicas calculadas a partir del radiosondeo se han considerado representativos de la actividad preconvectiva en toda el área de estudio (Figura N° 1). A este respecto, Huntrieser et al. (1997) consideran representativo un radiosondeo para una zona que cubre aproximadamente 250 km x 100 km.

Reuter y Atkary (1995), asignaron a los datos obtenidos de los radiosondeos un periodo de representatividad de 12 horas. En nuestro trabajo, la observación de células de tormenta se extiende principalmente entre las primeras horas de la tarde y durante la noche (Figura 2.3), razón por la cual se le asignó un período de 24 hs a partir de las 11:00 hs.

#### **2.4 Variables seleccionadas.**

Con objeto de conocer el estado de la atmósfera previamente a los procesos de convección, se han calculado un total de 22 parámetros o índices meteorológicos

(Tablas 2. 3 y 2. 4) a partir del radiosondeo diario de las 1500 UTC lanzado desde Cruz Negra- Mendoza (33°, 26', 38", 895 msnm) ubicada en el Departamento de Tupungato en el período comprendido entre el 15 de octubre y el 30 de marzo de las temporadas graniceras: 1999-00, 2000-01, 2001-02, 2002-03 y 2003-04. Simultáneamente se incluyó la temperatura mínima diaria (Tm) registrada en la estación Tunuyán para igual intervalo de tiempo.

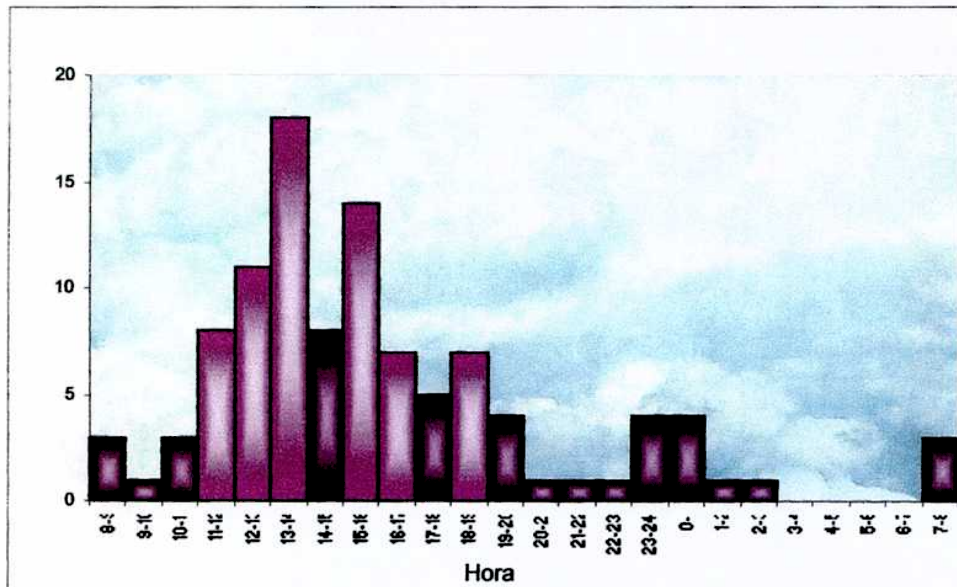


Figura 2.3: Distribución horaria del inicio de células de tormenta detectada por radar meteorológico en el período octubre- abril correspondiente a la temporada 2006-2007 (Fuente: Dirección de Contingencias Climáticas – Gov. Mendoza).

Los datos proporcionados por el radiosondeo fueron introducidos en el programa RAOB (RAwindsonde OBservation Program) que fue desarrollado por la empresa Environmental Research Services (ERS) ([www.raob.com](http://www.raob.com)) y es utilizado por el NCAR y otros centros de investigación para el análisis de datos de radiosondeo. De esta manera se obtuvieron los diferentes índices y variables consideradas en este estudio.

La muestra de datos consta de 713 días distribuidos de la siguiente manera:  
 413 días de tormenta  
 300 días de no-tormenta

Los días en los cuales se observaron datos faltantes en algunas variables e imágenes del radar, fueron eliminados del análisis.

No se consideraron en el análisis los índices que incluyen la cortante de viento por ser reducido el número de datos disponibles.

Tabla 2. 3: Variables que son obtenidas a partir del radiosondeo realizado en Cruz Negra a las 15 UTC, código de identificación y temperatura mínima registrada en la estación Tunuyán.

| Variable                                                                                            | Código     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Presión en superficie (hpa.)                                                                        | Ps         |
| Temperatura en superficie (°C)                                                                      | Ts         |
| Temperatura de rocío en superficie (°C)                                                             | Tsd        |
| Temp. Convección (°C)                                                                               | Tc         |
| Presión del nivel de condensación por convección (hpa.)                                             | CCLp       |
| Temperatura del nivel de condensación por convección (°C)                                           | CCLt       |
| Altura con respecto al nivel de la estación del nivel de condensación por convección (m)            | CCLa       |
| Altura con respecto al nivel de la estación de la isoterma de 0 °C (m)                              | HSIO0      |
| Altura con respecto al nivel de la estación de la isoterma de - 5 °C (m)                            | HISO-5     |
| Altura con respecto al nivel de la estación de la isoterma de - 10°C (m)                            | HISO-10    |
| Espesor 1000-500 (m)                                                                                | E 1000-500 |
| Temperatura del punto de rocío en 850 mb (°C)                                                       | Td850      |
| Altura con respecto al nivel de la estación del nivel de 0 °C de la temperatura de bulbo húmedo (m) | WBZ        |

Tabla 2. 4: Índices de Inestabilidad que son obtenidos a partir del radiosondeo realizado en Cruz Negra a las 15 UTC y código de abreviatura.

| Índice                                         | Código |
|------------------------------------------------|--------|
| Boyden Index                                   | BOYI   |
| Energía potencial convectiva disponible (j/kg) | CAPE   |
| Jefferson Index                                | JI     |
| Índice K                                       | KI     |
| Lifted Index                                   | LI     |
| Indice S                                       | SI     |
| Índice Showalter                               | SHI    |
| Índice Total Total                             | TT     |

## CAPITULO 3

### EVALUACION DE VARIABLES METEOROLÓGICAS E INDICES DE INESTABILIDAD

Con el objeto de obtener una medida cuantitativa del comportamiento de los índices y variables meteorológicas en la zona de estudio, se procedió a la obtención del umbral de separación entre los grupos tormenta - no tormenta y al análisis de sus histogramas de frecuencias. Dicho análisis permitirá seleccionar los mejores índices y conocer cuales son los intervalos de clases que presentan mayores frecuencias de acierto.

#### 3.1 Índices de precisión

Para analizar la calidad de un modelo de predicción dicotómico, es necesario disponer de una serie de indicadores estadísticos que den cuenta de los aciertos y de los fracasos, como así también de las falsas alarmas y de los sucesos imprevistos. Por este motivo, se han desarrollado numerosos índices que tratan de evaluar la bondad de ajuste de estos pronósticos. Todos aportan información sobre diferentes partes de la predicción y su cálculo dará una visión global de la calidad del modelo.

Para el cálculo de estos índices, se divide la base de datos en una tabla de contingencias (Collier and Lilley, 1994) en la cual se consigna el número de casos en los cuales el evento fue observado y/o pronosticado (Tabla 3.1). Esta tabla permite observar de una manera sintética el comportamiento del modelo desde el punto de vista predictivo. Los aciertos se corresponden con la traza de la matriz (A-D), mientras que los fracasos se corresponden con los elementos B y C.

Los índices de precisión son utilizados en meteorología para verificar la bondad de la predicción. Algunos autores los han usado para evaluar los pronósticos de ocurrencia de tormentas. (Jacovides and Yonetani, 1990; Lee and Passner, 1993; Collier and Lilley, 1994).

En predicciones y observaciones de tipo binario, existen varios parámetros que permiten evaluar la precisión de un modelo en sus diferentes facetas (Doswell III et al., 1990). La Tabla 3.2 presenta los índices de precisión usados mas frecuentemente, cada uno de ellos tiene ciertas ventajas y desventajas, y son frecuentemente ajustados para situaciones particulares.

Los índices POD, FAR Y CSI (Shaefer, 1990) solo proporcionan información sobre la eficiencia del método cuando los eventos ocurren y/o son pronosticados, pero no tienen en cuenta los aciertos en los eventos de no ocurrencia, por lo tanto presentan deficiencias cuando estos eventos son importantes.

El TSS fue propuesto por Peirce en 1884 (citado por Wilks, 1995). Ha sido muy utilizado en estadística y recomendado por Murphy y Daan (1985) como una formulación apropiada del Skill-Score (Doswell III et al, 1990).

El CSI (Schaefer, 1990) presenta la desventaja de sobreestimar la capacidad predictiva del sistema, aumentando dicha sobreestimación con la frecuencia de eventos observados. Este índice, por lo tanto, no es adecuado para comparar predicciones realizadas en lugares diferentes. La desventaja de usar el CSI en comparación con el TSS y el HSS, es que la predicción de los eventos nulos D no es considerada.

Tabla 3.1 Tabla de contingencias para un modelo de predicción de tormentas

|             |             | PREDICCIÓN |             |
|-------------|-------------|------------|-------------|
|             |             | Tormenta   | No Tormenta |
| OBSERVACIÓN | Tormenta    | A          | B           |
|             | No Tormenta | C          | D           |

El porcentaje de acierto se calcula como  $ACIERTO = (A+D)/N$ ;  $N=A+B+C+D$

### 3. 2 Umbral de separación entre grupos

Con el objeto de proporcionar una herramienta adicional al pronóstico de tormentas, se procedió a la obtención del valor umbral que separa las muestras de tormenta de las de no tormenta para cada una de las variables, mediante la aplicación del estadístico TSS.

Esta metodología fue utilizada por Huntrieser (1997) para la calibración de los índices de inestabilidad en Suiza. La técnica consiste en obtener el valor umbral para el cual el TSS alcanza su máximo. Los resultados se presentan en la Tabla 3.3

La Tabla 3.3 muestra resaltados los 5 índices de inestabilidad con mayor puntaje TSS y por lo tanto los más eficientes predictores individuales. Se observa que el umbral de separación entre grupos para el SHI es 4.3, valor ligeramente mayor al establecido para otras regiones. Se destacan los valores de FOM Y POD como indicadores de un buen predictor. El porcentaje de acierto es del 76.9 %. Estos valores son más eficientes que los obtenidos por Huntrieser (1997) en un estudio sobre las tormentas en Suiza, presentando un valor umbral igual a 3.9, un TSS de 0.491 y un FAR de 0.454. Dicho análisis se corresponde con el sondeo realizado a las 12:00 UTC.

El SHI (Hart and Korotky, 1991) se calcula mediante la diferencia entre la temperatura del entorno en el nivel de 500 hpa y la temperatura de una parcela que asciende adiabáticamente desde el nivel de 850 hpa hasta el nivel de 500 hpa. Existe posibilidad de tormentas para valores entre 1 y 3, aunque en estos casos se necesita un fuerte gatillo disparador de la convección. Valores entre 0 y -3 presentan una atmósfera inestable. La probabilidad de tormentas severas para valores menores o

iguales a -4 es elevada. Este índice no es representativo cuando entre el nivel de 850 hpa y 500 hpa se presenta una inversión térmica.

Tabla 3.2 Índices de precisión y siglas (en inglés) obtenidos de la tabla de contingencia, rango de valores y valor alcanzado cuando se produce una predicción perfecta.

| Índices de precisión             | Siglas | Cálculo                               | Rango  | Predicción perfecta |
|----------------------------------|--------|---------------------------------------|--------|---------------------|
| Frecuencia de Falsas Alarmas     | FAR    | $C/(A+C)$                             | 0 a 1  | 0                   |
| Frecuencia de imprevistos        | FOM    | $B/(A+B)$                             | 0 a 1  | 0                   |
| Probabilidad de detección        | POD    | $A/(A+B)$                             | 0 a 1  | 1                   |
| Probabilidad de un evento nulo   | PON    | $D/(C+D)$                             | 0 a 1  | 1                   |
| Estadístico de puntaje verdadero | TSS    | $A/(A+B) - C/(C+D)$                   | -1 a 1 | 1                   |
| Heidke skill score               | HSS    | $2*(AD-BC)/((A+B)(B+D) + (A+C)(C+D))$ | -1 a 1 | 1                   |
| Índice del suceso crítico        | CSI    | $A/(A+B+C)$                           | 0 a 1  | 1                   |

Los valores obtenidos para el TT (Miller, 1975) muestran una frecuencia de imprevistos (FOM) superior a la que presenta el SHI con un valor de 0.271. El umbral de separación entre grupos es de 44.7 y coincide aproximadamente con los obtenidos para otras regiones, en donde se estableció que existe potencial de tormentas débiles para valores mayores o iguales a 44. El PON y el FAR presentan valores mas eficientes que el SHI El porcentaje de acierto es de 74.6 %. Valores superiores a 44.7 indican probabilidad de tormentas. Este índice utiliza para su cálculo los mismos niveles de la atmósfera que el SHI, presentando un coeficiente de correlación de -0.97 (Tabla 3.4) y es utilizado para identificar potenciales áreas de desarrollo de tormentas. En su cálculo interviene la temperatura en 500 hpa, la temperatura y la temperatura de rocío en 850 hpa. Según Miller (1975) valores cercanos a 44 indican potencial débil de ocurrencia de tormentas; iguales a 50, probabilidad de tormentas moderadas y mayores a 55, probabilidad de tormentas muy fuertes.

Tabla 3.3: Índices de precisión y valor umbral de separación entre los episodios de tormenta - no tormenta obtenido para cada uno de las variables analizadas. Los valores resaltados corresponden a los índices con mayor puntaje TSS.

| Índice     | Valor umbral | FOM   | POD   | PON   | FAR   | HSS   | TSS          | % Acierto |
|------------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------------|-----------|
| SHI        | <= 4.3       | 0.148 | 0.852 | 0.653 | 0.228 | 0.516 | <b>0.506</b> | 76.9      |
| TT         | >= 44.7      | 0.271 | 0.729 | 0.77  | 0.186 | 0.489 | <b>0.499</b> | 74.6      |
| LI         | <=2.7        | 0.157 | 0.843 | 0.655 | 0.23  | 0.505 | <b>0.496</b> | 76.3      |
| CAPE       | >=19.0       | 0.332 | 0.668 | 0.807 | 0.174 | 0.458 | <b>0.475</b> | 72.6      |
| SI         | >=35.0       | 0.383 | 0.617 | 0.807 | 0.185 | 0.406 | <b>0.424</b> | 69.7      |
| JI         | >=25.0       | 0.312 | 0.688 | 0.73  | 0.222 | 0.409 | 0.418        | 70.5      |
| KI         | >= 23.2      | 0.341 | 0.659 | 0.74  | 0.223 | 0.387 | 0.399        | 69.3      |
| CCLp       | >=600        | 0.215 | 0.785 | 0.593 | 0.274 | 0.384 | 0.378        | 70.4      |
| CCLa       | <=3703.0     | 0.153 | 0.847 | 0.53  | 0.287 | 0.391 | 0.377        | 71.4      |
| CCLt       | >=2.5        | 0.385 | 0.615 | 0.747 | 0.23  | 0.348 | 0.362        | 67        |
| Td 850     | >=7.2        | 0.453 | 0.547 | 0.813 | 0.199 | 0.34  | 0.361        | 65.9      |
| Tsd        | >=9.1        | 0.348 | 0.598 | 0.75  | 0.233 | 0.334 | 0.348        | 66.2      |
| Tm         | >=9.4        | 0.213 | 0.787 | 0.527 | 0.213 | 0.322 | 0.314        | 67.7      |
| Ps         | <=913.0      | 0.346 | 0.654 | 0.62  | 0.297 | 0.27  | 0.274        | 64        |
| Ts         | >=23.0       | 0.276 | 0.724 | 0.547 | 0.313 | 0.273 | 0.271        | 64.9      |
| BOYDEN     | >=95.7       | 0.252 | 0.748 | 0.52  | 0.318 | 0.273 | 0.268        | 65.2      |
| WBZ        | >=2164.0     | 0.165 | 0.835 | 0.417 | 0.335 | 0.265 | 0.252        | 66.0      |
| Tc         | <=36.0       | 0.162 | 0.838 | 0.400 | 0.342 | 0.251 | 0.238        | 65.4      |
| E 1000-500 | >=5730.0     | 0.523 | 0.477 | 0.713 | 0.304 | 0.18  | 0.19         | 57.6      |
| HISO0      | >=2990.0     | 0.196 | 0.804 | 0.3   | 0.387 | 0.11  | 0.104        | 59.2      |
| HISO-10    | <=4720.0     | 0.552 | 0.448 | 0.597 | 0.395 | 0.043 | 0.045        | 51        |
| HISO-5     | <=4023.0     | 0.584 | 0.416 | 0.597 | 0.413 | 0.012 | 0.013        | 49.2      |

El LI (Johns and Doswell,1992)presenta valores en sus índices de precisión similares a los obtenidos para el SHI, aunque el porcentaje de acierto es sensiblemente inferior. Fue desarrollado a mediados de los años 50 y surgió ante la limitación que tiene el SHI de no estimar el calentamiento diurno. Valores entre 0 y -2 indican probables tormentas, aunque se necesita un fuerte gatillo disparador; valores entre -3 y -5 indican alta probabilidad de tormentas y valores menores a -5 indican condiciones muy inestables con fuerte potencial de ocurrencia de tormentas.

