



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



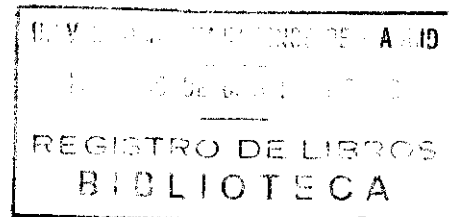
5314281675

T1-1991/2

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS

DEPARTAMENTO DE FISICA DE LA TIERRA, ASTRONOMIA Y ASTROFISICA II
(ASTROFISICA Y CIENCIAS DE LA ATMOSFERA)

EL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO Y SU VARIACION



Nº REGISTRO 23581

Memoria que para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas,
presenta el licenciado JUAN ANTONIO GARCIA-MIGUEL FDEZ.-MONTES.

DIRECTOR: Dr. D. Emiliano Hernández Martín


Madrid, Abril 1991.

EMILIANO HERNANDEZ MARTIN, CATEDRATICO DE METEOROLOGIA DINAMICA Y
MODELOS NUMERICOS DE LA FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS DE LA
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID,

CERTIFICO:

Que la presente memoria "EL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO
Y SU VARIACION", ha sido realizada bajo mi dirección en
el Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y
Astrofísica II (Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera)
de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad
Complutense de Madrid por D. Juan Antonio García-Miguel
Fernández-Montes y que constituye su tesis para optar al
grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y, para que conste, firmo la presente
certificación en Madrid a diecinueve de Abril de mil
novecientos noventa y uno.

A handwritten signature in black ink, reading "Emiliano Hernández Martín". The signature is written in a cursive style and is enclosed within a large, hand-drawn oval. A horizontal line is drawn across the bottom of the oval, extending to the right.

A MI FAMILIA

INDICE

A MODO DE PROLOGO	1
I. INTRODUCCION	3
I.1. REVISION HISTORICA	3
I.2. VISION GLOBAL DE LA ELECTRICIDAD ATMOSFERICA	13
I.2.1. Estructura Eléctrica del Sistema Atmósfera-Tierra .	14
I.2.2. Iones Atmosféricos	16
I.2.3. Campo Eléctrico Atmosférico	19
I.2.4. Electricidad de las Nubes	21
I.2.5. Rayos y Corrientes Telúricas	23
I.3. OBJETIVOS	26
II. DESARROLLO TEORICO	28
II.1. INTRODUCCION	28
II.2. PLANTEAMIENTO INICIAL DEL PROBLEMA	29
II.3. ANALISIS DE LA ECUACION DE ADVECCION-DIFUSION	33
II.3.1. Difusión Molecular	33
II.3.2. Corriente de Deriva	36
II.4. ECUACIONES DEL MODELO	39
II.4.1. Discretización	40
II.4.2. Modelo Espacio-Estado	49
III. INSTRUMENTACION	52
III.1. MEDIDAS DE INTENSIDAD DEL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO EN CANARIAS Y SALAMANCA	52

III.2. MEDIDAS DE INTENSIDAD DEL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO EN TORTOSA	56
IV. EXPERIMENTAL	59
IV.1. ANALISIS CUALITATIVO DE LA RELACION ENTRE EL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO Y VARIABLES METEOROLOGICAS	59
IV.1.1. Objetivos	59
IV.1.2. Variables Disponibles	59
IV.1.3. Interpretación de las Medidas	61
IV.1.3.1. MEDIDAS DE BAJAMAR (1)	61
IV.1.3.1.1. Presión Atmosférica	61
IV.1.3.1.2. Tensión de Vapor	62
IV.1.3.1.3. Temperatura del Termómetro Seco	63
IV.1.3.1.4. Velocidad y Dirección del Viento	63
IV.1.3.1.5. Otras Variables Meteorológicas	64
IV.1.3.2. MEDIDAS DE IZAÑA	64
IV.1.3.2.1. Presión Atmosférica	64
IV.1.3.2.2. Tensión de Vapor	65
IV.1.3.2.3. Temperatura del Termómetro Seco	66
IV.1.3.2.4. Velocidad y Dirección del Viento	66
IV.1.3.2.5. Otras Variables Meteorológicas	67
IV.1.3.3. MEDIDAS DE BAJAMAR (2)	67
IV.1.3.3.1. Presión Atmosférica	67
IV.1.3.3.2. Tensión de Vapor	67
IV.1.3.3.3. Temperatura del Termómetro Seco	68
IV.1.3.3.4. Velocidad y Dirección del Viento	68
IV.1.3.3.5. Otras Variables Meteorológicas	69
IV.1.3.4. VARIACION DEL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO CON LA ALTURA	69

IV.2. ANALISIS CUANTITATIVO DE LA RELACION ENTRE CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO Y VARIABLES METEOROLOGICAS MEDIANTE TECNICAS ESTOCASTICAS, A PARTIR DE DATOS HORARIOS	71
IV.2.1. Objetivos	71
IV.2.2. Datos	72
IV.2.3. Descripción Meteorológica del Período en Estudio .	73
IV.2.4. Resultados	73
IV.2.4.1. DISTRIBUCIONES	73
IV.2.4.2. ANALISIS ESPECTRAL	75
IV.2.4.2.1. Resultados más Destacables del Análisis Espectral	77
IV.2.4.3. MODELIZACION ESTOCASTICA	79
IV.2.4.3.1. Modelización según la Metodología de Box-Jenkins	79
IV.2.4.3.1.1. <i>Modelo Estocástico para Temperatura y Tensión de Vapor</i>	80
IV.2.4.3.1.2. <i>Modelo Estocástico para Campo Eléctrico Atmosférico</i>	83
IV.2.4.3.2. Modelización según la Metodología Espacio-Estado	83
IV.2.4.3.2.1. <i>Modelización Univariante</i>	86
IV.2.4.3.2.2. <i>Modelización con Variables Exógenas</i> ..	86
IV.2.4.3.2.3. <i>Modelización Multivariante</i>	88
IV.3. ANALISIS CLIMATOLOGICO DE LA RELACION ENTRE CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO Y VARIABLES METEOROLOGICAS MEDIANTE METODOLOGIAS ESTOCASTICAS	92
IV.3.1. Objetivos	92
IV.3.2. Variables Disponibles	94
IV.3.2.1. VARIABLES METEOROLOGICAS	94
IV.3.2.2. VARIABLES ELECTRICAS	95
IV.3.3. Tratamiento de los Datos de Dirección del Viento .	96
IV.3.4. Selección de Variables	100

IV.3.5. Análisis Estadístico de Variables	106
IV.3.5.1. VALORES MEDIOS Y VARIANZAS	106
IV.3.5.2. DISTRIBUCIONES	107
IV.3.5.3. ANALISIS ESPECTRAL	109
IV.3.5.3.1. Resultados	109
IV.3.5.3.1.1. <i>Comprobación de la Existencia de Tendencia y/o Persistencia mediante la utilización de Tests No Paramétricos</i>	111
IV.3.6. Análisis Cross-Espectral	115
IV.3.6.1. RESULTADOS	117
IV.3.7. Modelización	121
IV.3.7.1. MODELIZACION UNIVARIANTE DEL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO	122
IV.3.7.1.1. Modelización Univariante de la Serie	122
IV.3.7.1.2. Modelización Univariante de los Residuos resultantes de la Eliminación de Tenden- cia y Ciclo Anual	123
IV.3.7.2. MODELIZACION CON VARIABLES EXOGENAS	125
IV.3.7.2.1. Modelización con una Variable Exógena	129
IV.3.7.2.1.1. <i>Evaluación Numérica de los Modelos</i>	132
IV.3.7.2.2. Modelización con varias Variables Exógenas	135
IV.3.7.2.2.1. <i>Evaluación Numérica del Modelo</i>	136
IV.3.7.3. ALGUNAS CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LOS MODELOS OBTENIDOS	138
 V. CONCLUSIONES	 140
 VI. BIBLIOGRAFIA	 147

ANEXO GRAFICAS

A MODO DE PROLOGO

¿Cuánto afecta la electricidad atmosférica al hombre y a sus sistemas tecnológicos? ¿Está cambiando nuestro ambiente eléctrico como resultado de la contaminación del aire, el aumento de materiales radiactivos, la construcción de líneas de alto voltaje, y de otras actividades humanas? (Studies in Geophysics, 1986).

Resulta evidente que existe una estrecha interrelación entre el hombre y su medio ambiente. De algún modo, el hombre se ve siempre afectado por el medio físico en que desarrolla su vida (Rastorguev et al., 1987), y al mismo tiempo, su actividad perturba o provoca variaciones en su entorno. Esta interrelación se produce, por lo tanto, igualmente con su medio ambiente eléctrico. Los avanzados sistemas tecnológicos pueden verse afectados por perturbaciones eléctricas atmosféricas asociadas a cambios en el campo magnético terrestre, tormentas magnéticas de origen solar, y cualquier otro tipo de fenómeno de carácter electromagnético (Zeddám et al., 1988). A su vez, la actividad humana genera una gran cantidad de contaminantes, gases y partículas, que alteran la conductividad de las capas más bajas de la atmósfera, perturbando de este modo el campo eléctrico atmosférico. Además, el uso de materiales radiactivos aporta una fuente adicional de ionización en las capas más bajas de la atmósfera (Clement et al., 1990). Por lo tanto, es de gran importancia conocer la variabilidad de la electricidad atmosférica y su comportamiento frente a determinados parámetros.

El estudio de la electricidad atmosférica se ha desarrollado, en las últimas décadas, aparte de la corriente principal de las ciencias atmosféricas. Sin embargo, las investigaciones en este campo pueden contribuir a las predicciones de sistemas a mesoscala, así como a la física de la precipitación. También son de interés las aplicaciones que puedan surgir de estas investigaciones con el fin de prevenir el peligro de los rayos, e incluso cabría la posibilidad de "utilizar" la electricidad atmosférica como una fuente de energía útil. Por último, podrían permitir determinar posibles efectos del campo eléctrico sobre fenómenos biológicos (Lansberg, 1977).

Se puede especular, al menos, con que la predicción de las intensidades del campo eléctrico tienen que ir de algún modo de acuerdo con los desarrollos sinópticos. Por lo tanto, parece lógico pensar que las diferentes variables meteorológicas, consideradas en un análisis sinóptico, influirán sobre dicho campo. Nosotros hemos partido de esta hipótesis, con el objetivo de obtener unas relaciones entre variables meteorológicas y el campo eléctrico, que nos permitan de algún modo caracterizar, de la mejor manera posible, su comportamiento.

I. INTRODUCCION

I.1. REVISION HISTORICA

Desde sus orígenes, el hombre ha encontrado en la Naturaleza una fuente inagotable, al menos hasta ahora, de energía y de recursos, que le han permitido sobrevivir y evolucionar, en lucha constante con las fuerzas vivas de la Naturaleza. Por otro lado, la Naturaleza ha sido también una fuente inagotable para la imaginación humana, para la alimentación de sus fobias y terrores. Sin embargo, el hombre ha intentado comprenderla, dominarla y, siempre que ha sido posible, utilizarla en su provecho. Las fuerzas que se desarrollan en los fenómenos naturales han sido objeto de estudio por el hombre. Dentro de estas fuerzas naturales, una de las más poderosas y demoledoras es el rayo, espectacular y destructiva consecuencia de la electricidad atmosférica.

Presumiblemente, el primer fuego conocido por el hombre tendría su origen en algún rayo caído sobre una zona de bosque, y de ahí surgiría en él un doble y contradictorio sentimiento : terror, por su fuerza destructora, y admiración por haberle permitido conocer el fuego. A medida que la especie humana evolucionó, trató de explicar todos los fenómenos de la Naturaleza. Surgen así culturas que asocian los procesos naturales a seres divinos, dioses, sitios en un nivel "superior", y que

controlan la mortal vida humana. Por ejemplo: Tor es el dios del trueno vikingo, Zeus dios griego se representa con rayos en las manos. De este modo aparece la idea del rayo como castigo de los dioses.

Pero poco a poco, se empiezan a desterrar a los dioses al mundo de la fantasía y de los sueños, y se trata de encontrar una explicación "científica" para todo. La Ciencia y el Hombre progresan rápidamente, pero no es hasta el siglo XVIII, que los científicos empiezan a ver algo de luz en el oscuro túnel de la Electricidad Atmosférica.

Los primeros contactos entre la Ciencia y la Electricidad Atmosférica se realizan a través de los rayos, como representante más notorio. Así Wall, en 1708, observa una chispa y una crepitación entre su dedo y un recipiente de ámbar, que, como él mismo indica, "parece de algún modo que representan al trueno y al rayo". Pero la constatación de un hecho físico, lleva consigo el intento de los científicos de explicar el origen del suceso. En este sentido, hacia mediados del siglo XVIII surge la idea de que el origen de la electricidad en el aire es la fricción y colisión de varias partículas en suspensión. Entorno a 1750, varios científicos empiezan a estudiar la electricidad de las tormentas obteniéndose interesantes resultados. Franklin (1751) encuentra que en la mayor parte de los casos la parte baja de las nubes tormentosas tiene carga negativa. Al mismo tiempo, otros científicos de mediados de siglo empiezan a intuir que la electricidad atmosférica también debe manifestarse en condiciones

de buen tiempo, no tormentosas, y es Lemonnier, en 1752, el primero que encuentra efectos de electricidad en buen tiempo. Este autor intuye ya la existencia de una evolución diaria, que más tarde sería confirmada por Beccaria en 1775.

La introducción y desarrollo de nuevos métodos de medida permite profundizar en el estudio y conocimiento de la electricidad atmosférica. Uno de los científicos más destacados en este sentido es De Saussure (1779), quien, en el último cuarto del siglo XVIII, además de desarrollar un tipo de electrómetro, otro instrumento que denominó conductor móvil, así como otros métodos de medida, fue el primero en descubrir una variación anual en la magnitud de los efectos de la electricidad atmosférica, los cuales él observó que eran mayores, en buen tiempo, en invierno que en verano.

Todo lo experimentado y estudiado hasta este momento, induce a los científicos a considerar que todos los fenómenos eléctricos atmosféricos de buen tiempo son debidos a la existencia de cargas positivas en el aire, y que además, la cantidad de dichas cargas crece con la altura. De inmediato surge la necesidad de encontrar un origen para estas cargas. En 1782, Volta enunció una teoría al respecto, considerando que la separación de carga eléctrica estaba asociada al cambio de estado de agua a vapor. Según Volta, para la realización de este cambio sería necesaria alguna cantidad de electricidad positiva, lo cual daría lugar a una carga negativa sobre tierra y a otra positiva en el aire. Sin embargo, Volta no fue capaz de comprobar su teoría en el laboratorio. No obstante,

su teoría tenía un matiz muy importante que era el de la existencia de carga negativa en el suelo, lo cual fue más tarde, ya en el siglo XIX, comprobado por Erman (1804) y Peltier (1842). Entre las muchas aportaciones de Volta a la Ciencia, una de las más interesantes en cuanto a la electricidad atmosférica, fue la técnica de la llama, que puede considerarse el primer equalizador de potencial, y que permitió observar y registrar cambios temporales del campo eléctrico del orden de minutos.

Llegados a este punto, aparece, ya en siglo XIX, la figura de Lord Kelvin, quien realizó considerables avances en la teoría electrostática, pero además aplicó estas mismas ideas en la electricidad atmosférica. Lord Kelvin introduce en la electricidad atmosférica la idea de potencial, y demuestra que la llama, usada por Volta, y el cuentagotas, que él mismo inventa (1859), sirven para igualar el potencial de un conductor con el del aire en sus cercanías. Por otra parte, plantea la existencia de una capa conductora en la alta atmósfera, que junto con la superficie terrestre, es responsable de los fenómenos eléctricos. Además desarrolló métodos de medida como el electrómetro de cuadrantes.

En este momento, se puede afirmar que el gradiente de potencial de buen tiempo es casi siempre positivo, que existe una carga negativa sobre la superficie terrestre, que el gradiente de potencial presenta variaciones diarias y anuales, y que existe una corriente de buen tiempo que lleva carga positiva a tierra. La existencia de esta corriente de buen tiempo lleva implícito que el aire en cierto modo, conduce la electricidad, y además implicaría

la pérdida de la carga de la tierra en poco tiempo. El problema de la pérdida de carga parece resolverse cuando Linss, en 1887, sugiere que el tiempo tormentoso, junto a otros procesos, puede ser el responsable de la renovación de la carga negativa superficial. El otro problema, el de la conductividad atmosférica, lleva al descubrimiento a principios del siglo XX de la existencia de iones en la atmósfera. Las investigaciones se orientan hacia la explicación del origen de los iones, las fuentes de ionización. Inicialmente, se pensó que los cuerpos radioactivos del suelo serían la fuente principal de iones, pero esto implicaría que la conductividad disminuiría con la altura, mientras que en la atmósfera se había observado lo contrario, es decir, un aumento de la conductividad con la altura. Esto obliga a buscar nuevas fuentes, y así el descubrimiento de los rayos cósmicos (radiación altamente penetrante), sitúa a éstos como principal fuente de ionización. Los iones una vez formados sufren distintos procesos como el de recombinación con otros iones de signo opuesto, el de unión a partículas más grandes, etc.

Todos los conocimientos que hasta aquí se han acumulado, así como todos los instrumentos que hasta este momento se han desarrollado, permiten obtener una mayor información sobre el comportamiento del campo eléctrico atmosférico. La utilización de instrumentos registradores y el análisis de los registros, permite llegar a la conclusión de que en tiempo tormentoso o perturbado el gradiente de potencial es mayor que en buen tiempo, pero además se observan variaciones muy rápidas del mismo en dichas condiciones, y en general, o muy a menudo, presenta valores negativos. Además,

otro tipo de investigaciones permiten determinar la existencia de cargas eléctricas en las nubes, y también el arrastre y transporte de carga en los procesos de precipitación.

Hasta ahora, únicamente se habían constatado unos hechos que acaecían en la atmósfera, y en menor grado, se había intentado simular algunos fenómenos eléctricos atmosféricos. Sin embargo, en la primera mitad del siglo XX, empieza a sentirse la necesidad de caracterizar y cuantificar todos los fenómenos asociados a la electricidad atmosférica. Por este motivo, se vuelve a retomar la idea lanzada por Lord Kelvin en 1860 de considerar la atmósfera como un condensador, cuyas placas estarían constituidas por la superficie terrestre y por una capa de alta conductividad en las regiones superiores de la atmósfera. En efecto, algunos autores empiezan a trabajar con esta hipótesis, pero no terminan de ver que esta región superior de alta conductividad pueda afectar a los procesos eléctricos en las proximidades del suelo. Sin embargo, por los años treinta, Schonland (1932) observa la necesidad de considerar esta capa para justificar ciertos hechos, como el de la constancia con la altura de la corriente aire-tierra.

Otro aspecto muy importante de la electricidad atmosférica, y hacia el cual se han dirigido gran parte de los esfuerzos científicos, ha sido el del estudio de nubes tormentosas, tanto en cuanto a la naturaleza eléctrica de las nubes, distribución de cargas, como en cuanto a los procesos de formación y separación de carga dentro de la nube. Esto, por otra parte, se había visto dificultado hasta entonces por la imposibilidad de realizar

medidas fiables dentro de la nube, por lo que todo conocimiento de la electricidad de la nube debía referirse a partir de medidas del campo eléctrico en superficie, en las proximidades o debajo de una nube. Más tarde, la utilización de globos para medidas en el interior de las nubes, permite a Simpson y Scrase, en 1937, comprobar que en la mayoría de los casos la cima de la nube presenta un centro de carga positiva, quedando la negativa en la parte inferior, si bien, en algunas nubes tormentosas se observa un pequeño centro de carga positiva debajo de la negativa. Además determinan que la magnitud de las cargas oscila entre 10 a 100 C.

El posterior avance de las técnicas de medida con la utilización de material electrónico más sensible y rápido, en cuanto a su respuesta, la realización de medidas en altura con globos, aviones y otras técnicas de medición remotas, el empleo de sofisticados ordenadores para la digitalización y análisis de datos, así como para la obtención de resultados, y la cooperación entre grupos de investigación han permitido profundizar en el estudio y conocimiento del comportamiento eléctrico de la atmósfera.

Una vez asentados los primeros cimientos del estudio de la Electricidad Atmosférica, se empiezan a establecer diferentes áreas de investigación dentro de esta especialidad. Así, tradicionalmente, se han considerado seis amplios campos: (1) química - física iónica, (2) electrificación de nubes, (3) rayos, (4) procesos eléctricos de buen tiempo, (5) sistemas de corrientes ionosféricas y magnetosféricas, y (6) sistemas de corrientes

telúricas.

Dentro del área de investigación sobre la química - física iónica, se ha buscado ampliar el conocimiento de todos los procesos físicos y químicos que dan lugar a iones, es decir, todos los procesos de ionización atmosféricos, así como cuáles de éstos predominan en los diferentes niveles de la atmósfera (Ikebe, 1970; Reagan, 1977; Heaps, 1978; Eisele, 1989). También se ha investigado sobre el papel de éstos en los fenómenos eléctricos atmosféricos (Arnold and Ferguson, 1983), su influencia en la conductibilidad atmosférica, en el campo eléctrico atmosférico, etc.

Otro campo de gran interés es el de la electrificación de las nubes: mecanismos de generación y separación de carga. Se han estudiado todos los posibles mecanismos, así como cuáles de ellos son más importantes en las diferentes etapas de desarrollo de las nubes. Autores como Gunn (1957), Chalmers (1967), Mason (1972), Takahashi (1973), Latham (1981), Sapkota (1988) entre muchos otros, se han dedicado a la investigación en esta línea de trabajo. También son de gran interés los esfuerzos llevados a cabo en la modelización del desarrollo de la estructura eléctrica de las nubes (Takahashi, 1979; Tzur and Levin, 1981; Hager et al., 1989).

El estudio de los rayos es una de las áreas de mayor interés, por cuanto lleva consigo un apreciable impacto social, al ser éstos causantes de grandes pérdidas humanas y económicas. La

investigación se ha realizado en aspectos tales como fenomenología (Orville and Spencer, 1979; Orville, 1986; López and Holle, 1986; Rutledge et al., 1990; López et al., 1991), física del rayo (Uman and Krider, 1982; Krider, 1986; Willet et al., 1990), papel en la química atmosférica (Chameides, 1986), así como, sistemas de protección y detección (Krider et al., 1980; Uman, 1986; Elkin et al., 1988).

El campo eléctrico de buen tiempo ha sido otro aspecto destacable dentro de la investigación en electricidad atmosférica. El mejor conocimiento de los procesos y fenómenos asociados a dicho campo permitirá tener una visión más completa y profunda de la electricidad atmosférica, y quizá facilite la comprensión de la evolución del mismo en condiciones perturbadas, que son en las que se dan fenómenos como el rayo. Es decir, el conocer en profundidad el campo eléctrico atmosférico de buen tiempo puede ser un paso inicial para conocerlo y predecirlo en cualquier estado atmosférico, permitiendo en un futuro, quizá no lejano, la predicción de rayos, con las ventajas que ello reportaría. En este sentido, se ha estudiado cómo afectan diversas variables meteorológicas al campo eléctrico (Bhartendu, 1977; Hernández et al., 1988; Paoletti et al., 1989), sus variaciones temporales (Märcz and Bencze, 1981; Yeboah-Amankwah, 1989; Marcz, 1990), así como aspectos relacionados con el circuito global atmosférico (Roble and Tzur, 1986; Sapkota et al., 1990).

El estudio de la atmósfera media se ha realizado desde diversos puntos de vista, tales como fuentes de ionización

(Forbush, 1938; Heaps, 1978; Vampola and Gorney, 1983), química iónica (Reid, 1977; Ferguson and Arnold, 1981), conductividad (Widdel et al., 1976; Datta et al., 1987; Sampath et al., 1989) o el campo eléctrico (Tyutin, 1976; Pinto et al., 1989). Las corrientes ionosféricas y magnetosféricas han sido el centro de atención en la investigación en la alta atmósfera (Blanc and Richmond, 1980; Akasofu, 1984; Bendilet et al., 1988). También se han llevado a cabo trabajos científicos sobre un aspecto, no directamente relacionado con la electricidad atmosférica, como son las corrientes telúricas, tanto su origen como sus interacciones con los sistemas humanos (Lanzerotti and Gregori, 1986).

La presente memoria se encuadra dentro de las investigaciones sobre el campo eléctrico atmosférico o gradiente de potencial.

I.2. VISION GLOBAL DE LA ELECTRICIDAD ATMOSFERICA

Anteriormente se ha visto una breve visión histórica de la evolución en la comprensión de la Electricidad Atmosférica. Se ha podido comprobar como se ha ido ampliando, a través de la experimentación, e incluso a veces de la casualidad, el conocimiento en este tema. Pues bien, ahora lo que se pretende es dar una visión global de la Electricidad Atmosférica, un comentario general sobre los principales aspectos del tema. Para desarrollar mejor sus diferentes aspectos, en primer lugar, se establecerá una estructuración del tema, para posteriormente desarrollar brevemente cada uno de los apartados. Cabría la posibilidad de hacer multitud de divisiones, todas ellas válidas, pero nosotros se ha optado por la siguiente:

- 1) *Estructura eléctrica del sistema atmósfera-tierra*
- 2) *Iones atmosféricos*
- 3) *Campo eléctrico atmosférico*
- 4) *Electricidad de las nubes*
- 5) *Rayo y corrientes telúricas*

Este esquema nos ha parecido el más adecuado ya que permite ir profundizando, paso a paso, en la Electricidad. Se comienza con una visión del medio en que se suceden los procesos eléctricos, para en el siguiente apartado hacer una serie de consideraciones respecto a los responsables de la Electricidad Atmosférica. A continuación se hace una revisión de las características del campo eléctrico y luego se entra en uno de los aspectos más delicados de la electricidad, como es el de la electricidad de las nubes. En el

apartado quinto, se comentan dos procesos muy importantes como son el rayo y las corrientes telúricas.

I.2.1. ESTRUCTURA ELECTRICA DEL SISTEMA ATMOSFERA-TIERRA

A la hora de estudiar la estructura eléctrica del sistema atmósfera-tierra, se suele distinguir entre electricidad en baja atmósfera, en atmósfera media y en alta atmósfera. Por baja atmósfera se entiende la troposfera y la baja estratosfera (o hasta aproximadamente unos 30 Km, límite aproximado de observación con globos). Dentro de esta zona se encuentra incluida la capa límite planetaria, en la que se producen los fenómenos eléctricos que están asociados a procesos turbulentos. La electricidad en esta capa se ve fuertemente afectada por la velocidad de producción de iones, así como de sus propiedades físicas. Las fuentes principales de ionización en esta zona son los rayos cósmicos, y la radioactividad natural del suelo, si bien los límites de acción de esta fuente se encuentran muy próximos a la superficie (por debajo de 1 Km) (Pierce and Whitson, 1964).

La atmósfera media comprende la estratosfera superior y la mesosfera, situándose su límite superior entorno de los 85 Km. Las fuentes de ionización en esta capa son múltiples, pero las principales son los rayos cósmicos (principalmente en la estratosfera), la radiación solar intensa Lyman-Alfa (en la mesosfera), los rayos-X solares (en el límite superior de la atmósfera media) y los protones solares (en altas latitudes

fundamentalmente) (Reid, 1986).

La alta atmósfera está constituida por la termosfera y la exosfera. Es una zona constituida por un plasma de muy baja densidad formada primordialmente por electrones e iones positivos. En esta zona se producen procesos de interacción entre campos eléctricos y magnéticos, dando lugar a multitud de fenómenos electromagnéticos. En esta región, entorno a los 90 Km comienza la ionosfera, que como comentamos en la revisión histórica, juega un importante papel en los procesos eléctricos atmosféricos. En ella se desarrollan multitud de procesos fotoquímicos que dan lugar a la formación de iones y de electrones libres. En la ionosfera podemos distinguir tres subcapas: D, E y F (F_1, F_2). La subcapa D se sitúa sobre los 90 Km, y en ella la concentración de electrones es de 10^3 a 10^4 por centímetro cúbico. La E, se encuentra entre los 90 y 140 Km, con una densidad electrónica 10^5 cm^{-3} . La capa F se sitúa por encima de los 140 Km, con una densidad electrónica media de 10^6 cm^{-3} (Iribarne and Cho, 1980).

Como también comentamos en la revisión histórica, la Tierra, a la hora de estudiar la Electricidad Atmosférica, podría considerarse como un gigantesco condensador, constituido por la superficie de la tierra y la ionosfera, como placas, y el aire como dieléctrico. Los estudios sobre este tema han permitido obtener las características generales de este "condensador telúrico" (Iribarne and Cho, 1980):

- diferencia de potencial del orden de 300 KV;
- intensidad total de la corriente entre placas,

unos 1350 A:

densidad de corriente $\propto 2.7 \times 10^{-12}$ A/cm²,

superficie de la tierra $\propto 5 \times 10^{14}$ m²;

- carga del condensador de unos 5.5×10^5 C;

- capacidad, unos 1.8 Faradios;

- resistencia total equivalente ($R = V / I$), 222 Ω .

Debido a las corrientes de buen tiempo, este condensador se descargaría en unos 10 minutos, sin embargo, parece ser que la actividad tormentosa actúa de generador del mismo.

1.2.2. IONES ATMOSFERICOS

Una vez considerada la estructura eléctrica de la atmósfera, parece lógico hacer unas consideraciones generales sobre los responsables de la electricidad, es decir, sobre los iones. Los iones son partículas de tamaño molecular cargadas, que aparecen, bien por la liberación por parte de una molécula neutra de algún electrón debido a la absorción de radiación, o bien por la captación de algún electrón libre por parte de una molécula neutra. Posteriormente, estas moléculas ionizadas se unen a otras (incluidas moléculas de agua) dando lugar a agregados moleculares que constituyen lo que se denomina iones atmosféricos. En cuanto a su tamaño se distinguen tres tipos de iones, pequeños, grandes e intermedios. Los iones pequeños tienen una movilidad de 1×10^{-4} a 2×10^{-4} m²s⁻¹V⁻¹ (movilidad iónica es la velocidad que adquiriría el ión en el seno de un campo unidad) (Chalmers, 1967), y, en general, son moléculas ionizadas unidas a otras por atracción

electrostática. Los iones grandes presentan movibilidades del orden de 500 veces menor que las de los pequeños, siendo en general grandes agregados moleculares, donde la carga es algo accidental ya que no es la responsable de la cohesión del ión atmosférico (en general es un ión molecular que se une a un aerosol atmosférico). Los iones intermedios son aquéllos cuyos tamaños y movibilidades se encuentran entre los límites anteriores. En general, en las proximidades del suelo son más abundantes los iones grandes que los pequeños, sin embargo, a medida que ascendemos en la atmósfera, la concentración de los iones pequeños aumenta, mientras que la cantidad de iones grandes disminuye. El tipo de iones que podemos encontrar en la atmósfera varía con la altura. Así, por ejemplo, en la baja atmósfera, los iones son moléculas de constituyentes del aire ionizadas; en la atmósfera media, aparecen iones como el NO^+ , o protones hidratados ($\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_n$); mientras que en la alta atmósfera predominan los electrones libres, aunque también se encuentran presentes algunos iones, fundamentalmente positivos.

Estos iones atmosféricos sufren en su vida en la atmósfera diferentes procesos de destrucción, de tal modo que se pueden establecer unas ecuaciones de equilibrio, teniendo en cuenta la velocidad con la que se producen por las diferentes fuentes de ionización, así como la velocidad a la que desaparecen por los diferentes procesos de eliminación. Los iones pequeños pueden desaparecer, entre otras causas, por (Chalmers, 1967):

- recombinación de iones pequeños originando partículas neutras,

- combinación con iones grandes de signo opuesto dando lugar a partículas neutras,
- combinación con partículas neutras creando iones grandes,
- combinación con iones grandes del mismo signo lo que origina partículas multicargadas.

La eliminación de los iones grandes es fundamentalmente debida a su unión con iones, tanto pequeños como grandes, para dar lugar a partículas neutras. Todo esto puede ser visto fácilmente con la ayuda del esquema de la figura (I.1).

El número de iones presentes en la atmósfera, que va a estar regulado por el equilibrio entre formación y eliminación de iones, va a ser el responsable de la conductividad del aire. La conductividad eléctrica (λ) se define como la constante de proporcionalidad en la relación existente entre la densidad de corriente (j) y el campo eléctrico (E)

$$j = \lambda E \quad (I.1)$$

por lo que la conductividad viene expresada en $\Omega^{-1}m^{-1}$ (o en s^{-1} en el sistema electrostático). Los iones pequeños, de gran movilidad, juegan un papel muy importante en la conductividad, sobre todo por debajo de los 45 Km de altura. Por encima de los 45 Km, la contribución de los electrones a la conductividad empieza a ser notoria, pasando a ser dominante por encima de los 60 Km. Si bien hasta los 60-70 Km la conductividad puede considerarse isotrópica, por encima de los 70Km, los electrones se encuentran muy afectados por el campo magnético terrestre, por lo que la conductividad en estos niveles es anisotrópica (Studies in Geophysics, 1986).

I.2.3. CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO

El siguiente paso es considerar el campo eléctrico atmosférico. ¿Qué variaciones sufre el campo eléctrico?. Previo a esto, hay que diferenciar entre campo eléctrico de buen tiempo y campo eléctrico perturbado, ya que las propiedades son tan diferentes en estos dos tipos de situaciones que, en general, tienden a estudiarse por separado. Esto implica el establecer, a priori, unas condiciones de buen tiempo. De este modo, en general, se considera buen tiempo cuando no existe precipitación, hay menos de 3/8 de cielo cubierto, y además no existen condiciones extremas de visibilidad o viento (Iribarne and Cho, 1980). El resto de las condiciones se suponen tiempo perturbado. Una vez hechas estas consideraciones, vamos a enumerar algunas características generales del campo eléctrico, tanto de buen tiempo como perturbado. El campo eléctrico de buen tiempo es de unos 120V/m, se dirige hacia el suelo y generalmente presenta una variación diurna, íntimamente ligada a la variación de la resistencia de las capas más bajas. El campo eléctrico en condiciones perturbadas tiene un valor y dirección variables, siendo muy afectado por las cargas de las nubes y por la concentración de partículas (Hernández et al., 1988).

Se está ya en condiciones de considerar cuáles son las variaciones que sufre el campo eléctrico. Israel (1973) resume las siguientes:

- variación latitudinal
- variación con la altitud

- variación diurna
- variación anual
- variación por influencias solares.

Además de estas variaciones, existen otras relacionadas con procesos turbulentos (Takagi and Toriyama, 1978), así como otras, sobre todo en tiempo perturbado, asociadas a variaciones de la carga espacial. La variación diurna del campo eléctrico se ve normalmente enmascarada por efectos locales y por influencias antropogénicas, principalmente en las capas más bajas de la atmósfera. A medida que se asciende en la atmósfera, ya que la conductividad aumenta con la altura, el campo eléctrico disminuye; y así a unos 30Km, es del orden de 300 mV/m. En la atmósfera media y alta el campo eléctrico se ve afectado por los campos producidos por las tormentas y por los procesos electromagnéticos que se desarrollan en la alta atmósfera.

En estrecha relación con el campo eléctrico atmosférico se encuentran las corrientes eléctricas que se producen en la atmósfera, y que, o bien tienden a descargar el "condensador", o bien, tienden a cargarlo. Son varias las corrientes que se producen (Chalmers, 1967):

- corriente de conducción aire-tierra, o corriente de buen tiempo, que transporta carga positiva hacia la superficie,
- corriente de convección, asociada a transporte de cargas por movimientos convectivos del aire,
- corriente de descarga de punto (point discharge), asociada a la intensificación del campo eléctrico en

las proximidades de una punta,

- y, corriente de precipitación, asociada a transporte y arrastre de cargas en los procesos precipitativos.

Otro tipo de corrientes eléctricas serían los rayos, si bien este fenómeno será comentado más adelante. Gran parte de lo hasta aquí expuesto puede ser visto gráficamente en la figura (I.2), que representa, aproximadamente, el Circuito Global Eléctrico Atmosférico.

I.2.4. ELECTRICIDAD DE LAS NUBES

Como se ha visto, las nubes son un elemento perturbador del campo eléctrico. Pero, ¿por qué perturban el campo eléctrico?; ¿qué tipos de cargas tienen?; ¿cuál es su distribución?. Estas son algunas de las preguntas que los científicos se han hecho sobre la electricidad de las nubes. Parece claro que el efecto perturbador de las nubes es debido a la existencia de cargas en su interior, tanto en las nubes tormentosas como en las no tormentosas, si bien en éstas últimas el efecto es menos notorio. Una vez que queda más o menos claro que las nubes están cargadas, surge la polémica histórica de la polaridad de las nubes. Hoy día se sabe que hay tres tipos fundamentales de nubes en cuanto a la distribución de sus cargas: nubes de polaridad negativa, con la carga positiva en las proximidades de la base de la nube y la carga negativa en la cima, nubes de polaridad positiva, con dichos centros de carga invertidos, y, por último, nubes de polaridad positiva con un pequeño centro de carga positiva en la base, por debajo de la

carga negativa. Este último tipo de distribución de carga suele darse en nubes tormentosas. En dichas nubes, el centro de carga positiva se sitúa entre los -25 y -60 °C (8-16 Km), el centro de carga negativo, entre -10 y -20 °C (6-8 Km en verano y 1-3 Km en invierno), y el pequeño centro de carga positiva inferior entorno de la isolínea de 0 °C (Krehbiel, 1986).

Pero, ¿cuáles son los mecanismos de generación y separación de cargas que permiten originar las distribuciones espaciales de carga que acabamos de comentar?. Bien, éste ha sido uno de los temas más complejos de la electricidad atmosférica. Aquí, ha jugado un papel muy importante la experimentación en laboratorio. Actualmente se supone que según la etapa de desarrollo de la nube los procesos de generación de carga que actúan son diferentes. Cuando la nube está en la etapa inicial del desarrollo, los procesos de generación son la carga por difusión y por deriva o arrastre de carga en el seno de un campo eléctrico (Gunn, 1957). A medida que la nube se desarrolla (espesor inferior a 3 Km) comienzan a actuar otros mecanismos como el de selección iónica (captura iónica por gotas polarizadas) (Wilson, 1929; Chalmers, 1967) y ruptura (ruptura de gota polarizada por choque) (Matthews and Mason, 1964). Por último, cuando la nube está totalmente desarrollada predominan los mecanismos de inducción (transferencia de carga entre gotas polarizadas) (Elster and Geitel, 1913), convección (captura iónica en corrientes de deriva) (Vonnegut, 1955), termoeléctricos (transferencia de carga entre partículas con diferentes temperaturas) (Latham and Mason, 1961) e interfaciales (transferencia de carga a través de la "interface",

por incorporación selectiva de iones, originados por las sales y gases disueltos en el hielo) (Buser and Aufdermaur, 1977). Una vez generada la carga, los mecanismos de separación que actúan son la convección y la gravedad a gran escala, y la interacción entre partículas (choque más rebote), a microescala (Tzur and Levin, 1981; Rawlins, 1982).

1.2.5. RAYO Y CORRIENTES TELURICAS

El rayo es el fenómeno eléctrico por excelencia. Normalmente se origina en nubes tormentosas, de gran desarrollo vertical, cuyos centros de carga son de una magnitud de decenas de culombios. Para que se produzca una descarga (rayo) es necesario alcanzar altos campos eléctricos (lo que se denomina potencial de ruptura), del orden de varios cientos de voltios por centímetro. Una descarga tipo suele transferir a la superficie terrestre unos 20 culombios. Pero además de descargar desde la nube al suelo, una nube tormentosa puede dar lugar a otro tipo de descargas: entre dos puntos dentro del sistema tormentoso, ó entre la nube y la ionosfera. Las descargas al suelo suelen transferir carga negativa, si bien también se han observado descargas positivas, en general asociadas a descargas desde el "yunque" de los cúmulonimbos.

Describir un rayo puede resultar una misión ardua. Básicamente, el rayo se inicia, una vez superado el potencial de ruptura, con una descarga desde la nube al suelo (desde el centro

de carga negativo) de débil luminosidad y, en general, ramificada, cuya velocidad es del orden de 10^5 m s^{-1} avanzando a "pasos" (stepped leader, SL) y que transporta unos 5 C. Cuando el SL está próximo a la superficie, se origina desde ésta una descarga de conexión que da lugar a las descargas principales o de vuelta (return or main stroke, RS). Los RS son corrientes de alta intensidad, 10000 a 20000 A, con velocidades de propagación del orden de 10^7 - 10^8 m s^{-1} , y transportando del orden de 2 culombios. En general, un SL va seguido de 3 ó 4 RS. A continuación, surge una nueva descarga desde la nube al suelo (dart leader, DL), cuya velocidad es del orden de $2 \times 10^6 \text{ m s}^{-1}$, transportando aproximadamente 1 culombio. Asociados al DL se producen de nuevo 3 ó 4 RS. Este proceso suele repetirse 3 ó 4 veces. A veces, después de un RS, se produce una corriente continua de unos 100 a 200 A durante unas centésimas de segundo, y que transporta unos 15 culombios. El rayo finaliza en el momento en que el canal deja de estar ionizado (Iribarne and Cho, 1980).

El rayo y la actividad tormentosa juegan un papel preponderante en el mantenimiento del potencial del condensador telúrico. Por un lado, a través de las descargas a la superficie terrestre, y por otro lado, a través del establecimiento de una corriente entre la cima de la nube y la ionosfera.

Para finalizar con esta visión global de la electricidad atmosférica, comentaremos un fenómeno, quizá no totalmente de la electricidad atmosférica, pero sí de la electricidad del sistema aire-tierra. Las corrientes telúricas son corrientes que se

desarrollan dentro de la tierra incluyendo los océanos. Pueden ser corrientes naturales ó incluso corrientes originadas por sistemas humanos. También se consideran como tales las corrientes geodinámicas responsables del campo magnético terrestre. Las causas que producen estas corrientes pueden ser, entre otras (Lanzerotti and Gregori, 1986):

- inducción electromagnética por variaciones temporales de campos magnéticos externos (ionosféricos o magnetosféricos),
- cuerpo conductor (agua de mar) moviéndose a través del campo magnético terrestre permanente.