En este trabajo se determinó que valores menores o iguales a 2.7 indican probabilidad de tormentas (Tabla 3.3). El umbral obtenido es superior a lo establecido para otras regiones. El porcentaje de acierto es de 76.3% y el coeficiente de correlación con el SHI es de 0.94. A pesar de que este índice considera los efectos de superficie, se puede dar el caso de que por convergencia en niveles intermedios se den condiciones de inestabilidad y ascenso desde otros niveles.

El CAPE (Moncrieff and Miller, 1976; Doswell and Rasmussen, 1994),que en este trabajo está calculado a partir del nivel de libre convección, presenta altos valores de imprevistos (FOM), la probabilidad de detección (POD) desciende a 0.66. Los valores de PON y FAR son mejores que los obtenidos para los índices analizados anteriormente. Algunos autores sugieren que este índice está estrechamente relacionado con la ocurrencia de tormentas severas (López, 2001) y por lo tanto no debería ser usado para el pronóstico de tormentas ordinarias Huntrieser (1997). En este trabajo, solo se determinó el día con ocurrencia de

tormentas, sin importar su intensidad. Esta sería una posible explicación de los regulares resultados encontrados para este índice.

Tabla 3.4: Matriz de correlación entre variables meteorológicas e índices de inestabilidad

|            | WBZ         | Td 850       | BOYDEN | CAPE  | JI    | KI          | LI           | SI           | SHI          | TT           | Tm    |
|------------|-------------|--------------|--------|-------|-------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|
| P          | 0.06        | -0.06        | -0.09  | 0.03  | -0.02 | -0.05       | 0.11         | -0.06        | 0.22         | -0.21        | 0.06  |
| T          | 0.55        | 0.24         | 0.64   | 0.38  | 0.01  | 0.22        | -0.50        | 0.16         | -0.46        | 0.37         | 0.19  |
| Tsd        | 0.68        | <b>0.91</b>  | 0.13   | 0.62  | 0.20  | 0.56        | <b>-0.71</b> | 0.43         | -0.65        | 0.53         | 0.60  |
| Tc         | 0.23        | -0.22        | -0.03  | -0.02 | -0.21 | -0.42       | 0.23         | -0.52        | 0.28         | -0.36        | -0.16 |
| CCLp       | 0.22        | 0.69         | 0.04   | 0.32  | 0.27  | 0.63        | -0.48        | 0.61         | -0.53        | 0.52         | 0.46  |
| CCLt       | 0.59        | <b>0.96</b>  | 0.11   | 0.54  | 0.25  | 0.67        | -0.66        | 0.55         | -0.69        | 0.59         | 0.61  |
| CCLa       | -0.20       | <b>-0.70</b> | -0.06  | -0.32 | -0.27 | -0.64       | 0.51         | -0.63        | 0.56         | -0.55        | -0.45 |
| HISO 0     | 0.71        | 0.39         | 0.00   | 0.25  | -0.05 | 0.01        | -0.17        | -0.19        | -0.13        | -0.03        | 0.28  |
| HISO -5    | 0.50        | 0.28         | -0.12  | 0.14  | -0.05 | -0.03       | 0.03         | -0.22        | 0.05         | -0.18        | 0.24  |
| HISO -10   | 0.51        | 0.29         | -0.12  | 0.12  | -0.06 | -0.02       | 0.06         | -0.23        | 0.09         | -0.22        | 0.26  |
| E 1000-500 | <b>0.74</b> | 0.44         | 0.28   | 0.38  | -0.01 | 0.14        | -0.37        | -0.03        | -0.35        | 0.19         | 0.30  |
| WBZ        | 1.00        | 0.67         | 0.26   | 0.36  | 0.14  | 0.55        | -0.43        | 0.35         | -0.42        | 0.28         | 0.60  |
| Td 850     | 0.67        | 1.00         | 0.11   | 0.55  | 0.22  | 0.64        | -0.65        | 0.50         | <b>-0.71</b> | 0.59         | 0.60  |
| BOYDEN     | 0.26        | 0.11         | 1.00   | 0.27  | 0.12  | 0.58        | -0.51        | 0.62         | -0.49        | 0.49         | 0.17  |
| CAPE       | 0.36        | 0.55         | 0.27   | 1.00  | 0.15  | 0.37        | -0.67        | 0.33         | -0.59        | 0.51         | 0.35  |
| JI         | 0.14        | 0.22         | 0.12   | 0.15  | 1.00  | 0.35        | -0.23        | 0.36         | -0.26        | 0.25         | 0.19  |
| KI         | 0.55        | 0.64         | 0.58   | 0.37  | 0.35  | 1.00        | -0.59        | <b>0.95</b>  | -0.64        | 0.62         | 0.59  |
| LI         | -0.43       | -0.65        | -0.51  | -0.67 | -0.23 | -0.59       | 1.00         | -0.64        | <b>0.94</b>  | <b>-0.91</b> | -0.39 |
| SI         | 0.35        | 0.50         | 0.62   | 0.33  | 0.36  | <b>0.95</b> | -0.64        | 1.00         | <b>-0.70</b> | <b>0.73</b>  | 0.46  |
| SHI        | -0.42       | <b>-0.71</b> | -0.49  | -0.59 | -0.26 | -0.64       | <b>0.94</b>  | <b>-0.70</b> | 1.00         | <b>-0.97</b> | -0.37 |
| TT         | 0.28        | 0.59         | 0.49   | 0.51  | 0.25  | 0.62        | <b>-0.91</b> | <b>0.73</b>  | <b>-0.97</b> | 1.00         | 0.28  |
| Tm         | 0.60        | 0.60         | 0.17   | 0.35  | 0.19  | 0.59        | -0.39        | 0.46         | -0.37        | 0.28         | 1.00  |

El SI se perfila como el quinto mejor índice obtenido mediante la aplicación de esta técnica. Fue desarrollado por el German Military Geophysical Office y es principalmente usado para determinar el potencial de tormentas en los meses de verano. Se caracteriza porque introduce la depresión del punto de rocío en 700 hpa, además de incluir en sus cálculos los mismos parámetros que el índice TT. Valores entre 40 y 46 indican probabilidad de tormentas, mientras que valores superiores a 46 indican alta probabilidad de tormentas.

En este trabajo se obtuvieron altos valores de PON, la frecuencia de falsas alarmas es baja y la probabilidad de acierto es de casi el 70%. Valores mayores o iguales a 35 indican probabilidad de tormentas. A pesar de ser un índice que aporta más información que el SHI, LI y el TT, el TSS es inferior a los que presentan estos índices.

El JI (Jefferson, 1963) y el KI (Hart and Korotky, 1991) presentan probabilidades de detección de 0.68 y 0.65 respectivamente y la frecuencia de imprevistos (FOM) es más alta que las obtenidas para los tres primeros índices analizados anteriormente, lo que implica cierta restricción en cuanto a su uso. Estos índices presentan buena probabilidad de detección de episodios de no-tormenta, el porcentaje de acierto es del 70%. El coeficiente de correlación entre el KI y el SI es de 0.95.

El JI fue testeado y usado en zonas áridas y marítimas y por lo tanto los valores umbrales deben ser ajustado a las condiciones locales. En su cálculo incorpora la temperatura potencial de bulbo húmedo en 850 hpa., la temperatura en 500 hpa y la depresión del punto de rocío en 700 hpa. Valores de 25 o 28 están asociados a la presencia de tormentas de masa de aire. En este trabajo, el valor umbral fue establecido en 25 y coincide con los obtenidos para otras regiones. El KI se caracteriza porque introduce la depresión del punto de rocío en 700 hpa. y funciona mejor en casos de convección no severa. Es un índice importante para el pronóstico de precipitaciones intensas y no es representativo cuando el nivel de 850 esta cerca de superficie. Valores entre 20 y 25 indican probabilidad de tormentas; entre 20 y 30, tormentas dispersas y mayores a 35, tormentas generales. El umbral de separación entre grupos obtenido en este estudio fue establecido en 23.2

Tabla 3.5: Matriz de correlación entre variables meteorológicas e índices de inestabilidad.

|                   | Ps    | Ts          | Tsd          | Tc           | CCLp         | CCLt         | CCLa         | HISO 0 | HISO -5     | HISO -10    | E 1000 -500 |
|-------------------|-------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------|-------------|-------------|-------------|
| <b>Ps</b>         | 1.00  | -0.21       | 0.14         | -0.03        | 0.12         | 0.04         | -0.05        | -0.02  | 0.04        | 0.06        | -0.18       |
| <b>Ts</b>         | -0.21 | 1.00        | 0.26         | 0.53         | -0.29        | 0.10         | 0.28         | 0.61   | 0.32        | 0.31        | 0.85        |
| <b>Tsd</b>        | 0.14  | 0.26        | 1.00         | -0.17        | 0.65         | <b>0.92</b>  | -0.64        | 0.43   | 0.29        | 0.31        | 0.46        |
| <b>Tc</b>         | -0.03 | 0.53        | -0.17        | 1.00         | <b>-0.84</b> | -0.42        | <b>0.85</b>  | 0.66   | 0.46        | 0.44        | 0.63        |
| <b>CCLp</b>       | 0.12  | -0.29       | 0.65         | <b>-0.84</b> | 1.00         | <b>0.83</b>  | -1.00        | -0.24  | -0.16       | -0.13       | -0.23       |
| <b>CCLt</b>       | 0.04  | 0.10        | <b>0.92</b>  | -0.42        | <b>0.83</b>  | 1.00         | <b>-0.84</b> | 0.24   | 0.18        | 0.20        | 0.28        |
| <b>CCLa</b>       | -0.05 | 0.28        | -0.64        | <b>0.85</b>  | -1.00        | <b>-0.84</b> | 1.00         | 0.26   | 0.17        | 0.15        | 0.23        |
| <b>HISO 0</b>     | -0.02 | 0.61        | 0.43         | 0.66         | -0.24        | 0.24         | 0.26         | 1.00   | 0.62        | 0.62        | <b>0.87</b> |
| <b>HISO -5</b>    | 0.04  | 0.32        | 0.29         | 0.46         | -0.16        | 0.18         | 0.17         | 0.62   | 1.00        | <b>0.98</b> | 0.57        |
| <b>HISO -10</b>   | 0.06  | 0.31        | 0.31         | 0.44         | -0.13        | 0.20         | 0.15         | 0.62   | <b>0.98</b> | 1.00        | 0.56        |
| <b>E 1000-500</b> | -0.18 | <b>0.85</b> | 0.46         | 0.63         | -0.23        | 0.28         | 0.23         | 0.87   | 0.57        | 0.56        | 1.00        |
| <b>WBZ</b>        | 0.06  | 0.55        | 0.68         | 0.23         | 0.22         | 0.59         | -0.20        | 0.71   | 0.50        | 0.51        | <b>0.74</b> |
| <b>Td 850</b>     | -0.06 | 0.24        | <b>0.91</b>  | -0.22        | 0.69         | <b>0.96</b>  | -0.70        | 0.39   | 0.28        | 0.29        | 0.44        |
| <b>BOYDEN</b>     | -0.09 | 0.64        | 0.13         | -0.03        | 0.04         | 0.11         | -0.06        | 0.00   | -0.12       | -0.12       | 0.28        |
| <b>CAPE</b>       | 0.03  | 0.38        | 0.62         | -0.02        | 0.32         | 0.54         | -0.32        | 0.25   | 0.14        | 0.12        | 0.38        |
| <b>JI</b>         | -0.02 | 0.01        | 0.20         | -0.21        | 0.27         | 0.25         | -0.27        | -0.05  | -0.05       | -0.06       | -0.01       |
| <b>KI</b>         | -0.05 | 0.22        | 0.56         | -0.42        | 0.63         | 0.67         | -0.64        | 0.01   | -0.03       | -0.02       | 0.14        |
| <b>LI</b>         | 0.11  | -0.50       | <b>-0.71</b> | 0.23         | -0.48        | -0.66        | 0.51         | -0.17  | 0.03        | 0.06        | -0.37       |
| <b>SI</b>         | -0.06 | 0.16        | 0.43         | -0.52        | 0.61         | 0.55         | -0.63        | -0.19  | -0.22       | -0.23       | -0.03       |
| <b>SHI</b>        | 0.22  | -0.46       | -0.65        | 0.28         | -0.53        | -0.69        | 0.56         | -0.13  | 0.05        | 0.09        | -0.35       |
| <b>TT</b>         | -0.21 | 0.37        | 0.53         | -0.36        | 0.52         | 0.59         | -0.55        | -0.03  | -0.18       | -0.22       | 0.19        |
| <b>Tm</b>         | 0.06  | 0.19        | 0.60         | -0.16        | 0.46         | 0.61         | -0.45        | 0.28   | 0.24        | 0.26        | 0.30        |

Las variables relacionadas con el CCL (altura, temperatura y presión) muestran resultados menos eficientes en la separación de grupos que los índices analizados anteriormente. A pesar de ser un parámetro que integra el contenido de humedad en capas bajas y la temperatura del entorno en la baja troposfera, no presenta los resultados obtenidos para los índices de inestabilidad clásicos, debido probablemente a que no incluye en sus cálculos la temperatura en 500 hpa, variable que se presenta como fundamental en los procesos relacionados con la aparición de convección. Valores de CCLt mayores o iguales a 2.5°C indican probabilidad de tormentas con un POD de 0.61 y un PON de 0.74, mientras que valores de CCLa

inferiores a 3700 m están asociadas a la aparición de convección. El TSS varía entre 0.352 y 0.378.

El análisis de los datos de superficie (tabla 3.3) muestra resultados no satisfactorios. La  $T_c$ , que es valorada por algunos autores como un buen estimador de la ocurrencia de tormentas, presenta altos valores de falsas alarmas (0.342) con una probabilidad de acierto de 65.4% y un TSS de 0.238. El umbral obtenido para este parámetro sugiere que para valores menores a 36.0°C existe probabilidad de tormentas, aunque en este caso debería combinarse la información con la obtenida por otros predictores. Valores superiores a 36.0°C están asociados a una atmósfera con poco contenido de humedad en capas bajas y alta temperatura en la baja y media troposfera, producto de la presencia de una cuña.

Valores de temperatura de rocío ( $T_{sd}$ ) superiores a 9.0°C indican que la atmósfera presenta niveles de humedad aptos para iniciar la convección. El POD es de 0.598, el FAR de 0.233 y el porcentaje de acierto obtenido es del 66%.

La HISO0 presenta valores de FAR muy elevados y por lo tanto no es conveniente su uso como predictor individual. La probabilidad de detección para los casos de no-tormenta es muy baja, y el porcentaje de aciertos es del 59%. Valores superiores a 2990 m indican probabilidad de tormentas. Por otro lado, la HISO-5 y la HISO-10 presentan valores muy bajos de TSS y de HSS, confirmando que su uso como predictores individuales de la actividad convectiva no es adecuado. A diferencia de la HISO0, la probabilidad de tormentas se produce cuando el valor alcanzado es inferior al umbral establecido, insinuando la presencia de aire frío en capas medias de la atmósfera característico de los procesos convectivos.

Valores de presión menores o iguales a 913 hpa. indican un 65 % de probabilidad de que se registren tormenta. El umbral establecido solo debe aplicarse a los datos de presión obtenidos en Cruz Negra, debido a que esta localidad se encuentra ubicada a 895 m sobre el nivel del mar. Los valores extremos para este parámetro oscilan entre 899 y 948 hpa. Valores de presión inferiores a 913 hpa están asociados a situaciones de tormenta.

A pesar de que la temperatura mínima es valorada por algunos autores como una variable eficiente para el pronóstico de la actividad convectiva (Sánchez et al., 1998a; Dessens, 1995), en este estudio los valores obtenidos la presentan como un predictor individual no apto. Este hecho podría estar asociado a que durante una onda de calor se registran altos valores de este parámetro asociados a la presencia de una cuña en capas medias de la troposfera, sin desarrollo de convección; mientras que la presencia de nubosidad en horas de la noche impide el descenso de la temperatura después del pasaje de un sistema frontal. La probabilidad de detección para el caso de no tormenta es del 53%.

Los valores TSS obtenidos para los índices clásicos en nuestra zona de estudio, son ligeramente superiores a los establecidos por Huntrieser et al (1997) en un trabajo realizado para la verificación de los índices de inestabilidad en ciertas regiones de Suiza. Valores de TSS iguales a 0.491 fueron establecidos para el SHI con una probabilidad de detección de 0.78, un FAR de 0.454 y un valor umbral de 3.9.

Del análisis de las variables evaluadas anteriormente se deduce que en caso de no disponer de la información necesaria para el cálculo de las funciones discriminantes, ciertos índices podrían ser usados como predictores individuales con resultados satisfactorios. Ellos son: Índice showalter, Lifted index y el Total Total.

### 3.3 Histogramas de frecuencias

Los histogramas de frecuencias resultan de gran utilidad práctica, debido a que evalúan el poder discriminante de las variables (en el caso de modelos dicotómicos) y la probabilidad de ocurrencia de tormentas para varios rangos de valores. Esta técnica fue aplicada por Grosh and Morgan 1975, Mahrt 1977, Modahl 1979, McCoy 1986 (citados por Huntrieser 1997) para la determinación del umbral de separación entre grupos de determinados eventos y la obtención de probabilidades para cada intervalo de frecuencia. Los histogramas de frecuencia fueron construidos utilizando el total de la muestra.

Se aplicó el test de Kolmogorov-Smirnov para determinar la normalidad de las distintas variables. Solo seis resultaron adecuarse a esta distribución en ambos grupos con un nivel de significación del 5% (Tabla 3.6).

Del análisis efectuado se extraen las siguientes conclusiones:

#### 3.3.1 Índice showalter (SHI) (Figura 3.1)

- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores negativos. El intervalo (-2; 1] contiene el mayor número de observaciones (40% de los casos).
- Las situaciones de no-tormenta están asociadas a valores positivos. Las mayores observaciones se ubican en el intervalo (5; 9] representando una frecuencia del 39%.
- El intervalo (4; 5] presenta incertidumbre ya que el número de observaciones en los grupos tormenta - no tormenta son similares, y por lo tanto podría considerarse como umbral de separación entre los mismos.

Tabla 3.6: Aplicación del Test de Kolmogorov-Smirnov para la determinación de la bondad de ajuste de las variables e índices obtenidos del radiosondeo a una distribución normal en los grupos tormenta - no tormenta, aplicado al total de la muestra. Los valores resaltados corresponden a las variables con ajuste normal en ambos grupos a un nivel de significación del 5%.

| Variable   | Tormenta |           | No tormenta |           |
|------------|----------|-----------|-------------|-----------|
|            | Z        | Niv. Sig. | Z           | Niv. Sig. |
| P          | 5.14     | 0.00      | 3.61        | 0.00      |
| T          | 1.85     | 0.00      | 0.73        | 0.66      |
| Td         | 1.17     | 0.13      | 0.71        | 0.69      |
| Tc         | 1.39     | 0.04      | 1.51        | 0.02      |
| CCLp       | 0.92     | 0.36      | 2.02        | 0.00      |
| CCLt       | 1.31     | 0.07      | 0.77        | 0.59      |
| CCLa       | 0.80     | 0.55      | 1.51        | 0.02      |
| HISO 0     | 1.99     | 0.00      | 1.84        | 0.00      |
| HISO -5    | 1.30     | 0.07      | 2.82        | 0.00      |
| HISO -10   | 0.86     | 0.45      | 2.72        | 0.00      |
| E 1000-500 | 1.46     | 0.03      | 1.17        | 0.13      |
| WBZ        | 1.10     | 0.18      | 1.75        | 0.00      |
| Td 850     | 1.61     | 0.01      | 0.93        | 0.35      |
| BOYDEN     | 1.34     | 0.06      | 1.14        | 0.15      |
| CAPE       | 4.44     | 0.00      | 7.12        | 0.00      |
| JI         | 6.54     | 0.00      | 1.95        | 0.00      |
| KI         | 1.68     | 0.01      | 1.58        | 0.01      |
| LI         | 1.36     | 0.05      | 0.59        | 0.87      |
| SI         | 1.76     | 0.00      | 1.32        | 0.06      |
| SHI        | 1.45     | 0.03      | 0.60        | 0.87      |
| TT         | 1.12     | 0.17      | 0.73        | 0.66      |
| Tm         | 0.97     | 0.30      | 0.71        | 0.70      |

### 3.3.2 Índice Total Total (TT) (Figura 3.2)

- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores mayores a 44. El intervalo (44; 52] contiene el mayor número de eventos (58% de los casos), representando una probabilidad del 77%.
- Las situaciones de no-tormenta están asociadas a valores bajos de este índice. Las mayores frecuencias se ubican en el intervalo (36; 40] representando un 24% del total.
- El intervalo (40; 42] representa el umbral de separación entre grupos.

### 3.3.3 Lifted Index (LI) (Figura 3.3)

- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores negativos. El intervalo (-3; -1] contiene el mayor número de observaciones (25% de los casos), representando una probabilidad del 82%. Valores menores o iguales a 0 presentan alta frecuencia de tormenta (62%) que están vinculados a una atmósfera inestable con alto contenido de humedad en capas bajas y un enfriamiento en 500 hpa, producto de la aproximación de una vaguada.
- Para las situaciones de no tormenta se destacan los intervalos (3; 4] y (5; 6].

- Valores superiores a 10 están asociados a una atmósfera estable y por lo tanto, la probabilidad de tormentas es muy baja.
- El intervalo (2; 3] presenta valores similares para ambos grupos, representando el umbral de separación entre los mismos.

#### 3.3.4 CAPE (Figura 3.4)

- El histograma de frecuencias presenta altas probabilidades de que se registren tormentas para valores mayores o iguales a 600 J/kg. Valores menores o iguales a 200 J/kg representan un 88% de los casos de no ocurrencia de tormentas.

#### 3.3.5 S Index (SI) (Figura 3.5)

- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores superiores a 35. El intervalo (38; 44] contiene el mayor número de eventos, representando una frecuencia del 30%.
- Las situaciones de no tormenta están asociadas a valores menores o iguales a 20.
- El intervalo (26; 29] presenta incertidumbre ya que el número de observaciones para ambos grupos son similares, y por lo tanto podría considerarse como umbral de separación entre los mismos.

#### 3.3.6 Jefferson Index (JI) (Figura 3.6)

- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores superiores a 25. El intervalo (27; 31] contiene el mayor número de eventos, representando una frecuencia del 36%.
- Este índice presenta alta probabilidad de tormentas para valores mayores a 27, coincidiendo con el establecido por Jefferson (1963) que propuso valores entre 27 y 28 para la iniciación de tormentas de masa de aire.
- El intervalo (21; 23] presenta valores similares para ambos grupos y por lo tanto representa el umbral de separación entre los mismos.
- Las situaciones de no tormenta están asociadas a valores menores a 19. Las mayores observaciones se ubican en el intervalo (19; 21] representando una frecuencia del 17%.
- Este índice posee bajo poder discriminante.

#### 3.3.7 K index (KI) (Figura 3.7)

Es una medida de potenciales tormentas en base al gradiente vertical de temperatura, el contenido de humedad en la baja atmósfera y la extensión vertical de la capa húmeda

- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores superiores a 24. El intervalo (26; 34] contiene el mayor número de eventos, representando una frecuencia del 41%. Valores superiores a 32 indican alta probabilidad de tormentas. Estos resultados coinciden, aproximadamente, con los

establecidos por Whiting (Simonelli, 2001) quien indico que existe potencial de tormentas aisladas en el rango [20, 25) y numerosas tormentas para valores mayores o iguales a 35.

- El umbral de separación entre grupos se corresponde con el intervalo (22, 24].
- La discriminación entre los episodios tormenta - no tormenta no esta claramente definida para el rango (16, 20], y por lo tanto debe tenerse cierto cuidado con la utilización de estos valores. Este índice muestra menor poder discriminante que los analizados anteriormente.
- Valores inferiores a 12 están asociados a situaciones de no tormenta.

### **3.3.8 Temperatura de rocío (Tsd). (Figuras 3.8)**

- Presenta un histograma de frecuencias altamente superpuesto en ambos grupos para valores inferiores a 10.0°C, lo que indica que dicha variable no es recomendable para su uso como predictor individual.
- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores mayores a 10.0°C. Temperaturas mayores o iguales a 12.0°C representan una frecuencia del 38%.
- Para las situaciones de no-tormenta se destacan las temperaturas menores o iguales a 5.0°C

### **3.3.9 Temperatura de rocío Td 850. (Figura 3.9)**

- Presenta bajo poder discriminante.
- El intervalo (7, 10] contiene las mayores observaciones para los casos de tormentas, representando una frecuencia del 31%.
- Las mayores frecuencias para los casos de no-tormenta (23%) se ubican en el intervalo (2, 5].
- Presenta alto coeficiente de correlación con el CCI<sub>t</sub> (0.96) debido a que esta variable incorpora la td 850 en sus cálculos.

### **3.1.10 Temperatura de convección (Tc) (Figura 3.10)**

- La T<sub>c</sub>, que es valorada por algunos autores como un buen predictor de tormentas, muestra un histograma de frecuencias superpuesto para ambos grupos y por lo tanto, al igual que la temperatura de rocío, no es aconsejable su uso como predictor individual por su bajo poder discriminante.
- Las mayores frecuencias de ocurrencia de tormentas (55% de los casos registrados) se ubican en el intervalo (30.0, 36.0]. Altos valores de temperatura de convección están asociados a una atmósfera con bajo contenido de vapor de agua en capas bajas y presencia de cuña anticiclónica en 500 hpa, característicos de una atmósfera estable.
- Las mayores frecuencias de no tormentas (45% de los casos registrados) se ubican en el intervalo (32.0, 40.0].

#### **3.3.11 Altura del nivel de condensación por convección (CCLa) (Figura 3.11)**

- Presenta un histograma de frecuencias con poca separación entre grupos, y por lo tanto con bajo poder discriminante.
- El intervalo (2200-3400] agrupa un 46 % de los casos de tormentas, representando las mayores frecuencias.
- Las situaciones de no tormenta están asociadas a valores mayores a 4200 m.
- Esta variable está estrechamente vinculada con la temperatura de convección presentando un coeficiente de correlación de 0.85.

#### **3.3.12 Temperatura del nivel de condensación por convección (CCLt) (Figura 3.12)**

- La máxima frecuencia de tormentas se ubica en el rango (6, 8], representando un 18% del total. La probabilidad de ocurrencia de tormentas para este intervalo es del 78%. Valores mayores a 10.0°C indican una probabilidad del 81%.
- Las mayores frecuencias de no-tormentas se ubican en el intervalo (0, 4], representando 10% de los casos. Estos valores están asociados a una situación post frontal o a la presencia de un centro de alta presión en superficie.
- Esta variable posee bajo poder discriminante.

#### **3.3.13 Altura de la isoterma de 0°C (Figura 3.13)**

- Presenta un histograma de frecuencias totalmente superpuesto para ambos grupos y por lo tanto no posee capacidad discriminante.
- Las mayores frecuencias de ocurrencia de tormentas se encuentran en el intervalo (3300, 3700] lo que indica la presencia de una atmósfera cálida característica de los procesos preconvectivos.
- Valores por debajo de 3000 m están asociados a la presencia de una masa de aire fría producto de la irrupción de un frente frío o un centro de alta presión en superficie. En estos casos, la probabilidad de ocurrencia de tormentas es baja.

#### **3.3.14 Espesor 1000 – 500 hpa. (Figura 3.14)**

- Presenta bajo poder discriminante.
- Las mayores probabilidades de tormenta se encuentran en el intervalo (5720, 5740] con una frecuencia del 35%. Estos valores de espesor están en relación con la presencia de aire cálido, generalmente asociado a una circulación de vientos del norte o noreste, característico de eventos propicios a generar convección.
- Las mayores frecuencias de no tormenta se ubican en el intervalo (5680, 5740] representando un 37% del total.

### 3.3.15 Altura del 0°C de la temperatura de bulbo húmedo (WBZ). (Figura 3.15)

- Presenta bajo poder discriminante.
- Presenta mayor probabilidad de tormentas entre los 2600 y 2800 m.
- Altos valores de WBZ están asociados a la presencia de aire húmedo característicos de los ambientes preconvectivos.
- Para las situaciones de no tormenta se destacan los intervalos (2300, 2500] y (2700, 2800].

### 3.3.16 Temperatura mínima (Tm). (Figura 3.16)

- Presenta bajo poder discriminante.
- El histograma de frecuencias correspondiente a esta variable presenta el mayor número de casos para las situaciones de tormenta en el rango (10, 16] representando un 65% del total.
- Para las situaciones de no tormenta se destaca el intervalo (6, 8] representando una frecuencia del 20%.

### 3.3.17 Presión (Ps). (Figura 3.17)

- Las situaciones de tormenta están asociadas a valores pequeños de este parámetro. El intervalo (907, 913] representa el 53% de los casos observados.
- Las mayores situaciones de no tormenta se corresponden con el intervalo (913, 916] representando una frecuencia del 33%.
- Las tormentas observadas en el intervalo (931, 943] se corresponden con situaciones post -frontales asociadas al resto de una vaguada en 500 hpa.

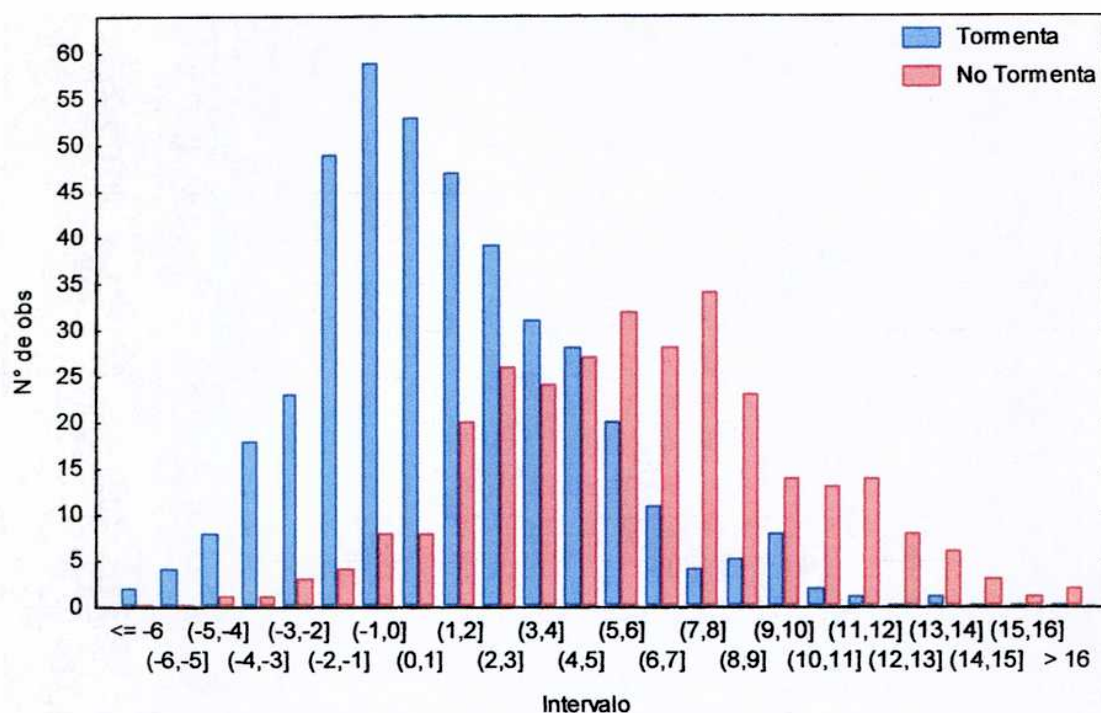
### 3.3.18 Temperatura (Ts). (Figura 3.18)

- Bajo poder discriminante
- El intervalo (26, 28] contiene el mayor número de frecuencias de ocurrencia de tormentas (32%).

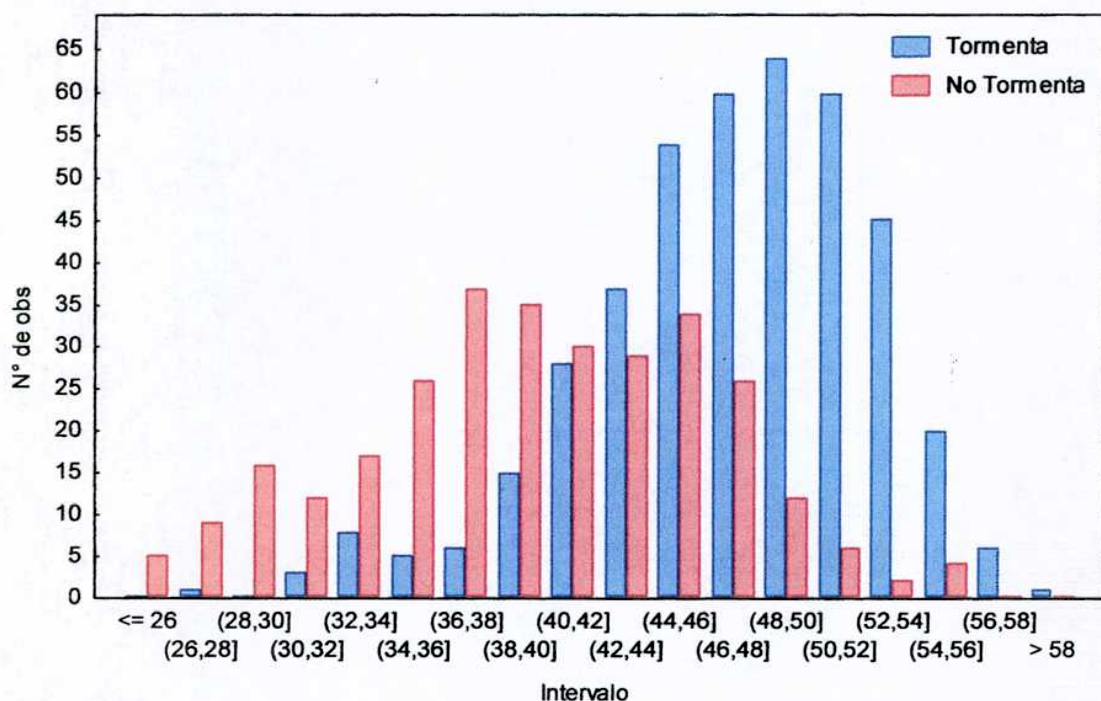
#### Conclusiones:

- Del análisis realizado se deduce que los índices de inestabilidad clásicos son mejores predictores de la actividad convectiva que el uso de variables individuales.
- Se destacan el SHI, el TT y el LI como aptos para el pronóstico de tormentas en el área de estudio, presentando porcentajes de aciertos superiores al 76% y altos coeficientes de correlación.
- El CAPE presenta resultados no satisfactorios, y no debería ser utilizado para el pronóstico de tormentas ordinarias.