Con esto se ha dado una visión de conjunto de la electricidad atmosférica, antes de entrar en los aspectos más específicos que se van a tratar en esta memoria.

I.3. OBJETIVOS

La presente memoria se encuadra dentro de la investigación en Electricidad Atmosférica, y más concretamente en el estudio del campo eléctrico atmosférico o gradiente de potencial. Fundamentalmente, se trata de analizar la variabilidad del campo eléctrico, relacionándola al mismo tiempo con la de otras variables meteorológicas. Se quiere, pues, justificar o explicar el comportamiento del gradiente de potencial a través del de otras variables que de algún modo interaccionan con él. Los posibles mecanismos de interacción serán tratados.

Bajo estas consideraciones los objetivos que se plantean son:

- 1.- Estudio de la variabilidad del campo eléctrico mediante el análisis de los procesos o mecanismos físicos atmosféricos que controlan su comportamiento;
- 2.- Análisis de las series temporales del campo eléctrico atmosférico y de otras variables meteorológicas relacionadas con él a través de los mecanismos físicos considerados;
- 3.- Modelización del campo eléctrico atmosférico mediante el uso de metodologías estocásticas, con los siguientes fines:
 - 3.1.- Caracterización de la evolución temporal del campo eléctrico atmosférico;
 - 3.2.- Obtención de relaciones cuantitativas entre el gradiente de potencial y las variables meteorológicas consideradas;

3.3.- Evaluación de la interacción temporal global entre el campo eléctrico atmosférico y las otras variables.

II. DESARROLLO TEORICO

II.1. INTRODUCCION

Como se ha visto en capítulos anteriores, es de gran interés e importancia el profundizar en el conocimiento de la electricidad atmosférica, ya que esto nos puede permitir avanzar en temas tales como la predicción de sistemas a mesoscala, física de la precipitación, prevención de rayos, etc...(Lansberg,1977). Con este objeto nos planteamos la necesidad de realizar un modelo para el campo eléctrico atmosférico de buen tiempo, tratando de incluir todos aquellos fenómenos y variables atmosféricas que de algún modo pudieran afectar al comportamiento de dicho campo. Al mismo tiempo, la realización de este modelo teórico permitiría comprobar qué variables tendremos que utilizar en la parte experimental en la modelización estocástica.

II.2. PLANTEAMIENTO INICIAL DEL PROBLEMA

Una vez vista la necesidad de plantearse un modelo teórico de campo eléctrico, surge una primera cuestión: ¿ se utiliza el campo eléctrico directamente como variable del modelo ? o ¿ se emplea otra variable eléctrica para la modelización, teniendo en cuenta posteriormente las posibles relaciones entre esa variable y el campo ?. Ante esta disyuntiva parece más interesante la segunda opción, puesto que eligiendo la variable eléctrica adecuada se podría obtener, quizás, un modelo bastante intuitivo en cuanto a los fenómenos o procesos atmosféricos a considerar. Luego la electrostática permitirá relacionar dicha variable con el campo eléctrico.

De todas las variables eléctricas de que se disponían datos, aparte del campo eléctrico (conductividad, densidad de carga eléctrica, movilidad iónica, corriente eléctrica vertical), resultaba más interesante trabajar con la densidad de carga eléctrica al ser, al fin y al cabo, los iones, la carga eléctrica, los responsables del campo eléctrico. La mayor o menor concentración de éstos va a regular el comportamiento temporal y espacial del campo. Cabía la posibilidad de trabajar con densidad de carga eléctrica positiva y densidad de carga eléctrica negativa, pero al pretender obtener como fin último el campo eléctrico, lo más adecuado era trabajar con una *densidad de carga neta*, resultado de la suma de las anteriores, pero cada una con su signo, es decir

$$\rho_e = \rho_{e+} + \rho_{e-} \quad (II.1).$$

El siguiente paso es establecer la relación entre la densidad de carga eléctrica y el campo eléctrico atmosférico, para lo cual disponemos de la ecuación de Poisson (Chalmers,1967)

$$\nabla^2 V = - \rho_e / \epsilon_0 \quad (II.2)$$

donde ϵ_0 es la permitividad eléctrica del vacío y V , el potencial eléctrico. Esta expresión prácticamente relaciona el campo eléctrico, E , con la densidad de carga, ρ_e , debido a que dicho campo se define como

$$E = - \text{grad } V \quad (II.3).$$

Cuando se habla de campo eléctrico atmosférico, se está haciendo referencia a la componente vertical del mismo, ya que al poder ser considerada la superficie terrestre un conductor, las líneas de fuerza incidirán sobre ella en una dirección normal y, por lo tanto, si la superficie del suelo es considerada plana horizontal (hipótesis que creemos necesaria, en nuestro modelo, para evitar efectos de puntas), las líneas de fuerza serán verticales, las superficies equipotenciales cerca del suelo, horizontales, y, en consecuencia, el gradiente de potencial será vertical (Chalmers, 1967). Bajo estas consideraciones, se pueden simplificar las ecuaciones (II.2) y (II.3) del siguiente modo:

$$E_z = - \frac{\partial V}{\partial z} \quad (II.4)$$

$$\epsilon_0 \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = - \epsilon_0 \frac{\partial E_z}{\partial z} = - \rho_e \quad (II.5)$$

donde z expresa la coordenada vertical. La ecuación de Poisson

modificada que se va a adoptar es:

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = \rho_e / \epsilon_0 \quad (II.6)$$

que permite obtener el campo eléctrico vertical con solo integrar la función de densidad de carga eléctrica. Ambas variables, son funciones tanto del tiempo (t) como de las coordenadas espaciales (x,y,z). Se tiene, pues, una parte del modelo: la ecuación de Poisson modificada que relaciona la densidad de carga eléctrica y el campo eléctrico vertical atmosférico.

Se plantea a continuación la necesidad de buscar una ecuación que permita modelizar la función de densidad de carga eléctrica. Como ya se comentó, ésta va a ser consecuencia del balance entre cargas (iones) positivos y negativos, es decir, un balance entre partículas cargadas, así que, se ha de tener en cuenta todos los procesos que sufran las partículas en el seno de la atmósfera, pero sin olvidar que son cargas dentro de un campo eléctrico. Esto sugirió la idea de utilizar la ecuación de advección-difusión (Martín, 1989) para la densidad de carga eléctrica, pero, al poseer carga, ha de modificarse dicha ecuación con objeto de introducir algunos procesos que tengan en consideración el comportamiento de partículas cargadas en el seno de un campo eléctrico. Se puede pues expresar la ecuación de advección - difusión para la densidad de carga eléctrica atmosférica del siguiente modo

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \rho_e(x,y,z,t)}{\partial t} = & -u \frac{\partial \rho_e}{\partial x} - v \frac{\partial \rho_e}{\partial y} - w \frac{\partial \rho_e}{\partial z} - \\
 & - K \left[\frac{\partial^2 \rho_e}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho_e}{\partial y^2} \right] - \\
 & - \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial \rho_e}{\partial z} \right] + D_m + C_d + F + S
 \end{aligned}$$

(II.7)

donde el primer miembro de la ecuación representa las variaciones temporales locales de carga, ρ_e ; mientras que en el segundo miembro, los tres primeros términos expresan la advección de carga (u, v, w , son las componentes del viento en cada uno de los ejes del sistema, X, Y, Z); el cuarto término corresponde a la difusión turbulenta en el plano horizontal, donde se ha supuesto que los coeficientes turbulentos según los ejes X e Y son iguales y constantes en el tiempo ($K_x = K_y = K$); el quinto término refleja la difusión turbulenta según el eje vertical, Z , y, en principio, podemos suponer que dicho coeficiente es función tanto de la coordenada espacial, z , como del tiempo, t , tomando valores a 1 metro del suelo que oscilan entre 0.01 y $0.1 \text{ m}^2 \text{seg}^{-1}$ (Hoppel et al., 1986); los siguientes términos de la ecuación, D_m, C_d, F y S son la difusión molecular, las corrientes de deriva, las fuentes y los sumideros de carga, respectivamente.

II.3. ANALISIS DE LA ECUACION DE ADVECCION - DIFUSION

II.3.1. DIFUSION MOLECULAR

Se pretende, ahora, obtener una expresión matemática para los términos de la ecuación de advección-difusión que se han denotado como D_m , C_d , F y S . En cuanto a las fuentes y sumideros de carga, se va a suponer que en el volumen de atmósfera en el que se considera el sistema de ecuaciones existe un equilibrio entre las fuentes de carga y sus sumideros, de tal modo que no existe una aportación neta a las variaciones temporales locales de carga por parte de estos dos términos.

La difusión molecular no siempre es considerada dentro de la ecuación de advección-difusión, por ejemplo para contaminantes, sin embargo, en este caso se ha de tener en cuenta por el hecho de que las partículas fundamentales para el campo eléctrico atmosférico son los iones pequeños (fundamentalmente, la concentración de éstos va a determinar la conductividad de la atmósfera, y en cierto sentido, determinar el campo eléctrico atmosférico) de tamaño molecular. Es, pues, necesario introducir este factor en el global de la ecuación de advección-difusión. Este término puede expresarse como

$$D_m = \text{Difusión Molecular} = D \nabla^2 \rho_e \quad (\text{II.8})$$

donde D es el coeficiente de difusión molecular o iónica. Pero, ¿cómo se puede expresar D ? Bien, Gunn (1954) propone la

siguiente definición para dicho coeficiente

$$D_{+/-} = \frac{\mu_{+/-} k T}{e} \quad (II.9)$$

donde $D_{+/-}$ es el coeficiente de difusión molecular para iones positivos/negativos; $\mu_{+/-}$, la movilidad de los mismos; k , la constante de Boltzman; T , la temperatura absoluta; y e , la unidad de carga (carga de un electrón). El hecho de que para la difusión molecular se considere por separado ambos tipos de carga, mientras que para el resto de términos no, queda justificado ateniéndose a escalas de tamaño y movimiento. Es decir, los movimientos advectivos y turbulentos son de una escala de tamaño muy superior al molecular, siendo suficiente tomar el balance neto de carga en la masa de aire arrastrada, mientras que la difusión iónica se realiza a escala molecular, afectando a este proceso, de un modo determinante, las características propias de cada partícula. De este modo, se tendrá una difusión molecular para la carga negativa, y otra para la positiva, expresadas de la siguiente forma

$$D_{m+} = D_+ \nabla^2 \rho_{e+} = \frac{\mu_+ k T}{e} \nabla^2 \rho_{e+} \quad (II.10)$$

$$D_{m-} = D_- \nabla^2 \rho_{e-} = \frac{\mu_- k T}{e} \nabla^2 \rho_{e-} \quad (II.11)$$

Sin embargo, al haberse aplicado la ecuación de advección-difusión a la densidad espacial de carga eléctrica neta, sin establecer diferencias de signo, es necesario definir una difusión molecular neta

$$\begin{aligned}
D_m &= D_{m+} + D_{m-} \\
&= \frac{\mu_+ k T}{e} \nabla^2 \rho_{e+} + \frac{\mu_- k T}{e} \nabla^2 \rho_{e-} \\
&= \frac{k T}{e} \left[\mu_+ \nabla^2 \rho_{e+} + \mu_- \nabla^2 \rho_{e-} \right]
\end{aligned}
\tag{II.12}$$

Se puede considerar, en buena aproximación, que las movilidades de los iones positivos y negativos, si bien no coinciden, son muy parecidas y se podrá sustituir, sin cometer excesivo error, ambas movilidades por una movilidad promedio

$$\bar{\mu} = \frac{\mu_+ + \mu_-}{2}
\tag{II.13}$$

De este modo, la ecuación (II.12) se transforma en

$$D_m = \frac{\bar{\mu} k T}{e} \left[\nabla^2 \rho_{e+} + \nabla^2 \rho_{e-} \right]
\tag{II.14}$$

y teniendo en cuenta las propiedades del operador Laplaciano

$$D_m = \frac{\bar{\mu} k T}{e} \left[\nabla^2 (\rho_{e+} + \rho_{e-}) \right]
\tag{II.15}$$

y considerando la ecuación (II.1)

$$\boxed{D_m = \frac{\bar{\mu} k T}{e} \nabla^2 \rho_e = D \nabla^2 \rho_e} \quad [D] = \text{m}^2 \text{ seg}^{-1}$$

como quedaba expresado en la ecuación (II.8). Una importante consecuencia de este proceso será la reducción de la concentración de iones pequeños por unión de éstos a partículas de mayor tamaño, tales como aerosoles o gotitas de agua en suspensión, siendo este

mecanismo de carga de las gotitas de nube muy importante en las primeras etapas de formación de la nube (Gunn, 1957).

II.3.2. CORRIENTE DE DERIVA

El siguiente término a analizar es lo que se ha llamado corriente de deriva. Ésta aparece como consecuencia de la existencia de cargas en el seno de un campo eléctrico, cargas que se verán "arrastradas" por dicho campo, dando lugar a una corriente. Es un término importante a considerar en el modelo, al ser estas corrientes responsables de variaciones temporales locales de carga, por desplazarse ésta siguiendo las líneas de fuerza del campo, afectando pues a cada punto de volumen de atmósfera considerado.

Beard y Ochs (1986) expresan la densidad de corriente de deriva para cada tipo de carga, $J_{+/-}$, como

$$J_{+/-} = \rho_{e+/-} \mu_{+/-} E \quad (\text{II.16}).$$

Sin embargo interesan las variaciones locales de carga, por lo que el término que se ha denotado como corriente de deriva podrá expresarse, al igual que el término advectivo, como el producto escalar entre una velocidad de deriva o de arrastre y el gradiente de densidad de carga

$$C_{d+/-} = \mathbf{v}_{d+/-} \cdot \nabla \rho_{e+/-} \quad (\text{II.17})$$

haciendo distinción entre los dos tipos de carga que se ven afectados por el campo eléctrico de distinto modo. Siguiendo la

idea de Beard y Ochs podemos expresar C_d como

$$C_{d+/-} = \mu_{+/-} \mathbf{E} \cdot \nabla \rho_{e+/-} \quad (\text{II.18})$$

donde, teniendo en cuenta (II.17),

$$\mathbf{v}_{d+/-} = \mu_{+/-} \mathbf{E} \quad (\text{II.19}).$$

Siguiendo un razonamiento análogo al realizado para la difusión molecular, ecuaciones (II.12), (II.13), (II.14) y (II.15), se obtendrá una formulación para la corriente de deriva para la carga neta. Esto es

$$C_d = \bar{\mu} \mathbf{E} \cdot \nabla \rho_e \quad (\text{II.20}).$$

Como, en general, en condiciones de buen tiempo se considera que el campo eléctrico es vertical (perpendicular a la superficie del suelo), el producto escalar podrá desarrollarse como

$$C_d = \bar{\mu} E_z \frac{\partial \rho_e}{\partial z} \quad (\text{II.21}).$$

Considerando la ecuación de Poisson (II.6), (II.21) puede escribirse de la siguiente forma

$$C_d = \frac{\bar{\mu}}{\epsilon_0} \frac{\partial \rho_e}{\partial z} \int_{z_0}^z \rho_e dz \quad (\text{II.22})$$

Tanto en la difusión molecular como en la corriente de deriva se consideran sólo los iones pequeños, que al ser de tamaño molecular, se ven afectados por ambos procesos, mientras que los grandes (grandes agregados moleculares, en general, ión pequeño más aerosol) se ven más afectados por los movimientos advectivos y turbulentos. Además como sus movibilidades son mucho menores, de

considerarlos, serían varios órdenes de magnitud menores.

La corriente de deriva vertical puede jugar un papel muy importante en el transporte de carga, hacia la superficie, de signo contrario a la que allí existe, produciendo una descarga paulatina del suelo, y permaneciendo en el ambiente una carga del mismo signo de la existente en la tierra. Este proceso, por sí mismo y sin considerar ningún otro, podría dar lugar a un campo inverso o negativo en las proximidades de la superficie.

II.4. ECUACIONES DEL MODELO

Por todo lo hasta aquí desarrollado, el modelo estará constituido por el siguiente sistema de ecuaciones

ECUACION DE POISSON

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = \rho_e / \epsilon_0 \quad (a)$$

ECUACION DE ADVECCION - DIFUSION

$$\frac{\partial \rho_e(x,y,z,t)}{\partial t} = -u \frac{\partial \rho_e}{\partial x} - v \frac{\partial \rho_e}{\partial y} - w \frac{\partial \rho_e}{\partial z} -$$

$$- K \left[\frac{\partial^2 \rho_e}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho_e}{\partial y^2} \right] -$$

$$- \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial \rho_e}{\partial z} \right] +$$

$$+ \frac{\bar{\mu} k T}{e} \nabla^2 \rho_e + \frac{\bar{\mu}}{\epsilon_0} \frac{\partial \rho_e}{\partial z} \int_{z_0}^z \rho_e dz$$

(b)

(II.23)

con las hipótesis de :

- constancia temporal e isotropía en los coeficientes de difusión turbulenta horizontal;
- coeficiente de difusión turbulenta vertical función de la coordenada

- vertical, z , y del tiempo, t ;
- equilibrio entre fuentes y sumideros de carga;
- proximidad de los valores de movilidad de iones positivos y negativos.

Este sistema de ecuaciones que constituye el modelo permitiría, tras la resolución de la ecuación de advección-difusión, obtener la densidad espacial de carga eléctrica como función de las coordenadas espaciales (x,y,z) y del tiempo (t) y, posteriormente, a través de la ecuación de Poisson, determinar la función del campo eléctrico atmosférico de buen tiempo.

II.4.1. DISCRETIZACION

La imposibilidad de encontrar una solución analítica de la ecuación de advección-difusión expresada en (II.23), obliga a utilizar métodos numéricos para su integración. Esto lleva consigo un proceso de discretización del sistema de ecuaciones que constituye el modelo. En primer lugar, se deben establecer las características de la red de muestreo necesaria para la obtención de los datos imprescindibles para la resolución numérica del sistema. Se supondrá una red tridimensional, cuyo brazo de red horizontal sea el mismo tanto para el eje X como para el Y , es decir, $\Delta x = \Delta y$, y en el eje Z , el brazo de red será Δz . El tamaño de la red estaría en función del tipo de estudio a realizar, y de la zona considerada. Para generalizar, se considerará que la red

está constituida por $I \times J \times K$ puntos. El origen de coordenadas de la red se puede situar en uno de los vértices de la misma, de tal manera que las distancias según cada eje podrían expresarse

$$\begin{aligned} x &= i \Delta x \\ y &= j \Delta y \\ z &= k \Delta z. \end{aligned} \tag{II.24}$$

Una vez definida la red (FIG. II.1), se inicia la discretización de la ecuación de advección-difusión. Se realizará la discretización de cada término por separado, para finalizar con el algoritmo resultante de la discretización del sistema que representa el modelo. El primer miembro de la ecuación (II.23b), que representaba las variaciones temporales locales de la densidad de carga, se transforma de su expresión diferencial a una expresión finita utilizando diferencias adelantadas en el tiempo, con lo que quedaría (de aquí en adelante escribiremos ρ en lugar de ρ_e)

$$\frac{\rho_{i,j,k}^{t+1} - \rho_{i,j,k}^t}{\Delta t} \tag{II.25}$$

donde $\rho_{i,j,k}^t$ es la densidad de carga en el tiempo t y en el punto (i,j,k) de la red de muestreo. El superíndice $t+1$ indica el instante futuro inmediato a t . Δt es el intervalo temporal de integración. Los términos advectivos de la ecuación de advección-difusión se escribirán en forma finita utilizando diferencias centradas, con lo que quedarían

$$\begin{aligned}
& - u_{ijk}^t \frac{\rho_{i+1,j,k}^t - \rho_{i-1,j,k}^t}{2 \Delta x} - \\
& - v_{ijk}^t \frac{\rho_{i,j+1,k}^t - \rho_{i,j-1,k}^t}{2 \Delta y} - \\
& - w_{ijk}^t \frac{\rho_{i,j,k+1}^t - \rho_{i,j,k-1}^t}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)} -
\end{aligned}$$

(II.26)

siendo

$$\begin{aligned}
2 \Delta x &= x_{i+1,j,k} - x_{i-1,j,k} \\
2 \Delta y &= y_{i,j+1,k} - y_{i,j-1,k} \\
\Delta z_k &= z_{i,j,k} - z_{i,j,k-1}
\end{aligned}$$

(II.27)

Se considera la posibilidad de que el brazo de red vertical no fuera constante para todos los niveles, al tener en cuenta la mayor variabilidad del comportamiento de la atmósfera según el eje Z.

El término de turbulencia horizontal quedaría discretizado por diferencias centradas, del siguiente modo

$$\begin{aligned}
 & - K \left[\frac{\rho_{i+1,j,k}^t - 2\rho_{i,j,k}^t + \rho_{i-1,j,k}^t}{(\Delta x)^2} + \right. \\
 & \left. + \frac{\rho_{i,j+1,k}^t - 2\rho_{i,j,k}^t + \rho_{i,j-1,k}^t}{(\Delta y)^2} \right]
 \end{aligned}$$

(II.28).

Para la discretización del término de difusión turbulenta vertical se ha seguido el método de Crank y Nicolson (1947), y su expresión será

$$\begin{aligned}
 & - \frac{1}{2 \Delta z_{k+1}} \left[\frac{K_z^{(k+1)}}{\Delta z_{k+1}} \left[\rho_{i,j,k+1}^{t+1} - \rho_{i,j,k}^{t+1} \right] - \right. \\
 & - \frac{K_z^{(k)}}{\Delta z_k} \left[\rho_{i,j,k}^{t+1} - \rho_{i,j,k-1}^{t+1} \right] + \frac{K_z^{(k+1)}}{\Delta z_{k+1}} \left[\rho_{i,j,k+1}^t - \rho_{i,j,k}^t \right] - \\
 & \left. - \frac{K_z^{(k)}}{\Delta z_k} \left[\rho_{i,j,k}^t - \rho_{i,j,k-1}^t \right] \right]
 \end{aligned}$$

(II.29)

si se considera que el coeficiente de difusión turbulenta vertical varía con la altura, $K_z^{(k)}$ representa su valor en el nivel k de la red. Por último, la notación finita de la difusión molecular y la corriente de deriva se ha obtenido mediante la utilización de diferencias centradas, quedando expresadas, respectivamente, por

$$\begin{aligned}
& \frac{-\bar{\mu}_k T_{i,j,k}^t}{e} \left[\frac{\rho_{i+1,j,k}^t - 2\rho_{i,j,k}^t + \rho_{i-1,j,k}^t}{(\Delta x)^2} + \right. \\
& \quad + \frac{\rho_{i,j+1,k}^t - 2\rho_{i,j,k}^t + \rho_{i,j-1,k}^t}{(\Delta y)^2} + \\
& \quad \left. + \frac{\rho_{i,j,k+1}^t - 2\rho_{i,j,k}^t + \rho_{i,j,k-1}^t}{(\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} \right]
\end{aligned}
\tag{II.30}$$

y

$$\bar{\mu} E_{i,j,k}^t \frac{\rho_{i,j,k+1}^t - \rho_{i,j,k-1}^t}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)}
\tag{II.31}$$

Finalmente, la ecuación de Poisson (II.23a) puede transformarse en

$$\frac{E_{i,j,k+1}^{t+1} - E_{i,j,k-1}^{t+1}}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)} = \frac{\rho_{i,j,k}^{t+1}}{\epsilon_0}
\tag{II.32}$$

utilizando un esquema de diferencias centradas.

Teniendo en cuenta las ecuaciones (II.25), (II.26) y (II.28)-(II.32), el sistema de ecuaciones (II.23) del modelo teórico, puede ser expresado en forma discreta tal como sigue:

ECUACION DE POISSON DISCRETIZADA

(a)

$$\frac{E_{i,j,k+1}^{t+1} - E_{i,j,k-1}^{t+1}}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)} = \frac{\rho_{i,j,k}^{t+1}}{\epsilon_0}$$

ECUACION DE ADVECCION DIFUSION DISCRETIZADA

(b)

$$\begin{aligned} & \frac{\rho_{i,j,k}^{t+1} - \rho_{i,j,k}^t}{\Delta t} = \\ & = -u_{ijk}^t \frac{\rho_{i+1,j,k}^t - \rho_{i-1,j,k}^t}{2 \Delta x} - \\ & \quad - v_{ijk}^t \frac{\rho_{i,j+1,k}^t - \rho_{i,j-1,k}^t}{2 \Delta y} - \\ & \quad - w_{ijk}^t \frac{\rho_{i,j,k+1}^t - \rho_{i,j,k-1}^t}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)} - \\ & \quad - K \left[\frac{\rho_{i+1,j,k}^t - 2\rho_{i,j,k}^t + \rho_{i-1,j,k}^t}{(\Delta x)^2} + \right. \\ & \quad \left. \frac{\rho_{i,j+1,k}^t - 2\rho_{i,j,k}^t + \rho_{i,j-1,k}^t}{(\Delta y)^2} \right] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& - \frac{1}{2 \Delta z_{k+1}} \left[\frac{K_z^{(k+1)}}{\Delta z_{k+1}} \left[\begin{array}{cc} \rho_{i,j,k+1}^{t+1} & - \rho_{i,j,k}^{t+1} \end{array} \right] - \right. \\
& - \frac{K_z^{(k)}}{\Delta z_k} \left[\begin{array}{cc} \rho_{i,j,k}^{t+1} & - \rho_{i,j,k-1}^{t+1} \end{array} \right] + \frac{K_z^{(k+1)}}{\Delta z_{k+1}} \left[\begin{array}{cc} \rho_{i,j,k+1}^t & - \rho_{i,j,k}^t \end{array} \right] - \\
& \left. - \frac{K_z^{(k)}}{\Delta z_k} \left[\begin{array}{cc} \rho_{i,j,k}^t & - \rho_{i,j,k-1}^t \end{array} \right] \right] + \\
& + \frac{\bar{\mu}_k T_{i,j,k}^t}{e} \left[\frac{\rho_{i+1,j,k}^t - 2 \rho_{i,j,k}^t + \rho_{i-1,j,k}^t}{(\Delta x)^2} + \right. \\
& + \frac{\rho_{i,j+1,k}^t - 2 \rho_{i,j,k}^t + \rho_{i,j-1,k}^t}{(\Delta y)^2} + \\
& \left. + \frac{\rho_{i,j,k+1}^t - 2 \rho_{i,j,k}^t + \rho_{i,j,k-1}^t}{(\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} \right] + \\
& + \bar{\mu} E_{i,j,k}^t \frac{\rho_{i,j,k+1}^t - \rho_{i,j,k-1}^t}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)}
\end{aligned}
\tag{II.33}$$

La ecuación de advección-difusión, (II.33b), puede reordenarse y reagruparse en términos en tiempo futuro y presente, de tal modo que posteriormente se pueda adoptar una notación

vectorial más compacta:

$$\begin{aligned}
 & \rho_{i,j,k}^{t+1} \left[1 - \left[\frac{K_z^{(k+1)}}{2 (\Delta z_{k+1})^2} + \frac{K_z^{(k)}}{2 \Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k} \right] \Delta t \right] + \\
 & + \rho_{i,j,k+1}^{t+1} \left[\frac{K_z^{(k+1)}}{2 (\Delta z_{k+1})^2} \right] \Delta t + \rho_{i,j,k-1}^{t+1} \left[\frac{K_z^{(k)}}{2 \Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k} \right] \Delta t = \\
 & = \rho_{i,j,k}^t \left[1 + \Delta t \left[\frac{2K}{(\Delta x)^2} + \frac{2K}{(\Delta y)^2} + \frac{K_z^{(k+1)}}{2 (\Delta z_{k+1})^2} + \right. \right. \\
 & \quad + \frac{K_z^{(k)}}{2 \Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k} - \frac{2 \bar{\mu} k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta x)^2} - \frac{2 \bar{\mu} k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta y)^2} \\
 & \quad \left. \left. - \frac{2 \bar{\mu} k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} \right] \right] + \\
 & + \rho_{i+1,j,k}^t \left[\Delta t \left[-\frac{u_{ijk}^t}{2 \Delta x} - \frac{K}{(\Delta x)^2} + \frac{\bar{\mu} k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta x)^2} \right] \right] + \\
 & + \rho_{i-1,j,k}^t \left[\Delta t \left[\frac{u_{ijk}^t}{2 \Delta x} - \frac{K}{(\Delta x)^2} + \frac{\bar{\mu} k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta x)^2} \right] \right] + \\
 & + \rho_{i,j+1,k}^t \left[\Delta t \left[-\frac{v_{ijk}^t}{2 \Delta y} - \frac{K}{(\Delta y)^2} + \frac{\bar{\mu} k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta y)^2} \right] \right] +
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \rho_{i,j-1,k}^t \left[\Delta t \left[\frac{v_{ijk}^t}{2 \Delta y} - \frac{K}{(\Delta y)^2} + \frac{\bar{\mu}_k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta y)^2} \right] \right] + \\
& + \rho_{i,j,k+1}^t \left[\Delta t \left[- \frac{w_{ijk}^t}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)} - \frac{K_z^{(k+1)}}{2 (\Delta z_{k+1})^2} + \right. \right. \\
& \quad \left. \left. + \frac{\bar{\mu}_k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} + \frac{\bar{\mu} E_{ijk}^t}{(\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} \right] \right] + \\
& + \rho_{i,j,k-1}^t \left[\Delta t \left[\frac{w_{ijk}^t}{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)} - \frac{K_z^{(k)}}{2 (\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} + \right. \right. \\
& \quad \left. \left. + \frac{\bar{\mu}_k T_{i,j,k}^t}{e (\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} - \frac{\bar{\mu} E_{ijk}^t}{(\Delta z_{k+1} \cdot \Delta z_k)} \right] \right]
\end{aligned}$$

(II.34)

que junto con la ecuación (II.33a) constituiría el algoritmo final del modelo para el campo eléctrico atmosférico vertical de buen tiempo. Expresado en forma matricial, el modelo quedaría como sigue

$$M R_{t+1} = N R_t \quad \text{ó} \quad R_{t+1} = (M^{-1} N) R_t = X_t R_t \quad (\text{a})$$

$$E_{t+1}^{k+1} = A R_{t+1}^k + E_{t+1}^{k-1} \quad (\text{b})$$

(II.35)

donde M y N son matrices que agrupan los coeficientes que acompañan a las densidades de carga en tiempo futuro y presente, respectivamente. Los elementos de M son función del coeficiente de difusión turbulenta vertical, del brazo de red vertical y del

tiempo de integración. Mientras que los elementos de N son función, además, del coeficiente de difusión turbulenta horizontal, brazo de red horizontal, temperatura, campo de viento, campo eléctrico, movilidades de los iones, de la constante de Boltzmann y de la unidad de carga, es decir, de variables tanto meteorológicas como eléctricas. R_t y R_{t+1} representan las matrices de densidad de carga (cada elemento de la matriz es el valor de la densidad de carga en un punto de la red) en tiempo presente y futuro, respectivamente. A es una constante que resulta de la reestructuración de la ecuación de Poisson y que sería

$$A = \frac{(\Delta z_{k+1} + \Delta z_k)}{\epsilon_0} \quad (\text{II.36})$$

R_{t+1}^k sería la matriz de densidad de carga en tiempo futuro en el nivel k ; y, E_{t+1}^{k+1} y E_{t+1}^{k-1} representan el valor estimado del campo eléctrico en los niveles $k+1$ y $k-1$ respectivamente (esto lleva implícito introducir como condición de contorno, para iniciar la integración, un valor para el campo eléctrico en los dos primeros niveles a considerar).

II.4.2. MODELO ESPACIO - ESTADO

Evidentemente, todo el proceso de discretización del modelo lleva implícito multitud de errores (truncamiento, redondeo, medida,...) lo cual obliga a utilizar una metodología tal como la modelización espacio-estado. Debido a que el modelo está constituido por dos ecuaciones, se aplicará esta modelización a ambas ecuaciones por separado. En primer lugar, esta metodología

tiene en cuenta los errores inherentes a la instrumentación, es decir, parte del hecho de que los valores medidos y reales no coinciden, y establece una *ecuación de medida* que relaciona ambas variables. En este caso éstas serían

$$\hat{R}_t = F_t R_t + r_t \quad (a) \quad (II.37)$$

$$\hat{E}_k = F_k E_k + r_k \quad (b)$$

donde la variable con $\hat{}$ representan los valores medidos, $F_{t/k}$ es la matriz de medidas y $r_{t/k}$ reflejan los errores de observación. Pero se ha de tener en cuenta que existen una serie de errores no controlables y esto exige la introducción de unos términos de error en las ecuaciones (II.35) del modelo

$$R_{t+1} = X_t R_t + G_t e_t \quad (a) \quad (II.38)$$

$$E_{k+1} = E_{k-1} + A R_k + G_k e_k \quad (b)$$

donde $G_{t/k}$ representa la matriz de transición de errores, y $e_{t/k}$ representa el vector de errores no controlables. La aplicación de la metodología espacio-estado a este modelo permite obtener el siguiente sistema de ecuaciones constituido por dos ecuaciones de estado del sistema y dos ecuaciones de medidas:

<p>ECUACIONES DE ESTADO DEL SISTEMA</p> $R_{t+1} = X_t R_t + G_t e_t$ $E_{k+1} = E_{k-1} + A R_k + G_k e_k$ <p>ECUACIONES DE MEDIDAS</p> $\hat{R}_t = F_t R_t + r_t$ $\hat{E}_k = F_k E_k + r_k$
--

que resulta la forma más compacta y sencilla de expresar el modelo de campo eléctrico a partir de la medida de la densidad espacial

de carga eléctrica, separando además los errores de modelización,
de los de observación y medida.

III. INSTRUMENTACION

III.1. MEDIDAS DE INTENSIDAD DEL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO EN CANARIAS Y SALAMANCA

La medida del gradiente de potencial atmosférico puede ejecutarse fácilmente por medios pasivos. Si un conductor es llevado dentro del campo eléctrico de la tierra se producirá una separación de las cargas positivas y negativas en él. Si el conductor está conectado a tierra, en condiciones de buen tiempo, las cargas libres negativas escapan, con lo que se tiene una colección de cargas positivas en el alambre conductor de la sonda, debido a lo cual recibe el nombre de "colector". Si el colector tiene una punta, la carga negativa fluirá desde el alambre hacia fuera por el mismo, debido al "efecto punta". Si se producen campos eléctricos atmosféricos inversos, debido a perturbaciones meteorológicas, las cargas negativas serán las que se queden en el conductor. Esto no puede ser utilizado en realidad para medir, ya que se requeriría más de un día para alcanzarse el equilibrio entre el conductor y el aire ambiental. Por esto, es necesario emplear una sonda radiactiva (radio) para acelerar el proceso de equalización del potencial conductor-aire.

El instrumento medidor utilizado para obtener los registros de campo eléctrico atmosférico, en Canarias y en Salamanca, empleados en esta memoria es un medidor portátil de Intensidad del

Campo Eléctrico Atmosférico (FIG. III.1), que permite realizar medidas al aire libre, bajo diferentes condiciones meteorológicas. Consta de una sonda radiactiva, aislada del suelo, que se coloca en el punto donde se desea medir el potencial eléctrico atmosférico. La radiación alfa emitida por la sonda es de muy baja intensidad. La zona efectiva de ionización se extiende aproximadamente unos 76mm desde la superficie de la fuente radiactiva. La carga de equilibrio aire-sonda es llevada al sistema mecánico de medida, de tipo cuadrante. Este electrómetro consta de cuatro pares de cuadrantes eléctricamente conectadas en diagonal, entre los cuales se dispone una lámina alargada, unida a un indicador, que recibe la carga de equilibrio. Como la laminilla está colocada entre cuatro pares de cuadrantes cargados alternativamente positivos y negativos, cualquier cambio en la magnitud de la carga electrostática sobre la lámina provocará un giro de ésta hasta establecer un nuevo equilibrio dentro del campo de fuerzas existente entre los cuadrantes. El tiempo de respuesta de la sonda radiactiva es del orden de un segundo (Lane-Smith, 1977), por lo que en principio presentarían las mediciones un efecto de pequeñas oscilaciones debidas a la turbulencia (Hill and Hoppel, 1977). El valor instantáneo de la intensidad del campo se obtiene así prácticamente de inmediato y de este modo se pueden discernir fácilmente variaciones de corto y largo período en el campo eléctrico.

El rango de medida del registrador depende de la fuente de voltaje empleada para establecer el campo entre cuadrantes. Esta da tres posibles potenciales entre cuadrantes: 45, 90 ó 120 V; lo

que da lugar a tres rangos de escala del registrador: ± 500 , ± 260 ó ± 190 V/m, con el cero en la mitad de la escala. El registro continuo se obtiene sobre un papel de 120mm de ancho y que se mueve a una velocidad de 30mm/h. Cada 10 segundos se realiza una marca sobre el papel registrador por el golpe de una varilla (unida a la lámina entre cuadrantes) sobre una cinta impregnada de tinta.

Regularmente (cada semana), se hace una comprobación del ajuste del cero, con el objeto de evitar errores de origen de escala. Para ello, basta con sustituir la entrada de la sonda al instrumento de medida por un conductor conectado a la tierra del aparato, consiguiendo así el potencial 0. Se espera unos segundos a que el indicador se estabilice en una posición, y si ésta no coincidiese con el cero, se ajusta a través de una palanca situada en la parte superior del instrumento.

Del mismo modo, periódicamente (cada 3 ó 4 meses) es necesario realizar una calibración del sistema de medida. Como la escala del instrumento está indicada en tantos por ciento, se trata de ir comunicándole al sistema potenciales conocidos, e ir anotando el % que marca el instrumento. De este modo, y realizando esto tanto para potenciales positivos como negativos, así como para cada uno de los posibles voltajes seleccionables entre cuadrantes, dispondremos, si representamos los valores anotados en una gráfica, de unas curvas de calibrado que nos dé el valor del campo eléctrico conocido el % que indica el sistema. La escala del instrumento es de $\pm 100\%$, correspondiendo el 100% al fondo de

escala. Realizado esto, hemos podido comprobar que, en buena aproximación, el instrumento tiene un comportamiento lineal (FIG. III.2).

III.2. MEDIDAS DE INTENSIDAD DE CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO EN TORTOSA

Para el registro continuo del potencial atmosférico, el Observatorio del Ebro (Tortosa) disponía de un electrómetro de cuadrantes, siendo el colector una lámpara de Exner que pertenece al sistema de colectores de llama. El valor del campo que se considera a una hora determinada resultaba de promediar el potencial entre los 30min. anteriores y los 30min. posteriores a dicha hora. El registro continuo analógico del campo eléctrico se obtenía sobre papel. A partir de las características de la gráfica representativa de la evolución de cada día, el Observatorio del Ebro define cuatro estados de la curva de evolución diaria. Estos estados son indicados por los números 0, 1, 2, y 3. El 0 indica que el potencial, además de conservarse positivo todo el día, no ofrece más variaciones que las suyas características; el 1 indica que el potencial, si bien ha sido siempre positivo, ofrece, sin embargo, algunos movimientos irregulares no muy extraordinarios; el 2, que ha habido cambio de signo, o sin cambiar de signo, se han producido fuertes variaciones o fluctuaciones; y el 3, que se han producido varios cambios de signo, con movimientos muy irregulares. Los promedios diurnos y horarios se realizaron solamente de los días caracterizados con las cifras 0 y 1. Estos días serán de ordinario aquellos en los cuales no ha habido ni lluvias, ni niebla, ni tempestad ("buen tiempo").

Actualmente, el gradiente vertical del potencial atmosférico

se registra, en este Observatorio, a través de un aparato basado en la ecualización del potencial mediante un colector radiactivo (radio). La sonda radiactiva se ubica en la zona más alta del Observatorio, relativamente alejada de construcciones o estructuras capaces de perturbar notablemente la medida. Además, la superficie del suelo por debajo del colector es de hormigón, para asegurar una tierra plana y lisa. La sonda se encuentra suspendida de un alambre a un metro del suelo y conectada, mediante un hilo conductor cubierto con teflón, al electrómetro, el cual se encuentra situado dentro de una caseta a unos 30 metros de la sonda.

El electrómetro se basa en el control de la intensidad de rejilla de una válvula termoiónica, polarizada a unas tensiones adecuadas (FIG. III.3). El cátodo se mantiene a una tensión de 570 voltios, mientras que la tensión de rejilla puede variarse mediante un potenciómetro, tomando valores entre 600 y 700 voltios, siempre por encima de la tensión del cátodo. Puesto que el potencial ambiente a un metro del suelo raramente alcanza estos valores, la tensión del ánodo es siempre más pequeña que la del cátodo, evitándose así la conducción cátodo-ánodo. Precisamente, para tal fin se ha polarizado el cátodo a una tensión tan elevada. En cambio, sí estará permitida una pequeña conducción cátodo-rejilla, puesto que ésta está a una tensión mayor que la del cátodo. Esta conducción se verá más o menos favorecida dependiendo de la tensión en que se encuentre el ánodo, que en definitiva soporta las variaciones del potencial atmosférico a 1m del suelo. De esta forma la válvula trabaja como si de un

transistor de efecto de campo se tratase, donde la conducción es gobernada por un campo eléctrico, en este caso el atmosférico. La intensidad de rejilla, que refleja como se ha dicho las variaciones del campo eléctrico atmosférico, se mide con un miliamperímetro electrostático y se registra gráficamente. Para la calibración del registro, periódicamente se fuerza al ánodo a tensiones conocidas mediante un generador de tensión adjunto, y se anotan los registros correspondientes de intensidad de rejilla. Para el tratamiento posterior de los datos registrados, es preciso interpolar entre los puntos de calibración.

El potencial eléctrico se ha registrado analógicamente con una velocidad de papel de 20mm/h. Posteriormente se han digitalizado las curvas diarias por puntos desigualmente separados. La separación entre puntos depende de la complejidad de la curva y varía según el eje horario entre unas décimas de milímetro y unos pocos milímetros, de forma que al cabo de un día la separación media entre puntos es siempre inferior a 1.5mm, y generalmente del orden del milímetro. Los valores medios se han obtenido por integración de estos datos entre las señales de hora de la gráfica, que están controladas por el reloj de cuarzo del Observatorio. La escala de valores del potencial está determinada por las señales diarias de calibración de 0 V y 150 V. La linealidad de la escala se comprueba periódicamente.