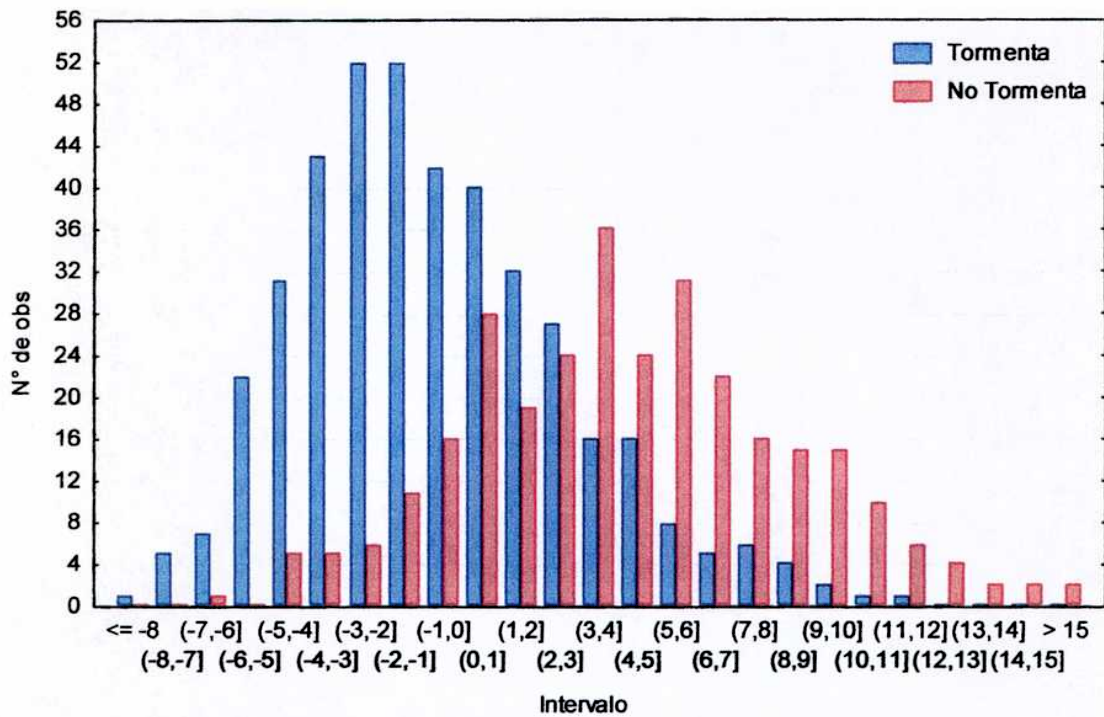
- Las variables de superficie ( $P_s$ ,  $T_s$ ,  $T_{sd}$ ,  $T_m$ ), así como también las alturas de las isothermas, no son aptas para ser utilizadas como predictores individuales debido a su bajo poder discriminante.



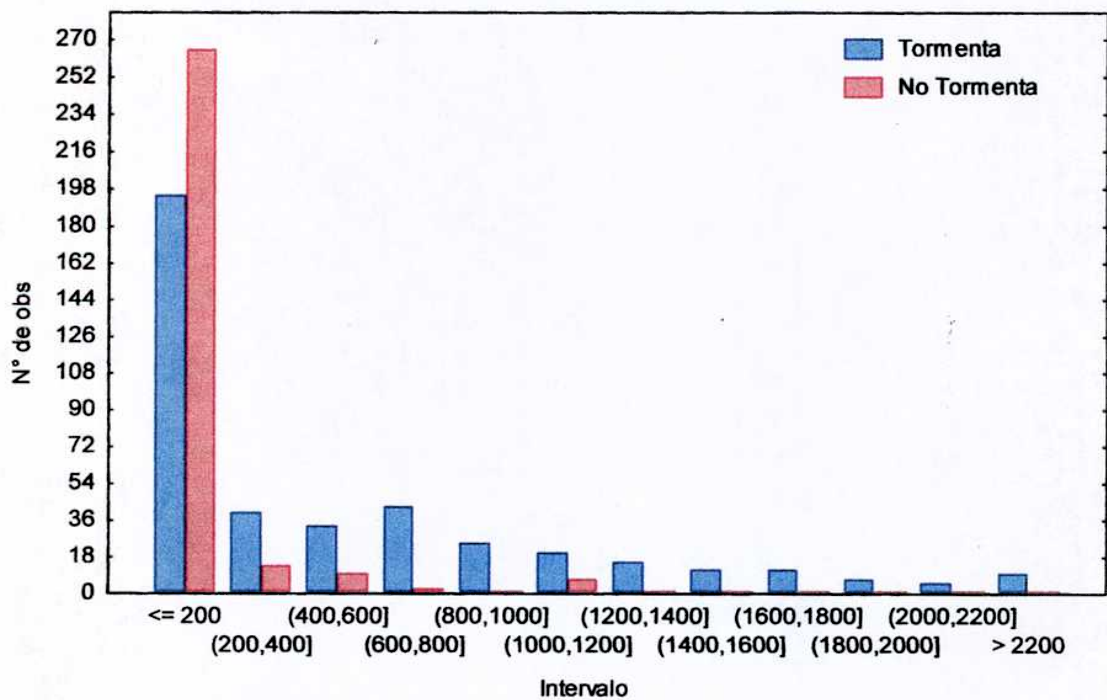
**Figura 3.1** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al índice Showalter.



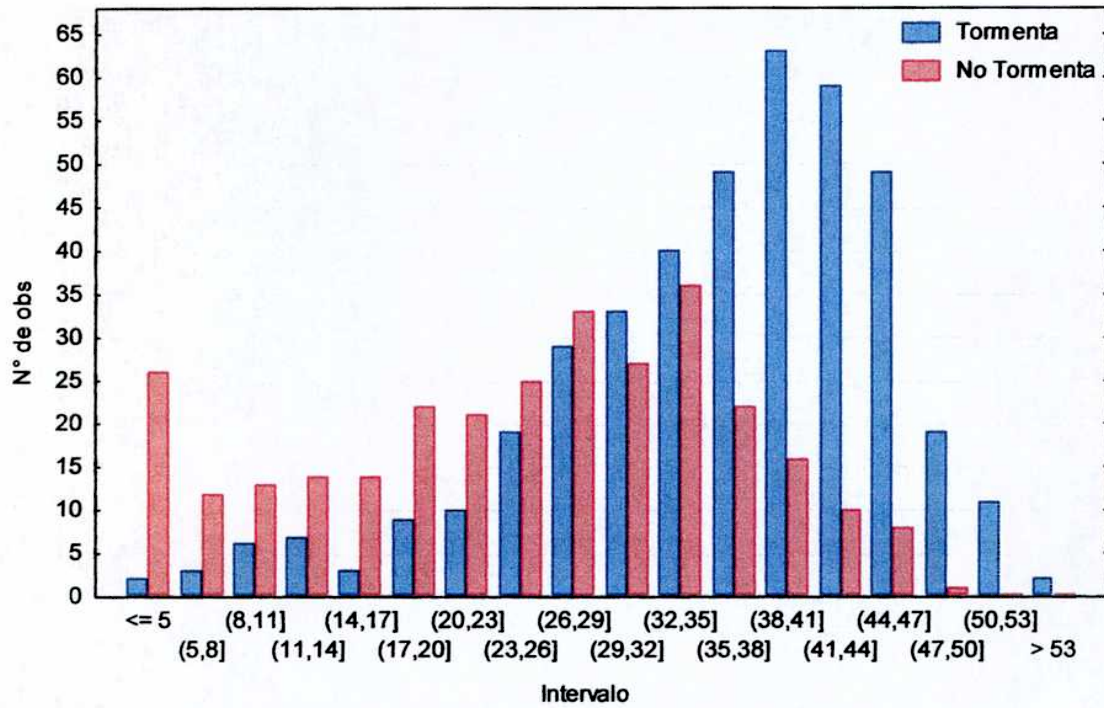
**Figura 3.2** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al índice Total Total.



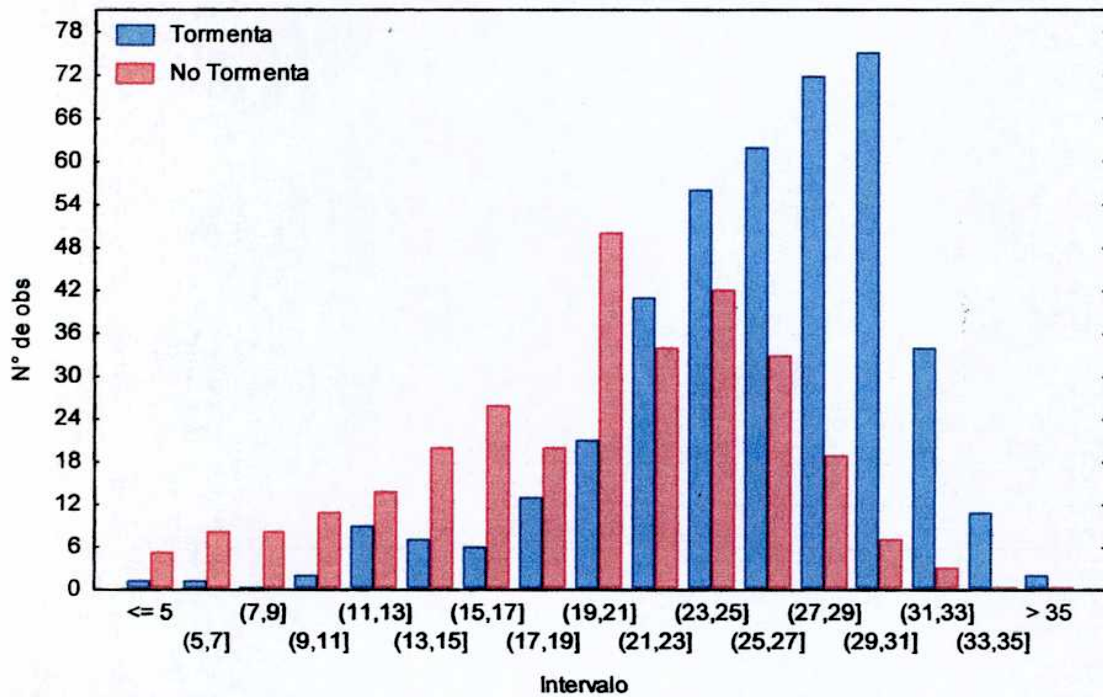
**Figura 3.3** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al lifted index.



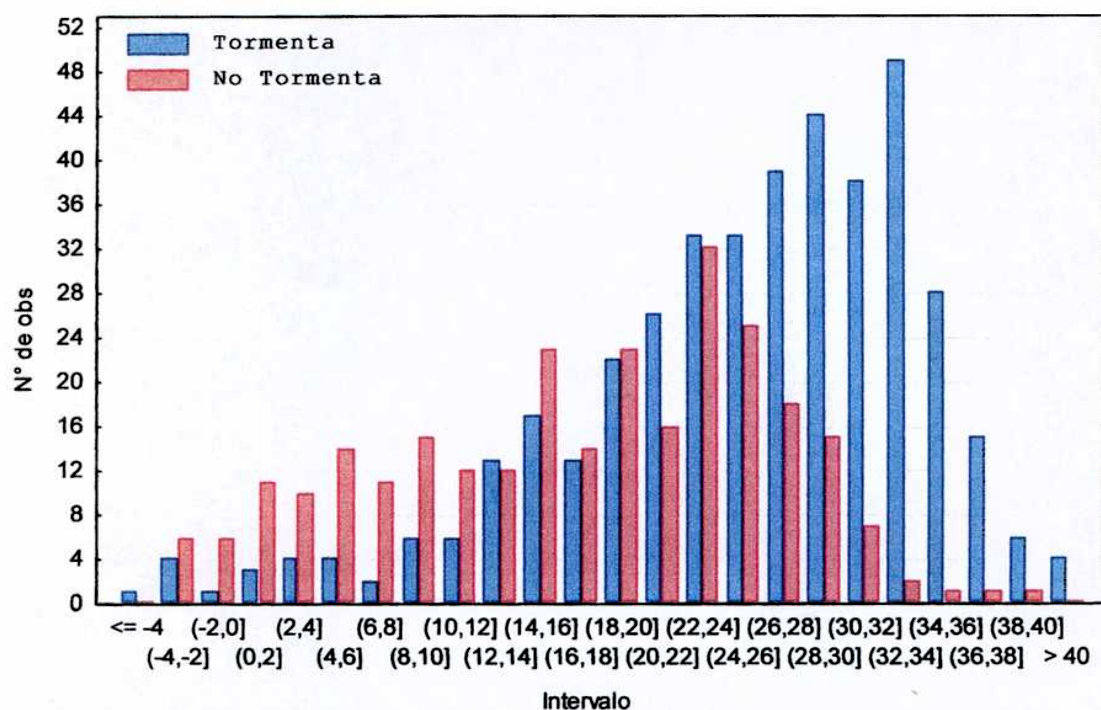
**Figura 3.4** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al CAPE (J/Kg).



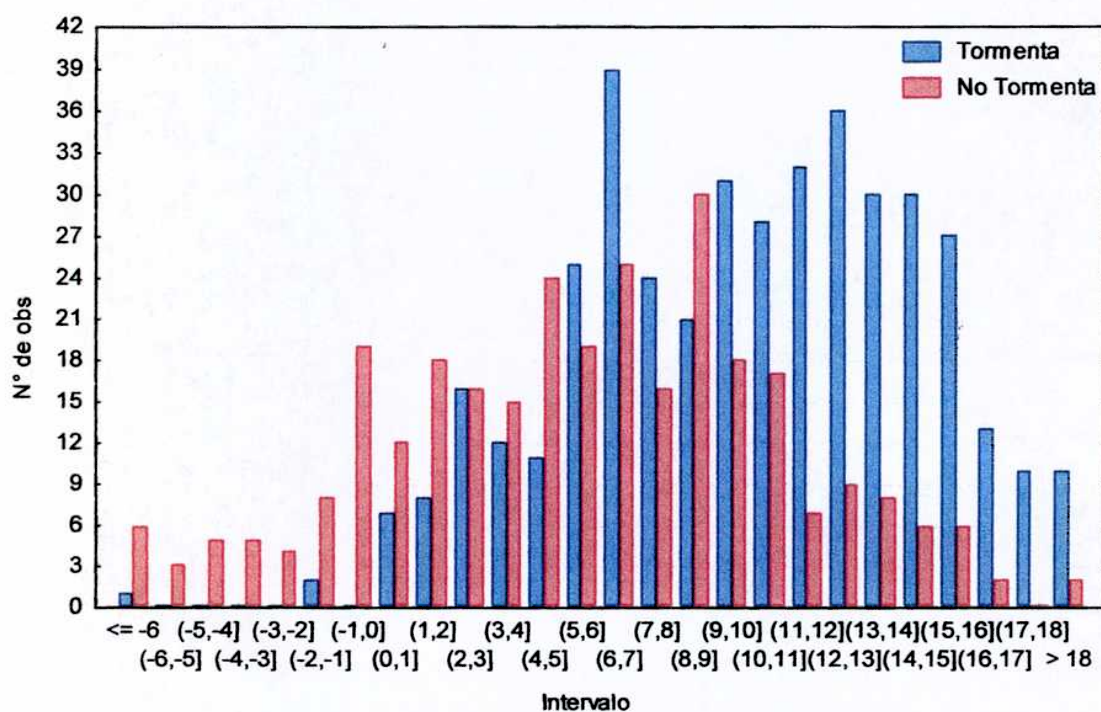
**Figura 3.5** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al S Index.



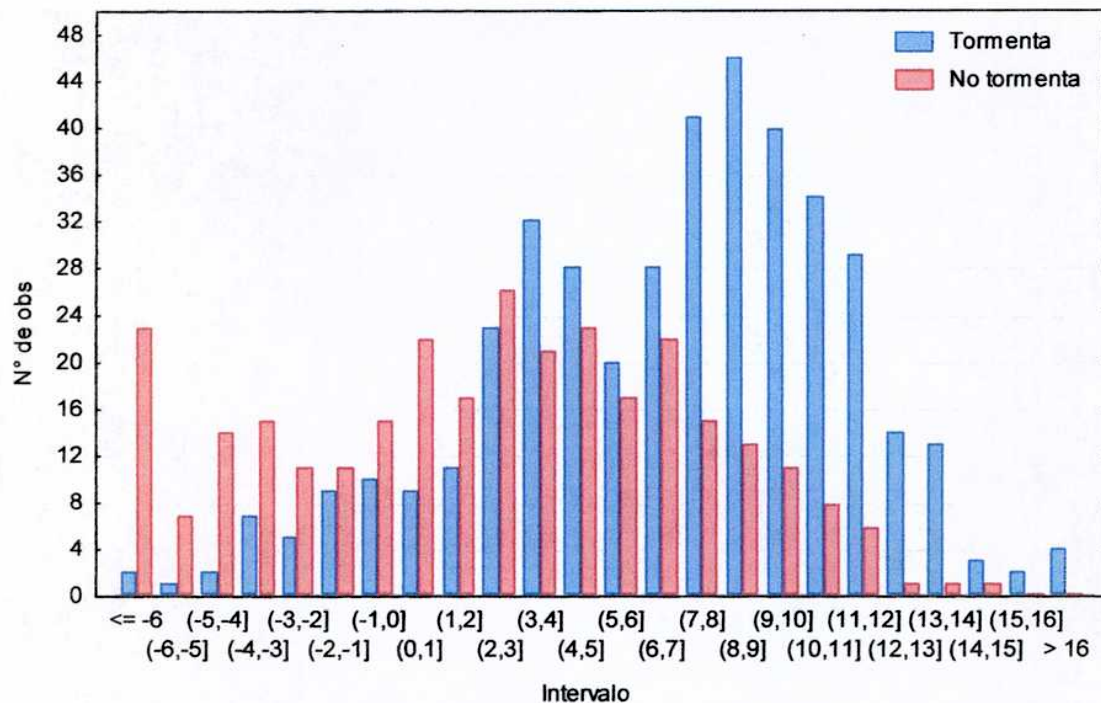
**Figura 3.6** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al Jefferson Index.