IV. EXPERIMENTAL

IV.1. ANALISIS CUALITATIVO DE LA RELACION ENTRE EL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO Y VARIABLES METEOROLOGICAS

IV.1.1. OBJETIVOS

1. El objetivo fundamental en este apartado de la memoria es determinar las variaciones locales del campo eléctrico, en la isla de Tenerife, tanto espaciales como temporales.

2. Realizar un estudio de la variabilidad de diferentes variables meteorológicas durante el período de registro del campo eléctrico atmosférico.

3. Tratar de obtener unas relaciones cualitativas sobre la interacción de dichas variables meteorológicas sobre el campo eléctrico atmosférico a través del análisis de sus evoluciones diarias.

IV.1.2. VARIABLES DISPONIBLES

Las medidas del campo eléctrico han sido realizadas con un medidor de la intensidad del campo eléctrico portátil. Estas medidas están realizadas al aire libre, bajo diferentes

condiciones meteorológicas. Los datos de presión, temperatura, humedad, viento, etc., han sido suministrados por el Instituto Nacional de Meteorología. Estos datos corresponden a los valores observados a unas determinadas horas (1:00, 7:00, 13:00, 18:00), así como el valor máximo y mínimo. A partir de esos datos, y del conocimiento de la evolución diaria tipo de las diferentes variables meteorológicas, se han realizado unas gráficas con la evolución aproximada de estas variables a lo largo del período de registro del campo eléctrico. Debido a que del campo eléctrico se dispone de un registro continuo, que quizá no sería comparable a las gráficas de los otros elementos, se ha decidido hacer un suavizado de la curva del campo eléctrico, tomando los valores medidos a las horas coincidentes con aquéllas en que se toman el resto de las variables, así como el valor máximo y mínimo. Por lo tanto, y debido a la propia naturaleza de los datos disponibles, se pretende hacer un análisis cualitativo de la evolución del campo eléctrico en relación con la evolución de otras variables meteorológicas.

Las variables meteorológicas que se van a considerar para este estudio son:

- presión atmosférica (mmHg) a 0°C y al nivel de la estación;
- tensión de vapor (mmHg);
- temperatura del termómetro seco (°C);
- velocidad (Km/h) y dirección (sectores) del viento.

IV.1.3. INTERPRETACION DE LAS MEDIDAS

Este análisis se realiza para tres registros efectuados en Canarias, en BAJAMAR (dos registros: (1) desde las 11:00 horas del día 2-12-84 hasta las 9:10 horas del día 3-12-84, y (2) desde las 9:15 horas del día 6-12-84 hasta las 8:00 horas del día 7-12-84), y en IZAÑA (desde las 17:20 horas del día 3-12-84 hasta las 16:10 horas del día 4-12-84). Los datos meteorológicos han sido tomados del Aeropuerto de los Rodeos, para Bajamar, y del Observatorio de Izaña, para Izaña. También se dispone de una serie de anotaciones de campo sobre otros elementos tales como nubosidad, precipitación, de los cuales también se dispone de las observaciones de las estaciones de Los Rodeos e Izaña. Sobre estas variables y su posible influencia sobre el campo eléctrico registrado, también se hará un pequeño análisis, aunque en este caso, al contrario que con las anteriores variables, no se podrá recurrir a la ayuda de gráficas, que siempre permiten un mejor análisis de las medidas.

IV.1.3.1. MEDIDAS DE BAJAMAR (1) (FIG. IV.1 y IV.2).

IV.1.3.1.1. *Presión atmosférica* (FIG. IV.3)

En primer lugar, es importante reseñar un cierto paralelismo entre la evolución del campo eléctrico y la presión atmosférica, coincidiendo, o con un ligero desfase, máximos y mínimos relativos. En el tramo inicial del campo eléctrico se observa un máximo relativo a las 13:00 horas, y un mínimo relativo a las 18:00. Si se observa este mismo tramo para la presión se encuentra un máximo a las 12:00 (1 hora antes), para posteriormente

producirse un brusco decrecimiento hasta un valor mínimo a las 14:00 (4 h. antes). A partir de las 18:00, el paralelismo entre ambas gráficas es ostensible. Se tiene inicialmente un suave crecimiento, a continuación un decrecimiento, y una tendencia final hacia el crecimiento (esto es una suavización de la evolución de ambas variables, ya que en ambos registros continuos se verían fluctuaciones, pero al anularlas se puede ver un crecimiento o decrecimiento neto). El valor máximo del campo eléctrico se produce a las 3:00 (3-12-84), con un valor máximo de presión en este tramo a la 1:00 (3-12-84). Este máximo relativo de presión coincide con un máximo relativo (menor que el de las 3:00) en el registro continuo de campo eléctrico. A continuación, aparece un mínimo relativo del campo eléctrico a las 7:00 (3-12-84) que coincide con un mínimo de presión.

Se encuentra, pues, un paralelismo de curvas, y una coincidencia o ligero desfase entre la evolución de ambas variables (máximos y mínimos de presión aparecen antes que los del campo eléctrico). Esto hace pensar que una disminución de presión permitiría una mayor ionización (por emanaciones terrestres) que aumentarían la conductividad y producirían una disminución del campo.

IV.1.3.1.2. *Tensión de vapor* (FIG. IV.4)

Al igual que ocurría con la presión, se observa un paralelismo, si cabe mayor, entre la evolución del campo eléctrico y la tensión de vapor. Máximos y mínimos relativos coinciden, salvo el de la 1:00 (3-12-84) para la tensión de vapor, que se

produce dos horas antes que el máximo del campo eléctrico "suavizado". Un aumento de tensión de vapor puede estar asociado a una mayor evaporación que daría lugar a un aumento del número de núcleos higroscópicos en suspensión, lo que, en función del tipo y tamaño de las partículas, puede traducirse en un sumidero de iones, en detrimento de la conductividad, produciendo, en consecuencia, un aumento del campo eléctrico.

IV.1.3.1.3. *Temperatura del termómetro seco* (FIG. IV.5)

La evolución gráfica de la temperatura respecto a la del campo eléctrico es inversa a la de la humedad relativa: paralelismo, evolución inversa y paralelismo final. El primer máximo de temperatura se observa a las 14:30 hora y media más tarde que el del campo eléctrico (13:00). Luego, la temperatura disminuye hasta el mínimo a las 24:00, 3 horas antes que el máximo del campo. A partir de las 7:00, la temperatura y el campo evolucionan parejos hasta las 9:00 en que finalizó el registro del campo. El efecto principal de la temperatura sería el de aumentar la movilidad de los iones, aumentando la conductividad de la atmósfera, y haciendo que, en general, el campo disminuya. El hecho de que entre 11:00 y 18:00 la temperatura y el campo vayan paralelos podría ser debido a la presencia de partículas "grandes" en suspensión asociadas a intensa evaporación que contrarrestaría el efecto de la temperatura sobre la conductividad y, por ende, sobre el gradiente de potencial.

IV.1.3.1.4. *Velocidad y Dirección del viento* (FIG. IV.6 y IV.7)

Analizando la dirección del viento durante el registro, se

puede ver que éste sopló, principalmente, del sector entre N y W, por lo tanto, eran flujos de aire procedente del Atlántico. Estos flujos, en general, húmedos, pueden estar cargados de núcleos higroscópicos recogidos de la superficie del mar al evaporarse el agua. Esto justificaría el aumento neto del campo eléctrico, al existir un flujo continuo de humedad y núcleos higroscópicos. Aunque la evolución gráfica de la velocidad del viento y el campo eléctrico no presenta la similaridad encontrada con otras variables, en general, una mayor velocidad del viento parece aumentar el campo, aunque hay que indicar que el máximo del campo a las 3:00 está próximo a un mínimo de velocidad a la 1:00.

IV.1.3.1.5. *Otras variables meteorológicas*

En las notas de campo tomadas, se indica la existencia de precipitación antes del registro, y a partir de las 4:00 del día 3-12-84. La lluvia anterior al registro podría haber influido en que el campo en el tramo inicial fuese tan bajo. La lluvia de madrugada explicaría la disminución del campo, debido, posiblemente, a las corrientes de precipitación. El cielo estaba cubierto por cúmulos, estratocúmulos, y estratos, lo que podría justificar los bajos valores del campo observados, debido a la estructura eléctrica de dichas nubes.

IV.1.3.2. MEDIDAS DE IZANA (FIG. IV.8 y IV.9).

IV.1.3.2.1. *Presión atmosférica* (FIG. IV.10)

En este caso, no se observa un paralelismo claro como el observado en el registro de Bajamar. El aumento de presión durante las 7 horas primeras coincide con un aumento del campo eléctrico,

pero el posterior decrecimiento de la presión no coincide con una disminución del campo, sino con un aumento, siguiendo un ritmo de crecimiento similar al de las horas anteriores. El mínimo de presión de las 7:00 coincide con un cambio en la velocidad de crecimiento del campo. La presión alcanza su máximo a las 11:00 y a partir de ahí empieza a disminuir. El máximo del campo eléctrico se observa a las 14:00, desfasado 3 horas respecto a la presión, desfase similar al ya observado en Bajamar. El efecto de la presión, pues, parece ser el indicado anteriormente: un aumento de presión produce un aumento del campo eléctrico.

IV.1.3.2.2. *Tensión de vapor* (FIG. IV.11)

En la evolución de la tensión de vapor existen dos tramos diferenciados en cuanto a su comportamiento, comparada con la del campo eléctrico. Entre las 18:00 (3-12-84) y 7:00 (4-12-84) existe un decrecimiento de la tensión de vapor, mientras que el campo eléctrico crece. A partir de las 7:00, la tensión crece muy bruscamente, hasta alcanzar el máximo a las 13:00, 1 hora antes que el máximo del campo eléctrico. Esta última parte de la gráfica corroboraría lo observado para Bajamar: aumento de la tensión de vapor implica aumento del campo eléctrico. Sin embargo el tramo inicial no sigue esa "ley", bien porque haya otros elementos que influyan más en el campo eléctrico, durante esa fase del registro, y que condicionen su evolución, o bien porque un aumento de tensión asociado a la evaporación no sólo libere partículas grandes, sino también iones salinos pequeños que permitan hacer más conductor el aire.

IV.1.3.2.3. *Temperatura del termómetro seco* (FIG. IV.12)

En principio, es lógico pensar que un aumento de temperatura lleve consigo una disminución del campo, al permitir este aumento unas mayores movilidades. En la evolución de la temperatura, se observa una disminución de la misma hasta las 5:00. Esto coincide con la primera etapa de crecimiento del campo eléctrico, y que apoyaría la afirmación inicial. Sin embargo, a partir de aquí, la temperatura crece y el campo también, y sus máximos están desfasados una hora (máx. de temperatura a las 13:00). Esto que parecería una contradicción, se justificaría si se piensa que en este período entre 7:00 y 16:00 (4-12-84) el efecto de la temperatura es superado por el de la tensión de vapor (presenta un fuerte crecimiento en este intervalo de tiempo). Por lo tanto, el efecto neto es un aumento del campo eléctrico, también apoyado, seguramente, por el aumento de presión.

IV.1.3.2.4. *Velocidad y Dirección del viento* (FIG. IV.13 y IV.14)

El viento observado se encuentra en el sector S-SE. Al estar Izaña a unos 2400 m de altitud, el viento en su ascenso se enfriaría y perdería humedad, ya que según las observaciones de campo se veían las cimas de las nubes. Esto puede explicar el campo eléctrico negativo durante las 4 primeras horas del registro. Respecto a la velocidad del viento, se observa un aumento de velocidad hasta las 4:00 y a partir de ahí disminuye. El aumento inicial coincide con el aumento inicial del campo, pero luego este paralelismo no se mantiene. En este caso, no parece apreciarse una relación directa entre la velocidad del viento y el campo eléctrico.

IV.1.3.2.5. *Otras variables meteorológicas*

Como ya se ha comentado anteriormente, desde el punto en que realizamos los registros, se veían las cimas de las nubes. Esto podría ser la causa de que el campo eléctrico inicialmente fuese negativo. Según los datos del INM, la visibilidad era buena lo que conllevaría la no existencia de grandes concentraciones de partículas de gran tamaño, lo cual podría indicar una mayor conductividad atmosférica, y unos más bajos valores del campo eléctrico.

IV.1.3.3. MEDIDAS DE BAJAMAR (2) (FIG. IV.15 y IV.16)

IV.1.3.3.1. *Presión atmosférica* (FIG. IV.17)

La evolución de la presión atmosférica presenta inicialmente (12:00 a 18:00) una disminución de sus valores, alcanzando un mínimo relativo a las 18:00. Mientras tanto el campo eléctrico ha disminuído y presenta valores negativos, alcanzando el mínimo a las 15:00, 3 horas antes que el mínimo de presión. La presión crece a continuación hasta un máximo relativo a las 24:00. A la par, el campo eléctrico ha ido creciendo, presentando un máximo a las 23:00. Se encuentra de nuevo el desfase de ambas curvas, pero en esta ocasión, es de adelanto del campo frente a la presión, si bien es preciso hacer notar que la gráfica no suavizada presenta tres picos de máximos valores a las 23:00, 1:00 y 3:00. En el tramo final ambas variables tienden a disminuir.

IV.1.3.3.2. *Tensión de vapor* (FIG. IV.18)

La tensión de vapor, que en los casos anteriores había presentado una evolución similar a la del campo eléctrico, en este

caso, evoluciona de forma que no da sensación de paralelismo. Desde el inicio del registro hasta su finalización, se encuentra que la tensión de vapor disminuye, variando simplemente la velocidad de disminución. Como se ha comentado anteriormente, la disminución de la tensión podría implicar una disminución del campo por aumento de la conductividad de la atmósfera. El descenso del campo de 10:00 a 15:00 y de 23:00 a 8:00 podría justificarse por este efecto. El posterior aumento del campo eléctrico (15:00 a 23:00) deberá explicarse por la influencia más fuerte de otros elementos meteorológicos (seguramente la temperatura) o por la dualidad de comportamiento de la tensión de vapor sugerida anteriormente.

IV.1.3.3.3. *Temperatura del termómetro seco* (FIG. IV.19)

El primer máximo de temperatura se encuentra entre las 12:00 y las 13:00, aproximadamente 2 horas antes que el mínimo del campo eléctrico. Se produce luego un descenso de temperatura hasta alcanzar un valor mínimo a la 1:00, coincidiendo con la zona de valores máximos de campo (23:00, 1:00, 3:00). El posterior aumento de temperatura va acompañado de una disminución del campo. No obstante, se observa el desfase de un par de horas entre ambas curvas.

IV.1.3.3.4. *Velocidad y Dirección del viento* (FIG. IV.20 y IV.21)

El viento registrado durante este período se encuentra en el sector N-NW. La velocidad del viento es inicialmente próxima a los 60Km/h, disminuyendo a partir de las 11:00 hasta las 13:00, en que empieza a estabilizarse alrededor de los 20Km/h. Algo parecido se

observa en la gráfica de la tensión de vapor: inicialmente altos valores, descenso brusco hasta las 18:00 y una posterior suavización de este descenso. Esto hace pensar que estas altas velocidades suponían un mayor aporte de humedad (recuérdese que se trata de vientos de procedencia atlántica), que se reducía al disminuir la velocidad. En el tramo final, viento y tensión presentan valores casi constantes, por lo que sus efectos sobre el campo también permanecerían casi constantes.

IV.1.3.3.5. *Otras variables meteorológicas*

Las anotaciones in situ, indican lluvia por la mañana que explicaría los valores negativos del campo a esas primeras horas del día. Esto pudo condicionar la evolución posterior del campo eléctrico hasta restablecerse los valores normales. La presencia de nubes explicaría la disminución del campo en las horas finales del registro.

IV.1.3.4. VARIACION DEL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO CON LA ALTURA

Para finalizar, se trata de estudiar la variación del campo eléctrico en superficie con la altura sobre el nivel del mar. Para ello se realizan medidas en puntos a diferentes niveles y en condiciones similares (proximidad temporal y espacial; no obstante, no se pudieron hacer medidas simultáneas por no disponer de varios medidores). Las medidas están realizadas en condiciones de cielo cubierto y habiéndose observado lluvia horas antes de la primera medida. Hay que señalar que son medidas próximas al mar, por lo que es posible que sobre el campo eléctrico se sienta el influjo del choque del mar con la costa, que posiblemente

producirá iones. Las medidas son realizadas en: Bajamar (nivel del mar; valor medio +5%); Garachico (5m; -12%); Garachico (nivel superior del acantilado) (300m; -7%); Los Realejos (100m; -5%) (FIG. IV.22). En primer lugar se ha de reseñar que los bajos valores del campo han de justificarse por el efecto de la nubosidad y del oleaje sobre la costa. Si se observa la gráfica, se encuentra que la curva presentaría una suave disminución del campo (en estas condiciones, hacia valores más negativos) con la altura. La medida de Garachico realizada a unos 5m de altura y muy cerca del mar, nos deja constancia del importante efecto del oleaje sobre el campo eléctrico en sus proximidades (se observan olas de hasta 5m), en cuanto a la producción de iones (Gathman and Hoppel, 1970).

IV.2. ANALISIS CUANTITATIVO DE LA RELACION ENTRE CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO Y VARIABLES METEOROLOGICAS MEDIANTE TECNICAS ESTOCASTICAS, A PARTIR DE DATOS HORARIOS

IV.2.1. OBJETIVOS

Los objetivos que se plantean en esta parte de la memoria son:

1. Análisis de las series temporales de campo eléctrico atmosférico y temperatura y tensión de vapor, por ser estas dos últimas las variables meteorológicas que se revelaron más influyentes sobre el gradiente de potencial en el análisis realizado con los datos horarios registrados en Tenerife.

2. Estudio a través de técnicas estocásticas de dichas series temporales.

3. Modelización del campo eléctrico atmosférico a través de metodologías estocásticas, tratando de cuantificar las interrelaciones entre campo eléctrico y las otras dos variables meteorológicas.

IV.2.2. DATOS

Los datos que se han utilizado han sido registrados en un observatorio situado en el Salto de Saucelle, en las proximidades de Aldeadávila, provincia de Salamanca (España), al NW de la provincia, junto a la frontera con Portugal. Esta zona presenta una climatología muy especial con una temperatura media anual muy por encima del resto de las estaciones de la provincia. Las series temporales van desde las 18h.10 min. del día 17/6/86 hasta las 18h.30 min. del día 27/6/86. Dado el período de análisis, así como las características de los registros, se ha considerado oportuno trabajar con datos horarios (valores instantáneos) . De este modo las series temporales constan de 240 datos.

La obtención de las series temporales (FIG. IV.23) se hizo directamente a partir de los registros del campo eléctrico y de la temperatura. Sin embargo, la serie de la tensión de vapor se ha obtenido a partir de los datos de humedad relativa, utilizando la fórmula empírica de Magnus (Morán,1944)

$$E = 6.10 \times 10^{\frac{7.4475 \times T}{234.07 + T}} \quad (\text{mb}) \quad (\text{IV.1})$$

para obtener el valor de la tensión saturante (E) en milibares como función de la temperatura (T) en °C. Una vez obtenida la tensión saturante, y sabiendo que

$$h = \frac{e}{E} \times 100 \quad (\text{IV.2})$$

donde $h(\%)$ es la humedad relativa, E es la tensión saturante y e (mb) es la tensión de vapor, se determina la tensión de vapor.

IV.2.3. DESCRIPCION METEOROLOGICA DEL PERIODO EN ESTUDIO

El período en estudio se caracterizó, en general, por presentar temperaturas relativamente altas y cielos despejados. No obstante, se observó un descenso de las temperaturas durante los días 20,21,22 y 23 (más apreciable en las máximas que en las mínimas) (ver FIG. IV.23). En estos días se presentaron cortos intervalos de cielo total o parcialmente cubierto, principalmente nubes de tipo estrato. Fue en este período, concretamente el día 22, en el que se observó una débil precipitación. Estas condiciones son debidas a la existencia de una borrasca de gran espesor, situada al NW de la Península, que además llevaba asociados flujos del SW de aire no excesivamente cálidos (FIG. IV.24a). El resto de los días, la península se ve afectada fundamentalmente por una zona de bajas presiones relativas afectando al lugar de muestreo, lo que lleva consigo flujos en superficie de componente S de aire cálido que aportan humedad a la península (FIG. IV.24b).

IV.2.4. RESULTADOS

IV.2.4.1. DISTRIBUCIONES

El primer paso a la hora de estudiar las tres series temporales ha sido determinar la distribución estadística de los datos. Para determinar el número de intervalos más conveniente se recurre a la ley de Brooks (*número de intervalos* $\sim 5 \log N$, donde N es el número de datos), lo que significa que el número de

intervalos más conveniente en este caso ($N=240$) es de, aproximadamente, 12 intervalos. Además de esto, se tuvo en consideración que el número mínimo de elementos por intervalo fuera cinco. Siguiendo este criterio se obtuvieron las distribuciones, para las tres series temporales, campo eléctrico, temperatura y tensión de vapor, que se muestran en las figuras (IV.25a,b,c). Los valores medios y desviaciones estándar de dichas series temporales son :

VARIABLE	MEDIA	DESVIACION ESTANDAR
CAMPO ELECTRICO	- 0.9 %	3.7 %
TEMPERATURA	20.0 °C	6.2 °C
TENSION DE VAPOR	11.4 mb	1.6 mb

TABLA IV.1

Los datos de temperatura oscilan entre un valor máximo de 34°C y un mínimo de 10°C; los valores de tensión de vapor registrados van desde los 7.07 mb hasta los 15.02 mb; y el campo eléctrico atmosférico medido se encuentra entre un 13% y un -10%. Cabe destacar los bajos valores de campo eléctrico atmosférico registrados en el punto de muestreo. Esto probablemente se debe a una alta ionización de la atmósfera circundante debido , quizás, a efectos o procesos de ionización tales como la aparición de partículas sólidas y gotitas cargadas en suspensión consecuencia de los procesos de evaporación y condensación sobre la superficie del embalse, y en sus proximidades, la formación de iones en la atmósfera debido al efecto de la central hidroeléctrica cercana, o la presencia de partículas y gotitas cargadas en suspensión

consecuencia de los procesos de ruptura de gotas y fricción a la salida del agua del embalse.

A continuación, y siguiendo la metodología clásica, se trata de hacer el ajuste a una distribución normal para las tres series, y a través del test de Kolmogorov-Smirnov, se puede comprobar que las series de temperatura y tensión de vapor sí se ajustan a una distribución normal con un nivel de confianza del 95%, mientras que la serie del campo eléctrico no se ajusta a dicha distribución (FIG. IV.25a,b,c) ya que presenta una gran acumulación de frecuencia en los intervalos centrados en 0 y -2 %, lo que confiere a la distribución de frecuencias absolutas una forma correspondiente a una curva leptocúrtica, pero con un comportamiento análogo al de una distribución normal, lo que permite hacer la hipótesis de normalidad para el campo eléctrico.

IV.2.4.2. ANALISIS ESPECTRAL

El análisis espectral es una herramienta muy útil para poder discernir la componente no aleatoria de una serie temporal, por su capacidad de detectar comportamientos periódicos, tendencias y persistencias en la misma. Con este propósito se lleva a cabo el análisis espectral de las series temporales de las variables en estudio.

El espectro muestral de las funciones de autocorrelación de las series temporales fue obtenido a partir de la fórmula general (Jenkins and Watts, 1968) correspondiente a una transformada de Fourier discreta:

$$\bar{S}(f) = 2\Delta \left[r(0) + 2 \sum_{k=1}^{l-1} r(k) w(k) \cos(2\pi f k \Delta) \right] \quad (\text{IV.3})$$

donde Δ representa el intervalo de muestreo, $\bar{S}(f)$ es la densidad espectral suavizada y $w(k)$ es una función ventana en el espacio de tiempos que delimita el período de anchura, igual a $2L$, siendo L el punto de truncación formado en la función de autocorrelación. Este espectro muestral debe representar lo más firme posible los detalles del espectro teórico, teniendo que ser, además, estable, es decir, sin picos espúreos. Estas dos propiedades han de ser tenidas en cuenta para la elección de la ventana espectral así como la de su anchura. Aquí se ha considerado la ventana de Hamming que opera sobre las estimaciones del siguiente modo:

$$\begin{aligned} \bar{S}(0) &= 0.54 S(0) + 0.46 S(1) \\ \bar{S}(k) &= 0.23 S(k-1) + 0.54 S(k) + 0.23 S(k+1) \\ \bar{S}(L) &= 0.54 S(L) + 0.46 S(L-1) \end{aligned} \quad (\text{IV.4}).$$

Para descubrir, a través del análisis espectral la presencia de procesos no estocásticos, es necesaria la comparación entre los valores espectrales muestrales y los teóricos. Este espectro teórico o continuo nulo corresponde al del proceso estocástico subyacente en la serie temporal generada conjuntamente con otros procesos deterministas. Dado que un proceso estocástico estacionario lineal es el resultado de la acción de un sistema lineal estable sobre una señal de entrada de tipo ruido blanco, el espectro de potencia ha de ser proporcional al módulo al cuadrado de la función de respuesta del filtro en el dominio de frecuencias, $H(f)$ (Box and Jenkins, 1976; Jenkins and Watts, 1968)

$$\Gamma_{xx}(f) = \Delta \sigma_z^2 |H(f)|^2 \quad -\frac{1}{2\Delta} \leq f \leq \frac{1}{2\Delta} \quad (IV.5)$$

siendo σ_z^2 la varianza correspondiente a la señal de entrada. Para un proceso autorregresivo y de media móvil, ARMA(n,m), la función de respuesta en el dominio de frecuencias H(f) corresponde a

$$H(f) = \frac{1 - b_1 e^{-i2\pi f\Delta} - \dots - b_m e^{-i2\pi f\Delta m}}{1 - a_1 e^{-i2\pi f\Delta} - \dots - a_n e^{-i2\pi f\Delta n}} \quad (IV.6)$$

luego su espectro será

$$\Gamma_{xx}(f) = \Delta \sigma_z^2 \left| \frac{1 - b_1 e^{-i2\pi f\Delta} - \dots - b_m e^{-i2\pi f\Delta m}}{1 - a_1 e^{-i2\pi f\Delta} - \dots - a_n e^{-i2\pi f\Delta n}} \right|^2 \quad (IV.7).$$

Tanto los valores espectrales teóricos como los muestrales fueron posteriormente normalizados con objeto de tener valores que pudieran ser fácilmente comparables en cuanto a la varianza explicada.

IV.2.4.2.1. Resultados más destacables del Análisis Espectral

Siguiendo la metodología anteriormente expuesta, se obtuvieron los espectros muestrales de las tres series temporales en estudio. Dichos espectros se presentan en las figuras (IV.26a,b y c), para la temperatura, tensión de vapor y campo eléctrico atmosférico, respectivamente. De los valores de densidad espectral calculados para la serie de temperatura (FIG. IV.26a) se puede reseñar que el "pico" más destacable es el correspondiente al

período de 24 horas (oscilación diaria). El continuo nulo o espectro teórico de la serie horaria de temperatura es un ruido rojo, lo que indica que en la serie subyace una cierta persistencia, si bien, el valor de densidad espectral en el lag (retardo) cero es de 0.200, claramente inferior al correspondiente al ciclo diario (0.310), lo que revela que dicha oscilación es la característica temporal más relevante de la serie de temperatura.

Si se analiza el espectro muestral de la tensión de vapor (FIG. IV.26b), se puede ver una banda de valores de densidad espectral significativos próxima al período de 12 horas. Si bien dicha banda espectral no está centrada en dicha frecuencia, parece lógico pensar que esté asociada a la oscilación semidiaria. Es destacable también el valor espectral en el lag cero (0.265), superior al de la banda espectral asociada al ciclo semidiurno (0.030), si bien no supera el continuo nulo, al ser éste un ruido rojo con un alto valor en dicho retardo. No obstante, esto denota de nuevo la existencia, al menos subyacente, de persistencia en la serie de tensión de vapor, de tal modo que el valor de tensión en un tiempo dado va a estar íntimamente ligado al del instante anterior.

En cuanto al análisis espectral de la serie del campo eléctrico, cabe destacar el hecho de no existir ningún valor espectral significativo (FIG. IV.26c). No obstante, presenta un alto valor (0.280) en el retardo cero, muy próximo al del nivel de significación de 0.05, lo que denota una persistencia "intrínseca" en la serie de campo eléctrico atmosférico (el espectro teórico o

continuo nulo es un ruido rojo). La no existencia de periodicidades puede ser resultado de los efectos relacionados con la central hidroeléctrica próxima, ya comentados anteriormente. Además de esto, el hecho de no distinguir entre campo eléctrico de buen tiempo y perturbado puede haber ocultado alguna periodicidad asociada al campo eléctrico de buen tiempo, ya que se observaron cortos períodos de cielo cubierto y débil precipitación durante los días 20, 21, 22 y 23, que afectarían a los valores de campo eléctrico registrados.

IV.2.4.3. MODELIZACION ESTOCASTICA

IV.2.4.3.1. Modelización según la metodología de Box-Jenkins

En una primera etapa, se aborda el problema de la modelización desde el punto de vista univariante, es decir, utilizando únicamente información pasada de la propia variable. El modelo univariante resultante revelará detalles sobre la estructura de cada serie temporal. La hipótesis de partida es que las series temporales son sucesos de un proceso estocástico. Se pretende ajustar cada una de las series a un modelo estocástico según la metodología de Box y Jenkins (1976), la cual ha sido utilizada con grandes resultados en el campo del Medio ambiente y la Meteorología (R.García, 1982; F.Martín, 1989). Siguiendo la metodología indicada, a través del análisis de las funciones de autocorrelación parcial y simple, se puede determinar cuál es el modelo autorregresivo y de media móvil (ARMA) más adecuado para el ajuste de nuestra serie. En todos estos modelos, la variable se introduce una vez sustraído el valor medio de la serie de datos.

IV.2.4.3.1.1. MODELO ESTOCÁSTICO PARA LA TEMPERATURA Y LA TENSION
DE VAPOR

El modelo estocástico más apropiado para la temperatura, una vez determinadas las funciones de autocorrelación parcial y simple (FIG. IV.27a,b) es un modelo autorregresivo de tercer orden, AR(3). Los coeficientes del modelo fueron estimados utilizando un algoritmo iterativo basado en el criterio de máxima verosimilitud, y sus valores son:

$$\begin{aligned}\phi_1 &= 1.44 \pm 0.06 \\ \phi_2 &= -0.25 \pm 0.11 \\ \phi_3 &= -0.26 \pm 0.06\end{aligned}$$

(IV.8)

con lo cual el modelo será:

$$T(t) = \phi_1 T(t-1) + \phi_2 T(t-2) + \phi_3 T(t-3) + a_t$$

(IV.9).

Este modelo permite obtener un coeficiente de correlación entre observaciones y valores calculados de 0.960. Además los residuos no están autocorrelacionados (FIG. IV.27c). Este modelo autorregresivo de orden 3, muestra la existencia en la temperatura de persistencia, con sólo observar el alto valor del coeficiente ϕ_1 . No obstante, este efecto es parcialmente contrarrestado por los coeficientes ϕ_2 y ϕ_3 , asociados a la segunda y tercera hora anteriores a la predicha. Dado el hecho de la existencia de una marcada periodicidad diaria observada en la temperatura, ésta debería tomarse en cuenta a la hora de establecer un modelo que se ajuste lo más fielmente posible a la serie temporal observada. En una primera aproximación se podía haber realizado un ajuste a una serie de Fourier y posteriormente, los residuos resultantes haber

sido modelizados de forma estocástica. La metodología Box-Jenkins, sin embargo, plantea un método alternativo consistente en la utilización del operador de diferencia estacional ∇_s , el cual se define como

$$\nabla_s x_t = x_t - x_{t-s} \quad (IV.10).$$

La aplicación de este operador es equivalente a la utilización de una serie de Fourier cuyos coeficientes son de tipo adaptativo, entendiéndose por ello que sus valores son variables en el tiempo (Box-Jenkins,1976). Siguiendo esta idea, se procedió a aplicar a la serie temporal de temperatura el operador diferencia estacional con $s=24$ horas. Una vez diferenciada la serie, se modelizaron los residuos resultantes obteniéndose, a la vista de las funciones de autocorrelación parcial y simple (FIG. IV.28a,b), como mejor modelo para la serie de temperatura

$$T_t = \phi_1 T_{t-1} + \phi_2 T_{t-2} + T_{t-24} - \phi_1 T_{t-25} - \phi_2 T_{t-26} + a_t \quad (IV.11)$$

donde $\phi_1 = 1.10 \pm 0.07$, y $\phi_2 = -0.18 \pm 0.07$. La comparación de los valores estimados del modelo y los observados nos permite obtener un coeficiente de correlación de 0.980, con una significación del 99%. Los residuos del modelo se mostraron no correlacionados (FIG. IV.28c). En la figura (IV.28d) puede comprobarse el gran ajuste de la serie estimada con la serie observada de temperatura. El modelo resultante manifiesta la importancia del período diario de la temperatura, superpuesta a una "cierta" persistencia que queda patente en la dependencia de la temperatura presente respecto de las medidas en el pasado inmediato (hora anterior), ya evidenciada en el análisis espectral

al presentar como continuo nulo un ruido rojo.

Haciendo un análisis similar para la tensión de vapor (FIG. IV.29a,b), se obtuvo que el modelo más adecuado era un AR(1):

$$e(t) = (0.90 \pm 0.03) e(t-1) + a_t \quad (IV.12)$$

obteniéndose un coeficiente de correlación de 0.812. Al igual que para la temperatura, los residuos no están autocorrelacionados (FIG. IV.29c). La figura (IV.29d) muestra las observaciones y los valores que da el modelo. El modelo ajusta bastante bien el comportamiento de la tensión de vapor. El hecho de ser un modelo autorregresivo de orden 1 el que mejor se ajuste a la serie de datos de tensión de vapor, revela que dicha serie presenta también una marcada persistencia, y por lo tanto, el valor presente depende de la hora anterior. Teniendo en cuenta también la periodicidad semidiaria observada en el análisis espectral, procedimos a aplicar el operador diferencia estacional, ∇_{12} . En las figuras (IV.30a,b) se pueden observar las funciones de autocorrelación parcial y simple. De este modo el modelo obtenido fue

$$e_t = \phi_1 e_{t-1} + e_{t-12} - \phi_1 e_{t-13} + a_t \quad (IV.13)$$

donde $\phi_1 = 0.83 \pm 0.04$. El coeficiente de correlación obtenido en este caso es de 0.811, próximo al obtenido por una modelización sin diferenciación, lo cual quedaría justificado por el hecho de no ser una periodicidad muy marcada y no perfectamente centrada sobre las 12 horas, siendo el factor preponderante la propia persistencia de la serie temporal de la tensión de vapor. Esta

conclusión está en total acuerdo con el hecho de que los valores espectrales asociados a dicha banda eran muy inferiores al calculado para el retardo cero.

IV.2.4.3.1.2. MODELO ESTOCASTICO PARA EL CAMPO ELECTRICO

El análisis de la serie del campo eléctrico permite obtener las correspondientes funciones de autocorrelación parcial y simple (FIG. IV.31a,b). La función de autocorrelación simple (FIG. IV.31b) se mantiene en un valor constante a partir del décimo retardo (lag), e incluso aumenta algo al final del diagrama. Esto sugiere la posibilidad de que la serie sea no estacionaria, si bien el análisis espectral que es más preciso no lo confirma (FIG. IV.26c). El modelo que pareció adecuado a la vista de las funciones de autocorrelación simple y parcial es un AR(2):

$$E(t) = (0.65 \pm 0.06) E(t-1) + (0.17 \pm 0.06) E(t-2) + a_t \quad (IV.14)$$

obteniendo un coeficiente de correlación 0.781. Los residuos no están autocorrelacionados (FIG. IV.31c). Este modelo, al igual que los anteriores univariantes para temperatura y tensión de vapor, muestra persistencia. Estos hechos manifiestan la necesidad de utilizar una modelización más compleja que tenga en cuenta la acción de otras variables, que contribuyan a una mayor explicación de la varianza observada en la serie temporal.

IV.2.4.3.2. Modelización según la metodología Espacio-Estado

La modelización espacio-estado ha mostrado una eficacia contrastada en las distintas ramas de la Ciencia y la Técnica. Esta metodología parte de la hipótesis de que la conducta del

sistema bajo estudio es descrita mediante una ecuación diferencial o de diferencias, conocida como ecuación del sistema (ECS. II.38, del modelo teórico), sujeta a unas perturbaciones aleatorias. En general, para un sistema dinámico, lineal y discreto, la ecuación de estado responde a la siguiente expresión:

$$X_{t+1} = H_t X_t + A_t U_t + G_t e_t \quad (IV.15)$$

donde X_t es un vector que nos informa del estado del sistema, entendiéndose por tal, la colección de toda la información presente y pasada de las variables a modelizar. Es conocido como vector de estado. U_t y e_t son vectores representativos de las variables exógenas y de los errores de modelización, respectivamente. En e_t se agrupan todos los términos no controlables que puedan afectar al vector de estado. Todos estos vectores son de media cero. Para ello previamente a la aplicación de esta metodología, se procede a la sustracción del valor medio correspondiente. Además, e_t se supone que es ruido blanco (distribución gaussiana con media cero y varianza constante). Las matrices H , A y G son conocidas como matriz de transición, matriz de efecto de variables exógenas y matriz ganancia de Kalman, respectivamente. Esta ecuación de estado del sistema va acompañada de otra ecuación que relaciona el vector de estado con el vector de variables observadas, Y_t (ECS. II.37, del modelo teórico), con lo cual establecemos una distinción entre el estado real y el estado observado (medido)

$$Y_t = F_t X_t + r_t \quad (IV.16)$$

donde r_t representa los errores de medida debido a imperfecciones instrumentales o de muestreo (Gelb, 1974; Hernández et al, 1987).

La matriz F_t se denomina matriz de predicción.

Para la determinación del orden del modelo espacio-estado, o lo que es lo mismo, la dimensión de los vectores de estado y las matrices de transición correspondientes, se utilizó el método de correlación canónica desarrollado por Goodrich (1980), basado en la teoría de Akaike-Mehra (Akaike, 1976). El concepto fundamental de este método es considerar el pasado y el futuro de una serie temporal como los dominios de variables aleatorias. Se define $D(t)$, el futuro en el instante t , como el dominio que consiste en todos los valores futuros de las variables endógenas (las que constituyen el vector de estado). Análogamente, se define el pasado en el instante t , $C(t)$, agrupando los valores presente y pasado de las variables endógenas. Este método puede resumirse en los siguientes puntos:

- (1) el dominio $D(t)/C(t)$, que se obtiene por la proyección de $D(t)$ sobre $C(t)$, contiene toda la información en $C(t)$ que está correlacionada significativamente con el futuro $D(t)$;
- (2) la dimensión del espacio predictor resultante $D(t)/C(t)$ es la dimensión mínima del modelo espacio-estado;
- (3) la correlación canónica ofrece un medio de determinar $D(t)/C(t)$ y los coeficientes del modelo espacio-estado.

En este apartado se va a aplicar esta metodología para modelizar la serie del campo eléctrico atmosférico. Estableceremos inicialmente un modelo univariante, para a continuación introducir la temperatura y la tensión de vapor como variables exógenas, finalizando con un modelo multivariante, que incluya a las tres

variables como variables endógenas.

IV.2.4.3.2.1. MODELIZACION UNIVARIANTE

Una vez determinada la función de correlación canónica, el análisis de la misma revela correlaciones canónicas significativas en el primer lag (FIG. IV.32a); por lo tanto el modelo adecuado es de orden 1. Tras la determinación de los coeficientes de las matrices del modelo espacio-estado, éstos resultaron ser:

$$\begin{aligned} H &= (0.86) \\ G &= (0.66) \\ F &= (1.00) \end{aligned} \quad (IV.17).$$

La comparación entre los valores observados y estimados por el modelo da lugar a un coeficiente de correlación de 0.788. Además los residuos muestran las características típicas de un ruido blanco, como se puede apreciar a través de un simple análisis visual de su función de autocorrelación (FIG. IV.32b). Este modelo espacio-estado de orden 1 refleja nuevamente la persistencia de la serie temporal de campo eléctrico atmosférico.

IV.2.4.3.2.2. MODELIZACION CON VARIABLES EXOGENAS

El siguiente paso a dar en el intento de mejorar la caracterización del campo eléctrico, es considerar variables exógenas. Las variables exógenas tenidas en cuenta han sido temperatura y tensión de vapor. De este modo, y tras el análisis de la función de correlación canónica (FIG. IV.33a), consideramos un modelo de primer orden como el más adecuado, cuyas matrices de transición son

$$\begin{aligned}
 H &= (0.84) \\
 G &= (0.64) \\
 A &= (-0.08 \quad 0.23) \\
 F &= (1.00)
 \end{aligned}$$

(IV.18)

donde la matriz A representa la matriz de efecto de las variables exógenas. El vector de variables exógenas U_{t+1} es un vector columna cuya primera componente es la temperatura y la segunda es la tensión de vapor, ambas en el instante $t+1$. Ambas variables se introducen en el modelo en tiempo simultáneo a la estimación del campo eléctrico. El coeficiente de correlación entre estimaciones y observaciones es de 0.788, lo que no mejora los resultados obtenidos a través de la metodología univariante sin variables exógenas. Sin embargo, este modelo es interesante, al permitir hacer una primera cuantificación de la interrelación entre el campo eléctrico y las variables exógenas introducidas. A pesar de tener en cuenta en el modelo la posible interacción de la temperatura y la tensión de vapor sobre el campo eléctrico atmosférico, la persistencia de la propia serie sigue siendo dominante. Si se analiza la matriz A , se puede ver que los efectos de temperatura y tensión de vapor son opuestos, siendo algo más relevante el de la última. Un aumento de la tensión de vapor, probablemente lleva asociado una disminución en la capacidad conductora de la atmósfera, ya que los iones pequeños pueden absorber vapor de agua de forma que éstos se transformen en compuestos moleculares más grandes y pesados, disminuyendo su movilidad, y en consecuencia, reduciendo la conductividad de la atmósfera al producir un desplazamiento de la distribución de tamaños de iones atmosféricos hacia tamaños mayores. Al mismo

tiempo, los iones positivos serían atraídos por la superficie terrestre al estar ésta en promedio cargada negativamente; además esto se vería reforzado por los efectos gravitatorios, de tal manera que sobre la superficie podría aparecer una "lámina" de iones positivos, mientras que a una cierta altura sobre el suelo aparecería una capa eminentemente negativa, formada por los iones negativos repelidos por la superficie. Esta distribución de carga daría lugar a valores negativos de campo eléctrico atmosférico que justificarían los registrados en el punto de medida. Por el contrario, un aumento de la temperatura, que presumiblemente provocaría un aumento de la movilidad iónica al ser mayor la energía cinética del sistema, provocaría una disminución del campo eléctrico al ser la atmósfera más conductora. Teniendo en cuenta el valor de los coeficientes de la matriz A y el rango de variación de las variables temperatura y tensión de vapor se puede estimar que una variación de 5 mb en la tensión de vapor, llevaría asociada una variación del campo eléctrico de aproximadamente 2 V/m, mientras que una oscilación térmica diaria de 15°C llevaría asociada una oscilación diurna aproximadamente de 3 V/m en el campo eléctrico. Hay que tener en cuenta que el campo eléctrico atmosférico medido se encuentra en un rango entre unos 25 V/m y -20 V/m, con lo que estos efectos se situarían entorno a un 10 % de los valores extremos.

IV.2.4.3.2.3. MODELIZACION MULTIVARIANTE

Hasta ahora, se había tratado de caracterizar el estado eléctrico de la atmósfera a través de modelos univariantes para la serie temporal del campo eléctrico, introduciendo, en el último

caso, ciertas variables exógenas que representasen aspectos térmicos y de humedad atmosférica. En este apartado, se pretende ampliar la modelización a un sistema más amplio que incluya no sólo los aspectos eléctricos sino los térmicos y de humedad. De esta forma tendremos una idea, no sólo de la influencia de las variables meteorológicas sobre el campo eléctrico, sino también de la posible influencia del estado eléctrico atmosférico sobre los valores de las variables meteorológicas. El vector de estado, por lo tanto, contendrá toda la información presente y pasada necesaria de las variables campo eléctrico, temperatura y tensión de vapor. El modelo multivariante con 3 variables endógenas (campo eléctrico, temperatura, tensión de vapor) más adecuado a partir del análisis de la función de correlación canónica es uno de orden 4 (FIG. IV.34a). Las matrices para la representación del modelo en la forma del filtro de Kalman son

$$H = \begin{bmatrix} 0.860 & 0.025 & 0.027 & -0.030 \\ 0.000 & 0.000 & 0.000 & 1.000 \\ 0.009 & 0.117 & 0.877 & -0.125 \\ 0.007 & -0.862 & 0.056 & 1.809 \end{bmatrix} \quad G = \begin{bmatrix} 0.630 & -0.120 & 0.377 \\ 0.015 & 1.249 & -0.120 \\ 0.011 & -0.027 & 0.961 \\ 0.046 & 1.341 & -0.115 \end{bmatrix}$$

Matriz de transición Matriz ganancia de Kalman

$$F = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

Matriz de predicción

(IV.19)

siendo el vector de estado $X_t = \begin{bmatrix} E_t \\ T_{t-1} \\ e_t \\ T_t \end{bmatrix}$

y el vector de variables observadas

$$Y_t = \begin{bmatrix} E_t \\ T_t \\ e_t \end{bmatrix}$$

Con este modelo obtenemos unos coeficientes de correlación de 0.792 para el campo eléctrico, de 0.982 para la temperatura y de 0.895 para la tensión de vapor. El modelo mejora las estimaciones para el campo eléctrico, y además los residuos que se obtienen no están autocorrelacionados (FIG. IV.34b,c,d). Sin embargo, no se mejora las estimaciones para la temperatura ni la tensión de vapor. Por otro lado, los coeficientes de la matriz H y de la matriz G revelan que para cada variable, el factor determinante es el valor de la misma retardado una hora (persistencia)(ver coeficientes h_{11} , h_{33} y h_{44}), así como sus propios errores de estimación en la hora anterior (coeficientes g_{11} , g_{22} , g_{33} y g_{42}).

Los modelos hasta ahora propuestos parten del supuesto de una relación lineal entre variables meteorológicas y campo eléctrico atmosférico. Muy probablemente, ésta sea una simplificación excesiva y sería necesario indagar más en la relación entre estas variables utilizando otro tipo de relación funcional. A su vez, sería interesante tener en cuenta otro tipo de variables

meteorológicas o funciones de éstas, tales como viento o precipitación, nubosidad, etc..., relacionadas con la aparición de tiempo atmosférico perturbado eléctricamente. Por otro lado, quizás los procesos de ionización ya comentados sean muy efectivos y predominantes sobre el posible efecto de las variables meteorológicas consideradas.

IV.3. ANALISIS CLIMATOLOGICO DE LA RELACION ENTRE CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO Y VARIABLES METEOROLOGICAS MEDIANTE METODOLOGIAS ESTOCASTICAS

IV.3.1. OBJETIVOS

A lo largo de la Parte Experimental de esta memoria se han visto distintos aspectos relacionados con el campo eléctrico atmosférico. Inicialmente, se planteó un análisis cualitativo de las posibles interrelaciones entre variables meteorológicas y el campo eléctrico atmosférico, a partir de unos datos horarios registrados en diversos puntos de las Islas Canarias. Se obtuvo, entre otras conclusiones, que las variables meteorológicas que a través de un análisis gráfico parecían ser más influyentes sobre el campo eléctrico atmosférico, eran temperatura y tensión de vapor. Este resultado conduce al segundo paso de la experimentación, en el cual se trata de cuantificar, si es posible, esta interacción. Para ello, se utilizan técnicas estocásticas que permiten llevar a cabo un análisis cuantitativo de esta relación. El resultado quizá más notorio, es la constatación de la influencia de la actividad humana sobre el campo eléctrico, en este caso por medio de una central hidroeléctrica. De haber podido disponer de datos anteriores a la instalación de dicha central, podría haberse posibilitado un estudio más profundo de esta interacción.

Esto lleva de nuevo a plantear la valoración de las

interacciones entre variables meteorológicas y gradiente de potencial atmosférico. Y es esto lo que se pretende realizar en este "último paso" de la Parte Experimental. Para llevarlo a cabo se dispone de series temporales de distintas variables meteorológicas y eléctricas, registradas en el Observatorio del Ebro (Tortosa, Tarragona). Estas series están constituidas por datos medios mensuales. Se pretende, por lo tanto, analizar las influencias entre variables meteorológicas y eléctricas sobre el campo eléctrico desde un punto de vista "cuasi-climatológico". Es evidente que no es de interés, desde esta visión, la modelización "per se", y mucho menos la predicción. Sin embargo, el trabajar a esta escala temporal puede permitir realizar una evaluación de algunos procesos o mecanismos globales de interacción entre las variables consideradas. En virtud de todo lo hasta aquí expuesto, los objetivos que se plantean son:

1. Selección, a partir del modelo desarrollado en la Parte Teórica y de consideraciones físico-teóricas de Electricidad Atmosférica, de las variables meteorológicas y eléctricas que más afectan al campo eléctrico atmosférico;

2. Estudio de las periodicidades del campo eléctrico atmosférico y la influencia de las otras variables sobre estas periodicidades a través del análisis cross-espectral;

3. Valoración de las interacciones por medio, fundamentalmente, de técnicas estocásticas de modelización.

IV.3.2. VARIABLES DISPONIBLES

En el Observatorio del Ebro se registran tanto variables meteorológicas como eléctricas. Los datos utilizados han sido promedios mensuales de las variables consideradas. Las series temporales de todas las variables meteorológicas abarcan desde 1911 hasta 1934, ambos inclusive, mientras que las series temporales de las variables eléctricas varían según la variable en concreto que se considere, si bien la serie referida al potencial atmosférico abarca el período anterioremente citado, por lo que se dispone de 288 datos como base para el trabajo que se pretende realizar.

IV.3.2.1. VARIABLES METEOROLOGICAS

\bar{p} - presión media (a 0° C) en mm de Hg (Dato de presión = presión medida - 700 mm).

p_{osc} - oscilación de presión en mm de Hg: diferencia entre la presión máxima absoluta mensual y la mínima absoluta mensual.

\bar{T} - temperatura media en grados centígrados.

T_{osm} - oscilación de temperatura media mensual: diferencia entre la temperatura máxima media mensual y la mínima media mensual.

T_{osa} - oscilación de temperatura mensual absoluta: diferencia entre la temperatura máxima absoluta mensual y la mínima absoluta mensual.

e - tensión de vapor en mm de Hg.

n - nubosidad en octavos de cielo cubierto.

ev - evaporación en mm de agua.

R - precipitación acumulada en mm de agua.

h - insolación (horas de sol).

\bar{v} - recorrido medio por día en Km.

φ - dirección del viento.

IV.3.2.2. VARIABLES ELECTRICAS

λ_+ - Conductibilidad positiva del aire ($\lambda_+ \times 10^4$) en E.S.U..

λ_- - Conductibilidad negativa del aire ($\lambda_- \times 10^4$) en E.S.U..

ρ_+ - Densidad de carga eléctrica positiva ($en_+ \times 10^6$) en E.S.U.cm⁻³
(e , es la carga del electrón, y n_+ , el número de iones positivos).

ρ_- - Densidad de carga eléctrica negativa ($en_- \times 10^6$) en E.S.U.cm⁻³.

μ_+ - Movilidad de los iones positivos ($\mu_+/300$) en cm²V⁻¹sg⁻¹.

μ_- - Movilidad de los iones negativos ($\mu_-/300$) en cm²V⁻¹sg⁻¹.

Las series temporales de estas seis variables abarcan el período comprendido entre 1911 y 1920, ambos inclusive, con lo cual se dispone de 120 datos.

I - Corriente vertical ($I \times 10^{16}$) en Amp cm⁻².

E - Campo eléctrico atmosférico a 1 m del suelo en V/m.

Estas dos series comprenden el período de 1911 a 1934, ambos inclusive.

En lo sucesivo, cuando se realice alguna referencia a estas variables, se utilizará, indistintamente, su nombre o la notación abreviada anteriormente expuesta.

IV.3.3. TRATAMIENTO DE LOS DATOS DE DIRECCION DEL VIENTO

Todas las variables anteriores se han obtenido a partir de los boletines anuales del Observatorio del Ebro (Tortosa). Su utilización no ha requerido ningún tipo de tratamiento previo, excepto la dirección del viento, por ser ésta una variable circular. Una posible solución a este problema es, una vez agrupadas las distintas direcciones en sectores de la rosa de vientos, asignar a cada uno de estos un peso mediante algún método objetivo. El método adoptado para la determinación de dicho peso ha sido el del análisis de gradiente directo (Digby and Kempton, 1986; Martín, 1989). Esta técnica se basa en la ordenación de un conjunto de objetos en función de la respuesta de cada uno sobre el sistema a estudio. Con este fin, calcula un peso para cada objeto, o sector de dirección del viento en este caso, basado en su frecuencia relativa en cada clase ambiental del sistema, se corresponde con intervalos de campo eléctrico atmosférico. Si los diferentes valores de campo eléctrico atmosférico se dividen en n intervalos de clase con C_j ($j=1, \dots, n$) como centro de cada intervalo de clase j , y f_{ij} es la frecuencia relativa de cada sector de dirección del viento i para cada intervalo de clase j , entonces el peso φ_i correspondiente a un grupo de sector de dirección del viento i puede ser calculado a partir de:

$$\varphi_i = \frac{\sum_{j=1}^n f_{ij} C_j}{\sum_{j=1}^n f_{ij}} \quad (\text{IV.20})$$

Las frecuencias relativas son obtenidas con referencia al número de casos aparecidos para cada sector de dirección del

viento e intervalo de clase respecto al número total de casos ocurridos en ese intervalo de clase.

Los datos de dirección del viento utilizados, a partir de los publicados en los boletines anuales del Observatorio del Ebro, son las frecuencias relativas de cada sector de dirección del viento para cada mes (en %). La rosa de vientos está dividida en 16 sectores de 22.5° cada uno, incluyéndose una columna para las calmas, con lo cual contamos con 17 "sectores" de dirección del viento. Los datos de campo eléctrico atmosférico se han dividido en 13 intervalos de clase cuyos centros de clase van desde 30 V/m a 174 V/m, en intervalos de 12 V/m.

El modo de operar es el siguiente: se considera el valor del campo eléctrico atmosférico para un mes determinado viendo al intervalo de clase a que pertenece; a continuación, se anotan, para ese intervalo de clase, las frecuencias relativas de cada sector (incluidas las calmas) en ese mes. Este modo de operar se repite para todos los meses de los cuales se dispone de datos (período 1911-1934, es decir 288 meses). Esto nos permite obtener la información necesaria para obtener las frecuencias relativas por sector y clase que necesitamos para incluir en la expresión (IV.20), y para determinar el peso para cada sector. Las tablas (IV.2) y (IV.2 bis) muestran los resultados obtenidos a partir de los datos utilizados para este estudio. La tabla (IV.2) muestra las frecuencias relativas para cada sector e intervalo de clase, mientras la tabla (IV.2 bis) da la suma de las frecuencias relativas y los pesos (ϕ_i) por sector de viento.

D \ I	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Cal
24	.05	.12	.01	.00	.01	.01	.15	.40	.10	.01	.00	.00	.00	.00	.05	.04	.05
36																	
36	.08	.02	.00	.00	.01	.00	.02	.29	.31	.05	.02	.01	.01	.00	.13	.02	.06
48																	
48	.12	.07	.03	.00	.02	.00	.05	.22	.12	.02	.02	.00	.01	.03	.15	.05	.10
60																	
60	.14	.05	.01	.00	.01	.00	.05	.15	.14	.03	.03	.01	.01	.04	.13	.06	.15
72																	
72	.10	.05	.01	.00	.01	.01	.09	.20	.16	.02	.02	.01	.02	.02	.10	.05	.13
84																	
84	.10	.05	.01	.01	.01	.01	.10	.20	.11	.02	.02	.01	.01	.02	.13	.07	.13
96																	
96	.14	.06	.02	.00	.01	.08	.10	.13	.08	.02	.02	.01	.02	.02	.15	.09	.13
108																	
108	.16	.07	.01	.00	.01	.01	.07	.11	.08	.02	.02	.00	.02	.03	.16	.11	.11
120																	
120	.17	.09	.02	.01	.01	.01	.04	.09	.07	.02	.02	.01	.02	.03	.16	.11	.13
132																	
132	.22	.09	.01	.00	.01	.00	.04	.09	.06	.01	.02	.01	.02	.03	.15	.12	.12
144																	
144	.18	.04	.01	.00	.00	.01	.05	.08	.06	.01	.02	.01	.02	.05	.23	.12	.12
156																	
156	.24	.20	.02	.01	.01	.01	.03	.05	.03	.01	.03	.01	.01	.01	.14	.11	.10
168																	
168	.27	.04	.02	.00	.02	.01	.05	.12	.05	.00	.02	.01	.02	.01	.09	.11	.19
180																	

TABLA IV.2

DIR	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S
$\sum F_R$	1.96	0.95	0.18	0.04	0.12	0.08	0.82	2.13	1.37
φ_i	118.8	108.7	106.7	119.7	102.9	111.5	90.8	79.7	81.4

DIR	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Cal
$\sum F_R$	0.22	0.25	0.07	0.18	0.30	1.76	1.06	1.52
φ_i	82.9	107.5	119.0	114.5	110.7	107.5	118.8	110.1

TABLA IV.2 BIS

El análisis de los pesos calculados permite obtener algunas conclusiones interesantes. Los vientos procedentes de los sectores S y SSE, que son los más frecuentes en verano, llevan asociados un peso pequeño, es decir, el campo eléctrico atmosférico cuando

predominan estos vientos es, en general, bajo. Posiblemente esto sea debido a que este aire posea gran cantidad de iones de origen marino que se "liberen" en el proceso de evaporación de gotitas de agua de mar arrastradas por el viento. Esto junto con el hecho de darse en verano, lo que comporta altas temperaturas con lo que disminuye la densidad del aire y en consecuencia, aumenta la movilidad de los iones (Mohnem, 1977), justifica los bajos valores del campo eléctrico, por disminución de la resistencia columnar de la atmósfera en bajos niveles. Por contra, los pesos asociados a los sectores N, NNW y NNE presentan valores bastante altos. Estos vientos se dan principalmente en invierno y proceden del interior de la Península. Estos vientos de origen continental pueden arrastrar partículas sólidas (polvo o arena) en suspensión aumentando la resistencia de la atmósfera y aumentando el campo eléctrico atmosférico, hecho que se constata en los promedios mensuales de campo eléctrico atmosférico observado, en general, durante los meses de invierno. También se observan altos valores de pesos para otros sectores, si bien la pequeña frecuencia con que estos vientos aparecen, sugiere pensar la posibilidad de que los altos valores de campo eléctrico atmosférico asociados a ellos sean debido a un efecto de "persistencia" de altos valores de campo eléctrico atmosférico relacionado con vientos mucho más frecuentes. En adelante, estos pesos serán denominados coeficientes direccionales del viento.

IV.3.4. SELECCION DE VARIABLES

Las variables meteorológicas y eléctricas que se consideran en el sistema de ecuaciones descrito por la expresión (II.23) y constituido por las ecuaciones de Poisson (II.23a) y de Advección-Difusión (II.23b) son:

- densidad de carga eléctrica
- campo eléctrico atmosférico, definido como $E_z = - \frac{\partial V}{\partial z}$
- viento (u,v,ω): velocidad horizontal y vertical
dirección
- movilidad iónica
- temperatura

La densidad de carga eléctrica espacial y el campo eléctrico atmosférico están relacionados por la ecuación de Poisson, que viene a decir que las variaciones espaciales de campo eléctrico están asociadas a la existencia de carga eléctrica en la atmósfera (Chalmers, 1967). Para llevar a cabo esta parte experimental, se disponen de datos de un sólo punto, por lo cual no podremos estudiar las variaciones espaciales del campo sino únicamente las temporales, por lo que no consideraremos la densidad de carga eléctrica directamente para estudiar las variaciones temporales del campo eléctrico (FIG. IV.35). Sin embargo, la densidad de carga eléctrica afecta a la conductividad, y ésta sí está relacionada con el campo eléctrico atmosférico, ya que las variaciones de ésta regulan la capacidad de la atmósfera para permitir corrientes eléctricas más o menos intensas, y en consecuencia, regulan el ritmo de descarga del condensador

telúrico y, por lo tanto, el campo eléctrico atmosférico en las proximidades del suelo.

El viento, tanto su intensidad no sólo horizontal sino también vertical, como su dirección, es un parámetro meteorológico importante a considerar pues, en principio, será responsable de posibles transportes de carga, tanto horizontales (corrientes horizontales) como verticales (corrientes verticales), e incluso de creación de carga por fricción con la superficie, pero también de transporte de aerosoles, de tal modo que su efecto fundamental será sobre las variaciones de conductividad de la atmósfera. Precisamente el carácter turbulento del viento justificará, posiblemente las variaciones de corto período de la conductividad y del campo eléctrico (Hoppel et al., 1986). No obstante, los objetivos propuestos y la naturaleza temporal de los datos nos hace obviar estas consideraciones sobre aspectos de turbulencia.

En el término de difusión molecular de la ecuación de Advección-Difusión aparece como variable a considerar la movilidad iónica. La movilidad iónica es una variable eléctrica importante que representa la velocidad con la cual se movería un ión en el seno de un campo eléctrico unidad. Por la propia definición, la movilidad es independiente del campo eléctrico. Sin embargo, tendría una influencia indirecta a través de la conductividad del aire, ya que de un modo sencillo la conductividad (λ) podría expresarse

$$\lambda = e (n_+ \mu_+ + n_- \mu_-) \quad (\text{IV.21})$$

donde e , es la carga unidad, $n_{+/-}$ es la concentración de iones

positivos/negativos, y $\mu_{+/-}$ la movilidad iónica positiva/negativa. La movilidad iónica es inversamente proporcional a la densidad del aire (Mohnem, 1977), por lo que se verá afectada por la temperatura que también aparece en el término de difusión molecular, presión atmosférica, humedad y presencia de impurezas en la atmósfera (contaminación, aerosoles) (Chalmers, 1967).

El último término de la ecuación Advección-Difusión es el referido a la corriente de deriva, es decir, a la corriente que surge consecuencia de la existencia de cargas en el seno de un campo eléctrico. Esta corriente de deriva, junto con el término de transporte de carga asociado a la componente vertical del viento y la turbulencia vertical conforman, fundamentalmente, lo que se conoce como corriente eléctrica vertical. Dentro de esta corriente se incluirían también las corrientes debidas a efecto punta y las corrientes de precipitación, si bien estas últimas no entrarían al disponerse de promedios llevados a cabo sólo en condiciones de buen tiempo.

Por último, en la ecuación de Advección-Difusión inicial (EC.II.7) aparecían unos términos que englobaban los procesos de fuentes y sumideros de iones que no fueron tenidos en cuenta bajo la consideración de equilibrio iónico (el único posible sumidero considerado en la ecuación sería la difusión molecular). Dentro de estos términos de fuentes y sumideros deberían englobarse entre otros muchos: procesos de ionización por radiactividad natural del suelo o de gases atmosféricos, por rayos cósmicos, por radiación solar o procesos de eliminación asociados por ejemplo, a

precipitaciones (barrido de iones o cargas en el interior de las partículas de precipitación).

Al no disponer de datos sobre estas fuentes y sumideros se puede ver qué variables meteorológicas o eléctricas pueden estar relacionadas con ellas, de tal modo que sean de interés su consideración para el posterior estudio de interacciones con el campo eléctrico atmosférico. Aparte de temperatura y presión que posiblemente afecte a la radiactividad natural, se podría considerar la insolación (hora de sol) como una variable asociada a la posible actividad solar como fuente ionizante en superficie (muy débil). En altura esta fuente de ionización es más notoria, afectando, quizá, a los valores de potencial ionosférico, y por ende, a la corriente eléctrica vertical y al campo eléctrico atmosférico. Por otra parte, aunque se disponen de promedios mensuales a partir de los datos registrados en días de buen tiempo, también podría resultar, en principio, interesante considerar la precipitación como variable a utilizar, ya que en los días de tiempo perturbado los valores de campo eléctrico son distintos de los de buen tiempo (se producen variaciones del campo muy irregulares y con cambios de signo) y quizá pueda existir algún proceso de "persistencia" de los valores de tiempo perturbado en días ya de buen tiempo, afectando esto al promedio mensual que se obtenga. En este mismo sentido, se podría tener en cuenta la nubosidad por si se observa análogamente ese proceso de "persistencia" de los valores de campo eléctrico. En ambos casos, también sería posible ese efecto de "persistencia" sobre los valores de corriente eléctrica vertical. Más aún, la nubosidad

(siempre que sea inferior a $3/8$) puede representar un sumidero de iones en buen tiempo, no solo por difusión molecular de éstos a gotitas de nubes, sino por toda la multitud de procesos de generación y separación de carga que pueden darse en una nube, y que afectan al gradiente de potencial cerca del suelo, si bien, las nubes asociadas a buen tiempo no tienen un efecto sobre el campo eléctrico tan notorio como el de las nubes asociadas a tiempo perturbado, sobre todo las de gran desarrollo vertical que dan lugar a fenomenología violenta.

Otra variable meteorológica que puede considerarse por su influencia sobre el campo eléctrico o la densidad de carga es la evaporación. La evaporación da lugar a la aparición de núcleos higroscópicos en suspensión en la atmósfera que pueden actuar como sumidero de iones al unirse a éstos y convertirse así en iones grandes y reduciendo por tanto la conductividad de la atmósfera. Pero también puede dar lugar a la aparición de iones que se encontraban en disolución. Además afectará a la cantidad de vapor que hay en la atmósfera y esto, como ya se comentó, tiene su influencia sobre la movilidad de los iones y por ende sobre la conductividad.

De todo lo hasta aquí expuesto, se puede concluir que las variables meteorológicas que van a ser utilizadas son:

- VIENTO: - dirección (16 sectores + calmas) (FIG. IV.36)

- intensidad (recorrido medio por día en km)

(FIG. IV.37)

- TEMPERATURA (media, oscilación media mensual, oscilación

mensual absoluta)

(FIG. IV.38) (FIG. IV.39) (FIG. IV.40)

- PRESION (media, oscilación de presión)

(FIG. IV.41) (FIG. IV.42)

- TENSION DE VAPOR (media) (FIG. IV.43)

- EVAPORACION (media) (FIG. IV.44)

- HORAS DE SOL (FIG. IV.45)

- PRECIPITACION (acumulada) (FIG. IV.46)

- NUBOSIDAD (media) (FIG. IV.47)

De las variables eléctricas citadas en la exposición anterior, conductividad y movilidad dependen de parte de los parámetros meteorológicos antes mencionados, mientras que la corriente eléctrica vertical depende del potencial ionosférico y de la resistencia columnar, definida ésta como la resistencia de una columna de aire con 1 m^2 de base entre el suelo y la ionosfera, y que está determinada principalmente por los bajos valores de conductividad cerca del suelo (Gringel et al., 1986). Por lo tanto, de las tres variables eléctricas mencionadas bastaría con considerar únicamente la CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL (FIG. IV.48) que permitirá tener en consideración la influencia del potencial ionosférico sobre el gradiente de potencial atmosférico cerca del suelo, ya que es la única que no presenta una interrelación nítida con las variables meteorológicas consideradas.

En las variables temperatura y presión, no sólo se tienen en consideración los valores medios, sino también sus oscilaciones,

ya que al considerar valores promediados (no puntuales) puede ser de interés comprobar si las oscilaciones que se presenten afectan, de algún modo, a los valores de campo eléctrico atmosférico de buen tiempo observados.

IV.3.5. ANALISIS ESTADISTICO DE VARIABLES

En este apartado se pretende realizar un breve estudio sobre las distribuciones de valores de las variables consideradas, así como el estudio de sus periodicidades a través del análisis espectral.

IV.3.5.1. VALORES MEDIOS Y VARIANZAS

Las variables utilizadas en este trabajo presentan los valores medios, máximos, mínimos y desviaciones estandar que se indican en la siguiente tabla:

VARIABLE	MINIMO	MAXIMO	MEDIA	DES. STD
I	0.6	7.0	2.4	1.1
φ	89.0	114.0	102.9	6.3
ev	1.4	6.9	4.1	1.1
h	81.4	359.39	215.3	61.9
n	1.35	6.60	3.8	1.0
\bar{p}	50.7	69.5	58.5	2.4
E	35.0	176.0	104.8	21.2
p_{osc}	8.0	43.8	19.7	6.9
R	10.0	236.0	40.5	40.4
\bar{v}	188.0	750.0	347.8	102.3
e	4.3	21.1	10.6	4.1
\bar{T}	5.9	27.8	16.9	5.9
T_{osa}	13.7	27.5	19.8	2.5
T_{osm}	6.5	15.8	9.4	1.2

TABLA IV. 3

IV.3.5.2. DISTRIBUCIONES

A continuación se ha determinado cómo están distribuidos los valores de cada variable, analizándose posteriormente a través del test de Kolmogorov-Smirnov si dichos valores se distribuyen según una gaussiana. Con este fin, se ha representado para cada variable la frecuencia relativa acumulada real y la esperada según una distribución normal, introduciendo unos niveles de confianza que resultan de sumar/restar a los valores de frecuencia relativa acumulada de una distribución gaussiana el valor crítico D del test de Kolmogorov-Smirnov. Este valor crítico para un nivel de significación de 0.05 y una muestra superior a 35 datos se define

como $D = 1.36 \times (n)^{-1/2}$, siendo n el tamaño de la muestra (288 datos en este caso). El valor crítico D obtenido es de 0.080. Cada variable se ha dividido en un número de intervalos próximo a 12 según el criterio $N_{\text{int.}} \approx 5 \times \log(n) \approx 12.3$. Las características de los intervalos (número, valor central del primer intervalo, valor central del último y tamaño del intervalo) para cada variable vienen dadas por la siguiente tabla:

VARIABLE	N° INT.	VAL. CEN. 1° INT.	VAL. CEN. ULT. INT.	TAMAÑO INT.
I	10	0.9	5.8	0.54
φ	12	91.0	114.1	2.10
ev	11	1.8	6.3	0.45
h	11	104.0	344.0	24.00
n	11	1.5	6.0	0.45
\bar{p}	11	53.7	65.7	1.20
E	12	66.0	154.0	8.00
p_{osc}	10	9.0	36.0	3.00
R	13	10.5	178.5	14.00
\bar{v}	14	225.0	550.0	25.00
e	10	5.5	19.0	1.50
\bar{T}	12	7.8	27.6	1.80
T_{osa}	10	15.6	26.4	1.20
T_{osm}	11	6.4	12.5	0.60

TABLA IV.4

De este modo se han obtenido las gráficas (IV.49) a (IV.62). De las gráficas presentadas se puede ver que las variables que se distribuyen según una distribución normal o gaussiana son: presión media, oscilación absoluta de temperatura, oscilación de presión,

oscilación media de temperatura, evaporación, insolación, campo eléctrico atmosférico y nubosidad. El resto de variables no se ajusta a dicha distribución (por ejemplo, la precipitación con forma de J invertida). En las gráficas (IV.63) a (IV.68) se muestran las distribuciones de frecuencias absolutas para las variables que no se ajustan a una normal. Las características principales de estas distribuciones no gaussianas son:

VARIABLE	TIPO	Gen. Int. n. max. de casos	N° CASOS
I	UNIMOD	1.98	94
φ	BIMOD	97.3 108-110	40 34
R	J Inver	10.5	84
\bar{v}	UNIMOD	300.0	46
e	BIMOD	7.0 13.0	53 28
\bar{T}	MULTIMOD	9.6 13.2 18.6 24.0	33 40 28 32

TABLA IV.5

IV.3.5.3. ANALISIS ESPECTRAL

IV.3.5.3.1. Resultados

Los resultados del análisis espectral se presentan en las gráficas (IV.69) a (IV.82), que muestran la densidad espectral normalizada para cada frecuencia y para cada variable. Estas gráficas pueden resumirse en la siguiente tabla:

VARIABLE	PERIODOS (meses)	CONTINUO NULO	DENS. ESP NORMAL.	N. CONF1. 95%	COMENTARIOS
I	12	RUIDO ROJO	0.03127	0.0231	LAG 0⇒0.4412; 95%⇒0.5907 ?⇒NO SUPERA TEST POST.
φ	12	RUIDO BLANCO	0.4299	0.0362	
ev	12	R. B.	0.2346	0.0362	
h	12	R. B.	0.3894	0.0362	
n	12 6	R. R.	0.0881 0.0834	0.0488 0.0411	LAG 0⇒0.0342; 95%⇒0.0525
- P	12 6	R. B.	0.0481? 0.0643	0.0362 0.0362	?⇒NO SUPERA TEST POST.
E	TEND/PER 12	ARMA (2,3)	0.2319 0.1138	0.1191 0.0783	ARMA⇒CIERTA PERSIST.
P _{osc}	12	R. B.	0.3269	0.0362	
R	6 3.4	R. B.	0.0419? 0.0499?	0.0362 0.0362	?⇒NO SUPERA TEST POST.
- v	TEND/PER 4	ARMA (2,0)	0.2853 0.0148?	0.1939 0.0129	ARMA⇒PERSISTENCIA ?⇒NO SUPERA TEST POST.
e	TEND/PER 12	R. B.	0.0394? 0.4456	0.0362 0.0362	?⇒NO SUPERA TEST POST.
- T	12	R. B.	0.5024	0.0362	
T _{osa}	12 2.7	R. R.	0.0835 0.0388?	0.0420 0.0317	LAG 0⇒0.0039; 95%⇒0.0432 ?⇒NO SUPERA TEST POST.
T _{osm}	12 6	R. B.	0.1743 0.0411?	0.0362 0.0362	?⇒NO SUPERA TEST POST.

TABLA IV.6

En la última columna de la tabla anterior se incluyen una serie de comentarios sobre el espectro obtenido. Se puede ver que las series que presentan una tendencia y/o persistencia significativa son el campo eléctrico atmosférico y el recorrido del viento. La corriente eléctrica vertical presenta un alto valor en el retardo (lag) cero, si bien no supera el nivel de confianza del 95% al considerarse como continuo nulo un ruido rojo, que indica que la serie subyace una cierta persistencia en su comportamiento. Para estas tres series se tratará de determinar si estos valores altos de densidad espectral en el retardo cero son debidos a la existencia de una tendencia o si son debidos a un efecto de

persistencia en la serie temporal.

En la tabla (IV.6), se pueden observar unos valores espectrales acompañados de un interrogante. Estos son casos que presentan muy bajos valores de densidad espectral y/o no tienen, en principio, un claro significado físico. Para discernir si estos picos son realmente significativos, o por el contrario son ocasionados por el método de cálculo, se puede emplear un test a posteriori que Mitchell (1966) define como $(NC + 100 m)/(m+1)$, donde NC es el nivel de confianza con el cual se quiere dar validez, o no, al pico espectral, y m es el número de retardos. Considerando NC = 95% y m = 48, el test a posteriori da 99.9%, es decir, para considerar el valor espectral en cuestión significativo con un nivel de confianza del 95% debe superar el nivel del 99.9%. Este test tiene por objeto asegurar la significación de un valor espectral cuando aparece en un experimento no diseñado para su discernimiento. En la tabla puede comprobarse que todos aquellos valores espectrales de los cuales se tenía duda no han podido superar este test a posteriori.

IV.3.5.3.1.1.COMPROBACION DE LA EXISTENCIA DE TENDENCIA Y/O

PERSISTENCIA MEDIANTE TEST NO PARAMETRICOS

Para efectuar esta comprobación se utilizarán dos tests estadísticos: el test de correlación serial, que da información sobre la existencia o no de persistencia, y el test de Mann, que informa de la posible existencia de una tendencia (Sneyers, 1975). En ambos casos, la hipótesis nula consiste en admitir que todas las observaciones de la serie pertenecen a la misma población y

que, además, todas ellas son independientes entre sí.

Test de correlación serial

Dada una serie x_1, \dots, x_n que verifica $\sum_{i=1}^n x_i = 0$ (es decir, la serie está constituida por el valor de la variable menos la media), se puede definir el estadístico R como

$$R = \sum_{i=1}^n x_i x_{i+1} \quad (IV.22)$$

que se distribuye según una normal para grandes valores de n, cuya media y varianza serían

$$E(R) = - S_2 / (n-1) \quad \text{VAR}(R) = S_2^2 / (n-1) \quad (IV.23)$$

donde $S_2 = \sum_{i=1}^n x_i^2$. Si en vez de R se considera el estadístico $r = R/S_2$, éste se distribuirá con una media y una varianza

$$E(r) = - (n-1)^{-1} \quad \text{VAR}(r) = (n-1)^{-1} \quad (IV.24)$$

Hay que tener en cuenta que la hipótesis alternativa solo admite correlación serial positiva (persistencia), luego el test debe usarse de forma unilateral. El test, por lo tanto, se reduce al cálculo de la variable normalizada $u(r) = ((n-1) r + 1) / (n-1)^{1/2}$, y a la determinación, a través de una ley normal reducida, de la probabilidad $\alpha_1 = P(u > u(r))$. Si α_0 es el nivel de significación del test, la hipótesis nula es aceptada o rechazada a un nivel α_0 , según α_1 sea mayor o menor que α_0 .

Realizado este test para las tres series anteriormente citadas se obtiene

VARIABLE	u(r)	u _{0.05} (r)
I	15.27	1.64
E	10.89	1.64
\bar{v}	8.22	1.64

TABLA IV.7

es decir, las tres series presentan persistencias significativas con un nivel de confianza del 95%. Esto, en principio, es coherente con el hecho de que los continuos nulos de estas variables llevan una componente autorregresiva, que representa implícitamente una persistencia, por "arrastrar" información de la variable en tiempo inmediatamente anterior.

Test de Mann

Para llevar a cabo este test se determina el rango y_i para las observaciones x_i . Llamando n_i al número de elementos y_j que preceden a y_i ($i > j$) tales que $y_i > y_j$, se define el estadístico $t = \sum_i n_i$. Este estadístico se distribuye según una normal de media $E(t) = n(n-1)/4$ y varianza $VAR(t) = n(n-1)(2n+5)/72$. En ausencia de toda presunción en cuanto a la existencia de una tendencia en un sentido determinado (creciente o decreciente), el test no es correcto si no es bilateral. Se define el valor normalizado

$$u(t) = (t - E(t)) / (VAR(t))^{1/2} \quad (IV.25)$$

Con una tabla de la ley normal reducida se calcula

$$\alpha_1 = P(|u| > |u(t)|) \quad (IV.26)$$

aceptando la hipótesis nula si $\alpha_1 > \alpha_0$, siendo α_0 el nivel de significación. De este modo, se concluye que una tendencia es creciente cuando $u(t)$ es mayor que cero y decreciente en el caso

contrario. Se puede determinar el comienzo de este fenómeno utilizando este mismo test para la serie tomada en sentido retrógrado. En ausencia de tendencia en la serie, la representación gráfica de u_1 y u'_1 (para la serie retrógrada) en función de t da generalmente dos curvas que se entrecruzan, mientras que si existe una tendencia significativa la intersección de éstas permite situar aproximadamente el inicio del fenómeno.

Los resultados obtenidos para las tres series se muestran en las figuras (IV.83), (IV.84) y (IV.85). Se observa que las tres presentan una tendencia significativa, campo eléctrico atmosférico y corriente eléctrica vertical, decreciente, y el recorrido medio del viento, creciente. De las tres, el único que presenta intersección es el campo eléctrico, lo que situaría el inicio de la tendencia entorno a mediados del año 1922. En las gráficas (IV.86), (IV.87) y (IV.88), se presentan las tres series ajustadas a una línea recta lo que permite visualizar la tendencia determinada por el test. No obstante la corriente eléctrica vertical y el campo eléctrico se pueden ajustar mejor mediante un polinomio de segundo grado (FIG. IV.89 y FIG. IV.90) . Las curvas de ajuste corresponden a las siguientes ecuaciones

VARIABLE	POLINOMIO	VAR. EXP. (%)
I	$I = -0.103t + 200.3$	43
	$I = 0.012t^2 - 44.40t + 42789.8$	63
E	$E = -0.846t + 1731.12$	7.6
	$E = 0.101t^2 - 390.87t + 376727$	12
\bar{v}	$R = 6.167t - 11502$	24

TABLA IV. 8

(La variable tiempo (t) se introduce en años, siendo 1 mes = 0.083 años; p.ej.: Febrero de 1912 se introduciría como 1912.083).

El mejor ajuste de la tendencia a un polinomio de segundo grado de las variables corriente eléctrica vertical y campo eléctrico atmosférico, sugiere la posibilidad de la existencia de una periodicidad mayor no determinable a partir del tamaño de las series de datos.

IV.3.6. ANALISIS CROSS-ESPECTRAL

Los espectros cruzados contienen dos diferentes tipos de información sobre la dependencia entre dos procesos. La primera es el espectro de coherencia que mide la correlación entre ambos en cada frecuencia, y la segunda es el espectro de fase que mide la diferencia de fase entre los dos en cada frecuencia. El procedimiento de cálculo es el siguiente:

1.- Determinación de la media y sustracción de ésta para cada valor de las series temporales $x(t)$, $y(t)$, con el fin de obtener una serie "blanqueada", es decir, de media cero.

2.- Cálculo de las autocovarianzas $R_x^{(p)}$ y $R_y^{(p)}$ (p es el retardo o lag, siendo m el número máximo de retardos)

$$R_x^{(p)} = \frac{1}{n-p} \sum_{q=1}^{n-p} x_q x_{q+p} \quad p=0, 1, \dots, m \quad (\text{IV.27})$$

(análogamente para la serie $y(t)$).

3.- Obtención de las estimaciones del poder espectral $P_x^{(p)}$ y $P_y^{(p)}$

$$P_x^{(p)} = \frac{2\Delta t}{\pi} \sum_{q=0}^m \varepsilon_q R_x^{(q)} \cos \frac{pq\pi}{m} \quad p = 0, 1, \dots, m \quad (\text{IV.28})$$

donde ε_p vale 1 cuando $0 < p < m$ y $1/2$ si $p = 0, m$. Estas estimaciones son suavizadas mediante la utilización de la ventana de Hamming, ya descrita en el apartado correspondiente al análisis espectral.

4.- Determinación de la cross-covarianza $R_{xy}^{(p)}$ ($R_{xy}^{(-p)}$)

$$R_{xy}^{(p)} = \frac{1}{n-p} \sum_{q=1}^{n-p} x_q y_{q+p} \quad p = 0, 1, \dots, m \quad (\text{IV.29})$$

$$R_{xy}^{(-p)} = \frac{1}{n-p} \sum_{q=1}^{n-p} x_{q+p} y_q \quad p = 0, 1, \dots, m$$

5.- Determinación del espectro cruzado $P_{xy}^{(p)}$, que viene dado por

$$P_{xy}^{(p)} = C_{xy}^{(p)} + i Q_{xy}^{(p)} \quad (\text{IV.30})$$

donde el coespectro, o parte real del poder espectral en la frecuencia $p\pi/m\Delta t$, viene expresado por

$$C_{xy}^{(p)} = \frac{\Delta t}{\pi} \sum_{q=0}^m \varepsilon_q (R_{xy}^{(q)} + R_{xy}^{(-q)}) \cos \frac{pq\pi}{m} \quad (\text{IV.31})$$

y el espectro de cuadratura, o parte imaginaria del poder espectral en la frecuencia $p\pi/m\Delta t$, se determina a través de la expresión

$$Q_{xy}^{(p)} = \frac{\Delta t}{\pi} \sum_{q=0}^m \varepsilon_q (R_{xy}^{(q)} - R_{xy}^{(-q)}) \sin \frac{pq\pi}{m} \quad (\text{IV.32})$$

Tanto el coespectro como el espectro de cuadratura son suavizados por medio de la ventana de Hamming.