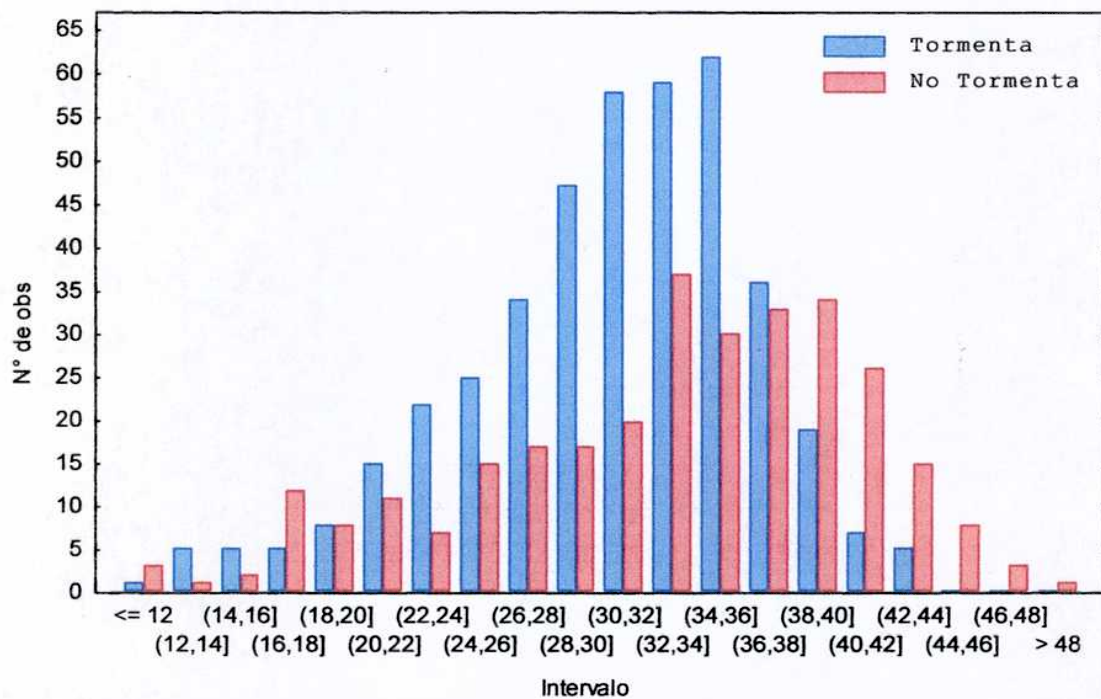
**Figura 3.7** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al K Index.



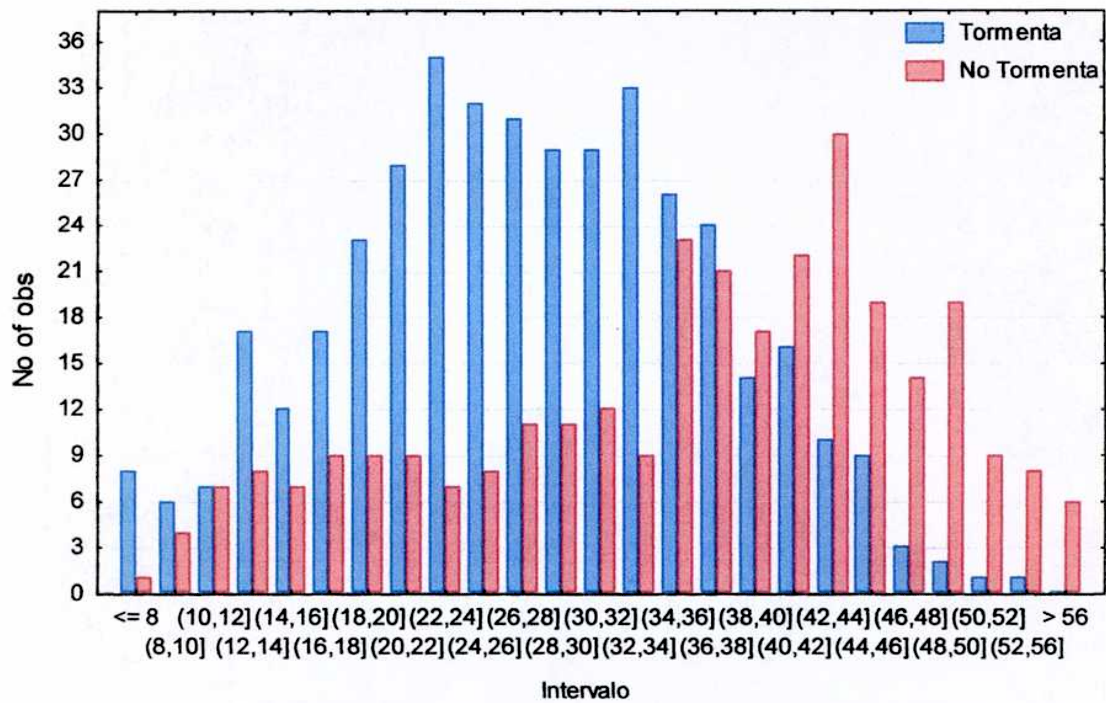
**Figura 3.8** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura de rocío (°C).



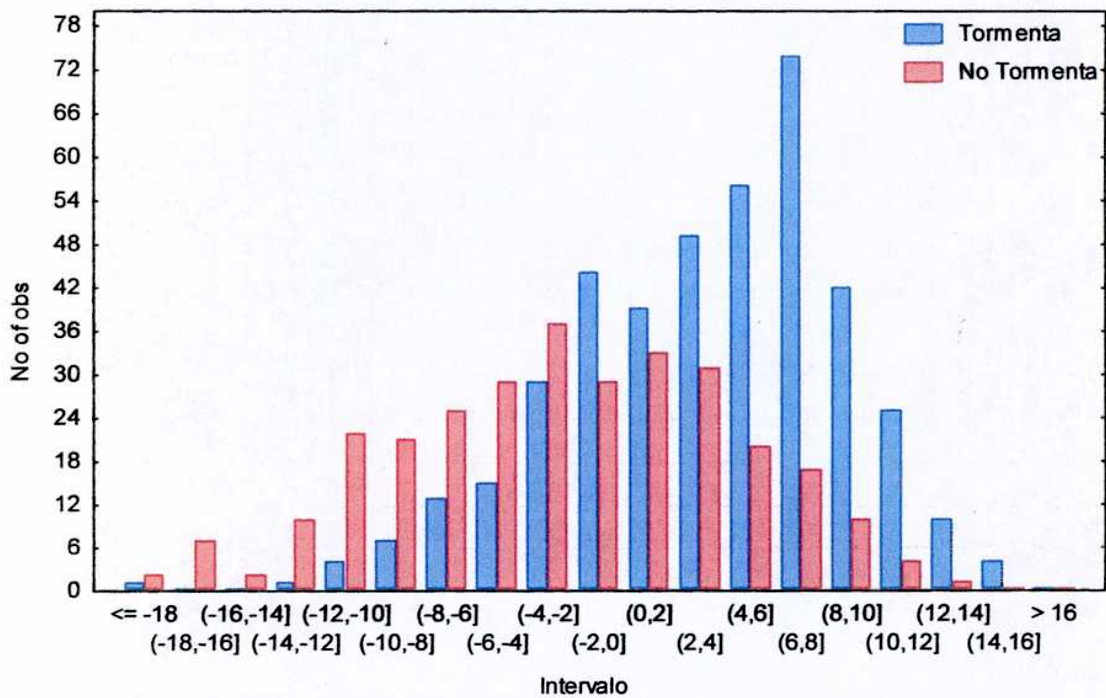
**Figura 3.9** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura de rocío en 850 hpa (°C).



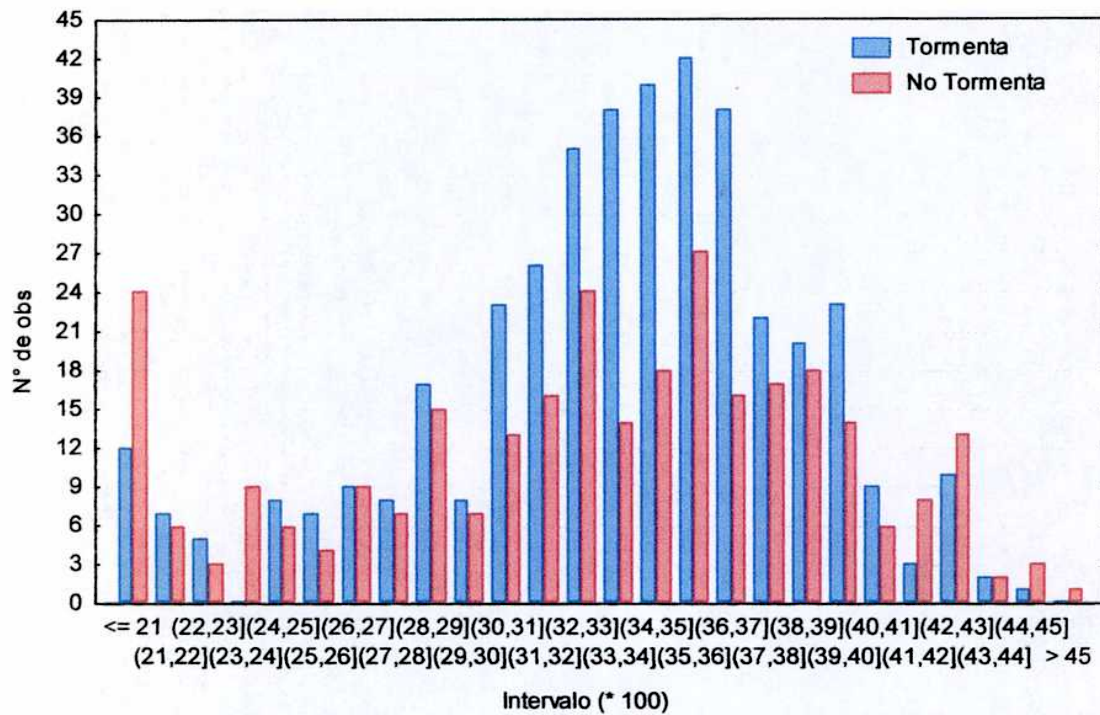
**Figura 3.10** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura de convección (°C).



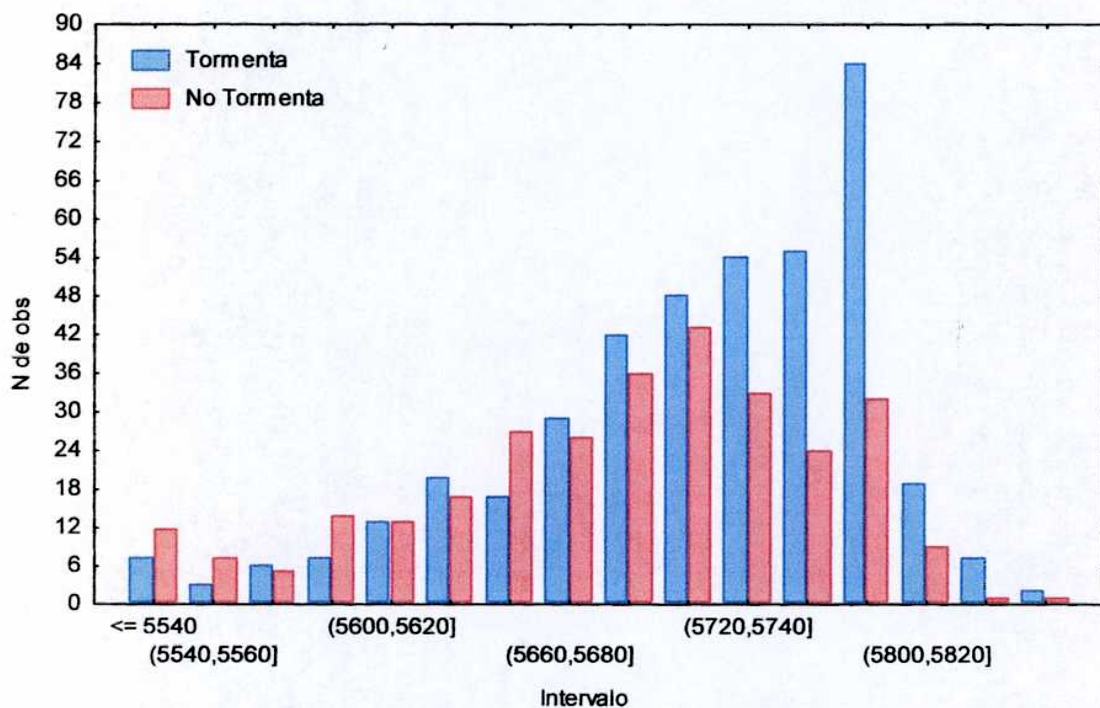
**Figura 3.11** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al nivel de condensación por convección (m) (intervalo \*100).



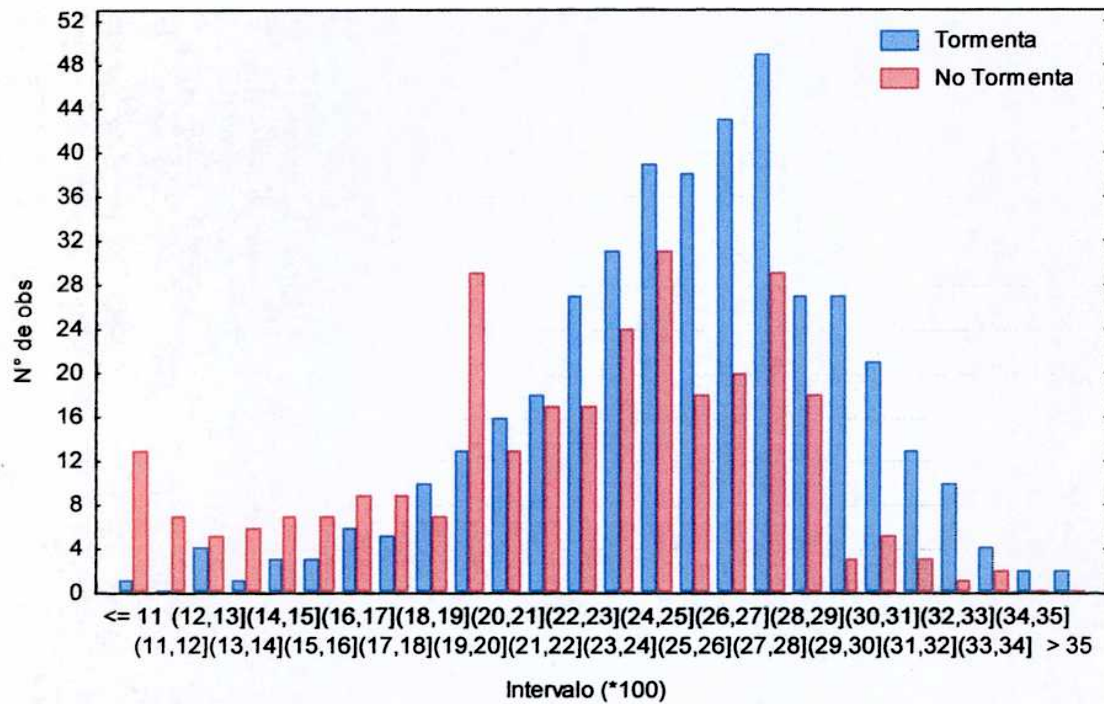
**Figura 3.12** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura del nivel de condensación por convección (°C).



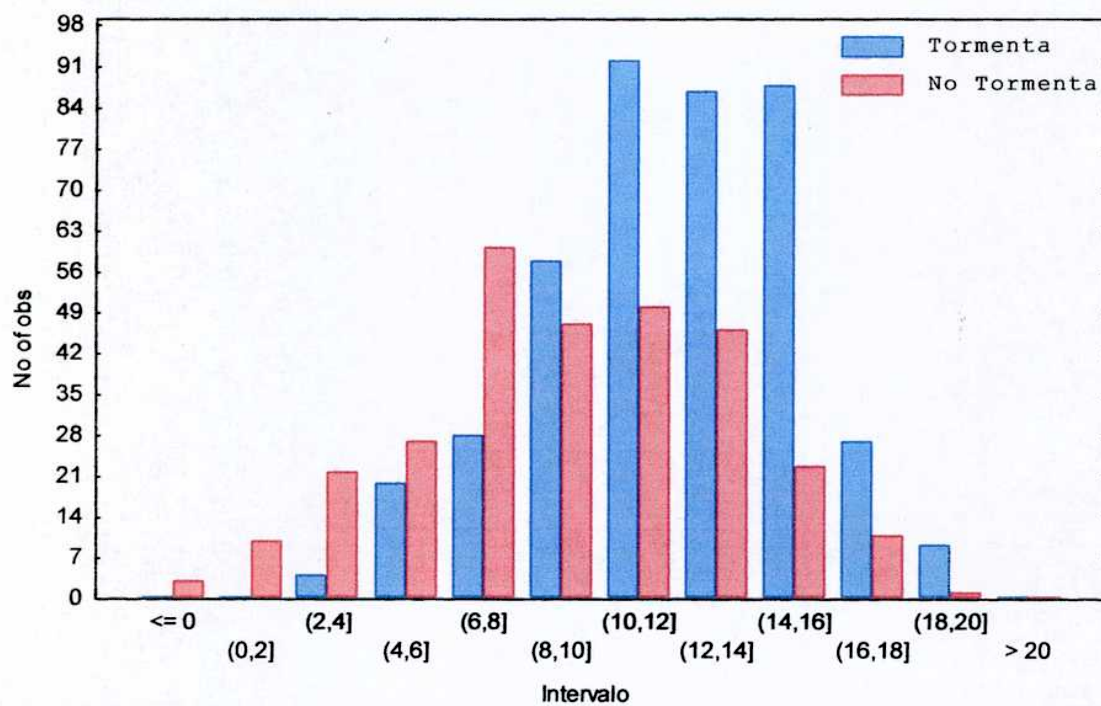
**Figura 3.13** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la altura de la isoterma de 0°C (m).



**Figura 3.14** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al Espesor 1000 – 500 hpa (m).



**Figura 3.15** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente al WBZ (m)



**Figura 3.16** Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura mínima (°C).

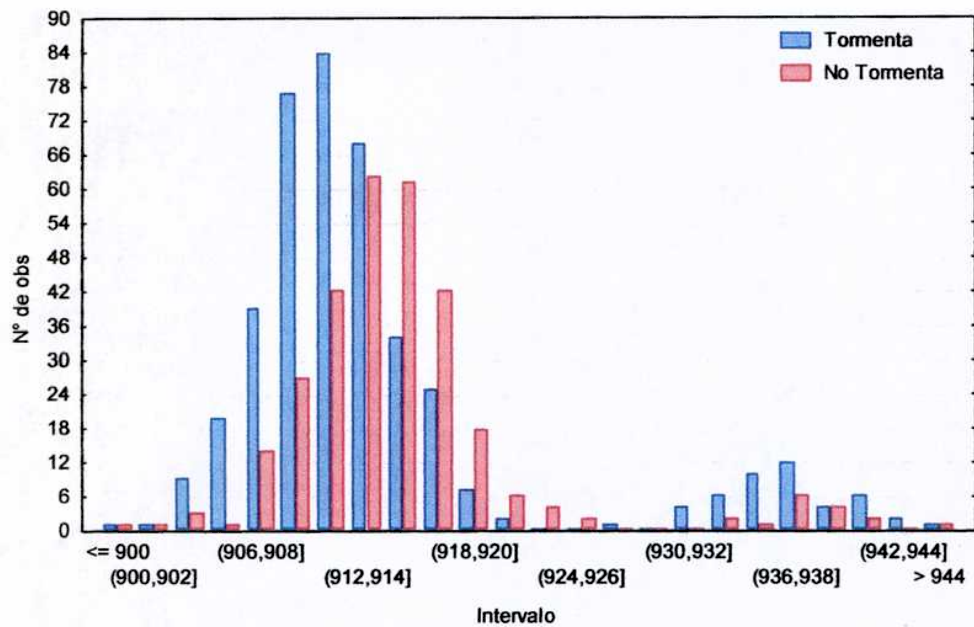


Figura 3.17: Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la presión en superficie (hpa.).

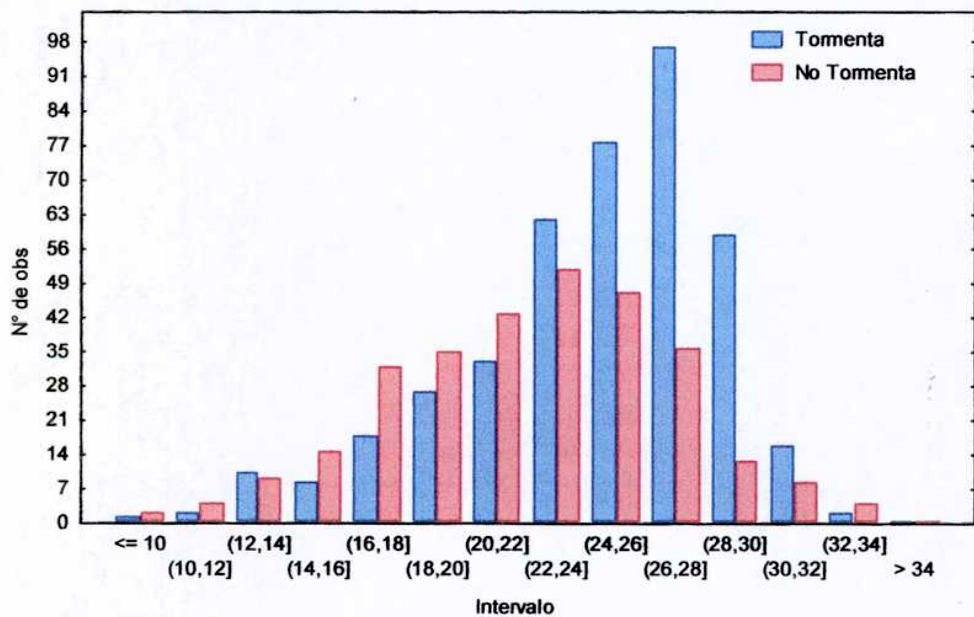


Figura 3.18: Distribución de frecuencias para los grupos tormenta - no tormenta correspondiente a la temperatura en superficie (°C).

## CAPITULO 4

### CONSTRUCCION DEL MODELO DISCRIMINANTE

#### RESULTADOS

##### 4.1 Modelo discriminante aplicado a la predicción de tormentas

En la actualidad los modelos dinámicos globales permiten realizar pronósticos del tiempo con una antelación de varios días; sin embargo su resolución relativamente baja impide parametrizar correctamente cadenas montañosas que, como la Cordillera de los Andes, presentan una gran pendiente y un ancho pequeño. Este hecho se traduce en un menor grado de acierto en el pronóstico de fenómenos ligados a este tipo de topografía, por lo que puede resultar de utilidad combinar los métodos dinámicos con técnicas estadísticas con el propósito de derivar métodos objetivos de predicción (Seluchi, 1993).

La combinación de variables meteorológicas obtenidas de los datos aportados por un radiosondeo, resultan útiles para el pronóstico de tormentas. De hecho, existen numerosos índices que permiten el establecimiento de una predicción binaria una vez que ellos han sido calibrados.

El problema se presenta cuando no todas las variables conducen a la misma predicción. En estos casos resulta útil establecer una función basada en la información proporcionada por aquellas variables que sean capaces de establecer una predicción binaria. En este sentido, el análisis discriminante se presenta como una técnica adecuada para llevar a cabo este objetivo.

El análisis discriminante se ocupa de predecir el grupo al cual pertenece un "individuo" o "caso de estudio" a partir de las características observadas en éste, que desde el punto de vista matemático quedan representadas como variables en un vector  $n$ -dimensional  $x$ . Esta técnica se basa en el principio de que una discriminación errónea será minimizada.

La discriminación se realiza a partir de diferentes variables predictoras, seleccionadas de acuerdo al peso de los coeficientes estandarizados de las funciones discriminantes, maximizando de esta forma la separación entre las distintas categorías del predictando. Existen tantas funciones discriminantes como grupos entre los cuales se quiera efectuar la discriminación. Un determinado suceso tendrá un puntaje de clasificación para cada grupo y pertenecerá a aquel que presente el mayor puntaje.

Las variables seleccionadas formarán parte de una función  $f(x_1, \dots, x_n)$ , de tal forma que se tomará la decisión de pertenencia a alguno de los grupos

mutuamente excluyentes a partir del valor  $f(X_1, \dots, X_n)$  siendo  $X_i$  el valor numérico que la variable  $x_i$  alcanza sobre un determinado "día". De éste modo se puede predecir la ocurrencia o no de tormentas en el área de estudio. En este trabajo, un caso es definido como "día de tormenta", y estará determinado por un conjunto de variables independientes previamente seleccionadas. A su vez, se dispone de dos grupos para clasificar a cada día: *Tormenta y No Tormenta*.

El análisis discriminante multivariable cuenta con amplias aplicaciones en el campo meteorológico (Angus et al., 1988; Sánchez et al., 1998 a). Mc Cutchan (1978) fue uno de los primeros en aplicar esta técnica a la predicción de diversos estados del tiempo para caracterizar el clima de California. Mc Nulty (1979, 1981) lo utilizó para la predicción a corto plazo de tormentas generales o severas en el oeste de los Estados Unidos. Nkendirim (1986) utiliza el método para separar los días de chinook de los no-chinook en la provincia de Alberta (Canada); Keenan (1986) lo emplea para la predicción de la trayectoria de los ciclones tropicales que pueden alcanzar la costa noroeste de Australia; Nery et. al. (1991) lo utiliza para la predicción de heladas.

En nuestro país esta metodología fue empleada por Seluchi (1993) para determinar el comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios, y por Ruiz y Vargas (1994) para el pronóstico de ocurrencia de precipitación. También fue utilizada con éxito para pronosticar la irrupción de zonda en superficie en la región de Cuyo (Norte, 1988), entre muchas otras aplicaciones. Simonelli (2001) lo utiliza para el pronóstico de convección en la zona norte de la provincia de Mendoza.

Se optó por el uso del análisis discriminante lineal multivariado como técnica para el desarrollo de un modelo de predicción de tormenta a corto plazo en el área de estudio. No todas las variables meteorológicas tienen la misma capacidad predictiva, por lo que se ha empleado la metodología forward stepwise para la incorporación o extracción de variables dentro de la ecuación en función de su capacidad predictiva.

#### **4. 2 Bases de datos**

Del total de la muestra que consta de 713 casos, dos tercios fueron utilizados para establecer el modelo (474) y los datos restantes para validarlo (238). De los 474 días, 274 fueron clasificados como días de tormenta y los 200 restantes como de no tormentas. De los 238 días correspondientes a la muestra de validación, 138 fueron clasificados como días de tormentas y 100 como de no-tormenta. La separación de las muestras, tanto para establecer el modelo como para validarlo, fueron seleccionadas al azar respetando la proporción inicial de días de tormenta-no tormenta.

#### **4. 3 Supuestos del análisis discriminante**

Para que la función discriminante lineal proporcione los mejores resultados, es necesario que las variables presenten distribución normal multivariante, que los vectores de medias de los grupos a ser discriminados sean diferentes, y que exista homogeneidad en las matrices de covarianzas de los grupos.

#### 4.3.1 Distribución normal multivariable

Para que las variables presenten distribución normal multivariable, es necesario que se cumplan las siguientes condiciones (Cuadras, 1991):

- Distribución normal de cada variable en cada uno de los grupos
- Distribución normal de las componentes principales formadas por todas las variables en cada uno de los grupos.

Se aplicó el test de Kolmogorov-Smirnov para determinar la normalidad de las distintas variables incluidas en el modelo de manera individual. Solo doce resultaron adecuarse a esta distribución en ambos grupos con un nivel de significación del 5% (Tabla 4.1).

El mismo test fue aplicado para evaluar la normalidad multivariante. De las 22 componentes principales obtenidas, 16 se ajustaron a esta función al mismo nivel de significación (Tabla 4.2).

A pesar de que no todas las variables sean estrictamente normales, las funciones discriminantes se utilizan ampliamente en aplicaciones prácticas dada la robustez que presentan frente a este tipo de desviaciones. (Mc Machlan, 1992).

#### 4.3.2 Análisis de los vectores de medias

Se observó una diferencia estadísticamente significativa entre los vectores de las medias aritméticas (Tabla 4.3) correspondientes a cada una de las muestras (*tormenta / no tormenta*).

Dicho análisis, basado en el estadístico *U* (*Prueba de Mann-Whitney*) (Tabla 4.4) indica que al nivel de significación del 5% debe rechazarse la hipótesis nula de la igualdad de medias para todas las variables, excepto para HISO0, HISO-5 y la HISO-10.

#### 4.3.3 Análisis de las matrices de covarianza

Se aplicó el test *M-Box* para verificar la homocedasticidad de las matrices de covarianza. Los resultados indican que al nivel de 5%, es preciso rechazar la hipótesis nula consistente en suponer la igualdad de matrices.

TABLA 4. 1: Test de Kolmogorov-Smirnov para la verificación de normalidad aplicado a la muestra utilizada para la construcción del modelo discriminante. Los valores resaltados corresponden a las variables con distribución normal en ambos grupos

| Variable   | Tormenta |               | No tormenta |               |
|------------|----------|---------------|-------------|---------------|
|            | Z        | Sig. asintót. | Z           | Sig. asintót. |
| Ps         | 4.04     | 0.00          | 3.10        | 0.00          |
| Ts         | 1.94     | 0.00          | 0.91        | 0.38          |
| Tsd        | 1.09     | 0.18          | 0.65        | 0.79          |
| Tc         | 1.31     | 0.06          | 1.21        | 0.11          |
| CCLp       | 0.72     | 0.68          | 1.56        | 0.02          |
| CCLt       | 1.25     | 0.09          | 0.76        | 0.62          |
| CCLa       | 0.61     | 0.85          | 1.25        | 0.09          |
| HISO 0     | 1.62     | 0.01          | 1.36        | 0.05          |
| HISO -5    | 1.07     | 0.20          | 2.86        | 0.00          |
| HISO -10   | 0.68     | 0.75          | 2.56        | 0.00          |
| E 1000-500 | 1.38     | 0.04          | 1.07        | 0.20          |
| WBZ        | 0.85     | 0.47          | 1.51        | 0.02          |
| Td 850     | 0.99     | 0.28          | 0.80        | 0.54          |
| BOYDEN     | 1.37     | 0.05          | 1.05        | 0.22          |
| CAPE       | 3.76     | 0.00          | 5.80        | 0.00          |
| JI         | 1.78     | 0.00          | 1.37        | 0.05          |
| KI         | 1.20     | 0.11          | 1.19        | 0.12          |
| LI         | 1.16     | 0.13          | 0.59        | 0.87          |
| SI         | 1.33     | 0.06          | 0.97        | 0.30          |
| SHI        | 1.23     | 0.10          | 0.39        | 1.00          |
| TT         | 0.83     | 0.50          | 0.51        | 0.96          |
| Tm         | 0.82     | 0.52          | 0.67        | 0.76          |

#### 4. 4 Construcción de la función discriminante lineal

Una vez examinadas las condiciones previas, se ha pasado a construir la ecuación discriminante. Aunque a la vista de los resultados (especialmente el no cumplimiento de la condición de homocedasticidad) nos podríamos inclinar por una función discriminante cuadrática, la ecuación de tipo lineal ofrece una mayor flexibilidad por lo que finalmente se adopto esta última.

La función discriminante lineal adoptará la siguiente forma:

$$Z_{jk} = W_{1j}X_{1k} + W_{2j}X_{2k} + \dots + W_{ij}X_{ik} + \dots + W_{nj}X_{nk} + \alpha \quad (1)$$

Donde:

$Z_{jk}$  = puntuación Z discriminante de la función discriminante j para el objeto k

$W_{ij}$  = ponderación discriminante para la variable independiente i correspondiente a la función discriminante j

$X_{ik}$  = valor que toma la variable independiente i correspondiente al objeto k

$\alpha$  = constante

Tabla 4. 2: Test de Kolmogorov-Smirnov para la verificación de normalidad aplicado a las componentes principales obtenidas de las variables utilizadas en la construcción del modelo discriminante. Los valores resaltados corresponden a las variables con distribución normal en ambos grupos

| Componente | Tormenta |               | No Tormenta |               |
|------------|----------|---------------|-------------|---------------|
|            | Z        | Sig. asintót. | Z           | Sig. asintót. |
| C1         | 0.65     | 0.79          | 0.75        | 0.62          |
| C2         | 1.47     | 0.03          | 1.33        | 0.06          |
| C3         | 0.88     | 0.42          | 1.75        | 0.00          |
| C4         | 1.78     | 0.00          | 1.08        | 0.19          |
| C5         | 3.88     | 0.00          | 4.34        | 0.00          |
| C6         | 0.60     | 0.87          | 2.91        | 0.00          |
| C7         | 0.78     | 0.58          | 3.16        | 0.00          |
| C8         | 1.61     | 0.01          | 0.50        | 0.97          |
| C9         | 1.23     | 0.10          | 0.59        | 0.88          |
| C10        | 1.23     | 0.10          | 0.52        | 0.95          |
| C11        | 0.80     | 0.54          | 0.71        | 0.69          |
| C12        | 1.26     | 0.08          | 1.31        | 0.06          |
| C13        | 1.16     | 0.13          | 1.03        | 0.24          |
| C14        | 2.07     | 0.00          | 1.02        | 0.25          |
| C15        | 1.78     | 0.00          | 0.97        | 0.31          |
| C16        | 1.76     | 0.00          | 0.62        | 0.84          |
| C17        | 1.04     | 0.23          | 1.95        | 0.00          |
| C18        | 2.30     | 0.00          | 1.14        | 0.15          |
| C19        | 0.74     | 0.65          | 1.29        | 0.07          |
| C20        | 0.69     | 0.73          | 1.45        | 0.03          |
| C21        | 1.32     | 0.06          | 0.71        | 0.69          |
| C22        | 2.20     | 0.00          | 1.08        | 0.19          |

Los resultados del modelo mostraran menos incertidumbre si se combinan en la función discriminante solo las variables que ajustan a una distribución cuya dispersión difiere en ambos grupos.

El índice *Lambda de Wilks*, aplicado a una sola variable meteorológica, evalúa la dispersión residual frente a la dispersión total. Valores próximos a 1 reflejan poca diferencia entre estas dispersiones, lo que indica una mala separación entre grupos.