6.- Determinación de la amplitud, $AM_{xy}^{(p)}$, y fase, $FASE_{xy}^{(p)}$, del espectro cruzado, que responden a las siguientes expresiones

$$AM_{xy}^{(p)} = \sqrt{[C_{xy}^{(p)}]^2 + [Q_{xy}^{(p)}]^2} \quad (IV.33)$$

$$FASE_{xy}^{(p)} = \text{Arg} (C_{xy}^{(p)} + Q_{xy}^{(p)})$$

(El coespectro y el espectro de cuadratura se introducen ya suavizados). El ángulo de fase calculado es el desfase de la serie $y(t)$ con respecto a la $x(t)$.

7.- Cálculo de la coherencia al cuadrado (coherencia, de aquí en adelante) $CO_{xy}^{(p)}$

$$CO_{xy}^{(p)} = [AM_{xy}^{(p)}]^2 / P_x^{(p)} P_y^{(p)} \quad (IV.34)$$

(El poder espectral se introduce suavizado).

IV.3.6.1. RESULTADOS

Como ya se ha indicado, el objetivo que se persigue es el estudiar las relaciones entre el campo eléctrico atmosférico y el resto de variables consideradas. Por lo tanto, se procede a "cruzar" cada una de las variables con la serie temporal del campo eléctrico. Los resultados obtenidos a través del análisis cross-espectral se muestran a continuación en las figuras (IV.91) a (IV.103), donde se muestra el valor de la coherencia para cada frecuencia. También se muestran los niveles de confianza del 95%, 99% y 99.9%. Estos niveles se obtienen a partir de la expresión

$$\beta = \sqrt{1 - p^{1/(df-1)}} \quad (IV.35)$$

donde df son los grados de libertad

$$df = \frac{2N - m/2}{m} \quad (\text{IV.36})$$

siendo N el número de datos y m el número máximo de retardos. En este caso N=288, m=48 y los grados de libertad son 11.5. Por otra parte, p representa el nivel de significación, es decir, 0.05 para un nivel de confianza del 95%, 0.01 para el 99% y 0.001 para el 99.9%. Los valores de coherencia obtenidos para cada nivel de confianza son

NIVEL DE CONFIANZA	COHERENCIA
95%	0.498
99%	0.596
99.9%	0.694

TABLA IV.9

Las figuras (IV.91) a (IV.103) pueden resumirse en el siguiente cuadro:

VARIABLE CRUZADA	FRECUENC (mes ⁻¹)	COHERENC >n.c. 95%	FASE frac. cir	VARIABLE CRUZADA	FRECUENC (mes ⁻¹)	COHERENC >n.c. 95%	FASE frac. cir	
I	0.0729	0.714	0.958	P _{osc}	0.0000	0.747	0.982	
	0.0833	0.842	0.955		0.0104	0.762	0.969	
	0.0937	0.647	0.965		0.0729	0.682	0.011	
	0.1146	0.534	0.064		0.0833	0.845	0.013	
	0.2292	0.790	0.077		0.0937	0.548	0.024	
	0.2396	0.530	0.054		R	0.1250	0.528	0.714
	0.3333	0.507	0.032			0.3542	0.535	0.195
	0.3437	0.517	0.957		v	0.0833	0.503	0.056
φ	0.0729	0.802	0.965	e	0.0729	0.769	0.539	
	0.0833	0.902	0.962		0.0833	0.888	0.540	
	0.0937	0.678	0.954		0.0937	0.655	0.534	
	0.1250	0.631	0.068		0.1875	0.558	0.373	
ev	0.0000	0.565	0.514	T	0.1979	0.619	0.359	
	0.0729	0.630	0.439		0.2500	0.566	0.260	
	0.0833	0.826	0.454		0.0000	0.685	0.496	
	0.3542	0.540	0.718		0.0104	0.567	0.495	
h	0.0729	0.738	0.459	0.0729	0.791	0.521		
	0.0833	0.906	0.467	0.0833	0.905	0.523		
	0.0937	0.710	0.469	0.0937	0.678	0.520		
n	0.0000	0.597	0.060	0.1458	0.546	0.217		
	0.0729	0.619	0.058	0.2708	0.506	0.497		
	0.0833	0.830	0.075	0.3854	0.597	0.430		
	0.0937	0.627	0.072	0.3958	0.611	0.400		
-p	0.0833	0.666	0.867	T _{osa}	0.0833	0.639	0.028	
	0.5000	0.694	0.042	T _{osm}	0.0729	0.795	0.422	
					0.0833	0.849	0.444	
					0.0937	0.657	0.472	

TABLA IV.10

De todos los valores de coherencia espectral mostrados en la tabla únicamente contienen significado físico los correspondientes al ciclo anual (frecuencia = 0.0833 mes⁻¹), por ser éste el único valor espectral significativo para casi todas las variables consideradas (ver tabla IV.6), excepto para el recorrido del viento que no presentaba valor significativo para dicho ciclo. Los valores de coherencia altos observados para casi todas las variables en las frecuencias 0.0729 y 0.0937 ciclos/mes se deben al efecto de "arrastre" del pico espectral correspondiente al período anual. El resto de valores altos posiblemente sean debidos al proceso de cálculo y carecen de significado físico. Las

variables que presentan valores de coherencia más altos, es decir, mayor correlación en el ciclo anual, son: insolación, temperatura media, coeficiente direccional del viento, tensión de vapor, oscilación media de temperatura, oscilación de presión, corriente eléctrica vertical, nubosidad, evaporación, presión media (si bien el valor de densidad espectral para esta frecuencia no superó el test a posteriori) y oscilación absoluta de temperatura. La precipitación acumulada no presenta coherencia significativa al 95% en esta frecuencia, mientras que el recorrido del viento si la presenta, pero carece de significado al no observarse dicho ciclo en esta variable. Para estas variables que presentan coherencia significativa en el ciclo anual con el campo eléctrico atmosférico se puede observar que la oscilación de presión, el coeficiente direccional del viento, la corriente eléctrica vertical, la oscilación absoluta de temperatura y la nubosidad se encuentran en fase con el gradiente de potencial atmosférico (o con un pequeño desfase inferior a un mes), presentando el mínimo en verano y el máximo durante el invierno; mientras que la temperatura media, la oscilación media de temperatura, la tensión de vapor, la evaporación y la insolación se encuentran en oposición de fase, alcanzando su máximo en verano y el mínimo en invierno.

Este análisis permite "eliminar" como variable a considerar para modelizar el campo eléctrico la precipitación acumulada y el recorrido medio del viento, por no presentar una coherencia significativa ni en la tendencia (frecuencia 0.00 ciclos/mes) ni en el ciclo anual (frecuencia 0.083 ciclos/mes), únicos dos valores espectrales significativos en la serie del campo

eléctrico. Por otra parte, también se "eliminará" la presión media y la oscilación absoluta de temperatura por presentar valores de coherencia que no superan el nivel de confianza del 99.9%, mientras que el resto de variables sí lo hacen.

Por lo tanto, se puede concluir que mientras que oscilación de presión, coeficiente direccional del viento, corriente eléctrica vertical, y nubosidad actúan de un modo directo sobre el campo, temperatura media, oscilación media de temperatura, tensión de vapor, evaporación y insolación, lo hacen de un modo inverso. Se observa, pues, que sobre el campo eléctrico atmosférico actúan tanto elementos a escala sinóptica, como pueden ser la oscilación de presión, la dirección del viento o la temperatura media, como elementos con un marcado cariz local, tales como corriente eléctrica vertical, evaporación o tensión de vapor.

IV.3.7. MODELIZACION

Todo lo hasta aquí expuesto ha permitido profundizar en el comportamiento de la variable campo eléctrico atmosférico, así como, ver qué variables meteorológicas afectan más a este comportamiento. Ahora, se va a tratar de caracterizar este comportamiento a través de metodologías estocásticas. Se comenzará con una modelización univariante, es decir, utilizando únicamente la información aportada por la propia serie temporal a caracterizar, empleando la metodología Box-Jenkins (Box and Jenkins, 1976). Posteriormente, se buscarán modelos que permitan

descubrir relaciones temporales entre campo eléctrico y cada una de las variables consideradas, con la metodología espacio-estado, introduciendo la variable meteorológica como exógena. Finalmente, y a través de esta misma metodología, se efectuará una modelización del campo eléctrico atmosférico con introducción de varias variables exógenas, tanto eléctricas como meteorológicas.

IV.3.7.1. MODELIZACION UNIVARIANTE DEL CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO

- La modelización univariante se ha planteado bajo dos puntos de vista:
- análisis de la serie temporal
 - análisis de la serie temporal una vez eliminada la tendencia y el ciclo anual detectados.

IV.3.7.1.1. *Modelización univariante de la serie*

Previo a la utilización de la metodología Box-Jenkins, es necesario llevar a cabo un preblanqueado de la serie temporal mediante la sustracción de su valor medio. A continuación, se determinan las funciones de autocorrelación parcial y simple (FIG. IV.104a,b). La observación de estas figuras permite determinar que el modelo estocástico más adecuado para la serie temporal de las medias mensuales del campo eléctrico atmosférico de buen tiempo en Tortosa es un ARMA(3,3), cuyos coeficientes son:

$$\begin{array}{ll}
 \phi_1 = 2.68 \pm 0.05 & \beta_1 = 2.18 \pm 0.07 \\
 \phi_2 = -2.57 \pm 0.09 & \beta_2 = -1.70 \pm 0.12 \\
 \phi_3 = 0.89 \pm 0.04 & \beta_3 = 0.48 \pm 0.06
 \end{array}
 \tag{IV.37}$$

siendo los ϕ_1 los coeficientes autorregresivos y los β_1 los de media móvil. El coeficiente de correlación que se obtiene entre observaciones y estimaciones es de 0.711, al 99.9%. Como se puede

observar en la figura (IV.104c) los residuos no están autocorrelacionados. Este modelo revela que el valor medio mensual del campo eléctrico se puede estimar, según esta metodología, en gran medida, a través de la información aportada por los tres meses anteriores, tanto por el valor registrado (coeficientes autorregresivos) como por las diferencias entre observaciones y estimaciones anteriores (coeficientes de media móvil). El hecho de ser un modelo ARMA (3,3) puede deberse a la circunstancia de que el campo eléctrico se introduce sin desestacionalizar, con lo que el modelo estima su ciclo anual. Dicho ciclo puede subdividirse, a grosso modo, en cuatro trimestres con diferentes tendencias (creciente o decreciente). Por lo tanto, la información de los valores registrados durante los tres meses anteriores al de estimación, permite ubicar dicho mes dentro de la onda anual, y en consecuencia, realizar una predicción del campo eléctrico.

IV.3.7.1.2. *Modelización univariante de los residuos resultantes de la eliminación de tendencia y ciclo anual*

Se ha observado, en el campo eléctrico, la existencia de una tendencia a largo plazo y de un ciclo anual muy marcados. Esto induce a elaborar una modelización univariante teniendo en cuenta estas dos propiedades temporales de la serie en estudio. Para ello, se sustraerá la tendencia de la serie bruta y seguidamente, se ajustará dicha serie a una serie de Fourier, con el fin de analizar y estudiar la onda anual del campo eléctrico, lo que permitirá eliminar el ciclo anual de la serie. Los residuos obtenidos se tratarán a través de la metodología Box-Jenkins.

La tendencia del campo eléctrico atmosférico podía ser ajustada a un polinomio de grado 1 ó a uno de grado 2 (Tabla IV.8). Si bien el polinomio de grado 2 explicaba un mayor porcentaje de varianza, los datos brutos se tratarán teniendo en cuenta ambos ajustes con el fin de determinar cuál de los dos permite obtener una mejor descripción temporal de la serie.

Una vez eliminada la tendencia se ajustan los datos a una serie de Fourier de la forma $F(t) = A/2 + B \cos(2\pi ft) + C \sin(2\pi ft)$ siendo $f = 1/T = 1 \text{ año}^{-1}$. Los coeficientes obtenidos son:

	A		B		C	
	valor	d. std	valor	d. std	valor	d. std
(a) SERIE-TEND. LINEAL	0.0125	2.11	13.83	1.49	2.22	1.49
(b) SERIE-TEND. CUADRAT.	-4.30	2.04	13.83	1.45	2.22	1.44

TABLA IV.11

Se puede observar que salvo el coeficiente A, y que por lo tanto debe estar asociado al tipo de tendencia de la serie, la onda anual en ambos casos es la misma con una amplitud A y una fase ϕ igual a

$$A = \sqrt{B^2 + C^2} = 14.01 \text{ V/m} \quad (\text{IV.38})$$

$$\phi = \arcsen(B/A) = 0.16 \text{ rad (0.3 mes)}.$$

La fase nos indica que el máximo aparece a principios de año. Si se observan los datos, se puede comprobar que los máximos valores del campo eléctrico se dan entre Diciembre, Enero y Febrero, de acuerdo con la onda anual descrita por la serie de Fourier obtenida. Dicha onda presenta además una oscilación promedio entorno a 30 V/m (FIG. IV.105).

Eliminada la tendencia y el ciclo anual, con lo que la serie queda libre de cualquier estacionariedad, los residuos pueden ajustarse, tras el análisis de las funciones de autocorrelación parcial y simple (Fig. IV.106a,b; IV.107a,b), a un modelo autorregresivo de 2° orden, con coeficientes:

$$\begin{array}{lll}
 \text{(a)} & \phi_1 = 0.41 \pm 0.06 & \phi_2 = 0.26 \pm 0.06 \\
 \text{(b)} & \phi_1 = 0.39 \pm 0.06 & \phi_2 = 0.25 \pm 0.06
 \end{array}$$

(IV.39)

Los modelos obtenidos son prácticamente iguales, manteniéndose una cierta persistencia en los valores de los residuos. Esta persistencia ya se manifestó en el análisis espectral donde se obtuvo un valor significativo en el retardo cero, siempre indicativo de una posible tendencia y/o persistencia. Por tanto, el modelo univariante obtenido quedaría constituido por la suma de la TENDENCIA, el CICLO ANUAL y el modelo ARMA(2,0), con un coeficiente de correlación de 0.732 en el supuesto de una tendencia lineal y de 0.737 si ésta se considera cuadrática. El coeficiente de correlación obtenido en el supuesto de tendencia cuadrática es ligeramente superior, lo que implica que dicha tendencia permite, por un lado, explicar mejor el comportamiento temporal de la serie, y, por otro lado, mantener la hipótesis de la posible existencia de una periodicidad a mayor escala temporal, no detectable por el número de datos disponibles.

IV.3.7.2. MODELIZACION CON VARIABLES EXOGENAS

Se pretende realizar un análisis con ayuda de variables exógenas, con el objeto primordial de establecer una cuantificación numérica de las relaciones temporales, existentes

entre el gradiente de potencial y las variables meteorológicas y eléctricas consideradas. Hasta ahora, cuando hemos tratado de obtener relaciones cuantitativas entre el campo eléctrico y las variables meteorológicas, hemos supuesto una relación lineal entre dichas variables. La existencia de una relación no lineal subyacente debería ser considerada si se pretende mejorar la valoración o estimación de las mencionadas interrelaciones a través de una metodología estocástica. Con este objeto se realiza un ajuste polinomial para las diadas de datos constituidos por campo eléctrico, como variable base, y cada una de las restantes variables consideradas en el presente estudio. Los resultados obtenidos se presentan en la siguiente tabla:

VARIABLE	GRADO POLI.	VAR. EXP.	a_0	a_1	a_2	a_3
I	3	50	1.83	83.25	-18.69	1.36
φ	1	20	-50.73	1.51		
ev	1	15	134.39	-7.21		
h	1	17	135.13	-0.14		
n	1	5.6	85.94	4.93		
p_{osc}	1	15	81.53	1.18		
e	2	27	158.29	-7.67	0.22	
\bar{T}	1	27	136.43	-1.86		
T_{osm}	1	5.1	141.88	-3.92		

TABLA IV.12

Excepto para los datos de tensión de vapor y corriente eléctrica vertical, que presentan una relación cuadrática y cúbica respectivamente, el resto de variables no presentan relación subyacente distinta de la lineal (FIG. IV.108 a IV.116), por lo

que la suposición de relación lineal entre ellas y el gradiente de potencial en los modelos estocásticos que se obtengan será válida. Por tanto, a la hora de establecer el modelo estocástico más adecuado entre estas dos variables y el gradiente de potencial, habrán de tenerse en consideración dichas relaciones y transformar las variables e introducirlas, ya transformadas, como variables exógenas para la obtención de los modelos.

De la tabla (IV.12), es destacable la gran cantidad de varianza explicada por un polinomio de 3^{er} grado como relación subyacente entre potencial atmosférico y la corriente vertical. La corriente eléctrica vertical es un elemento de gran interés porque representa el movimiento vertical de carga eléctrica en la atmósfera. Su valor estará íntimamente ligado a la diferencia de potencial entre las capas del condensador telúrico y a la conductividad atmosférica y por ende, al campo eléctrico en superficie.

Otra información que cabe extraerse de este análisis es comprobar qué variables están en relación directa con el campo eléctrico, y cuáles de ellas en relación inversa. Las variables que presentan relación directa, es decir, en general su aumento va asociado a aumentos del campo eléctrico, son nubosidad, oscilación de presión, coeficiente direccional del viento y corriente eléctrica vertical. Por el contrario, los aumentos en temperatura media, tensión de vapor, horas de sol, evaporación y oscilación media de temperatura, van asociados a disminuciones del campo eléctrico. Esta información confirma lo obtenido en el análisis

cross-espectral sobre los desfases calculados para el ciclo anual de las variables consideradas.

Las variables que se encuentran en relación directa son aquellas que, al igual que el campo eléctrico, alcanzan sus valores más altos en la época invernal. Este período parece caracterizarse en Tortosa por nubosidades promedias altas, grandes oscilaciones de presión y vientos, en general, fríos de componente Norte. Son meses caracterizados por "mal tiempo" generalizado, con nubosidad alta, situaciones sinópticas muy cambiantes y vientos del Norte. Las nubes, si presentan cierta distribución de carga interna, afectan al campo eléctrico en superficie. No obstante, ha de tenerse en cuenta que los valores de campo eléctrico resultan del promedio de los registrados en condiciones de buen tiempo, por lo que bajo estas condiciones, la nubosidad es inferior a la mitad del cielo cubierto. Sin embargo, podría darse cierta persistencia del campo eléctrico en tiempo perturbado sobre el valor de dicho campo en días subsiguientes que presenten condiciones de buen tiempo. Por otra parte, los vientos de componente Norte (en general, provenientes del interior de la Península) son secos y están cargados de partículas sólidas en suspensión que reducen la conductividad atmosférica aumentándose, en consecuencia el campo eléctrico. Estos valores altos favorecen altas intensidades de corriente eléctrica vertical, moviendo carga eléctrica desde niveles más altos de la atmósfera.

Por el contrario, las variables que se encuentran en relación inversa al campo eléctrico, presentan sus valores más altos

durante la época más cálida del año. En este período, con altas temperaturas, la fuerte insolación favorece la evaporación lo que permite aumentar la cantidad de vapor de agua en la atmósfera con la consiguiente liberación de iones que estuviesen en disolución. Además, los vientos, en general de origen marino, aportan más humedad y gran cantidad de iones marinos a la atmósfera, haciéndola más conductora y registrándose en consecuencia, bajos valores de campo eléctrico.

IV.3.7.2.1. Modelización con una variable exógena

La metodología espacio-estado permite obtener relaciones entre el campo eléctrico atmosférico de buen tiempo y cada una de las variables exógenas consideradas. Las variables exógenas se introducen teniendo en cuenta el ajuste realizado anteriormente, salvo para aquéllas para las que éste era lineal. Para la determinación del orden del modelo se utiliza, como se ha descrito en el apartado (IV.3.4.3.2.) la función de correlación canónica. Los modelos espacio-estado obtenidos podrán expresarse en la forma matricial ya descrita por la ecuación (IV.15), donde cada una de las matrices presenta la forma siguiente:

$$H = \begin{bmatrix} 0 & I & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & I & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & I \\ H(n) & H(n-1) & H(n-2) & \dots & H(1) \end{bmatrix} \quad A = \begin{bmatrix} A(1) \\ A(2) \\ \vdots \\ A(n) \end{bmatrix} \quad G = \begin{bmatrix} G(1) \\ G(2) \\ \vdots \\ G(n) \end{bmatrix}$$

$$F = [1 \ 0 \ 0 \ \dots \ 0] \tag{IV.40}$$

siendo las entradas de las matrices H y G submatrices cuadradas de igual dimensión (k) que el vector de variables endógenas (en este caso, dimensión 1), y cada entrada en A es una submatriz $k \times q$,

siendo q la dimensión del vector de variables exógenas. Este modelo matricial es equivalente a un ARMAX multivariante de la forma

$$\begin{aligned}
 y(t) = & A_1 y(t-1) + A_2 y(t-2) + \dots + A_n y(t-n) + \\
 & + w(t) + B_1 w(t-1) + B_2 w(t-2) + \dots + B_n w(t-n) + \\
 & + C_1 u(t) + C_2 u(t-1) + \dots + C_n u(t-n+1)
 \end{aligned}
 \tag{IV.41}$$

donde las matrices autorregresivas (A_1) son las mismas que en la matriz H , y las matrices B_1 y C_1 pueden calcularse recursivamente de la siguiente forma (Graupe, 1972):

$$\begin{aligned}
 B_1 &= G(1) - H(1) \\
 B_2 &= G(2) - H(1)G(1) - H(2) \\
 B_3 &= G(3) - H(1)G(2) - H(2)G(1) - H(3) \\
 &\dots\dots\dots \\
 C_1 &= A(1) \\
 C_2 &= A(2) - H(1)A(1) \\
 C_3 &= A(3) - H(1)A(2) - H(2)A(1) \\
 &\dots\dots\dots
 \end{aligned}
 \tag{IV.42}$$

De acuerdo con esto se presentan tabulados (TABLA IV.13) los coeficientes correspondientes a la forma del modelo ARMAX para todos los modelos realizados. Las funciones de correlación canónica se presentan en las gráficas (IV.117a) a (IV.125a). Es de destacar que todos los modelos obtenidos son de tercer orden lo que parece confirmar el razonamiento realizado en la justificación del modelo ARMA(3,3) obtenido en el análisis univariante del campo eléctrico. En todos estos modelos se introduce el campo eléctrico como variable endógena y cada una de las otras variables como exógenas.

VAR.	0	A ₁	A ₂	A ₃	B ₁	B ₂	B ₃	C ₁	C ₂	C ₃	CORR.
I	3	2.61	-2.47	0.85	-2.24	1.81	-0.53	0.69	-1.08	0.52	0.779
φ	3	2.30	-1.91	0.59	-1.94	1.38	-0.35	0.55	-0.83	0.28	0.746
ev	3	2.42	-2.16	0.73	-2.00	1.49	-0.41	-2.41	3.18	-1.09	0.733
h	3	2.46	-2.22	0.75	-2.08	1.61	-0.47	-0.02	0.02	-0.003	0.738
n	3	2.54	-2.39	0.84	-2.13	1.70	-0.50	1.05	-1.93	0.52	0.731
p _{osc}	3	2.48	-2.29	0.79	-2.08	1.64	-0.47	0.23	-0.34	0.12	0.733
e	3	2.17	-1.71	0.52	-1.82	1.22	-0.29	0.53	-0.89	0.37	0.750
T	3	2.09	-1.47	0.36	-1.72	0.94	-0.13	-1.83	3.18	-1.57	0.744
T _{osm}	3	2.48	-2.25	0.76	-2.06	1.58	-0.45	-1.37	2.01	-0.51	0.731

TABLA IV.13

Todos los modelos aquí presentados tienen tres componentes bien diferenciadas:

- la componente autorregresiva, asociada a las matrices (o coeficientes en este caso al ser de dimensión 1) A_1 , que aporta la información temporal extraíble del pasado de la variable endógena ($y(t)$);
- la componente de media móvil, representada por los coeficientes B_1 , que introduce un "factor de corrección interno" (del propio modelo), teniendo en cuenta los errores cometidos en las estimaciones anteriores ($w(t)$);
- y por último, una componente exógena (coeficientes C_1), que tiene en consideración el efecto de las variables externas ($u(t)$), tanto en tiempo presente como pasado respecto al tiempo para el cual se estima la variable endógena.

Si se analiza la tabla (IV.13), se puede comprobar que los coeficientes A_1 y B_1 , para cada uno de los modelos, son muy similares, puesto que estos dos términos evalúan la información

extraída de la propia serie temporal endógena, mientras que los coeficientes C_i son distintos según sea el efecto de cada una de las variables exógenas. Los valores promedios de A_i y B_i son

$$\begin{array}{ll} \bar{A}_1 = 2.4 \pm 0.16 & \bar{B}_1 = -2.0 \pm 0.16 \\ \bar{A}_2 = -2.1 \pm 0.31 & \bar{B}_2 = 1.5 \pm 0.25 \\ \bar{A}_3 = 0.7 \pm 0.16 & \bar{B}_3 = -0.4 \pm 0.12 \end{array}$$

(IV.43)

Otro aspecto a considerar sobre los coeficientes es su signo. En los A_i , los asociados a $t-1$ y $t-3$ son positivos, mientras que A_2 es negativo. Lo contrario ocurre para B_i . Los coeficientes C_i varían según su relación sea directa o inversa con el campo eléctrico. Así, las variables en relación directa (nubosidad, oscilación de presión, coeficiente direccional del viento, corriente eléctrica vertical (transformada), tensión de vapor (transformada)) presentan signo positivo en C_1 y C_3 , siendo C_2 negativo. Lo contrario ocurre para aquellas que se encuentran en relación inversa.

IV.3.7.2.1.1. EVALUACION NUMERICA DE LOS MODELOS

Para realizar una evaluación numérica de los modelos, se considerará que los tres valores anteriores al de estimación son x , $x + \delta x$ y $x + \delta x + \delta y$, siendo x el valor de la variable (bien, campo eléctrico atmosférico, $y(t)$, bien, diferencia entre observaciones y estimaciones, $w(t)$, o bien, variable exógena, $u(t)$, según la componente que se evalúe) en el instante $t-1$ (o t , en el caso de la variable externa), y δx y δy , las diferencias entre los valores en los instantes $t-1$ y $t-2$, y $t-2$ y $t-3$,

respectivamente. De tal forma que, por ejemplo para la componente autorregresiva se tendrá

$$\begin{aligned}
 & A_1 x + A_2 (x + \delta x) + A_3 (x + \delta x + \delta y) = \\
 & x (A_1 + A_2 + A_3) + \delta x (A_2 + A_3) + \delta y (A_3)
 \end{aligned}
 \tag{IV.44}$$

Análogamente para el resto de componentes. De la expresión anterior se puede ver que el valor de cada factor o componente se encuentra regulado por el valor de la variable $t-1$ y por sus diferencias respecto al valor en los instantes posteriores $t-2$ y $t-3$. Dado que las variables consideradas presentan un marcado ciclo anual, se trató de desestacionalizarlas para su utilización en el modelo, pero, se obtuvieron peores resultados. De tal forma que la información que se obtenga reflejará la aportación de cada factor al ciclo anual subyacente del campo eléctrico, por lo que dependerá del "tramo de ciclo" que se considere. Por ejemplo, si se considera un tramo creciente, se tendrá que δx y δy serán negativos, y supuesto sean iguales ambos incrementos ($\delta x = \delta y = \delta$), la expresión (IV.44) quedará

$$x (\bar{A}_1 + \bar{A}_2 + \bar{A}_3) + (-|\delta|) (\bar{A}_2 + 2\bar{A}_3)
 \tag{IV.45}$$

Así, si se supone para el campo eléctrico atmosférico un $\delta = -8$ V/m, y un $x = 8$ V/m (recuérdese que x es el campo eléctrico al que se le ha sustraído la media), el factor autorregresivo valdrá 13.6 V/m. Esta componente controla el "tamaño" de los valores que se obtengan. Los otros dos factores, en consecuencia, serán correctores que extraen información de los errores en las estimaciones anteriores y de las variables exógenas.

Para evaluar el factor de media móvil hay que tener en cuenta que los residuos o diferencias entre observaciones y estimaciones son (o se pueden suponer) un ruido blanco sin ninguna periodicidad subyacente. Se va a suponer que para la $w(t)$, x (valor de $w(t-1)$) es 10 V/m y que $\delta x = -\delta y = 2$ V/m. En este caso, sustituyendo los \bar{A}_1 por los \bar{B}_1 en la expresión (IV.45), se obtiene una evaluación de la componente de media móvil igual a -6 V/m. Teniendo en cuenta que el campo eléctrico tiene un valor medio entorno a 100 V/m, esta corrección sería del orden del 6% sobre el valor de la variable. La aportación en cada caso variará según los valores reales que adopten x , δx y δy , pero queda claro que su aportación es una corrección, a partir de residuos pasados, de la estimación por el término autorregresivo.

Para evaluar el factor exógeno, y dado la marcada periodicidad anual observada (excepto, quizás, la corriente eléctrica vertical) en todas las variables, se supondrá $\delta x = \delta y = \delta$, calculado a partir de las gráficas de cada variable (FIG. IV.36, IV.38, IV.39, IV.42, IV.43, IV.44, IV.45, IV.47, IV.48), tomando una amplitud aproximada promedio (diferencia entre máximo y mínimo anual), y dividiendo por 6 meses (intervalo de tiempo aproximado entre las ocurrencias de máximo y mínimo), y $x = \delta$. Los resultados de la evaluación del factor exógeno para todos los modelos se presentan en la siguiente tabla:

VARIABLE	δx	$C_1 + C_2 + C_3$	$C_2 + 2C_3$	FACTOR EXOG.
I	3.0	0.13	-0.04	0.5
φ	2.5	0.00	-0.27	0.7
ev	0.6	-0.32	1.00	0.4
h	25.0	-0.003	0.014	0.3
n	0.4	-0.36	-0.89	0.2
p_{osc}	3.5	0.01	-0.10	0.4
e	8.0	0.01	-0.15	1.3
\bar{T}	2.7	-0.22	0.04	-0.5
T_{osm}	0.7	0.13	0.99	0.8

TABLA IV. 14

Puesto que, la tensión de vapor y la corriente eléctrica vertical son variables transformadas, su variación y valores son análogos a los del campo eléctrico (FIG. IV.35). No obstante, como la variable corriente eléctrica vertical ha sido diferenciada, hay que considerar una reducción en los valores numéricos. Teniendo en cuenta que la amplitud aproximada del campo eléctrico es del orden de 40 V/m, la diferencia frente a la media será de aproximadamente ± 20 V/m. Sobre este valor, los factores exógenos obtenidos van desde un 1 a un 6%.

IV.3.7.2.2. Modelización con varias variables exógenas

Para la modelización del campo eléctrico con varias variables exógenas, se utilizarán aquellas que presentan una más nítida relación con el campo eléctrico según la varianza explicada por las funciones presentadas en la tabla (IV.12). Teniendo en cuenta esto, las variables elegidas son corriente eléctrica vertical (transformada por una función cúbica), tensión de vapor

(transformada por una función cuadrática), temperatura media y coeficiente direccional del viento. Al igual que para los modelos anteriores, las variables se toman sin desestacionalizar y la corriente eléctrica vertical transformada se introduce una vez diferenciada. Bajo estas consideraciones el modelo más adecuado obtenido es uno de 3^{er} orden (FIG. IV.126a), con las siguientes matrices:

$$\begin{aligned}
 H &= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0.35 & -1.34 & 1.97 \end{bmatrix} & A &= \begin{bmatrix} 0.67 & 0.27 & -1.21 & -0.27 \\ 0.51 & 0.06 & -0.82 & -0.33 \\ 0.43 & -.07 & -0.62 & -0.34 \end{bmatrix} & G &= \begin{bmatrix} 0.33 \\ 0.23 \\ 0.17 \end{bmatrix} \\
 \text{Matriz de transición} & & \text{Matriz de efecto de} & & \text{Matriz ganancia} \\
 & & \text{variables exógenas} & & \text{de Kalman} \\
 \\
 F &= [1 \ 0 \ 0] \\
 \text{Matriz de predicción} & & & & \\
 & & & & \text{(IV.46)}
 \end{aligned}$$

o en forma de un modelo ARMAX

$$\begin{aligned}
 A(1) &= 1.97 & A(2) &= -1.34 & A(3) &= 0.35 \\
 B(1) &= -1.64 & B(2) &= 0.91 & B(3) &= -0.17 \\
 C(1) &= (0.67 & 0.27 & -1.21 & -0.27) \\
 C(2) &= (-0.80 & -0.47 & 1.56 & 0.20) \\
 C(3) &= (0.32 & 0.17 & -0.63 & -0.06) \\
 & & & & \text{(IV.47)}
 \end{aligned}$$

El coeficiente de correlación obtenido entre observaciones y estimaciones es de 0.796, mejorando los ahora obtenidos, e indicando que la información aportada por este conjunto de variables exógenas permite mejorar las estimaciones para el campo eléctrico atmosférico.

IV.3.7.2.2.1. EVALUACION NUMERICA DEL MODELO

Es destacable que las matrices A_1 y B_1 , aun manteniendo el

mismo orden de signos que los modelos anteriores, presentan un módulo inferior debido a la introducción de más variables exógenas. Para evaluar la aportación de cada componente (autorregresiva, de media móvil y exógena) se supondrá que las variables están, según el caso, o en fase o en oposición de fase con el campo eléctrico (ver análisis cross-espectral), y se supondrá que en el instante $t-1$ todas las variables presentan su valor medio (0, una vez sustraída la media de cada serie temporal), y se considerarán las diferencias entre los valores de cada variable en instantes consecutivos reflejadas en la tabla (IV.14). Para los residuos $w(t)$ se hará la misma suposición que en el apartado anterior. Teniendo en cuenta todo lo anteriormente expuesto, se obtiene una estimación $y(t)$ igual a 4 V/m. Si se supone que el campo eléctrico se encontraba en un tramo creciente del ciclo anual, la observación (en este ejemplo) en el instante t habría de ser 8 V/m. Esto supone que una vez sumada la media a estimación y observación, el error en la estimación sería inferior al 4%. Al igual que en los modelos anteriores, el factor autorregresivo (5.2 V/m) controla el "tamaño" de la variable endógena, siendo los otros dos factores fundamentalmente correctores (componente de media móvil = -7.15 V/m; componente exógena = 5.9 V/m). Es de reseñar que mientras para corriente vertical, tensión de vapor y temperatura media el coeficiente de mayor módulo es el del instante $t-1$, para la dirección del viento es el asociado al instante t , lo cual hace pensar que, climatológicamente hablando, la acción del viento sobre el campo eléctrico es más "instantánea" que la de las otras tres variables.

IV.3.7.3. ALGUNAS CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LOS MODELOS OBTENIDOS

En las figuras (IV.104d, IV.106d, IV.107d, y IV.117d a IV.126d) se presentan las diferencias entre los valores registrados y los estimados por cada uno de los modelos presentados en esta sección. Estas gráficas pueden ser resumidas en la tabla (IV.15), donde se presentan el tanto por ciento de casos para los cuales el error en la estimación se sitúa en los valores indicados en la cabecera de la tabla, para cada uno de los modelos.

MODELO	$e < 1$	$1 < e < 5$	$5 < e < 10$	$e < 10$	$10 < e < 20$	$e > 20$
ARMA 3,3	5.9	21.2	22.9	50.0	30.6	19.4
Ciclo + Tend1 + AR(2,0)	5.2	20.1	28.5	53.8	31.6	14.6
Ciclo + Tend2 + AR(2,0)	3.8	20.5	28.5	52.8	30.9	16.3
I(trans)	8.0	24.0	25.3	57.3	30.6	12.1
φ	6.2	25.7	21.9	53.8	31.6	14.6
ev	5.6	20.8	25.0	51.4	31.9	16.7
h	5.2	21.5	29.9	56.6	27.1	16.3
n	4.9	27.1	23.6	55.6	29.5	14.9
P_{osc}	6.2	22.9	24.3	53.4	30.9	15.6
e(trans)	7.6	20.1	27.4	55.1	30.9	13.9
\bar{T}	7.3	22.2	26.0	55.5	31.3	13.2
T_{osm}	4.9	27.1	20.8	52.8	31.2	16.0
EXOG	6.6	29.5	25.7	61.8	28.1	10.1

TABLA IV.15

Si bien es manifiesta la gran variabilidad de estas diferencias, es destacable que, para todos los modelos, más del

50% de los valores son inferiores a ± 10 V/m. Es decir, si como ya se indica en la tabla (IV.3) el valor medio del campo eléctrico atmosférico se sitúa entorno a 105 V/m, el error relativo en más del 50% de los casos es inferior al 10%. Además, entre un 25 y un 35% de los casos el error es inferior a ± 5 V/m. Esto indica que los modelos obtenidos son capaces de explicar la variabilidad del campo eléctrico, y aquéllos que introducen variables exógenas, además, pueden evaluar la interacción existente entre ellas y la variable endógena. Al no ser modelos físicos, no se cuantifica cada uno de los procesos físicos de interacción descritos en las ecuaciones del modelo teórico (EC. 2.23). Sin embargo, estos modelos estocásticos aportan una valoración de la interacción temporal global entre las variables consideradas.

V. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Todo lo hasta aquí realizado puede ser resumido en los siguientes puntos:

1.- Planteamiento de un modelo físico para la determinación de las variaciones espacio-temporales del campo eléctrico atmosférico. Este modelo se ha realizado a partir de la Ecuación de Advección-Difusión aplicada a la densidad de carga eléctrica, con la introducción de los términos de Difusión Molecular y Corriente de Deriva por tratarse de partículas de tamaño molecular (iones pequeños) en el seno de un campo eléctrico. El modelo se completa con la Ecuación de Poisson que relaciona la densidad de carga con el campo eléctrico atmosférico (EC. II.23a,b).

2.- Discretización del modelo y utilización de la Metodología Espacio-Estado para tener en consideración los errores inherentes a los procesos de medida y discretización. La introducción de esta metodología permite obtener un modelo constituido por dos ecuaciones de estado del sistema y dos ecuaciones de medida (EC. II.37, II.38).

3.- Dado que los datos disponibles son provenientes de un único punto de muestreo, la parte Experimental de esta memoria se centra en el análisis temporal del campo eléctrico y de aquellas variables meteorológicas consideradas en el modelo físico.

4.- Estudio cualitativo de las relaciones campo eléctrico atmosférico-variables meteorológicas a través del análisis gráfico de registros horarios en distintos puntos de Las Islas Canarias. Los resultados más relevantes son:

4.1.- Un aumento o disminución de PRESION lleva consigo un aumento o disminución del campo eléctrico (se aprecia un desfase máximo de 3 horas), ya sea debido a su efecto sobre la ionización por radiactividad natural del suelo o por su efecto sobre el estado general atmosférico.

4.2.- La TENSION DE VAPOR parece presentar una dualidad de comportamiento respecto al campo eléctrico. De un lado, un valor de tensión de vapor alto puede estar acompañado por procesos de condensación que originen gotitas que puedan "barrer" los iones pequeños de la atmósfera y hacerla menos conductora, con el consiguiente crecimiento del campo eléctrico. Por otra parte, es posible que, si no se producen condensaciones, el aumento de tensión de vapor asociado a un aumento en la evaporación lleve consigo una liberación de partículas ionizadas que estaban en disolución en el agua, aumentando la cantidad de iones atmosféricos y por consiguiente reduciendo el campo eléctrico al ser la atmósfera más conductora.

4.3.- La TEMPERATURA presenta una relación inversa con el campo eléctrico. Un aumento de temperatura provoca mayores movibilidades de los iones, dificultando su captación por partículas más grandes y lentas, lo que supone, generalmente, una mayor conductividad y un menor campo eléctrico.

4.4.- La influencia de la VELOCIDAD Y DIRECCION DEL VIENTO radica en el aporte de humedad y partículas procedentes de procesos de evaporación. Según sea ese aporte, el campo reaccionará creciendo o reduciendo sus valores. Es posible que también provoque algún tipo de ionización por fricción con la superficie, tanto de la tierra como del mar.

4.5.- La NUBOSIDAD Y PRECIPITACION parecen, en principio, reducir e incluso invertir el campo eléctrico, debido a las cargas que poseen las nubes y a las arrastradas por la lluvia.

5.- A partir de datos horarios registrados en Saucelle (Salamanca), se procede al estudio cuantitativo de dichas relaciones. Los resultados más interesantes son:

5.1.- Los datos del campo eléctrico registrados en Saucelle no se ajustan a una distribución normal o gaussiana, por presentar una gran acumulación de frecuencia en los intervalos centrados en -2 y 0 %. Estos valores de campo eléctrico tan bajos pueden ser debidos a procesos de ionización asociados a la central hidroeléctrica próxima al punto de muestreo.

5.2.- El análisis espectral de la serie del campo eléctrico no permite establecer ninguna periodicidad significativa, en la zona bajo estudio. Por el contrario, la temperatura presenta un ciclo diario muy marcado, mientras que la tensión de vapor presenta una pequeña banda espectral significativa próxima al período semidiurno, si bien no centrada en dicho período.

5.3.- Considerada la serie del campo eléctrico como una variable estocástica, el modelo ARMA más adecuado es un AR(2) de coeficientes $\phi_1 = 0.65 \pm 0.06$ y $\phi_2 = 0.17 \pm 0.06$, que denotan persistencia en el campo eléctrico. Las series de temperatura y de tensión, consideradas ambas como realizaciones de procesos estocásticos, pueden ser ajustadas por un AR(3) y un AR(1) respectivamente.

5.4.- La metodología espacio-estado permite obtener una mejor modelización para el campo eléctrico, siempre y cuando se realice una modelización multivariante con tres variables endógenas. El modelo que mejores resultados da es uno de orden 4.

6.- Estudio cuantitativo de dichas relaciones a partir de promedios mensuales de las variables consideradas en el modelo físico, registradas en el Observatorio del Ebro (Tortosa). Cabe destacar los siguientes aspectos:

6.1.- Se realiza una selección de las variables a considerar en este estudio a partir del modelo físico desarrollado en el Capítulo II y de otras consideraciones teóricas sobre posibles aspectos no tenidos en cuenta en dicho modelo. Como resultado, además del campo eléctrico, se consideran para este estudio las siguientes variables: velocidad y dirección del viento, temperatura media, oscilación media mensual, oscilación absoluta mensual, presión media, oscilación de presión, tensión de vapor, evaporación, insolación, precipitación acumulada, nubosidad y corriente eléctrica vertical.