La Tabla 4.5 muestra los resultados del estadístico lambda de Wilks utilizado para evaluar la separación entre grupos (*Tormenta*, *No tormenta*) de las variables independientes. Los resultados muestran que el SHI es el que presenta mayor separación entre los días en los que existe tormenta de aquellos en los que no ha existido convección, y por lo tanto será uno de los primeros en ser introducido en el modelo discriminante. Le sigue en importancia el LI que se calcula de forma similar a como se obtiene el SHI con la única diferencia que se considera el nivel de ascenso de la parcela a partir de los datos de superficie. Estos dos índices presentan alto coeficiente de correlación (0.94) y por lo tanto no deberían incluirse simultáneamente en el modelo.

Tabla 4. 3. Medias, desviación estándar y número de casos para las variables seleccionadas correspondientes a los grupos tormenta - no tormenta.

| Variable   | Tormenta |        |               | No Tormenta |        |               |
|------------|----------|--------|---------------|-------------|--------|---------------|
|            | N        | Media  | Standard dev. | N           | Media  | Standard dev. |
| Ps         | 274      | 914.3  | 8.9           | 200         | 915.6  | 6.9           |
| Ts         | 274      | 24.7   | 4.3           | 200         | 21.9   | 4.6           |
| Tsd        | 274      | 10.1   | 4.9           | 200         | 5.6    | 5.2           |
| Tc         | 274      | 30.5   | 5.8           | 200         | 32.8   | 7.7           |
| CCLp       | 274      | 664.1  | 78.7          | 200         | 604.0  | 91.9          |
| CCLt       | 274      | 3.4    | 6.0           | 200         | -2.3   | 6.5           |
| CCLa       | 274      | 2740.5 | 953.1         | 200         | 3521.8 | 1192.3        |
| HISO0      | 274      | 3326.4 | 528.6         | 200         | 3222.2 | 728.4         |
| HISO-5     | 274      | 4079.9 | 463.9         | 200         | 4155.9 | 1127.9        |
| HISO-10    | 274      | 4765.7 | 478.3         | 200         | 4874.2 | 1095.1        |
| E 1000-500 | 274      | 5716.2 | 64.5          | 200         | 5684.3 | 71.5          |
| WBZ        | 274      | 2528.7 | 443.4         | 200         | 2194.9 | 562.7         |
| Td850      | 274      | 6.8    | 4.7           | 200         | 2.3    | 5.3           |
| BOYDEN     | 274      | 97.0   | 2.1           | 200         | 95.1   | 3.3           |
| CAPE       | 274      | 528.3  | 671.4         | 200         | 80.8   | 273.7         |
| JI         | 274      | 26.3   | 4.9           | 200         | 20.1   | 6.4           |
| KI         | 274      | 25.1   | 9.2           | 200         | 14.5   | 11.9          |
| LI         | 274      | -0.8   | 3.4           | 200         | 4.5    | 4.2           |
| SI         | 274      | 36.0   | 9.4           | 200         | 23.9   | 13.1          |
| SHI        | 274      | 1.1    | 3.3           | 200         | 6.2    | 4.0           |
| TT         | 274      | 47.4   | 5.2           | 200         | 39.4   | 6.7           |
| Tm         | 274      | 11.9   | 3.4           | 200         | 9.1    | 4.2           |

El TT, JI y el KI presentan menor poder discriminante para ser utilizados individualmente en la predicción de tormentas. Las alturas de las isotermas y la presión en superficie muestran los valores más altos del Lambda de Wilks y por lo tanto no resultan aptos como predictores individuales.

#### 4. 5 Método stepwise para la incorporación de variables

Con el objeto de seleccionar las variables más adecuadas para discriminar los días de Tormenta de los de No Tormenta, se utilizó el método de incorporación por etapas denominado forward stepwise (Carrasco y Hernán, 1993). Con este método, las variables independientes se incluyen (o excluyen) de una en una dentro de la función discriminante según su capacidad discriminatoria. El proceso debe realizarse de manera que las variables escogidas proporcionen la mejor discriminación posible entre los grupos definidos a priori. La discriminación se lleva a cabo estableciendo las ponderaciones del valor teórico para cada variable, de tal forma que maximicen la varianza inter-grupos frente a la varianza intra-grupos.

Tabla 4. 4. Suma de rangos para los grupos tormenta - no tormenta, Z y nivel de significación correspondiente a la Prueba de Mann-Whitney.

| Variable   | Suma de rangos<br>No tormenta | Suma de rangos<br>Tormenta | U       | Z       | p-level |
|------------|-------------------------------|----------------------------|---------|---------|---------|
| Ps         | 55174                         | 57401                      | 19726   | -5.210  | 0.000   |
| Ts         | 37237                         | 75338                      | 17137   | -6.968  | 0.000   |
| Tsd        | 34553.5                       | 78021.5                    | 14453.5 | -8.790  | 0.000   |
| Tc         | 53756                         | 58819                      | 21144   | -4.248  | 0.000   |
| CCLp       | 36274                         | 76301                      | 16174   | -7.622  | 0.000   |
| CCLt       | 34050                         | 78525                      | 13950   | -9.132  | 0.000   |
| CCLa       | 58664.5                       | 53910.5                    | 16235.5 | -7.580  | 0.000   |
| HISO0      | 46229                         | 66346                      | 26129   | -0.863  | 0.388   |
| HISO-5     | 48146                         | 64429                      | 26754   | -0.439  | 0.661   |
| HISO-10    | 49158.5                       | 63416.5                    | 25741.5 | -1.126  | 0.260   |
| E 1000-500 | 39925                         | 72650                      | 19825   | -5.143  | 0.000   |
| WBZ        | 38080                         | 74495                      | 17980   | -6.396  | 0.000   |
| Td850      | 34220.5                       | 78354.5                    | 14120.5 | -9.016  | 0.000   |
| BOYDEN     | 38504                         | 74071                      | 18404   | -6.108  | 0.000   |
| CAPE       | 32069.5                       | 80505.5                    | 11969.5 | -10.477 | 0.000   |
| JI         | 31834.5                       | 80740.5                    | 11734.5 | -10.636 | 0.000   |
| KI         | 32853                         | 79722                      | 12753   | -9.945  | 0.000   |
| LI         | 66184                         | 46391                      | 8716    | -12.686 | 0.000   |
| SI         | 32125                         | 80450                      | 12025   | -10.439 | 0.000   |
| SHI        | 66259                         | 46316                      | 8641    | -12.737 | 0.000   |
| TT         | 29300                         | 83275                      | 9200    | -12.357 | 0.000   |
| Tm         | 37015.5                       | 75559.5                    | 16915.5 | -7.119  | 0.000   |

Para dirigir la incorporación progresiva de las variables se ha utilizado el criterio de *Lambda de Wilks*. Así, en cada paso de iteración del modelo se introduce la variable que minimiza el estadístico *Lambda de Wilks global*. Se ha optado por un número máximo de 40 iteraciones. Se ha utilizado el estadístico F de Fisher-Snedecor, para evaluar la significación de las diferentes iteraciones.

En la Tabla 4.6 se observa que en cada una de las tres iteraciones se ha producido una reducción de la Lambda de Wilks que ha pasado de 0,667 a 0,664. El control de las iteraciones debe ser estricto ya que sin este, la incorporación de variables con un cierto grado de correlación puede dar lugar a modelos inestables, con coeficientes erróneos.

Finalmente las variables introducidas en el modelo han sido: SHI, Tm y Td850.

#### 4. 6 Validación del modelo discriminante

Para evaluar hasta qué punto la función obtenida discrimina de manera adecuada entre los días de tormenta y no tormenta, se ha estimado la función obtenida en los centroides de los grupos. Si las medias de los grupos en cada función son similares, la función no discriminará bien entre grupos. Los valores alcanzados de 0,868 para la muestra con tormenta y -0,634 para la muestra sin

tormenta señalan un grado elevado de capacidad discriminante. Por otro lado la correlación canónica alcanzada es de 0,597.

No obstante, debemos considerar que la probabilidad de pertenencia a los grupos tormenta - no tormenta no es la misma. Contemplando este hecho, se han obtenido las funciones discriminantes lineales de Fisher calculadas para cada uno de los grupos, y adecuadas de acuerdo a esta diferente probabilidad (Tabla 4. 7). Como el número de días en ambos grupos no es el mismo en la muestra utilizada, se ha estimado el valor de corte para la clasificación entre grupos, a partir de la media ponderada de los dos centroides. El valor del *punto de corte discriminante* es de 0,081.

Para evaluar de manera objetiva la calidad de la predicción se han calculado diferentes índices de precisión, tanto para la muestra de análisis como para la muestra de validación (Tabla 4. 8). Se observa que la probabilidad de detección es superior al 80%, la frecuencia de falsas alarmas es reducida y también lo es la frecuencia de imprevistos (0,168). Este último dato es especialmente destacable porque asegura que pocos días de tormenta van a ser mal pronosticados.

Los resultados obtenidos para los índices HSS y TSS, muestran valores de 0,532 y de 0,533 para la muestra de validación. El valor de estos índices varía entre -1 y 1, que se correspondería con una predicción perfecta. Se considera que los valores obtenidos en el área de estudio son satisfactorios. La tabla 4.9 presenta altos porcentajes de clasificación para ambos grupos.

La figura 4.1, muestra los resultados de la aplicación de la función discriminante obtenida sobre la muestra de validación. Se observa que solo unos pocos días han sido mal pronosticados.

#### **4. 7 Resultados obtenidos**

Algunos autores (Nascimento, 2005) señalan que, una vez comprobado que por sí solos los parámetros meteorológicos no son capaces de demostrar destreza en los pronósticos de convección, tal como se demostró en el capítulo anterior, el estudio de diferentes índices meteorológicos como indicadores de la convección es un ejercicio interesante. De hecho, algunos autores (Sánchez et al., 1998a; López et al., 2004), a la hora de caracterizar las condiciones preconvectivas en un área de estudio determinada, han optado por utilizar una combinación de índices y parámetros. Frecuentemente, estos modelos suelen dar lugar a mejores resultados que la utilización de un único índice.

En este caso, realizar una incorporación de variables atendiendo estrictamente a criterios estadísticos ha permitido evaluar cuales son a priori, los índices/parámetros más eficaces en describir las condiciones preconvectivas en el área. El análisis de las variables incluidas en el modelo nos señala que estas son: la Temperatura mínima, el Showalter Index, y la temperatura de rocío en 850hPa.

La Temperatura mínima es un buen indicador de las condiciones preconvectivas porque esta asociada al tipo de masa de aire que predomina en la

región. Valores bajos de este parámetro están relacionados con un bajo contenido de vapor de agua en la atmósfera, lo que posibilita que durante la noche la pérdida de radiación sea importante generando condiciones más estables durante el día. Por otro lado, también se observan valores reducidos después del pasaje de un frente frío asociado a un sistema de alta presión en superficie y cuña anticiclónica en 500 hpa, lo que garantiza condiciones estables. Temperaturas mínimas altas están asociadas con la advección de aire cálido y húmedo proveniente del noreste, resultando en una masa de aire potencialmente inestable en ausencia de cuña anticiclónica. Este parámetro ha reportado buenos resultados en otros estudios (Sánchez et al., 1991; Dessens, 1995).

El Índice Showalter caracteriza las condiciones de inestabilidad de la atmósfera ya que compara la temperatura que tendría una parcela que asciende adiabáticamente desde el nivel de 850 hpa hasta el nivel de 500 hpa con la temperatura que presenta el sondeo en ese nivel. Huntrieser (1997), en un estudio sobre el comportamiento de los índices de inestabilidad para el pronóstico de tormentas en Suiza, encontró que este índice, junto con el SWEAT fueron los mejores predictores de la actividad convectiva.

Simonelli (2001) estableció que la mayoría de los índices seleccionados para la zona norte de la provincia de Mendoza por el análisis discriminante para el desarrollo de la convección en diferentes zonas y períodos de tiempo, incluyen la Td 850 hpa en sus cálculos, y por lo tanto estima que este parámetro es fundamental para el pronóstico de tormentas.

Se observa que el modelo selecciona, estadísticamente, diferentes variables que, combinadas, contienen los elementos fundamentales para el inicio y posterior desarrollo de la convección: el Índice Showalter (que señala inestabilidad termodinámica), un indicador de humedad (Td850) y la temperatura mínima para caracterizar el tipo de masa de aire y las condiciones de estabilidad atmosférica.

Tabla 4. 5. Valores del parámetro Lambda de Wilks y del estadístico F, este último con su significación estadística.

| Variable   | Lambda de Wilks | F       | Significación. |
|------------|-----------------|---------|----------------|
| SHI        | 0,667           | 235,702 | 0.000          |
| LI         | 0,672           | 230,313 | 0.000          |
| TT         | 0,683           | 219,342 | 0.000          |
| JI         | 0,768           | 142,690 | 0.000          |
| KI         | 0,798           | 119,798 | 0.000          |
| CCLt       | 0,827           | 98,571  | 0.000          |
| Td850      | 0,833           | 94,401  | 0.000          |
| Tsd        | 0,834           | 93,727  | 0.000          |
| CAPE       | 0,856           | 79,199  | 0.000          |
| CCLa       | 0,883           | 62,729  | 0.000          |
| Tm         | 0,884           | 62,025  | 0.000          |
| CCLp       | 0,890           | 58,378  | 0.000          |
| BOYI       | 0,897           | 53,916  | 0.000          |
| WBZ        | 0,901           | 52,096  | 0.000          |
| Ts         | 0,910           | 46,733  | 0.000          |
| E 1000-500 | 0,948           | 25,786  | 0.000          |
| Tc         | 0,971           | 14,083  | 0.000          |
| HSIO0      | 0,993           | 3,262   | 0,072          |
| Ps         | 0,994           | 2,797   | 0,095          |
| HISO -10   | 0,995           | 2,135   | 0,145          |
| HISO -5    | 0,998           | 1,010   | 0,315          |

Tabla 4. 6. Valores del parámetro Lambda de Wilks y del estadístico F para cada una de las tres iteraciones realizadas en la construcción de la ecuación discriminante.

| Paso | Variable seleccionada | Lambda de Wilks | F       | Significación |
|------|-----------------------|-----------------|---------|---------------|
| 1    | SHI                   | 0,667           | 235,702 | 0,000         |
| 2    | Tm                    | 0,651           | 126,126 | 0,000         |
| 3    | Td850                 | 0,644           | 86,602  | 0,000         |

Tabla 4. 7 Valor de los coeficientes de las funciones de clasificación (funciones discriminantes lineales de Fisher) para cada variable incluida en la ecuación final, además del valor correspondiente a la constante introducida en la ecuación.

| Variable  | Tormenta | No tormenta |
|-----------|----------|-------------|
| Td850     | 0,181    | 0,098       |
| SHI       | 0,839    | 0,406       |
| Tm        | 0,717    | 0,869       |
| Constante | -6,792   | -6,424      |

TABLA 4. 8. Índices de precisión aplicados al modelo discriminante, tanto para la muestra de análisis como en la de validación.

| Índices de precisión | Análisis | Validación |
|----------------------|----------|------------|
| FAR                  | 0,200    | 0,260      |
| FOM                  | 0,186    | 0,168      |
| POD                  | 0,814    | 0,832      |
| PON                  | 0,720    | 0,600      |
| HSS                  | 0,535    | 0,442      |
| TSS                  | 0,533    | 0,432      |

TABLA 4.9: Tabla de contingencias para la muestra utilizada en la construcción del modelo discriminante.

|             |             | PREDICCIÓN |          |             |
|-------------|-------------|------------|----------|-------------|
|             |             | % acierto  | Tormenta | No Tormenta |
| OBSERVACIÓN | Tormenta    | 85.8       | 235      | 39          |
|             | No Tormenta | 70.0       | 60       | 140         |

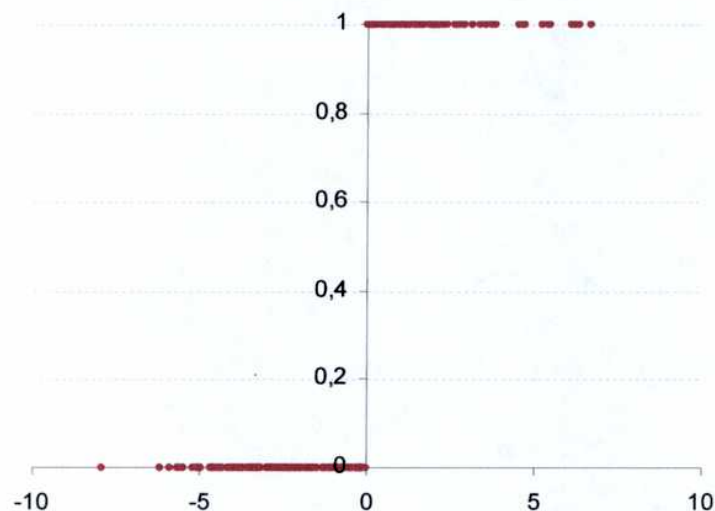


Fig. 4. 1 Función discriminante aplicada sobre la muestra de validación. En ordenadas se ha representado el valor de la función discriminante y en abscisas la combinación de las variables utilizadas en el modelo.