6.2.- Realizado un estudio sobre la distribución de frecuencias de cada una de las variables, se encuentran que las variables corriente eléctrica vertical, dirección del viento, precipitación, recorrido del viento, tensión de vapor y temperatura media no se ajustan a una distribución normal.

6.3.- El estudio de las periodicidades de las variables revela que salvo la corriente eléctrica, presión media, precipitación y recorrido del viento, el resto presenta un ciclo anual muy marcado. Además, la corriente vertical, el campo eléctrico y el recorrido del viento presentan persistencia y tendencia. Es destacable el hecho que la tendencia de las dos primeras es mejor ajustada por un polinomio de segundo grado, lo que sugiere la posibilidad de la existencia de una periodicidad a mayor escala temporal no detectable con el número de datos disponibles.

6.4.- Con el objeto de discernir qué variables presentan una mayor relación con el ciclo anual del campo eléctrico, y en qué fase se encuentran respecto a él, se efectúa un análisis de espectros cruzados o análisis cross-espectral. Se encuentra que las variables oscilación de presión, dirección del viento, corriente eléctrica vertical y nubosidad están prácticamente en fase, mientras que temperatura media, oscilación media de temperatura, tensión de vapor, evaporación e insolación se encuentran en oposición de fase. Esto permite concluir que la onda anual del campo eléctrico presentará sus valores máximos en la época invernal, dándose los mínimos en el verano.

6.5.- Realizado todo el análisis anterior se procede a la modelización o caracterización temporal del comportamiento del

gradiente de potencial. Esto se aborda desde tres puntos de vista:

6.5.1.- Modelización univariante del campo eléctrico a través de la metodología Box-Jenkins:

* La variabilidad del campo eléctrico puede ser descrita por un modelo ARMA(3,3), que tiene en cuenta la información aportada por los tres meses anteriores al de estimación. Esto está asociado al ciclo anual del campo eléctrico.

* Si la serie es desestacionalizada eliminando el ciclo anual y la tendencia, los residuos remanentes pueden ser ajustados a un AR(2), que no es más que una manifestación de la persistencia encontrada en el análisis espectral.

6.5.2.- Modelización del campo eléctrico con introducción de variables exógenas mediante la metodología Espacio-Estado:

* Se analiza la existencia de una posible relación subyacente distinta de la lineal entre el campo eléctrico y cada una de las variables consideradas. Salvo corriente eléctrica y tensión de vapor que presentan respectivamente una relación cúbica y cuadrada con el campo eléctrico, las demás tienen una relación lineal.

* Si se realiza la modelización con cada una de las variables meteorológicas por separado se obtienen modelos que permiten evaluar la interacción de éstas sobre el campo eléctrico. Los modelos obtenidos son de tercer orden debido posiblemente a la existencia de un ciclo anual muy marcado en casi todas las variables consideradas. La evaluación de esta interacción calculada para unos supuestos concretos sitúa ésta entre un 1 y un 6% de la variabilidad, frente al valor medio, del campo eléctrico.

* Se seleccionan como variables exógenas a introducir en un modelo la temperatura media, tensión de vapor, corriente eléctrica vertical y dirección del viento. La metodología espacio-estado permite obtener un modelo de tercer orden que mejora ostensiblemente las estimaciones realizadas por modelos anteriores. Así, en el 62% de los casos, la estimación presenta un error inferior a un 10 V/m, y únicamente un 10% de estimaciones presentan un error superior a 20 V/m.

VI. BIBLIOGRAFIA

- 1) **Akaike, H.** (1976). *"Canonical Correlation and Information Criterion"*. Mehra and Lainiotis (eds.). New York. Academic Press.
- 2) **Akasofu, S.-I.** (1984). *"The Magnetospheric Currents: An Introduction, in Magnetospheric Currents"*. T.A.Potemra, ed. American Geophysical Union. Washington, D.C.. 29-48.
- 3) **Arnold, F. and Ferguson, E.F.** (1983). *"Ions of the Middle Atmosphere: Their Composition, Chemistry and Role in Atmospheric Processes"*. In "Proceedings in Atmospheric Electricity". L. H. Ruhnke and J.Latham (eds.). A.Deepale Publishing. Hampton, Va. 14.
- 4) **Beard, K. V. K. and Ochs, H. T.** (1986). *"Charging Mechanism in Clouds and Thunderstorms"*. In "Studies in Geophysics". National Academy Press. Washington, D.C.. 114-130.
- 5) **Beccaria, G.B.** (1775). *"Dell'Elettricit  Terrestre Atmospherica a Cielo Sereno"*. Turin.
- 6) **Bendilet, O.I., Kanodidi, Kh.D., Levitin, A.E. and Sheftel, V.M.** (1988). *"Modeling of the Solar-Flare effects in the Atmospheric Electric Field in the High-Latitude Zone"*. Geomagn. Aeron., Vol. 28, No 1. 147-149.
- 7) **Bhartendu** (1977). *"Relationship of the Ohm's Law Electrical Parameters with Meteorological Elements"*. In "Electrical Process in Atmospheres". R. Reiter and H. Dolezaleck (eds.), Steinkopft -

Verlag, Darmstadt. 100-108.

- 8) **Blanc, M. and A.D. Richmond** (1980). "*The Ionospheric Disturbance Dynamo*". *J. Geophys. Res.*, 85. 1669-1686.
- 9) **Box, G. E. P. and Jenkins, M.** (1976). "*Time Series Analysis, Forecasting and Control*". Holden-Day. San Francisco.
- 10) **Buser, O. and Aufdermaur, A. N.** (1977). "*Electrification by Collision of Ice Particles on Ice or Metal Targets*". In "*Electrical Processes in Atmospheres*". R. Reiter and H. Dolezaleck (eds.). Steinkopff-Verlag, Darmstadt. 294.
- 11) **Chalmers, J. A.** (1967). "*Atmospheric Electricity*". Pergamon Press. (2 ed.). New York. 515pp.
- 12) **Chameides, W. L.** (1986). "*The role of Lightning in the Chemistry of the Atmosphere*". In "*Studies in Geophysics*". National Academy Press. Washington, D.C.. 70-80.
- 13) **Clement, C.F. and Harrison, R.G.** (1990). "*Radioactivity and Atmospheric Electricity*". Report AERE M3770, UKAEA, Harwell, UK, 29pp.
- 14) **Crank, J. and Nicolson, P.** (1947). "*A Practical Method for Numerical Solution of Partial Differential Equations of Heat Conduction Type*". *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, 43. 50-67.
- 15) **Datta, J., Revankar, C.P., Chakravarty, S.C. and Mitra, A.P.** (1987). "*Influence of Aerosols on Middle Atmospheric Conductivities*". *Phys. Scr.*, Vol. 36, No 4. 705-710.

- 16) Digby, P. G. N. and Kempton, R.A. (1986). *"Multivariate Analysis of Ecological Communities"*. Population and Community biology series. London. Chapman and Hall.
- 17) Eisele, F.L. (1989). *"Natural and Anthropogenic Negative Ions in the Troposphere"*. J. Geophys. Res., Vol. 94, No D2. 2183-2196.
- 18) Elkin, P.R., Pedrow, P.D. and Rahman, T.J. (1988). *"Lightning Detection Network provides data for System Protection"*. Transm. Distrib., Vol. 40, No 8, P. 44. 46-47.
- 19) Elster, J. and Geitel, H. (1913). *"Zur Influenztheorie der Niederschlags-Elektrizitat"*. Phys.Z., 14. 1287-1292.
- 20) Erman, P. (1804). *"Observations et Doutes sur l'Electricité Atmosphérique"*. J. Phys., 59. 95-105.
- 21) Ferguson, E. E. and Arnold, F. (1981). *"Ion Chemistry of the Stratosphere"*. Acc. Chem. Res., 14. 327.
- 22) Forbush, S. E. (1938). *"On Cosmic-Ray Effects Associated with Magnetic Storms"*. Terrest. Magn. Atmos. Electr., 43. 203.
- 23) Franklin, B. (1752). Phil. Trans. Roy. Soc., 47. 289.
- 24) García, R. (1982). *"Modelos Estocásticos para la Predicción de Contaminantes y Variables Meteorológicas"*. Tesis Doctoral. Facultad de CC.Físicas de Universidad Complutense de Madrid.
- 25) Gathman, S. G. and Hoppel, W.A. (1970). *"Electrification Processes over Lake Superior"*. J.Geophys.Res., 75. 1041.

- 26) **Gelb, A.** (ed., 1974). *"Applied Optimal Estimation"*. MIT Press Cambridge. Massachussetts. Writen by Technical Staff the Analitic Sciencies Corporation.
- 27) **Goodrich, R. L. and Cainer, P. E.** (1980). *"Linear Stochastic System Identification from Cross-Sectional Data"*. Analysis and Optimization of Stochastic Systems. London. Academic Press.
- 28) **Graupe, D.** (1972). *"Identification of Systems"*. Van Nostrand - Reinhold. New York.
- 29) **Gunn, R.** (1954). *"Diffusion Changing of Atmospheric Droplets by Ions and the Resulting Combination Coefficients"*. J. Meteor., 11. 339-347.
- 30) **Gunn, R.** (1957). *"The Electrification of Precipitation and Thunderstorms"*. Proc. IRE 45. 1331.
- 31) **Hager, W.W., Nisbet, J.S., Kasha, J.R. and Wei-Chang Shann.** (1989). *"Simulations of Electric Fields within a Thunderstorm"*. J. Atmos. Sci., Vol. 46, No 23. 3542-3558.
- 32) **Heaps, M. G.** (1978). *"Parameterization of the Cosmic Ray Ion - Pair Production Rate above 18 Km"*. Planet. Space Sci. 26. 513-517.
- 33) **Hernández, E., Valero, F., Martín, F. y Del Teso, M.T.** (1987). *"Predicción a través del Filtro de Kalman de las Concentraciones Diarias de Aerosol Hierro en la Atmósfera"*. Anales de Física. Serie B. Vol.83. 358-364.

- 34) **Hernández, E., Sancho, P. y García-Miguel, J. A.** (1988). "*Formas de No Aleatoriedad en el Campo Eléctrico Atmosférico. (Su relación con ciertas variables meteorológicas)*". Anales de Física. Serie B. Vol.84. 313-324.
- 35) **Hill, M. L. and Hoppel, W. A.** (1977). "*Effects of Velocity and Other Physical Variables on the Currents and Potentials Generated by Radioactive Collectors in Electric Fields Measurements*". In "Electric Processes in Atmospheres". R. Reiter and H. Dolezaleck (eds.). Steinkopff-Verlag, Darmstadt. 238-248.
- 36) **Hoppel, W. A., Anderson, R. V. and Willet, J. C.** (1986). "*Atmospheric Electricity in the Planetary Boundary Layer*". In "Studies in Geophysics". National Academy Press. Washington, D.C. 149-165.
- 37) **Ikebe, Y.** (1970). "*Evaluation of the Total Ionization in the Lower Atmosphere*". J. Earth Sci., Nagoya Univ., 18. 85.
- 38) **Iribarne, S. V. and Cho, H. R.** (1980). "*Atmospheric Physics*". D.Reidel Publishing Company. (Cap. IV) 129-146.
- 39) **Israël, H.** (1973). "*Atmospheric Electricity*" (Vol. I, II). Israel Program for Scientifics Translations. Jerusalem.
- 40) **Jenkins, M. and Watts, D. G.** (1968). "*Spectral Analysis and its Applications*". Holden-Day. San Francisco.
- 41) **Kelvin, Lord** (1862). "*Observations on Atmospheric Electricity*". Proc. Lit. Phil. Soc. Manchester. Pap. on Elec. and Mag. 230-235.

- 42) **Krehbiel, P. R.** (1986). *"The Electrical Structure of Thunderstorms"*. In "Studies in Geophysics". National Academy Press. Washington, D.C.. 90-113.
- 43) **Krider, E. P., Noggle, R. C., Pifer, A. E. and Vance, D. L.** (1980). *"Lightning Direction-Finding Systems for Forest Fire Detection"*. Bull. Am. Meteorol. Soc., 61. 980-986.
- 44) **Krider, E. P.** (1986). *"Physics of Lightning"*. In "Studies in Geophysics". National Academy Press. Washington, D.C.. 30-40.
- 45) **Landsberg, H. E.** (1977). *"The Role of Atmospheric Electricity in the Atmospheric Sciences"* in "Electrical Processes in Atmospheres". R.Reiter and H.Dolezaleck (eds.) Steinkopptt-Verlag, Darmstadt. 799-803.
- 46) **Lane-Smith, D. R.** (1977). *"Principles and Problems of Instrumentation, Methods of Calibration, Data Handling"* in "Electrical Processes in Atmospheres". R.Reiter and H.Dolezaleck (eds.) Steinkopptt-Verlag, Darmstadt. 189-203.
- 47) **Lanzerotti, L. J. and Gregori, G. P.** (1986). *"Telluric Currents: The Natural Environment and Interactions with Man-maden Systems"*. In "Studies in Geophysics". National Academy Press. Washington, D.C.. 232-257.
- 48) **Latham, J. and Mason, B. J.** (1961). *"Electric Charge Transfer Associated with Temperature Gradients in Ice"*. Proc.R.Soc.Lond. A260. 523.

- 49) **Latham, J.** (1981). "The Electrification of Thunderstorms". Q.J.R. Meteorol.Soc., 107. 277.
- 50) **Lemonnier, L. G.** (1752). "Observations sur l'Electricité de l'Air". Mém. de l'Acad. des Sci., 2. 233.
- 51) **Linss, F.** (1887). "Uber einige die Wolken-und Luftelektrizität betreffende Probleme". Met. Zeit., 4. 345-362.
- 52) **López, R. E. and Holle, R. L.** (1986). "Diurnal and Spatial Variability of Lightning Activity in Northeastern Colorado and Central Florida during the Summer". Mon. Weather Rev. Vol.114, No.7. 1288-1312.
- 53) **López, R.E., Maier, M.W., García-Miguel, J.A. and Holle, R.L.** (1991). "Weak Positive Cloud-to-ground Flashes in Northeastern Colorado". 1991 International Conference on Lightning and Static Electricity, Cocoa Beach, Florida (USA). April, 16-19, 1991.
- 54) **Márcz, F. and Bencze, P.** (1981). "Variations of the Atmospheric Electric Potencial Gradient at Nagycenk Observatory". Acta Geoda et.,Geophys. et Montarrist.Acad.Sci.Hung. Tomos 16 (2-4). 415-422.
- 55) **Márcz, F.** (1990). "Atmospheric Electricity and 11-year Solar Cycle associated with QBO". Ann. Geophys. Atmos. Hydrospheres Space Sci., Vol. 8, No 7-8. 525-529.
- 56) **Martín, F.** (1989). "Modelos de Predicción de Concentración de Aerosoles Atmosféricos". Colección Tesis Doctorales No 67/89. Ed. de UCM.

- 57) **Mason, B. J.** (1972). *"The Physics of the Thunderstorms"*. Proc. R. Soc. London. 327-433.
- 58) **Matthews, J. B. and Mason, B. J.** (1964). *"Electrification Produced by the Rupture of Large Water Drops in an Electric Field"*. Q.J.R.Meteorol.Soc., 90, 275.
- 59) **Mitchell, J. M. Jr** (1966). *"Climate Change"*. WMO. Tech. Note No.79. Geneva. 79pp.
- 60) **Mohnen, V. A.** (1977). *"Formation, Nature and Mobility of Ions of Atmospheric importance"*. In "Electrical Processes in Atmosphere". R. Reiter and H. Dolezaleck (eds.). Steinkopff - Verlag, Darmstadt. 1.
- 61) **Morán, F.** (1944). *"Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera"*. I.N.M. Publicaciones. Serie B (textos). No 4 (edición facsímil, 1984).
- 62) **Orville, R. E. and Spencer, D. W.** (1979). *"Global Lightning Flash Frequency"*. Mon. Weather Rev., 107. 934-943.
- 63) **Orville, R. E.** (1986). *"Lightning Phenomenology"*. In "Studies in Geophysics". National Academy Press. Washington, D.C.. 23-29.
- 64) **Paoletti, D. and Spagnolo, G.S.** (1989). *"Atmospheric Electricity in a Rural site and its possible Correlations with Pollution : a preliminary Study"*. Atmos. Environ., Vol. 23, No 7. 1607-1611.

- 65) **Peltier, A.** (1842). *"Recherches sur la cause des Phénomènes Electriques de l'Atmosphère et sur les Moyens d'en recueillir la Manifestation"*. Ann. Chim. et Phys., 4. 385.
- 66) **Pierce, E. T. and Whitson, A. L.** (1964). *"The Variation of Potencial Gradient with Altitude above Ground of High Radioactivity"*. J. Geophys. Res., 69. 2895-2898.
- 67) **Pinto, I.R.C.A., Pinto Jr., O. and Gonzalez, W.D.** (1989). *"Some aspects of Stratospheric Electric Fields due to a Constant Convection Current Density-Charge Model of Cloud Structure"*. J. Geophys. Res., Vol. 94, No D7. 9979-9982.
- 68) **Rastorguev, V.I. and Roshchina, I.M.** (1987). *"Considerations of Changes in the Local Climate in the region of the Reservoir and Lower Pool of Hydroelectric Stations"*. Hydrotech. Constr., Vol.21, No 10. 580-583.
- 69) **Rawlins, F.** (1982). *"A Numerical Study of Thunderstorm Electrification using a Three-Dimensional Model Incorporating the Ice Phase"*. Q.J.R. Meteorol. Soc., 108.
- 70) **Reagan, J. B.** (1977). *"Ionization Processes, in Dynamical and Chemical Coupling Between the Neutral and Ionized Atmosphere"*. B. Grandal and J. A. Holtet (eds.). Reidel, Dordrecht, Holland.145.
- 71) **Reid, G. C.** (1977). *"The Production of Water-Cluster Positive Ions in the Quiet Daytime D Region"*. Planet. Space Sci., 25. 275.
- 72) **Reid, G. C.** (1986). *"Electrical Structure of the Middle Atmosphere"*. In "Studies in Geophysics". National Academy Press.

Washington, D.C.. 183-194.

73) **Roble, R. G. and Tzur, I.** (1986). "*The Global Atmospheric - Electrical Circuit*". In "Studies in Geophysics". National Academic Press. Washington, D.C.. 206-231.

74) **Rutledge, S.A., Chungn Lu, MacGorman, D.R.** (1990). "*Positive Cloud-to-ground Lightning in Mesoscale Convective Systems*". J. Atmos. Sci., Vol. 47, No 17. 2085-2100.

75) **Sampath, S., Murali Das, S. and Sasi Kumar, V.** (1989). "*Electrical Conductivities, Ion Densities and Mobilities in the Middle Atmosphere over India - Balloon Measurements*". J. Atmos. Terr. Phys., Vol. 51, No 6. 533-540.

76) **Sapkota, B.K. and Varshneya, N.C.** (1988). "*Electrification of a Thundercloud by an Entrainment Mechanism*". Meteorol. Atmos. Phys., Vol. 39, No 3-4. 213-222.

77) **Sapkota, B.K. and Varshneya, N.C.** (1990). "*On the Global Atmospheric Electrical Circuit*". J. Atmos. Terr. Phys., Vol.52, No 1. 1-20.

78) **De Saussure, H. B.** (1779). "*Voyages dans les Alpes*". Geneva.

79) **Sneyers** (1975). "*Sur l'Analyse Estatistique des Series d'Observations*". WMO. Tech. Note No.143, 192pp.

80) **Schonland, B. F. J.** (1932). "*Atmospheric Electricity*". London. pp 100.

- 81) **Simpson, G. C. and Scrase, F. J.** (1937). *"The Distribution of Electricity in Thunderclouds"*. Proc. Roy. Soc. A, 161. 309-352.
- 82) **Studies in Geophysics.** (1986). *"The Earth's Electrical Environment"*. National Academy Press. Washington, D.C..
- 83) **Takagi, M. and Toriyama, N.** (1978). *"Short-Period Fluctuations in the Atmospheric Electric Field over the Ocean"*. Pure Appl. Phys., 116.
- 84) **Takahashi, T.** (1973). *"Electrification of Condensing and Evaporating Liquid Drops"*. J.Atmos.Sci., 30. 249.
- 85) **Takahashi, T.** (1979). *"Warm Cloud Electricity in a Shallow Axisymmetric Cloud Model"*. J.Atmos.Sci., 36. N 11. 2236-2258.
- 86) **Tzur, I. and Levin, Z.** (1981). *"Ions and Precipitation Charging in Warm and Cold Clouds as Simulated in One Dimensional Time-dependent Models"*. J.Atmos.Sci., 38. 2444-2461.
- 87) **Tyutin, A. A.** (1976). *"Mesospheric Maximum of the Electric - Field Strength"*. Cosmic Res., 14. 132.
- 88) **Uman, M. A. and Krider, E. P.** (1982). *"A Review of Natural Lightning: Experimental Data and Modeling"*. IEEE Trans. Electromagn. Compat., EMC-24. 79-112.
- 89) **Uman, M. A.** (1986). *"Applications of Advance in Lightning Research to Lightning Protection"*. In "Studies in Geophysics". National Academy Press. Washington, D.C.. 61-69.

- 90) Vampola, A. L. and Gorney, D. J. (1983). "Electron Energy Deposition in the Middle Atmosphere". J.Geophys.Res., 88. 6267.
- 91) Volta, A. (1782). "Del modo di render sensibilissima la più debole Electricità sia Naturale sia Artificiale". Phil. Trans. Roy. Soc., 72. 237-280.
- 92) Vonnegut, B. (1955). "Possible Mechanism for the Formation of Thunderstorm Electricity". In "Proceedings International Conference on Atmospheric Electricity". Geophys.Res. Paper No 42, Air Force Cambridge Research Center, Bedford, Mass. 169.
- 93) Wall, W. (1710). "Experiments on the Luminous Qualities of Amber, Diamonds and Gumi Lac". Phil. Trans., 26. 71.
- 94) Widdel, H. U., Rose, G. and Borchers, R. (1976). "Experimental Results on the Variation of Electric Conductivity and Ion Mobility in the Mesosphere". J.Geophys.Res., 81. 6217.
- 95) Willet, J.C., Bailey, J.C., Leteinturier, C. and Krider, E.P. (1990). "Lightning Electromagnetic Radiation Field Spectra in the Interval from 0.2 to 20 MHz". J. Geophys. Res., Vol. 95, No D12. 20367-20387.
- 96) Wilson, C. T. R. (1929). "Some Thundercloud Problems". J. Franklin Inst., 208. 1-12.
- 97) Yeboah-Amankwah, D. (1989). "Fair Weather Electric Field in Port Moresby". J. Atmos. Terr. Phys., Vol. 51, No 11-12. 1035-1040.

98) Zeddani, A., Degauque, P. and Leray, R. (1988). "Study of Disturbances induced on a Telecommunication Cable by a Lightning Discharge". Ann. Telecommun., Vol. 43, No 11-12. 638-648.

ANEXO GRAFICAS

CAPITULO I

FIGURA (I.1).- Representación esquemática de la producción y destrucción de iones pequeños atmosféricos.

FIGURA (I.2).- Esquema de procesos eléctricos en el Circuito Global Atmosférico.

FIGURA (I.1)

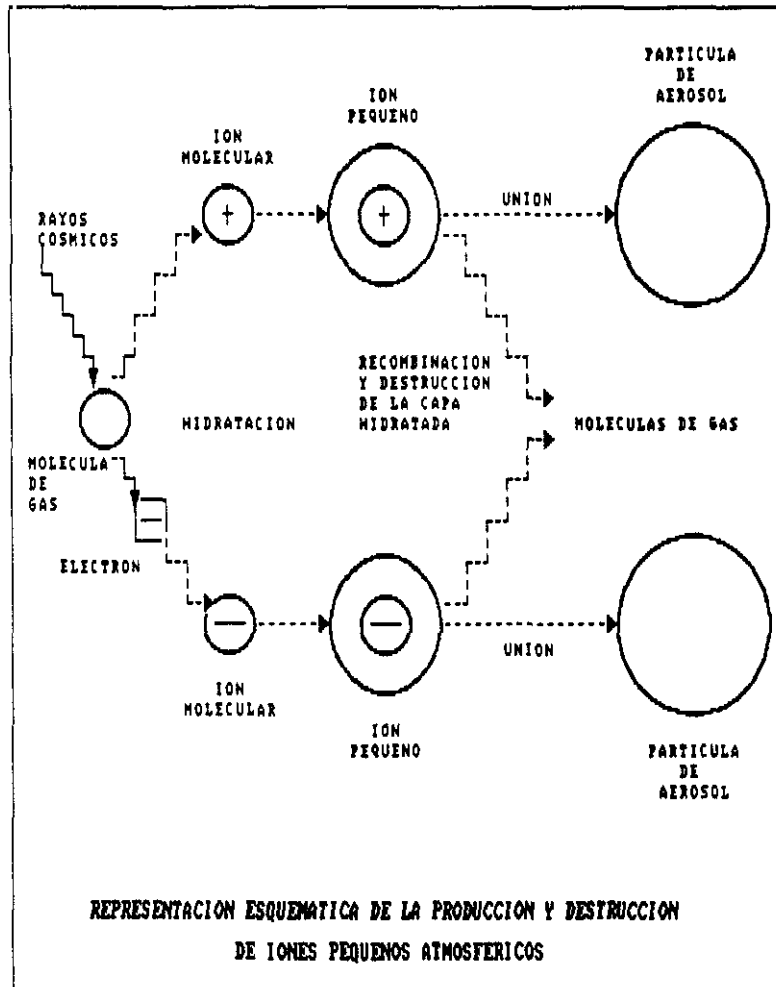
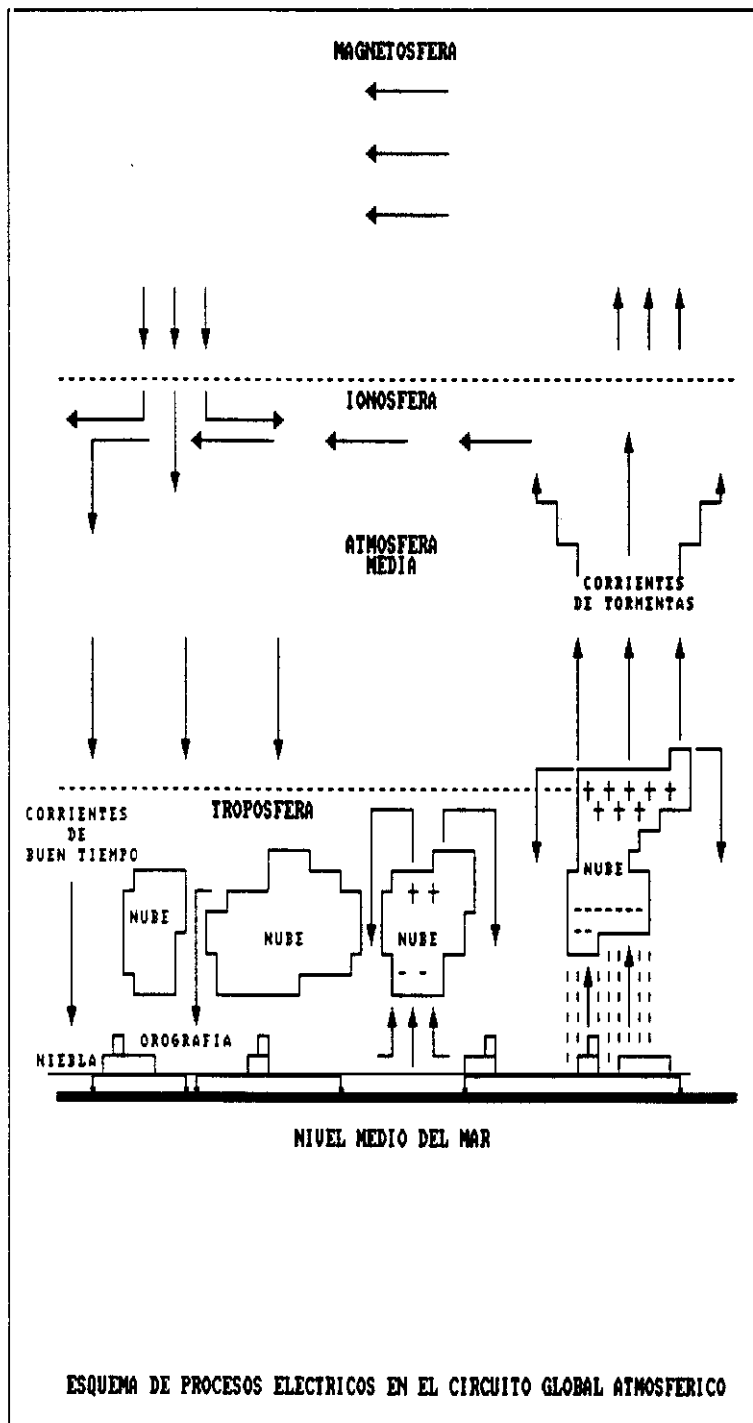


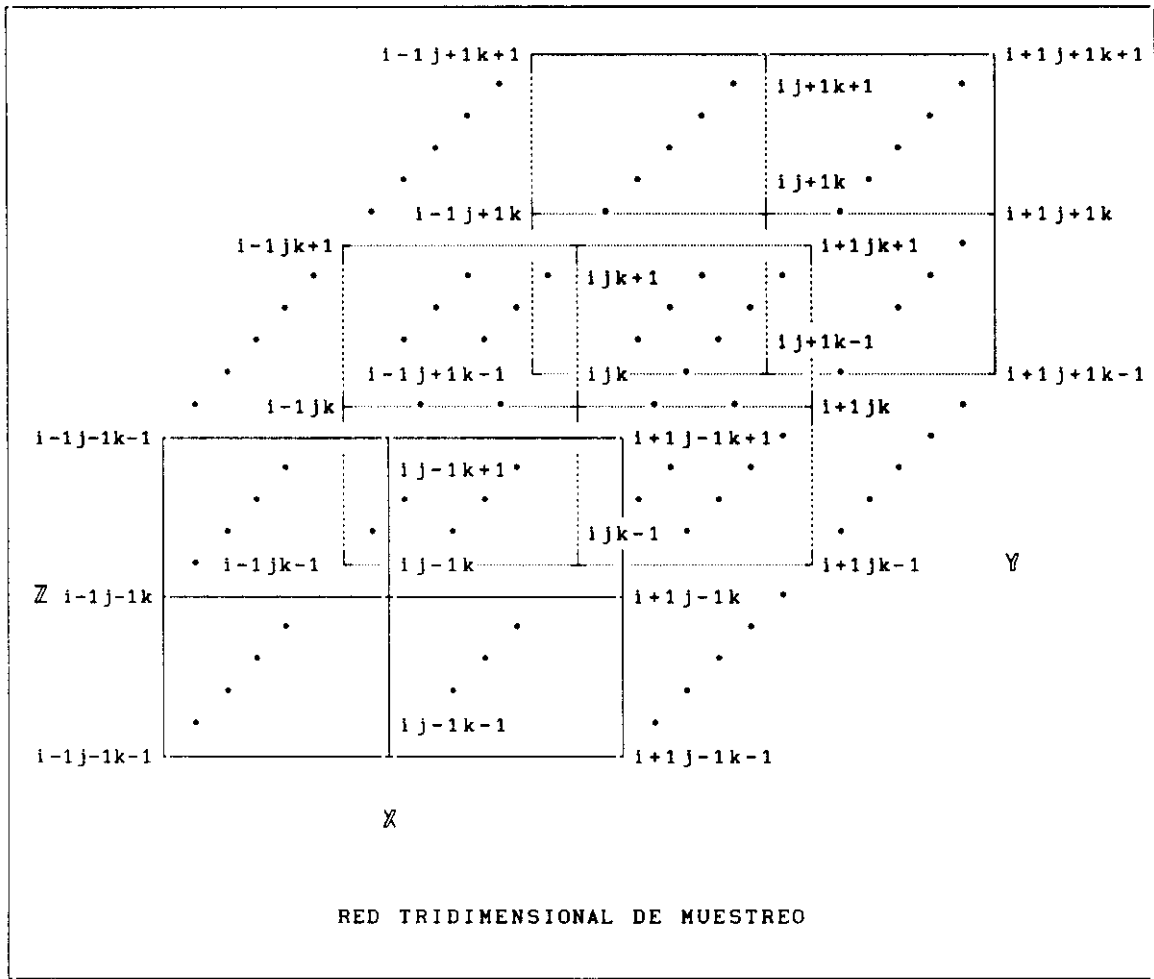
FIGURA (1.2)



CAPITULO II

FIGURA (II.1).- Esquema de la red tridimensional de muestreo.

FIGURA (II.1)



CAPITULO III

FIGURA (III.1).- Esquema del medidor de campo eléctrico atmosférico empleado para la obtención de los datos de Canarias y Salamanca.

FIGURA (III.2).- Curva de calibrado del instrumento.

FIGURA (III.3).- Esquema del medidor de campo eléctrico atmosférico actualmente en uso en el Observatorio del Ebro.

FIGURA (III.1)

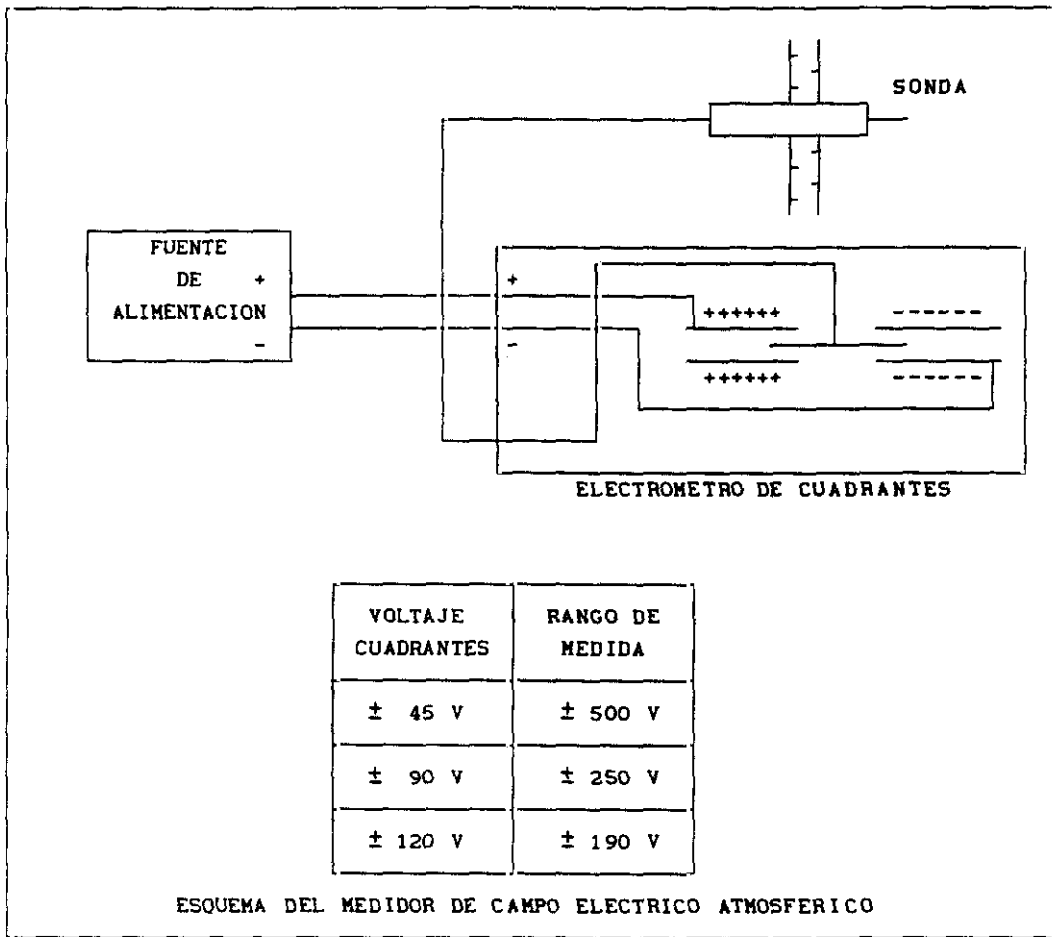


FIGURA (III.2)

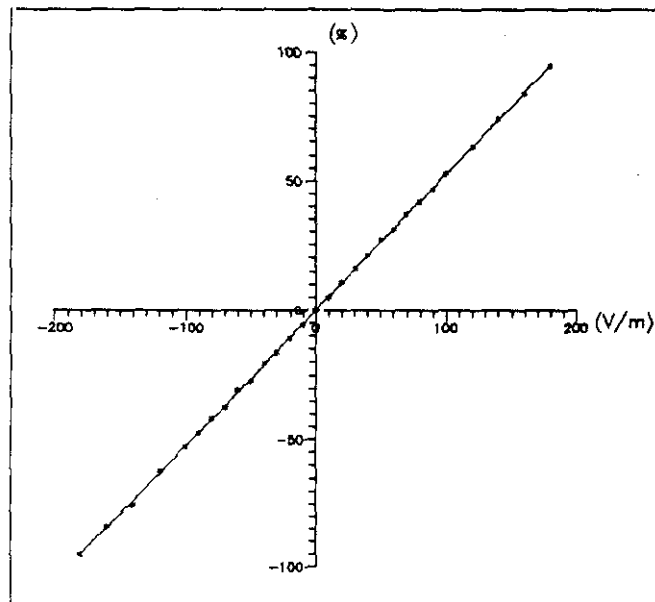
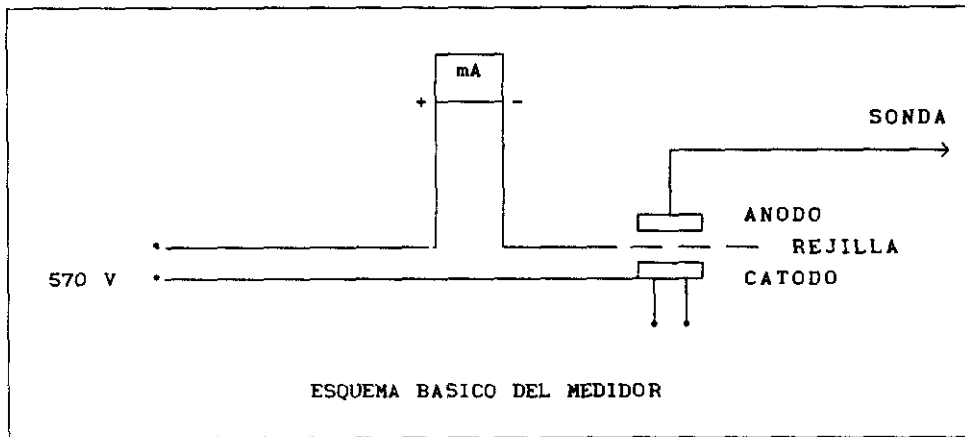


FIGURA (III.3)



CAPITULO IV (IV.1)

FIGURAS (IV.1) a (IV.7).- Evolución durante el período de registro (2/12/84 (11:00) / 3/12/84 (9:00)) en Bajamar, de las variables CAMPO ELECTRICO (IV.1), CAMPO ELECTRICO SUAVIZADO (IV.2), PRESION ATMOSFERICA (IV.3), TENSION DE VAPOR (IV.4), TEMPERATURA (IV.5), VELOCIDAD (IV.6) y DIRECCION DEL VIENTO (IV.7).

FIGURAS (IV.8) a (IV.14).- Idem para el período de registro (3/12/84 (18:00) / 4/12/84 (16:00)) en Izaña.

FIGURAS (IV.15) a (IV.21).- Idem para el período de registro (6/12/84 (10:00) / 7/12/84 (8:00)) en Bajamar.

FIGURA (IV.22).- Variación del campo eléctrico atmosférico con la altura sobre el nivel del mar.