## CONCLUSIONES

1. En base a la bibliografía consultada, se observa que el radar meteorológico es la mejor herramienta disponible hasta el momento para la detección y seguimiento de células de tormentas.
2. La aplicación del estadístico TSS permitió evaluar el comportamiento individual de cada uno de los índices. Se observa que en caso de no disponer de la información necesaria para el cálculo de las funciones discriminantes, los índices Showalter, Total Total y Lifted pueden ser utilizados como predictores individuales de la actividad convectiva con resultados satisfactorios.
3. La elección de las variables más significativas en la predicción de tormentas por medio del análisis discriminante fueron las siguientes: Índice showalter, temperatura mínima y temperatura de rocío en 850 hpa.
4. La elección del índice showalter como mejor predictor confirma la importancia de la temperatura y humedad en capas bajas, como así también de las condiciones térmicas observadas en 500 hpa. Valores negativos de este índice están asociados a la presencia de aire frío en capas medias de la troposfera o al ingreso de una vaguada proveniente del pacífico, lo que provoca condiciones generales de inestabilidad en la región. Por otro lado, valores positivos de este índice están asociados a la presencia de una cuña anticiclónica en 500 hpa, lo que garantiza condiciones estables. Varios autores han informado buenos resultados en la aplicación de este índice en otras regiones.
5. La elección de la temperatura mínima como segundo mejor predictor de tormentas esta asociada con las características de la masa de aire y de la situación sinóptica en la región. Valores bajos de este parámetro están relacionados con la presencia de un centro de alta presión en superficie y por lo tanto con condiciones estables de masa de aire, lo que inhibe el desarrollo de la convección. Altos valores de temperatura mínima están relacionados con una masa de aire cálida y muy húmeda, con puntos de rocío superiores a 10.0 °C, que durante el día tiene la posibilidad de inestabilizarse con el calentamiento diurno y provocar convección.
6. Se observa que la temperatura mínima como predictor individual no resulta adecuada en casos en los que se produce una onda de calor asociada a una cuña intensa y de onda larga en 500 hpa. En estas situaciones se observan temperaturas mínimas que pueden superar los 20°C sin la aparición de convección. Estos casos son resueltos favorablemente por el índice Showalter que tiene en cuenta esta situación y por lo tanto se deduce que la combinación de diversos índices en una sola ecuación para el pronóstico de tormentas resulta el método mas adecuado.

7. La elección de la temperatura de rocío en 850 hpa. como tercer predictor de tormentas en la región muestra la importancia de la humedad en capas bajas para el desarrollo de la convección, generada por la advección de aire húmedo proveniente del noreste o del sudeste producto de la intensificación de la depresión del noroeste argentino o bien por el desplazamiento hacia el sur de un frente caliente.
8. El método stepwise de selección de variables muestra que no todos los índices tienen la misma capacidad predictora, por lo tanto se hace necesario un estudio individual de cada uno de ellos adaptando sus rangos de valores a la región.
9. Los resultados presentados por el modelo discriminante confirman la importancia de las condiciones termodinámicas y refuerzan la necesidad de disponer de un radiosondeo diario especialmente en zonas con las características orográficas que presenta la provincia de Mendoza.
10. El modelo desarrollado cumple en la mayoría de los casos con la condición que requiere un buen pronóstico: alto porcentaje de probabilidad de detección (superior al 80 %) y bajos porcentaje de falsas alarmas (20 %), lo que confirma la adecuada elección de los límites establecidos en el área de estudio para la detección de células de tormenta, la adecuada elección del lugar donde se realizaron los radiosondeos y el período de validez del mismo.
11. La presencia de una masa de aire cálida y húmeda en la región, junto con circulación de vientos zonal o de vaguada en 500 hpa están asociadas a un radiosondeo que muestra valores cada vez más inestables en sus índices a medida que pasan los días, y hasta el momento en que se produce la irrupción de un frente frío que provoca un cambio de masa de aire. Este hecho hace posible que puedan desarrollarse modelos estadísticos de predicción de tormentas en un período mayor de 24 horas, siempre y cuando se combine la información aportada por los radiosondeos con la información sinóptica de superficie y altura.
12. El modelo propuesto solo es válido en aquellos casos de tormentas de masas de aire, y por lo tanto carece de valor en situaciones en las cuales se espera el ingreso de un sistema frontal ya que los índices analizados fueron desarrollados con el objeto de identificar condiciones favorables para la aparición de convección y no para caracterizar ascenso forzado de masas de aire.

## BIBLIOGRAFIA

- Amburn, S. y P. Wolf, 1997: VIL density as a Hail Indicator. *Wea. Forecasting*, 12, 473-478.
- Angus, P.J., S. Rasmussen y K. Seiter, 1988: Short-Term prediction of thunderstorm probability and intensity by screening observational and derived predictors. 15th Conference on Severe Local Storms, AMS, Baltimore, 368-371.
- Atkins, N. T. and R. M. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States: implications for forecasting. *Wea. Forecasting*, 6, 470-482.
- Atlas, D., W. G. Harper, F. H. Ludlam y W. C. Macklin, 1960: Radar scatter by large hail. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 86, 468-482.
- Atlas, Ed., 1990: *Radar in Meteorology*. Amer. Meteor. Soc., 806 pp.
- Battan, L.J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. Univ. Chicago Press, 173-200.
- Billet, J., M. DeLisi y B.G. Smith, 1997: Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Wea. Forecasting*, 12, 154-164.
- Brooks, H.E.; Lee, J.W. and J.P. Graven, 2003: The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Res.*, 67-68, 73-94.
- Brooks, H. E. and A.R. Anderson, 2004: Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis. Preprints, 22nd Conf. Severe Local Storms. Amer. Met. Soc. Hyannis, EEUU.
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms. In: *Am. Meteorol. Soc. Hail: a review of hail science and hail suppression*. Meteorol. Monogr., 16, 38, Boston, 1-43.
- Capel, J.J., 1981: *Los climas de España*. Colección Ciencias Geográficas. Oikos-tau. Barcelona.
- Carrasco, J. L. and M. A. Hernán, 1993: *Estadística multivariante en las ciencias de la vida*. Editorial Ciencia, Madrid, 347 pp.
- Carte, A.E. y G. Held, 1978: Variability of hailstorms on the South African Plateau. *J. Appl. Meteorol.*, 17 (3), 365-373.
- Charba, J. P., 1979: Two to six hour severe local storm probabilities: an operational forecasting system. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 268-282.
- Collier, C.G., Lilley, R.B.E., 1994. Forecasting thunderstorm initiation in north-west Europe using thermodynamic indices, satellite and radar data. *Meteorol. App.* 1, 74-84.
- Cuadras, C., 1991: *Métodos de análisis multivariante*. Promociones y Publicaciones Universitarias, Barcelona, 644 pp.
- David, C. L., and J. S. Smith, 1971: An evaluation of seven stability indices as predictors of severe thunderstorms and tornadoes. Preprints, Seventh Conference on Severe Local Storms. Kansas City. American Meteorological Society, 105 -109.
- Davies, J.M. y R.H. John, 1993: Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. Part I: Windshear and helicity. In *The Tornado: Its Structure, Dynamics,*

*Prediction, and Hazards* (C. Church et al., eds.), *Geophys. Monogr.*, **79**, Amer. Geophys. Union, 573-582.

Dessens, J., 1995. Severe convective weather in the context of a nighttime global warming. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 1241-1244.

Dessens, J., 1998: A physical evaluation of a hail suppression project with silver iodide ground burners in southwestern France. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1588-1599.

Dixon, M. y G. Wiener, 1993: TITAN: Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting -A radar based Metodology. *J. Atmos. Oceanic. Technol.* **10**, 6,785-797.

Doswell, C.A., 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, **2**, 3-16.

Doswell, C.A. III, R. Davies-Jones y D.L. Keller, 1990: On summary measures of skill in rare event forecasting based on contingency tables. *Wea. Forecasting*, **5**, 576-585.

Doswell, C.A., III, 1991: A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms. *Nat. Wea. Digest*, **16**, 2-16.

Doswell III, C.A., Rasmussen, E.N., 1994. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Weather Forecast.* **9**, 625-629.

Doviak, R. J. y D. S. Zrnic, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. 2ª ed. Academic Press, 562 pp.

Ducrocq, V., D. Tzanos y S. Sónesi, 1998: Diagnostic tools using a mesoscale NWP model for the early warning of convection. *Meteorol. Appl.*, **5**, 329-349.

Dye, J.E. y B. E. Martner, 1978: The relationship between radar reflectivity factor and hail at the ground for Northeast Colorado thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1335-1341.

Edwards, R. E., y Thompson, R. L., 1998: Nationwide Comparisons of Hail Size with WSR-88D Vertically Integrated Liquid Water and Derived Thermodynamic Sounding Data, *Wea. Forecasting*, **13**, 277-285.

Emanuel, K.A; 1994: "Atmospheric Convection". Oxford University Press, 580 Pag.

Font, I., 1983: *Atlas Climático de España*. INM y Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones.

García de Pedraza, L., 1964: *La Predicción del Tiempo en el Valle del Ebro*. Serv. Meteorol. Nac. Publ. A-38, INM, Madrid.

Fuelberg, H. E. and Biggar, D. G. 1994: The preconvective environment of summer thunderstorms over the Florida panhandle. *Wea. Forecasting*, **9**, 316-326.

George, J.J., 1960: *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, San Diego, 411pp.

Ghidella de Hurtis, M. y M. E. Saluzzi, 1980: Estudio de un modelo parametrizado de nube convectiva a través de su aplicación a casos reales de convección severa. Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales - Programa Nacional de Lucha Antigranizo.

Greene, D. R., y R.A. Clark, 1972: Vertically integrated liquid-A new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 548-552.

- Gong, X., and M. B. Richman, 1995: On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America east of the Rockies, *J. Climate*, 8, 897-931.
- Hart, P.A. y K. Frantz, 1998: A Comparison of VIL Density and Wet-Bulb-Zero Height Associated with Large Hail over North and Central Georgia. SR- Technical Attachment 98-30.
- Hart, J.A. y W.D. Korotky, 1991: The SHARP workstation \_v 1.50. A skew T/hodograph analysis and research program for the IBM and compatible PC: User's manual. NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV, 62 pp.
- Herman, B. M. y L. J. Battan, 1961: Calculations of Mie-scattering from melting ice spheres. *J. Meteor.*, 11, 58-67.
- Huntrieser, H., H.H. Schiesser, W. Schmid y A. Waldvogel, 1997: Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Wea. Forecasting*, 12, 108-125.
- Houze, R.A., 1993 : *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Jacovides, C. P. and T. Yonetani, 1990: An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in Greater Cyprus. *Wea. Forecasting*, 5, 559-569.
- Jefferson, G., 1963: A modified instability index. *Meteor. Mag.*, 92, 92-96.
- Johns, R. H. y C. A. Doswell III, 1992: Severe local storms forecasting. *Wea. and Forecasting*, 7, 588-612.
- Keenan, T.D.; 1986: Forecasting tropical cyclone motion using a discriminant analysis procedure. *Monthly Weather Review*, Vol. 1, N° 114, PAG. 434-441.
- Knight, C.A., P. Smith y C. Wade, 1982: Storm types and some radar reflectivity characteristics. Hailstorms of the Central High Plains. Vol I: The National Hail Research Experiment, I.
- Lee, R. R. y J.E. Passner, 1993: The development and verification of TIPS: An expert system to forecast thunderstorm occurrence. *Wea. Forecasting*, 8, 271-280.
- Llasat, M. C., J. Gibergans, S. Guilbaud y J. Y. Rodríguez, 1997: The use of the vertical thermodynamic data in the daily rain classification. Application to the improvement of an analog technique. INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean, Palma de Mallorca, 395-402.
- López, L., J.L. Marcos, J.L. Sánchez, A. Castro y R. Fraile, 2001: CAPE values and Hailstorms on North Western Spain. *Atmos. Res.*, 56, 147-160.
- López, L., García-Ortega, E., Sánchez, J.L., 2004. Characterizing Preconvective Conditions in the Central Ebro Valley. ECSS, León. Spain.
- Marshall, J. S. y W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.* 5, 165-66.
- Mather, G. K. y D. Treddenick, 1976: An observed relationship between the height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports. *J. Appl. Meteorol.*, 15 (12), 1336-1340.
- Mc Cutchan, M. H.; 1978: A model for predicting synoptic weather types based on model output statistics, *Journal of Applied Meteorology*, 17, pag. 1456-1475.

- Mc. Nulty, R. P., 1979: A statistical thunderstorm prediction technique. Preprints, 11 th, Knasas City, American Meteorological Society, pag. 587-592.
- Mc. Nulty, R. P., 1981: A statistical approach to short-term thunderstorm outlooks. *Journal of Applied Meteorology*, 20, pag. 765-771.
- McMachlan, G. J., 1992: Discriminant analysis and statistical pattern recognition. John Wiley & Sons. Nueva York, 526pp.
- Miller, R.C., 1975: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the military weather warning center. Technical Report n° 200, AWS, USAF.
- Moncrieff, M.W. y M.J. Miller, 1976: A theory of organised steady convection and its transport properties. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 373-394.
- Nascimento, E. L., 2005: Severe storms forecasting utilizing convective parameters and mesoscale models: an operational strategy adoptable in Brasil? *Braz. Meteor. Magazine*, 20, 121-140 (In portuguese).
- Nery, J.T., M.E Seluchi y S.M. Brynstein, 1991: Modelo de pronóstico estadístico de heladas para la región de Maringa. *Anales Congremet VI* - Pag. 41-42.
- Neuman, C. J., 1971: The thunderstorm forecasting system at the Kennedy Space Center. *J. Appl. Meteor.*, 10, 921-936.
- Nicolini, M. y Norte F., 1978: Análisis en tiempo diferido de las situaciones sinópticas correspondientes a los días de tormenta convectiva en la Provincia de Mendoza. Informe de la temporada granicera 1976-77.
- Nicolini, M., 1980: Aplicación y comparación de distintos modelos para estimar la velocidad de desplazamiento de tormentas convectivas en Mendoza. Comisión Nacional de Actividades Espaciales.
- Nkendirim, L. C., 1986: Chinooks in southern Alberta: some distinguishing nocturnal features. *Journal of Climatology*, 6, pag. 593-603.
- Norte, 1988: Característica del Viento Zonda en la Región de Cuyo. Tesis doctoral - Universidad de Buenos Aires.
- Norte F., 1995: Condiciones meteorológicas favorables a la contaminación en Mendoza. Mendoza Ambiental - IADIZA - CRICYT -CONICET.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- Reap, R. M. y D. S. Foster, 1979: Automated 12 - 36 hour probability forecasts of thunderstorms and severe local storms. *J. Appl. Meteor.*, 18, 1304-1315.
- Rasmussen, E.N. and D. O. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148-1164.
- Reuter, G.W. y N. Aktary, 1995: Covective and symmetric instabilities and their effects on precipitation: seasonal variations in Central Alberta during 1990 and 1991. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 153-162.

Ruiz, N. E. y W.M. Vargas, 1994: Ensayo de pronóstico objetivo de probabilidad de precipitación en Buenos Aires en base al análisis de 500 mb del ECMWF. *Meteorológica* Vol 19, Nº 1 y 2, pag 3 - 11.

Saluzzi, M. E. Aspectos físicos de la convección severa en Mendoza. San Miguel: Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, 1982, 143 p.

Sánchez, J.L., Castro, A., Fraile, R., de la Madrid, J.L., 1991. Some characteristics of severe storms on León and Zamora (Spain). II International Meeting on Agriculture and Weather Modification. Zamora, ULE, Leon, pp. 1-10.

Sánchez, J.L., R. Fraile, M. T. De la Fuente y J. L. Marcos, 1998 a: Discriminant analysis applied to the forecasting of thunderstorms. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 68, 187-195.

Sánchez, J. L., J. L. Marcos, R. Fraile, E. García y M. T. Torá, 1998b: A logistic regresión model applied to short-term forecast of hail risk. *Phys. Chem. Earth.*, 23, 645-548.

Sand, W. R., 1976: Observations in hail-storms using the T-28 aircraft system. *J. Appl. Meteorol.*, 15 (6): 641-650.

Sauvageot, H., 1982: *Radarmeteorologie. Teledeteccion active de L'atmosphere*. Ed. Eyrolles. Paris.

Schaefer, J.T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, 5, 570-575.

Schultz, P., 1989. Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado. *Weather Forecast.* 4, 73-80.

Seluchi, 1993. Estudio del comportamiento de los sistema sinópticos migratorios en Argentina, Tesis doctoral.

Simonelli S. Modelo estadístico de Pronóstico de Convección para la zona norte de la Provincia de Mendoza. Tesis doctoral (2001)

Stone, H. M., 1985: A comparison among various thermodynamic parameters for the prediction of convective activity. NOAA Tech. Memo. NWS Eastern Region, Garden City, NY, 14 pp. [NTIS PB85-206 217/AXB].

Summer, G., C. Ramis and J. A. Guijarro, 1993: The spatial organization of daily rainfall over Mallorca, Spain. *Int. J. Climatol.* 13, 89-109.

Summer, G., C., J. A. Guijarro and C. Ramis, 1995: The impact of surface circulation on significant daily rainfall patterns over Mallorca. *Int. J. Climatol.*, 15, 673-696.

Tudurí, E y C. Ramis, 1997: The environments of significant convective events in the western Mediterranean. *Wea. Forecasting*, 12, 294-306.

Velasco, I. and J. M. Frisch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92, 9561-9613.

Waldvogel, A., B. Federer y P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteorol.* 18, 1521-1525.

Waldvogel, A., L. Klein, D. J. Musil y P. L. Smith, 1987: Characteristics of radar-identified big drop zones in Swiss hailstorms. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26, 861-877.

Weisman, M. L., y J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.

Wexler, R. y D.M. Swingle, 1947: Radar storm detection. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 28, 159-167.

Wexler, R., 1947: Radar detection of a frontal storm 18 June 1946. *J. Meteor.*, 4, 38-44.

Wilks, D.S., 1995: *Statistical methods in Atmospheric Sciences*. Academic Press, San Diego.