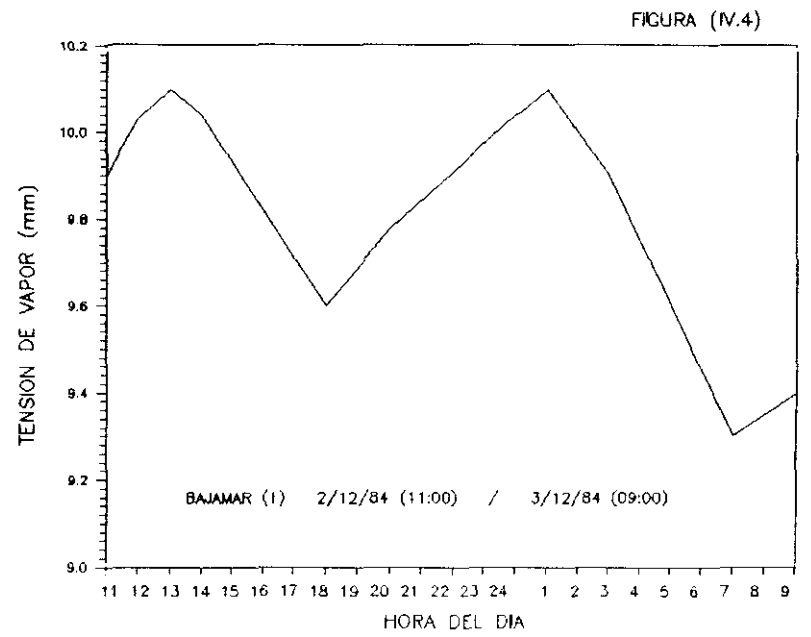
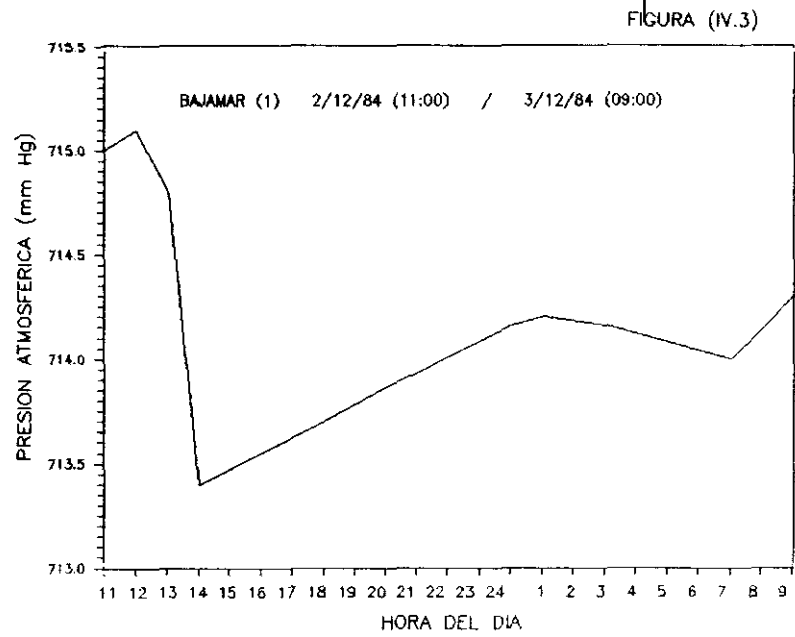
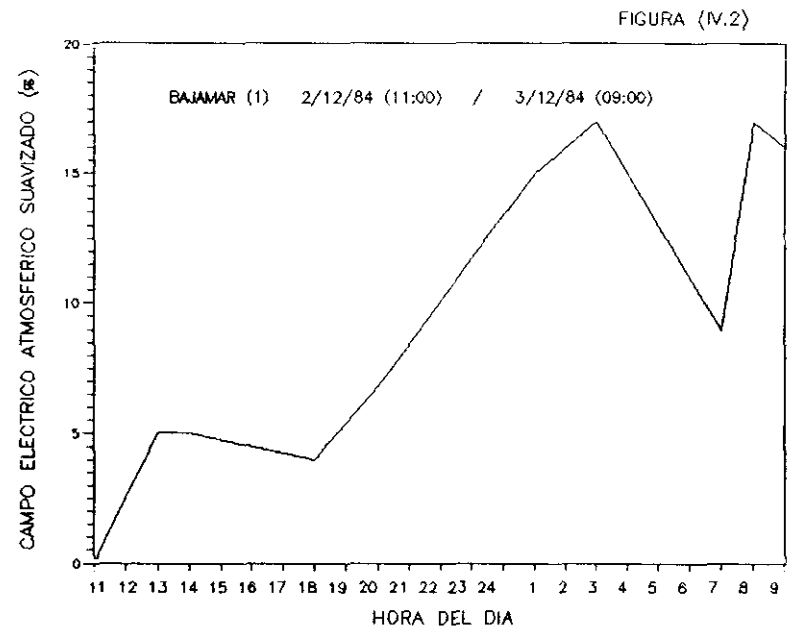
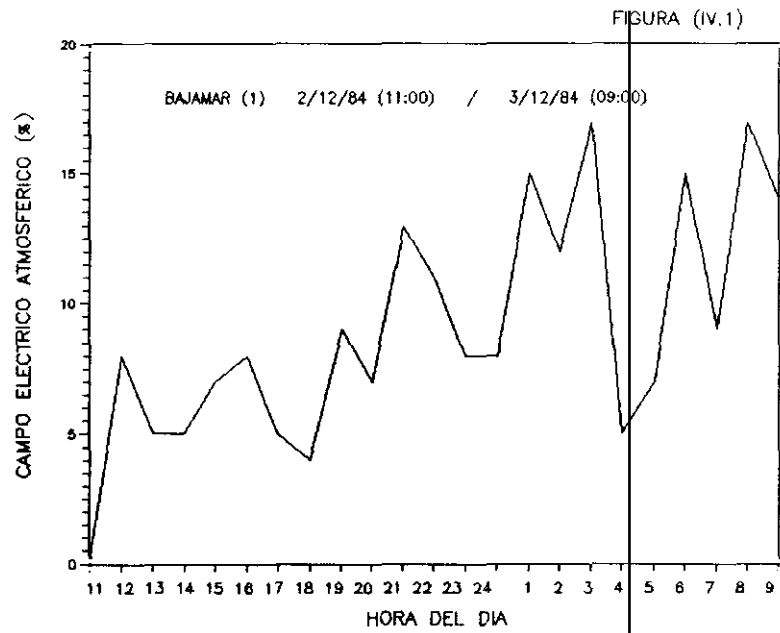


FIGURA (IV.5)

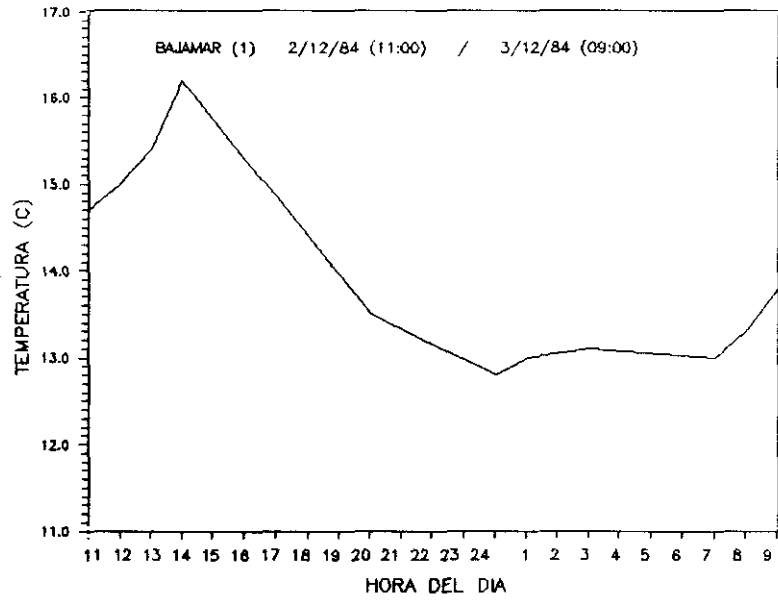


FIGURA (IV.6)

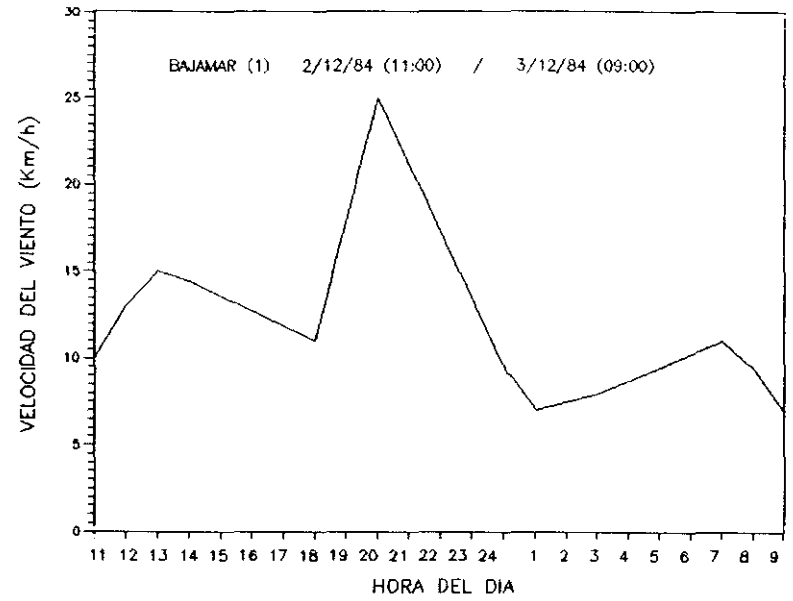


FIGURA (IV.7)

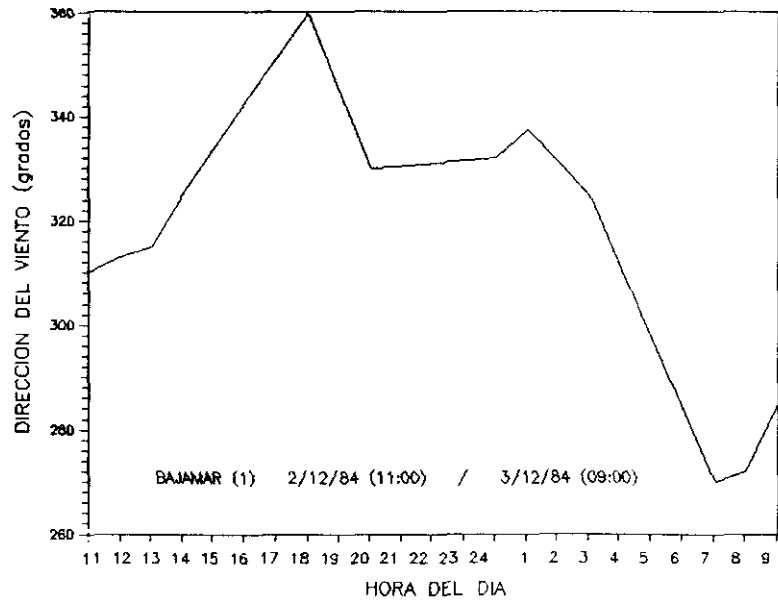


FIGURA (IV.8)

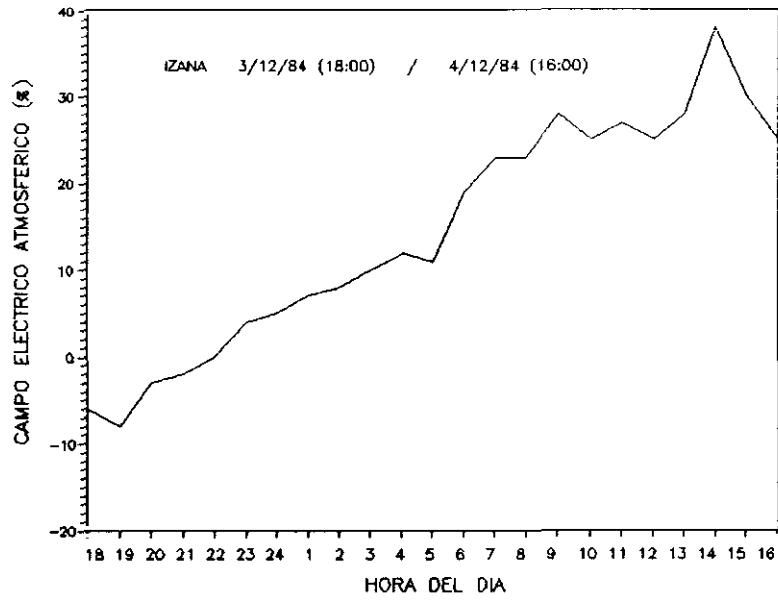


FIGURA (IV.9)

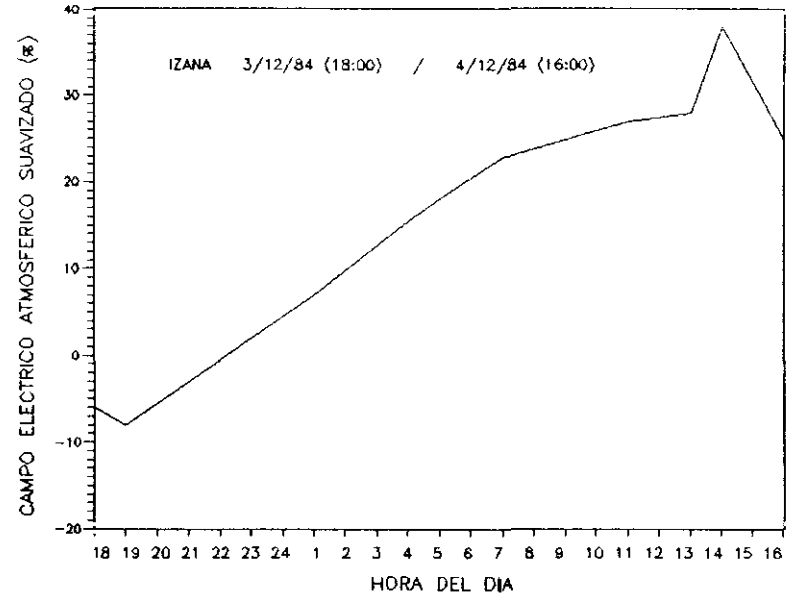


FIGURA (IV.10)

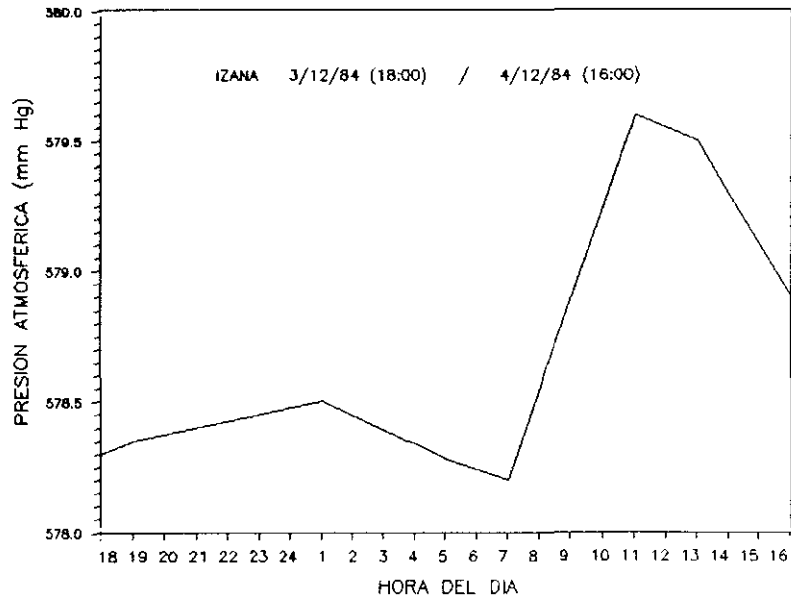


FIGURA (IV.11)

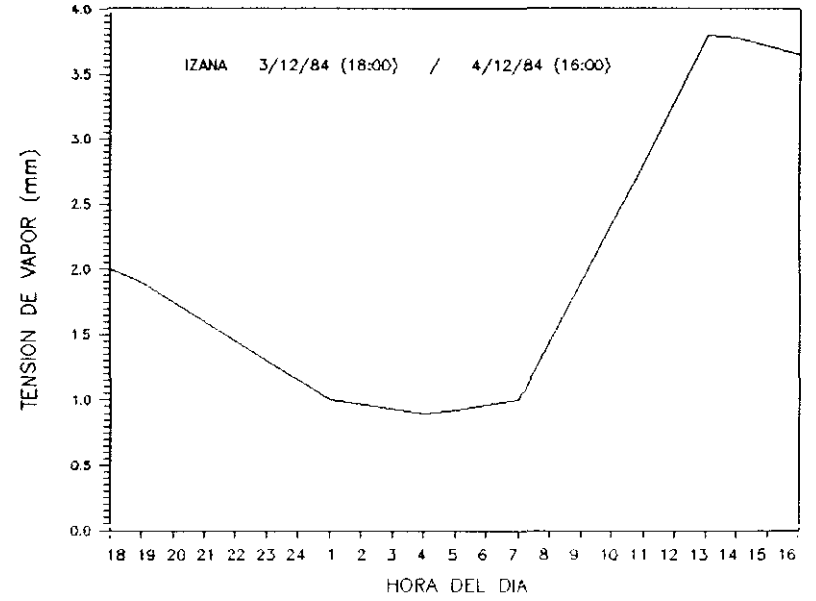


FIGURA (IV.12)

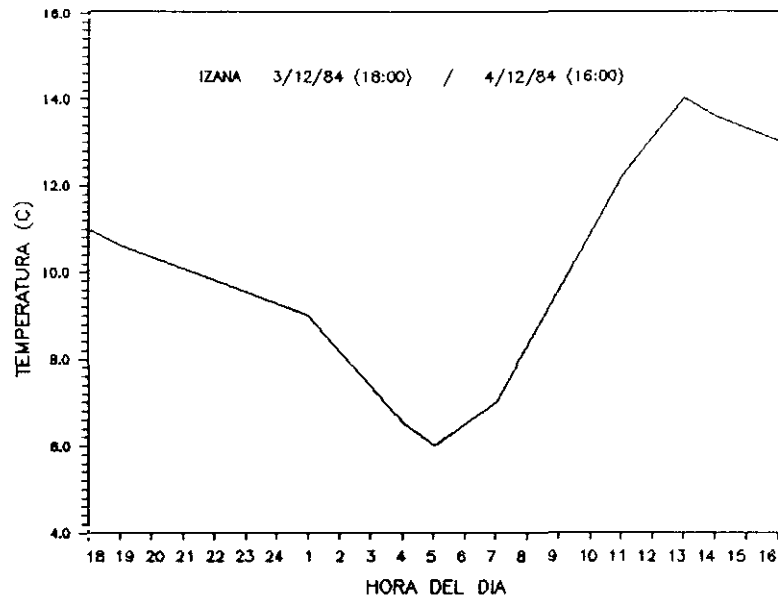


FIGURA (IV.13)

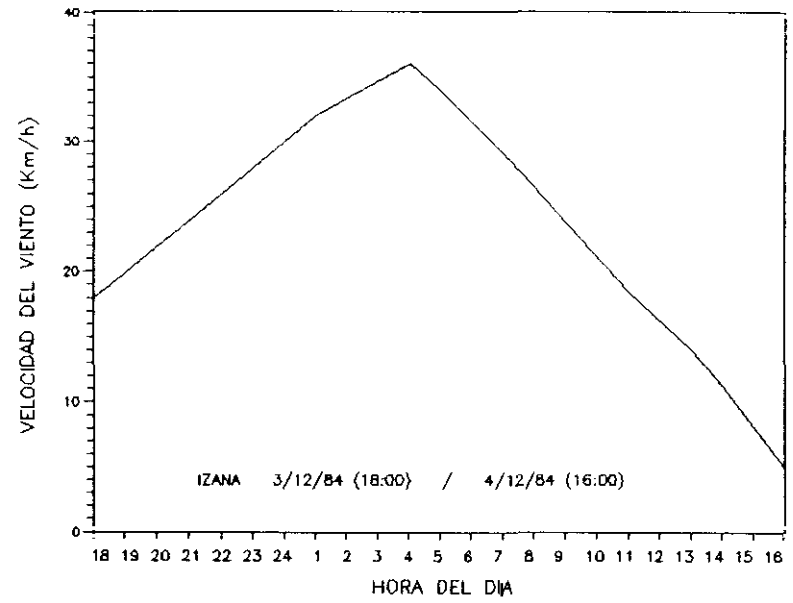


FIGURA (IV.14)

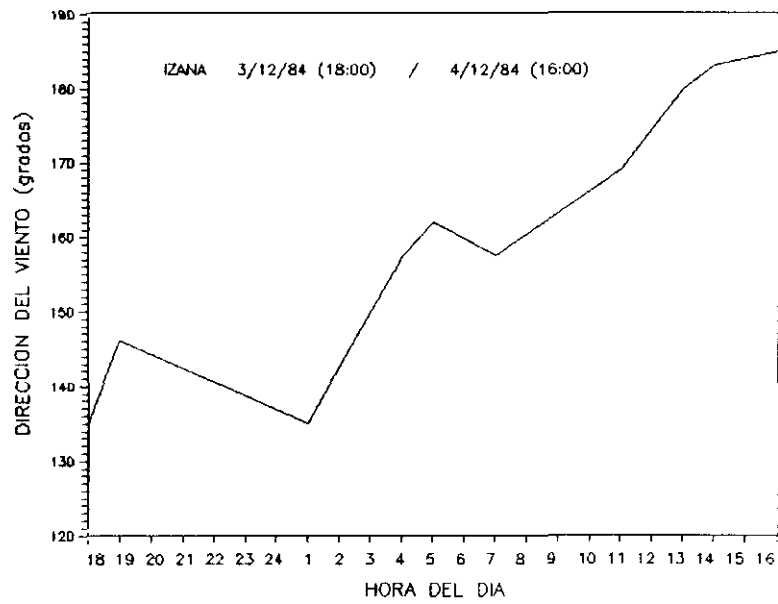


FIGURA (IV.15)

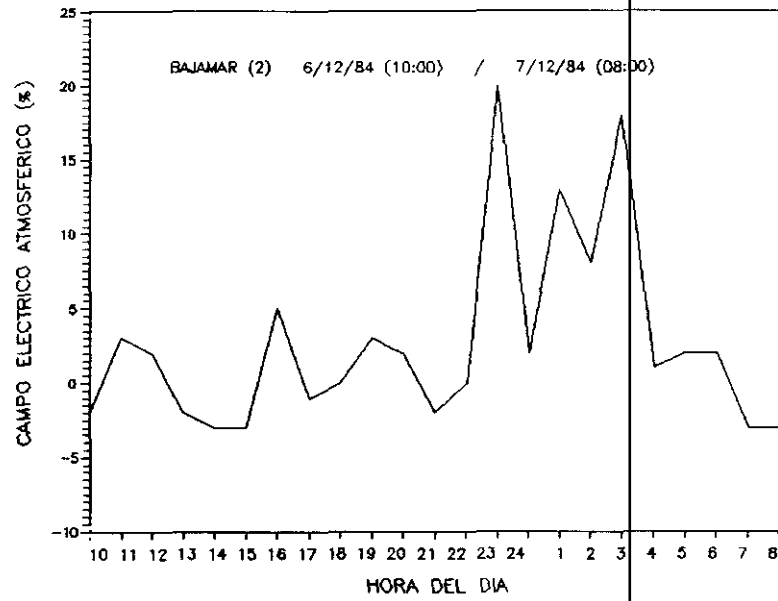


FIGURA (IV.16)

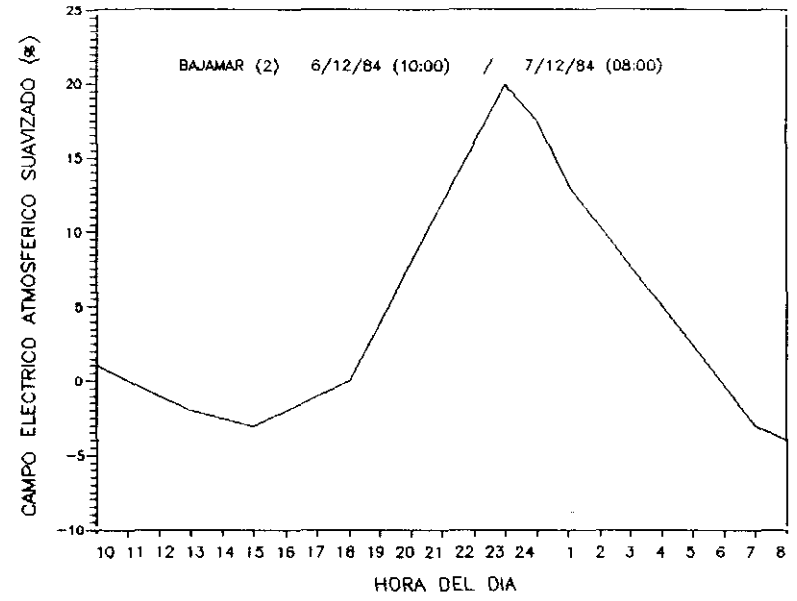


FIGURA (IV.17)

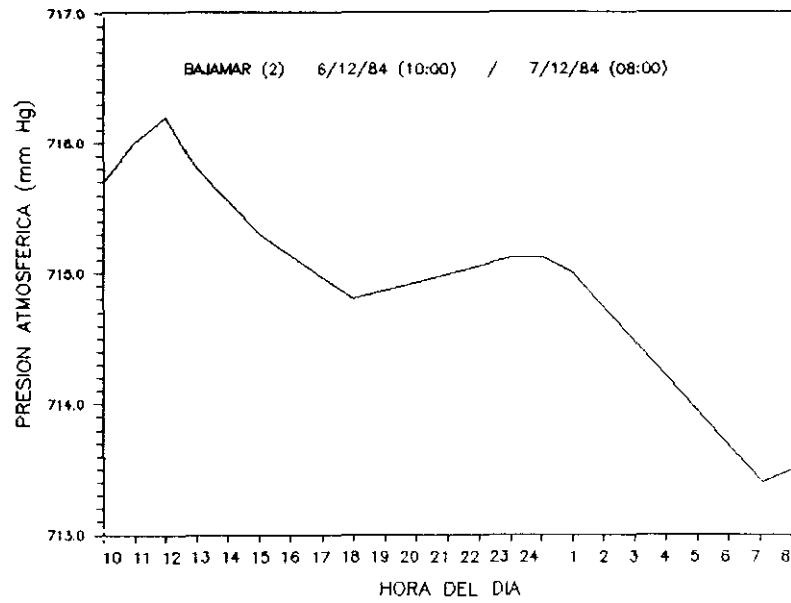


FIGURA (IV.18)

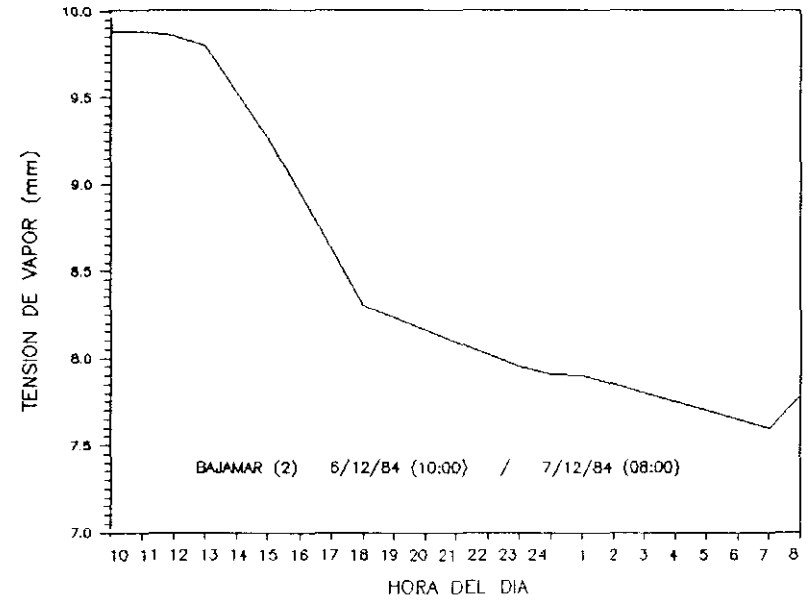


FIGURA (IV.19)

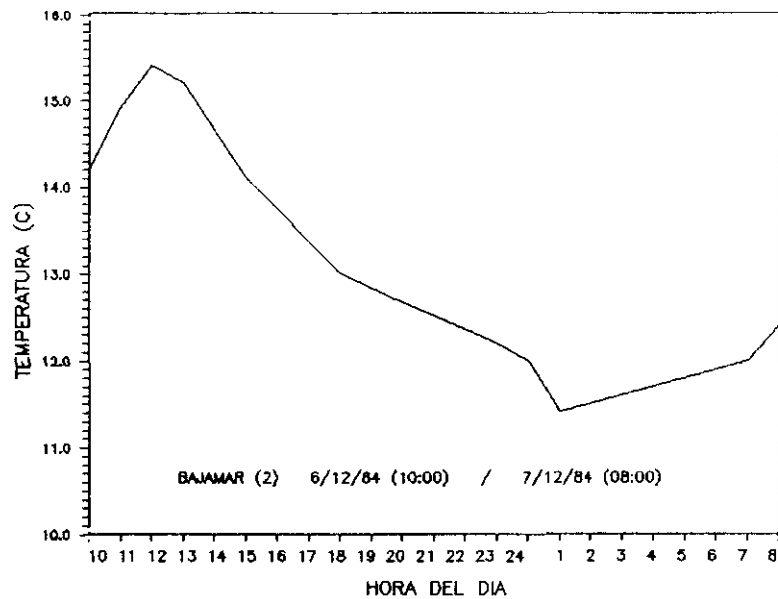


FIGURA (IV.20)

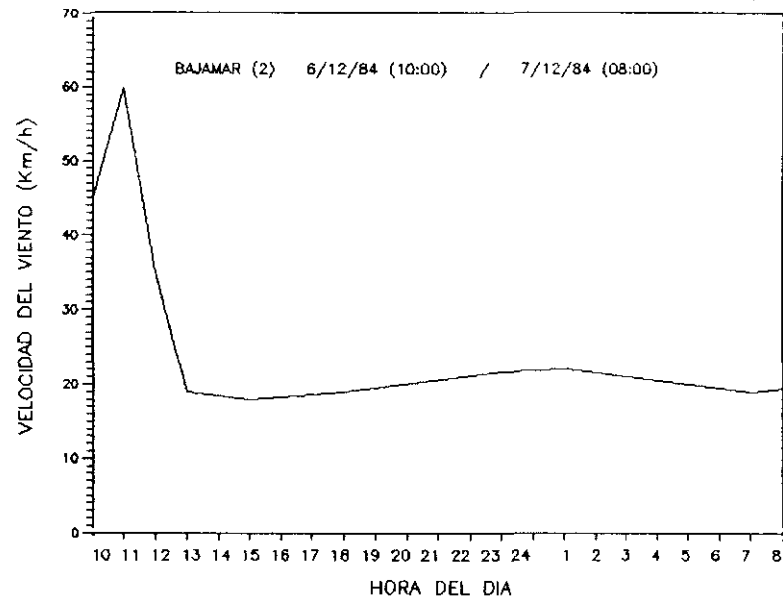


FIGURA (IV.21)

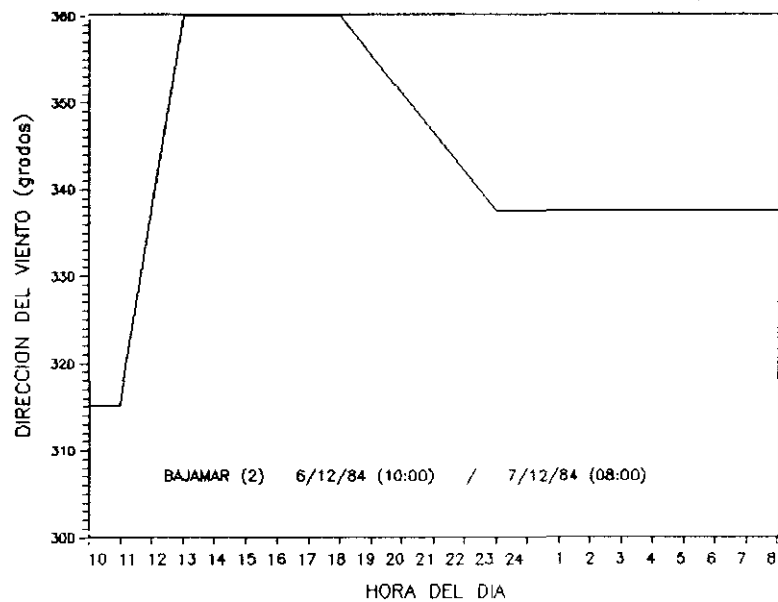
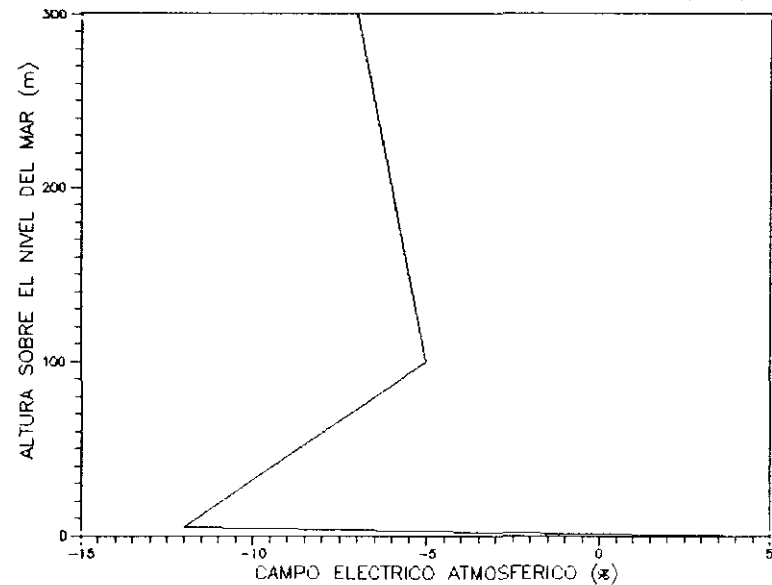


FIGURA (IV.22)



CAPITULO IV (IV.2)

FIGURA (IV.23).- Series temporales del campo eléctrico (elec240, en %), temperatura (temp240, en °C) y tensión de vapor (tens240, en mb).

FIGURA (IV.24).- Mapas sinópticos meteorológicos del día:

a) 22-6-86

b) 18-6-86

(Boletín Meteorológico Diario del I.N.M.).

FIGURA (IV.25).- Distribución estadística real de los datos de (a) temperatura, (b) tensión de vapor y (c) campo eléctrico, comparada con el ajuste a una distribución Gaussiana.

FIGURA (IV.26).- Densidad espectral normalizada de (a) temperatura, (b) tensión de vapor y (c) campo eléctrico.

FIGURA (IV.27).- Funciones de autocorrelación parcial (a) y simple (b), de la serie temporal de la temperatura. (c) Función de autocorrelación de los residuos del ajuste a un AR(3).

FIGURA (IV.28).- (a), (b) Igual que (FIG. IV.27), para la serie de temperatura diferenciada (∇_{24}). (c) Idem para la serie diferenciada de temperatura a partir del ajuste a un AR(2). (d) Series observada (—) y estimada (----) a través del modelo representado por la ecuación (IV.11).

FIGURA (IV.29).- (a), (b) Idem para serie de tensión de vapor. (c) Residuos del modelo AR(1). (d) Series observada (—) y estimada (---) a través del modelo dado por la ecuación (IV.12).

FIGURA (IV.30).- (a), (b) Idem para la serie de tensión de vapor diferenciada (∇_{12}).

FIGURA (IV.31).- (a), (b) Idem para la serie temporal del campo eléctrico. (c) Residuos del ajuste por un modelo AR(2). (d) Idem para la serie del campo eléctrico observado (—) y estimado (---) por la ecuación (IV.14).

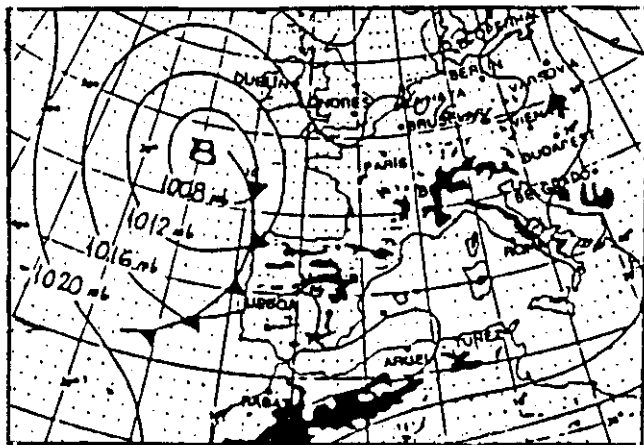
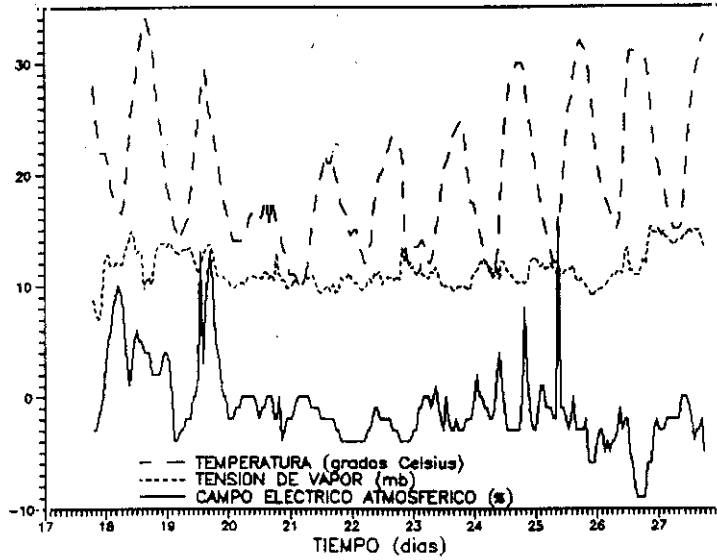
FIGURA (IV.32).- (a) Correlación canónica calculada a partir de la serie temporal de campo eléctrico. (b) Función de autocorrelación de los residuos del modelo espacio-estado de orden 1. (c) Serie temporal del campo eléctrico observada (—) y estimada (---) por el modelo representado las matrices (IV.17).

FIGURA (IV.33).- (a) Función de correlación canónica para la serie temporal del campo eléctrico, con la introducción de variables exógenas. (b) Función de autocorrelación de los residuos del ajuste por un modelo espacio-estado de primer orden con variables exógenas. (c) Serie temporal del campo eléctrico observado (—) y estimado (---) por el modelo dado por las matrices (IV.18).

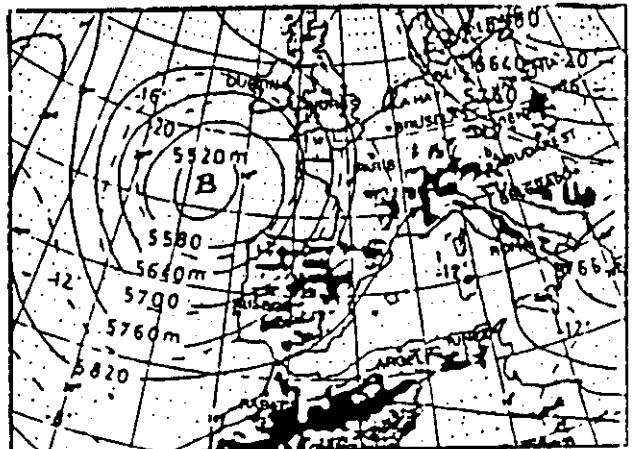
FIGURA (IV.34).- (a) Función de correlación canónica del vector de variables endógenas constituido por campo eléctrico, temperatura y tensión de vapor. (b), (c) y (d) Función de autocorrelación de los residuos resultantes del ajuste de las

series de campo eléctrico, tensión de vapor y temperatura por un modelo multivariante de cuarto orden. (e), (f) y (g) Series temporales observadas (—) y estimadas (----) de campo eléctrico, temperatura y tensión de vapor a partir del modelo multivariante representado por las matrices (IV.19).

FIGURA (IV.23)

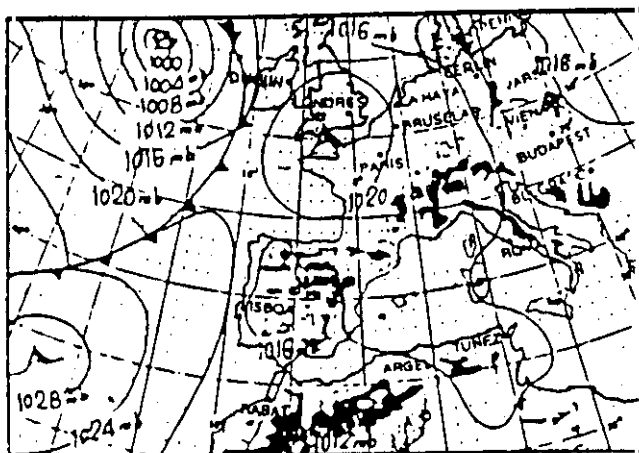


ANALISIS EN SUPERFICIE
 a 12 h (TMG)
 22/6/86

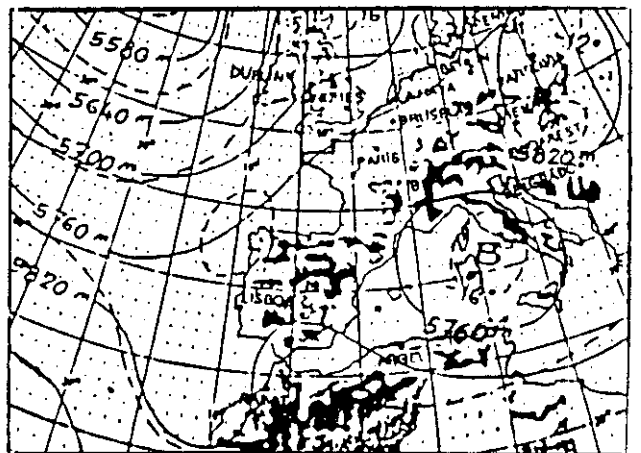


TOPOGRAFIA DE LA
 SUPERFICIE DE 500 hPa
 a 12 h (TMG)
 22/6/86

A



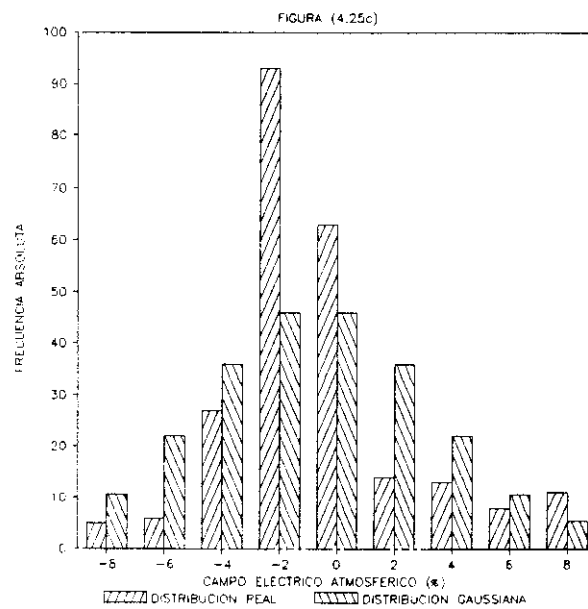
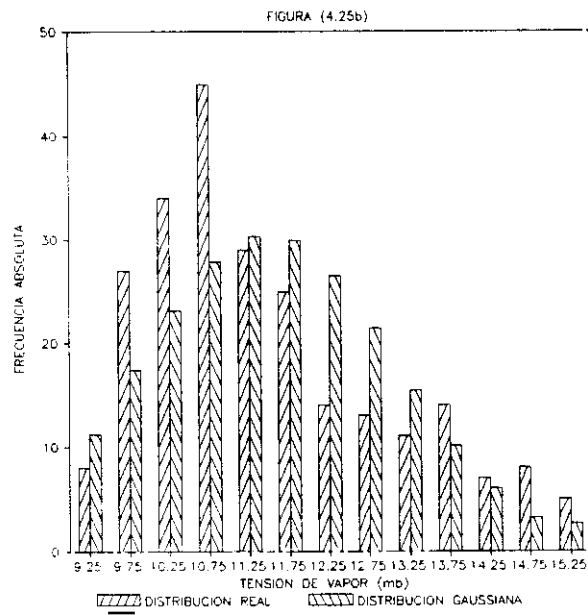
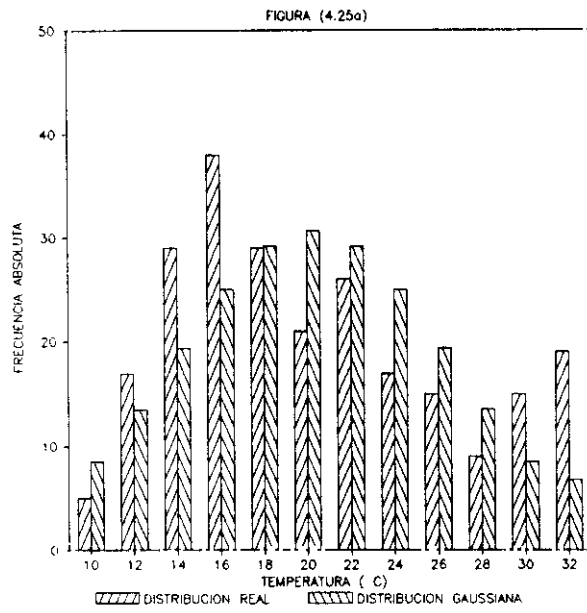
ANALISIS EN SUPERFICIE
 a 12 h (TMG)
 18/6/86



TOPOGRAFIA DE LA
 SUPERFICIE DE 500 hPa
 a 12 h (TMG)
 18/6/86

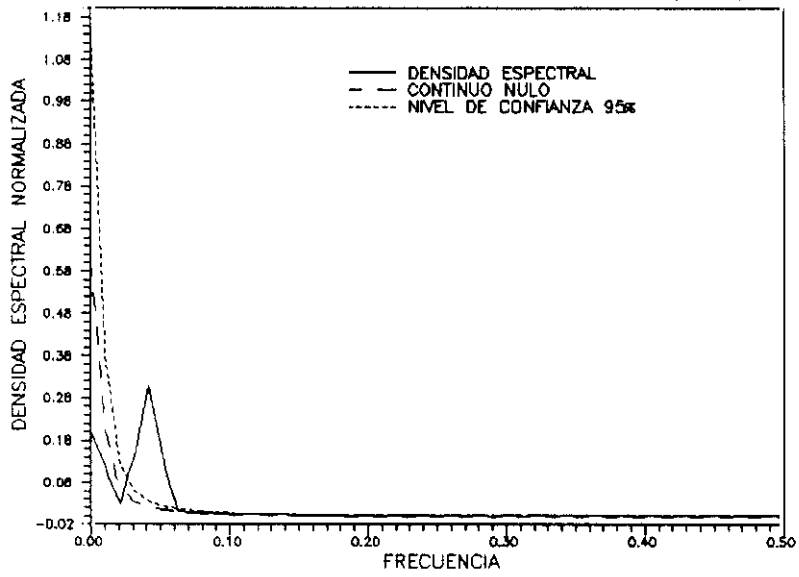
B

FIGURA(IV.24)



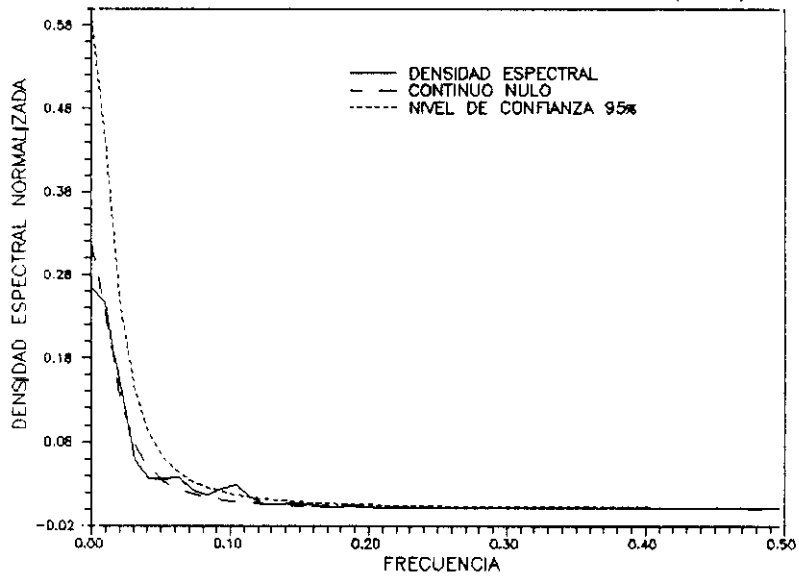
ESPECTRO DE TEMPERATURA

FIGURA (IV.26a)



ESPECTRO DE TENSION DE VAPOR

FIGURA (IV.26b)



ESPECTRO DE CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO

FIGURA (IV.26c)

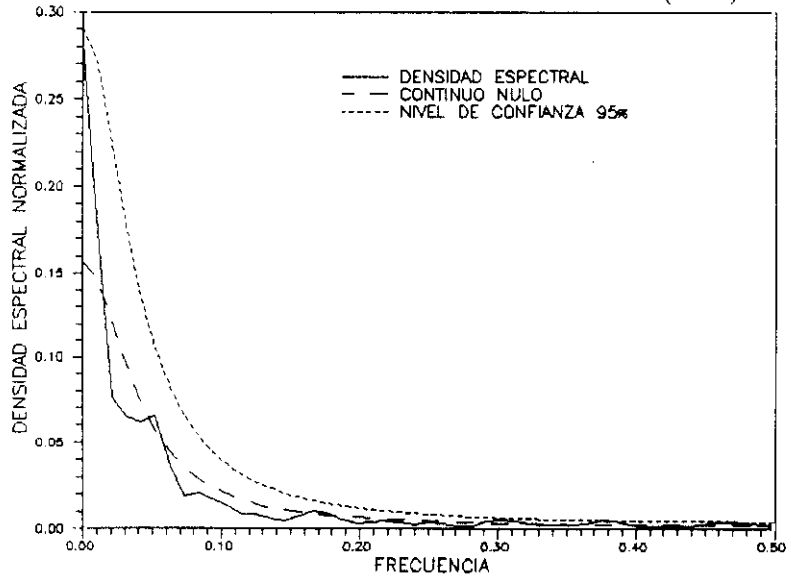
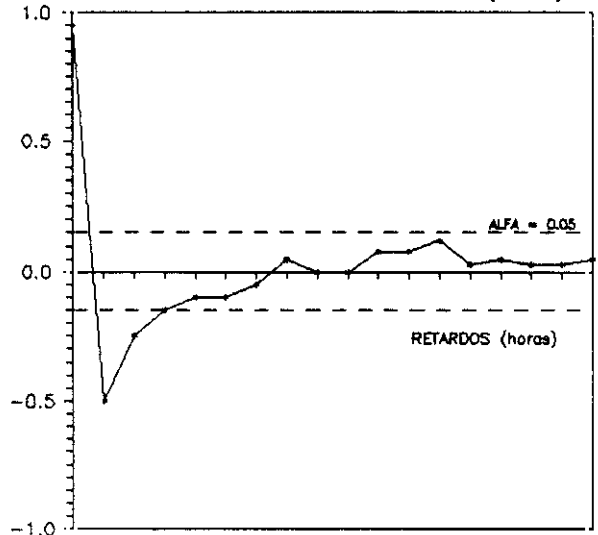
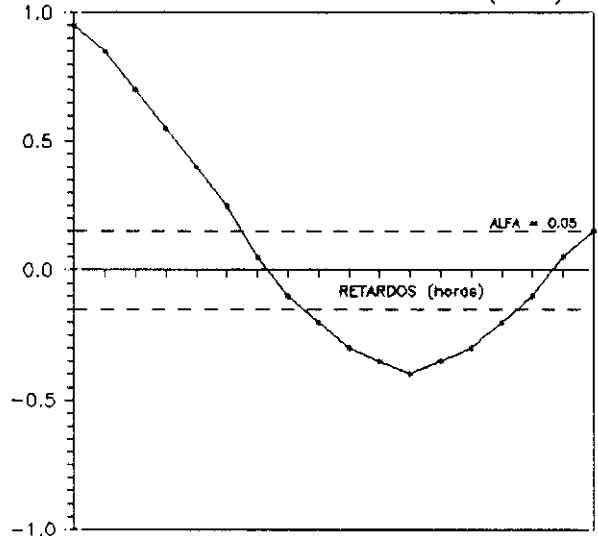


FIGURA (IV.27a)



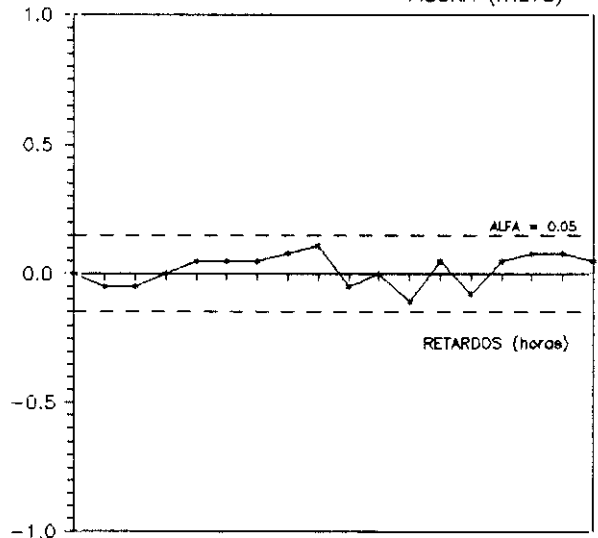
FUNCION DE AUTOCORRELACION PARCIAL

FIGURA (IV.27b)



FUNCION DE AUTOCORRELACION SIMPLE

FIGURA (IV.27c)



FUNCION DE AUTOCORRELACION DE LOS RESIDUOS

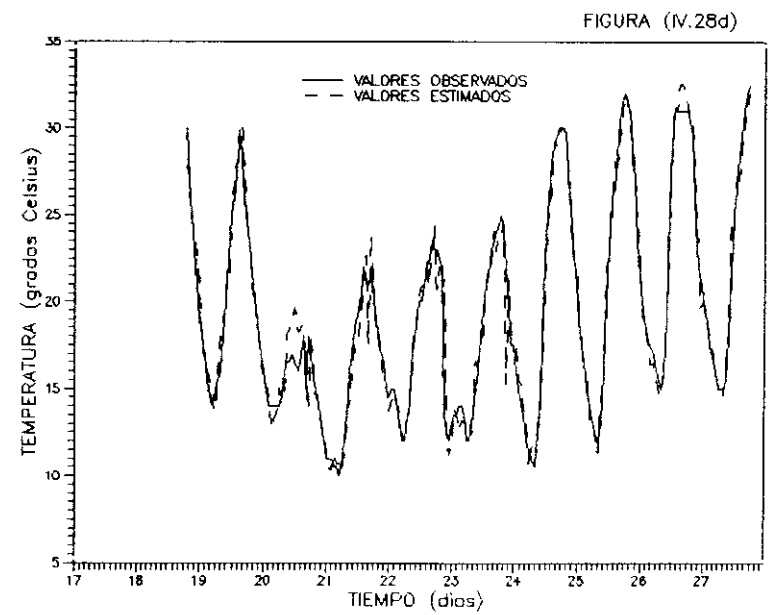
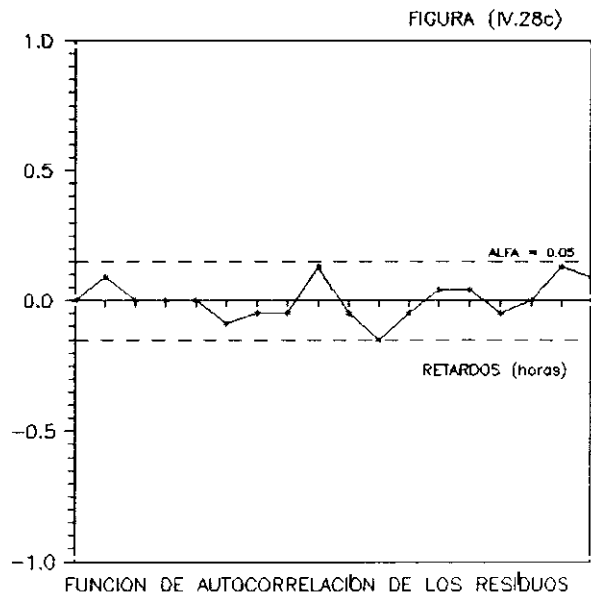
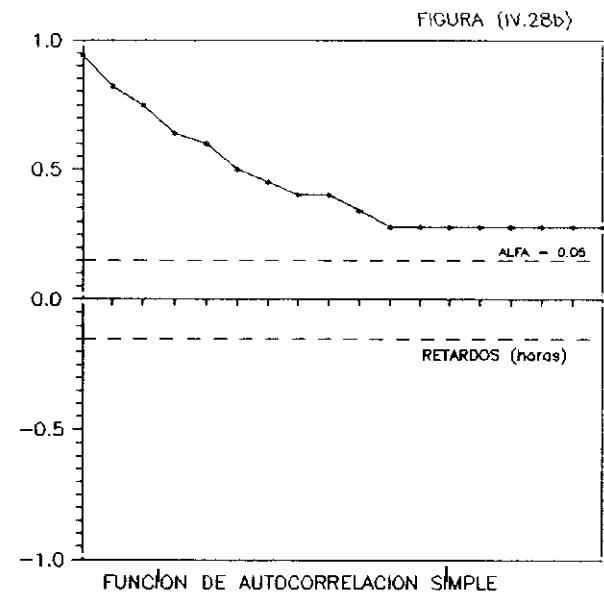
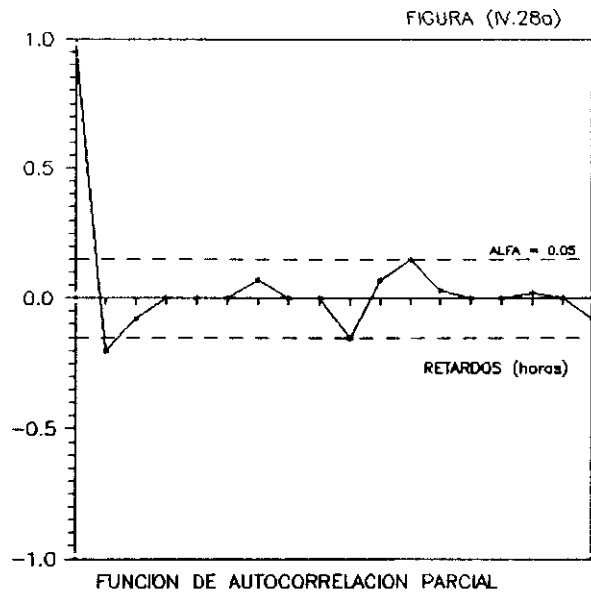


FIGURA (IV.29a)

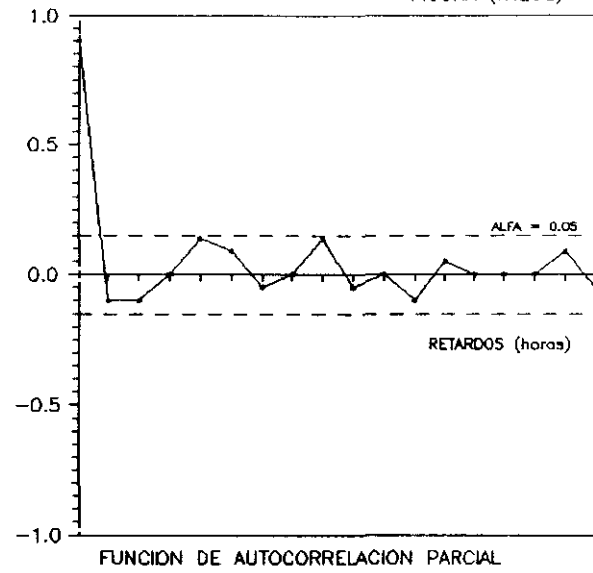


FIGURA (IV.29b)

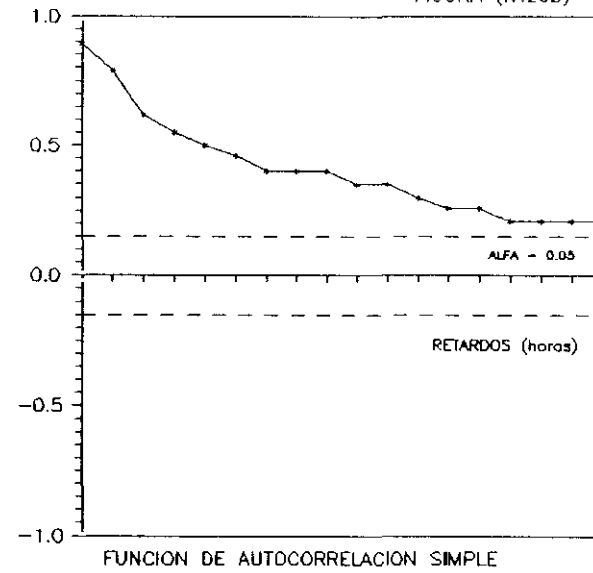


FIGURA (IV.29c)

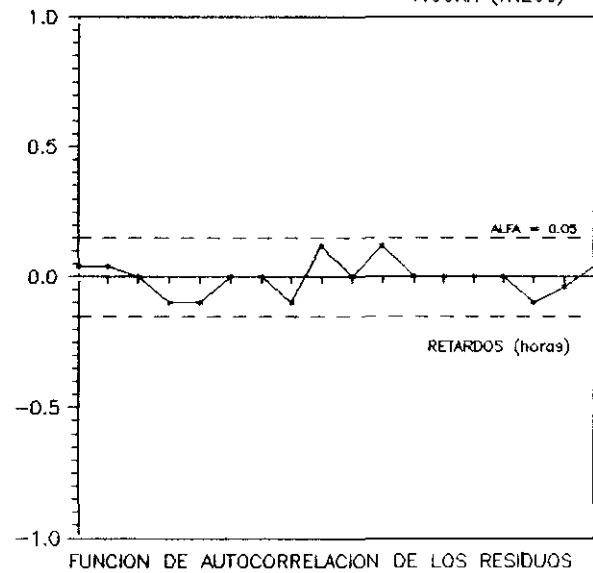
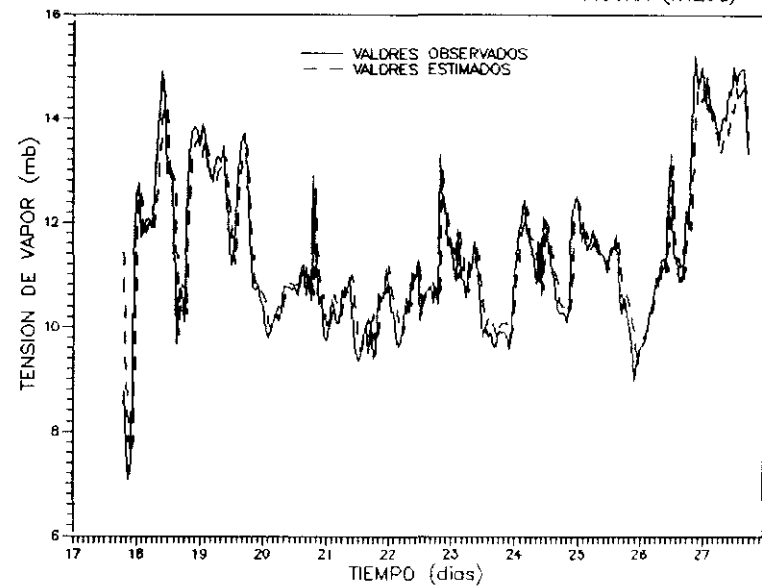
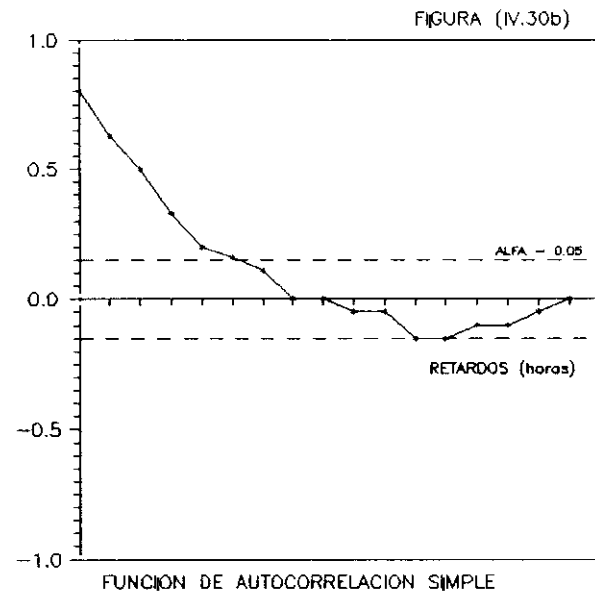
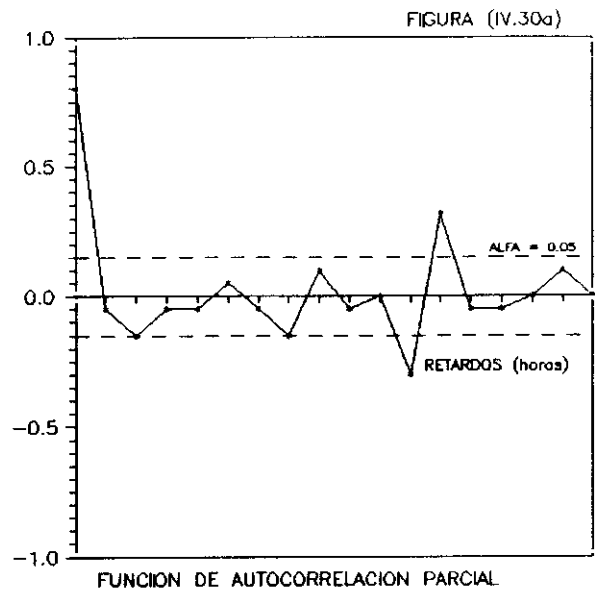


FIGURA (IV.29d)





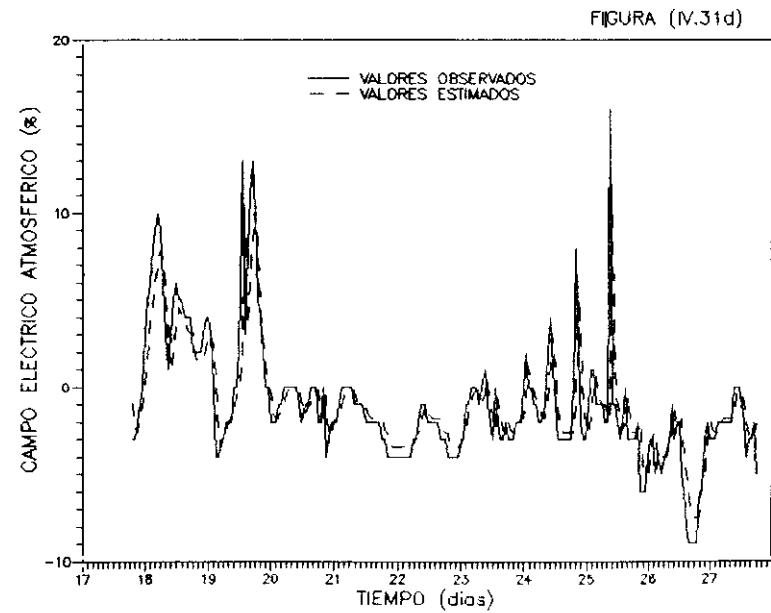
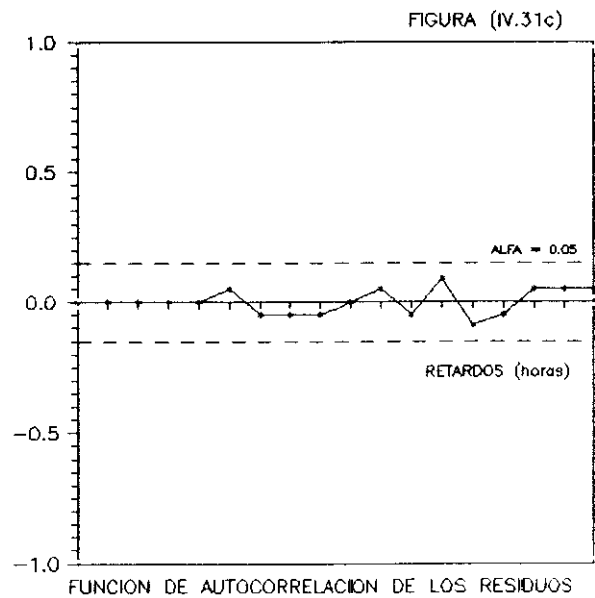
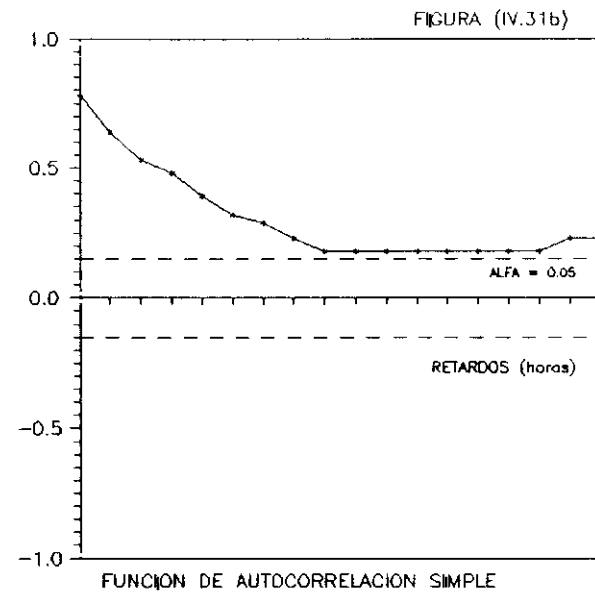
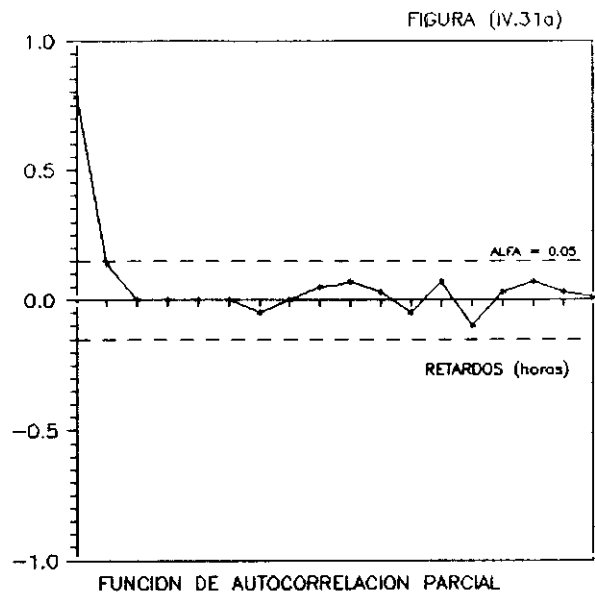


FIGURA (IV.32a)

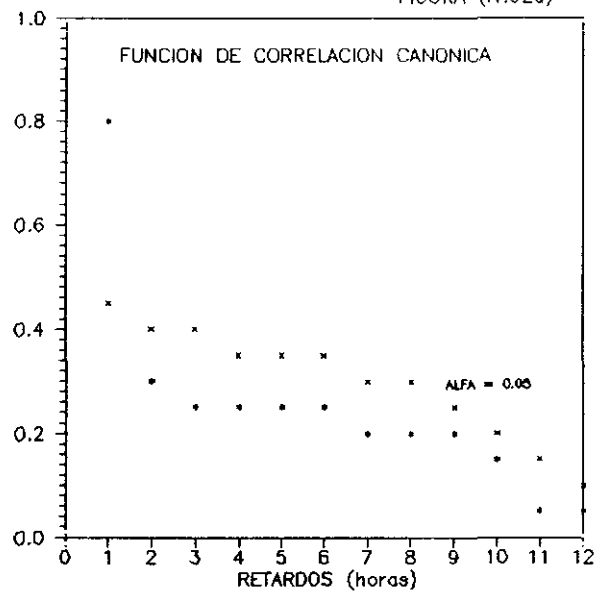


FIGURA (IV.32b)

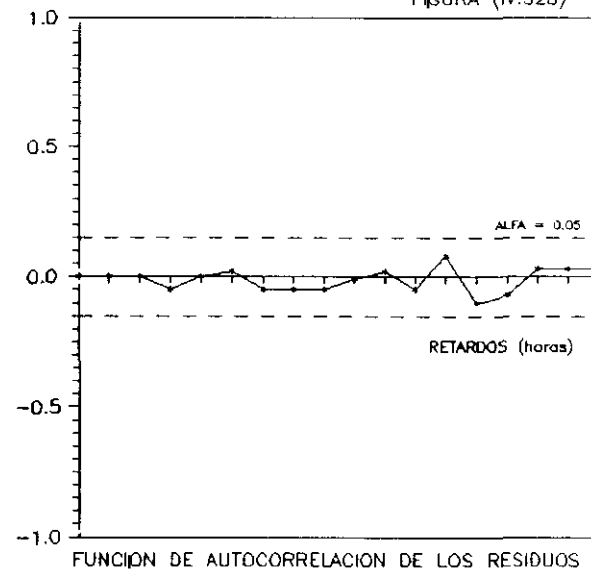


FIGURA (IV.32c)

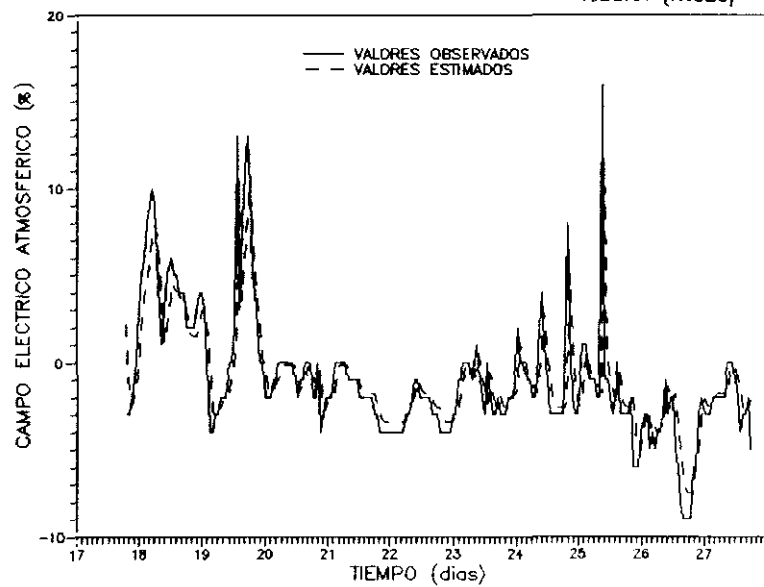


FIGURA (IV.33a)

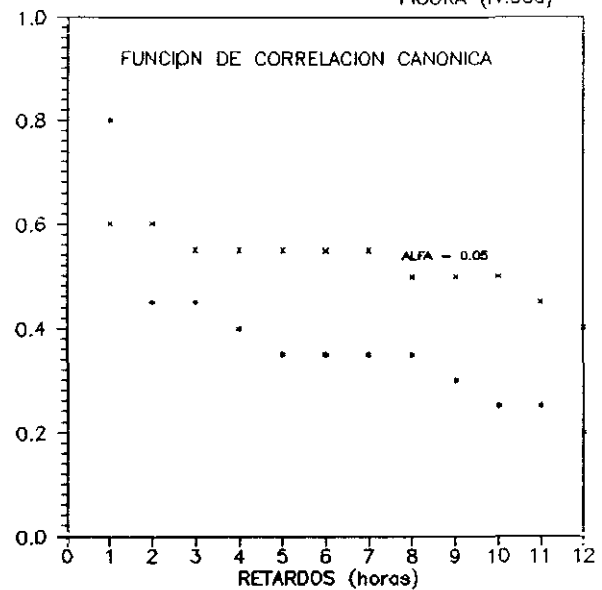


FIGURA (IV.33b)

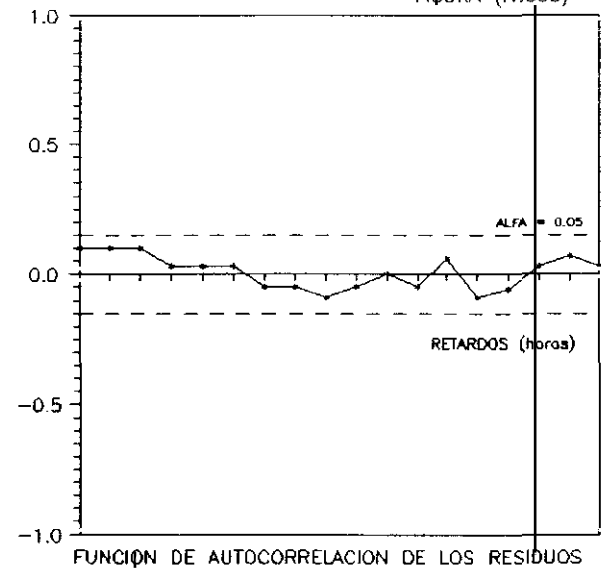


FIGURA (IV.33c)

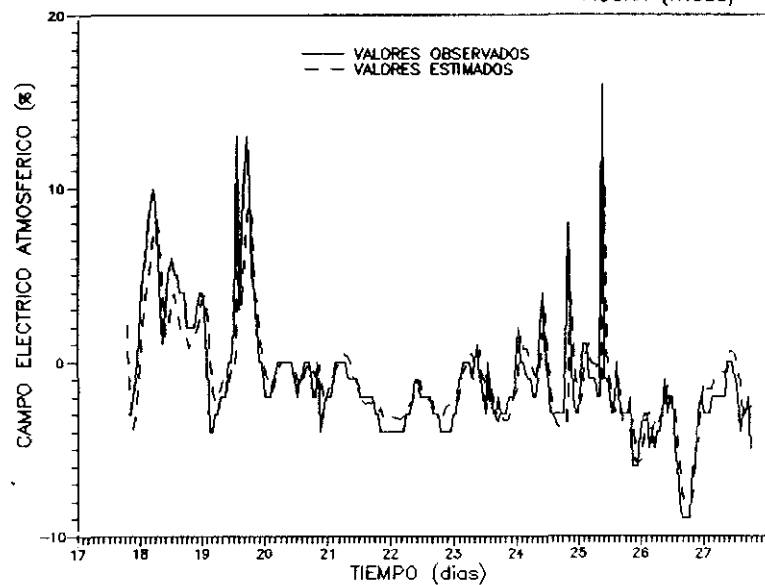


FIGURA (IV.34a)

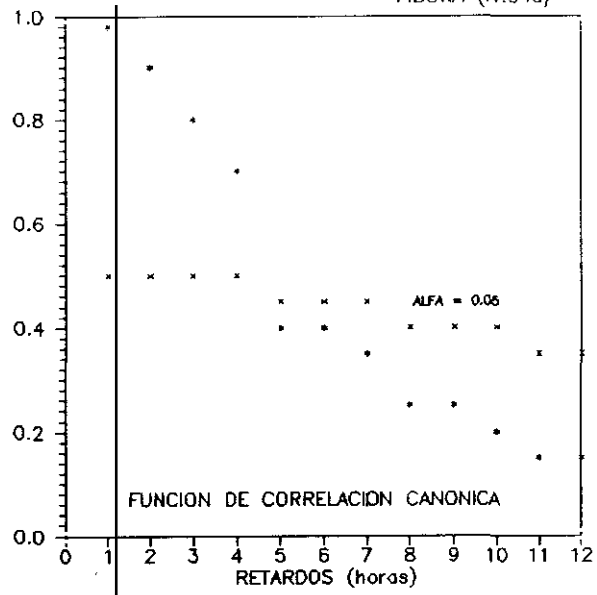


FIGURA (IV.34b)

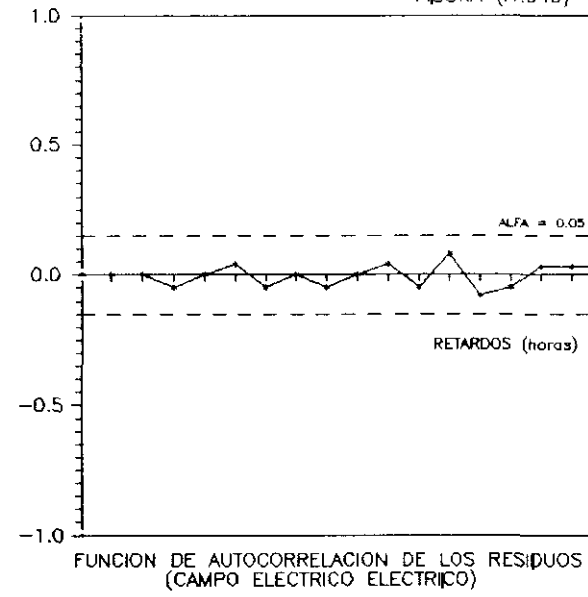


FIGURA (IV.34c)

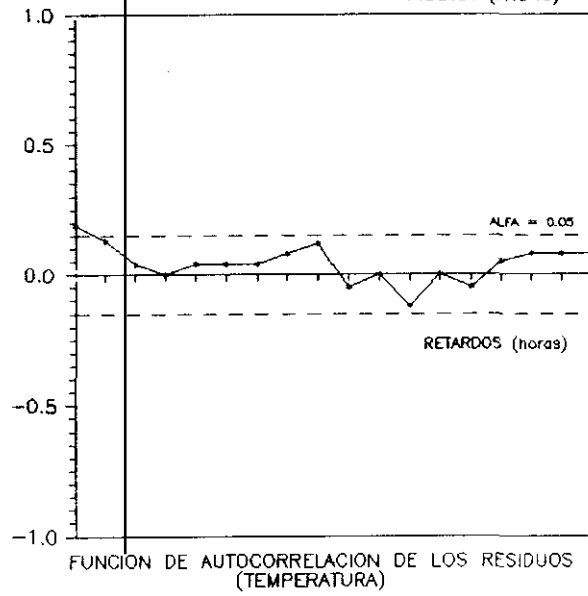


FIGURA (IV.34d)

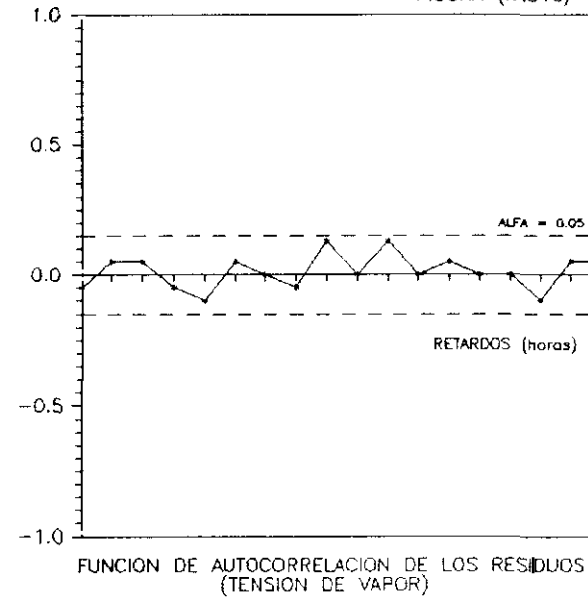


FIGURA (IV.34e)

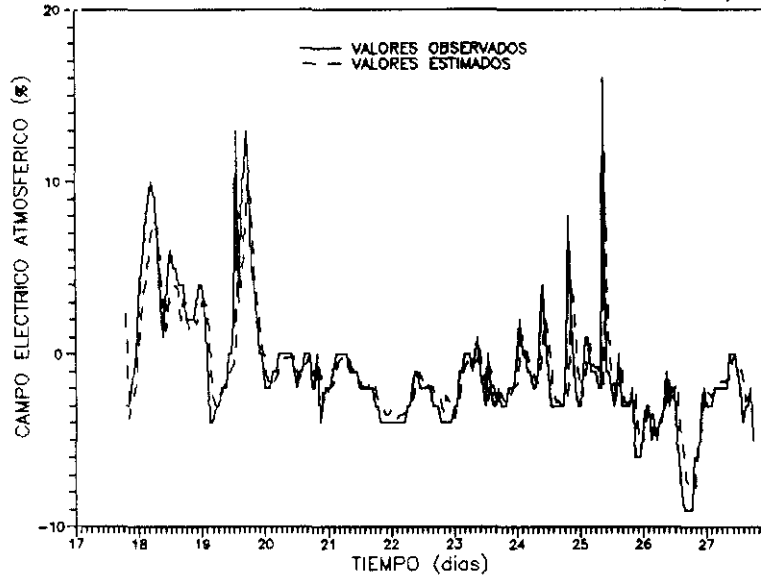


FIGURA (IV.34f)

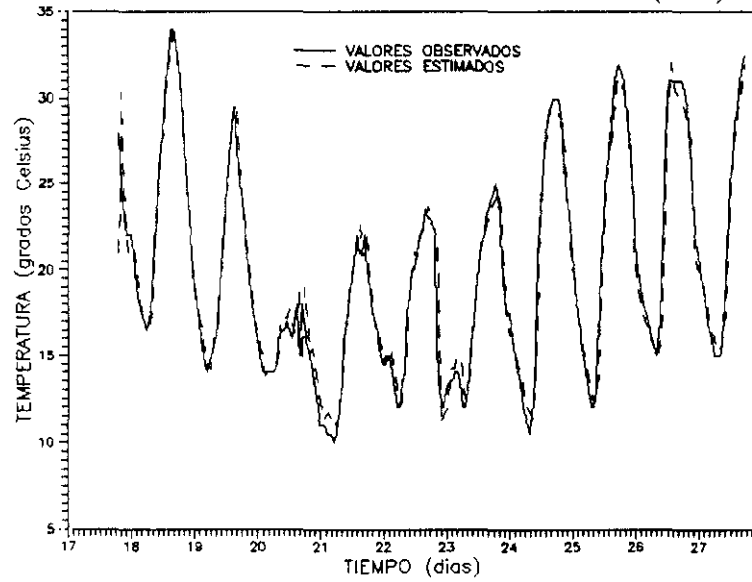
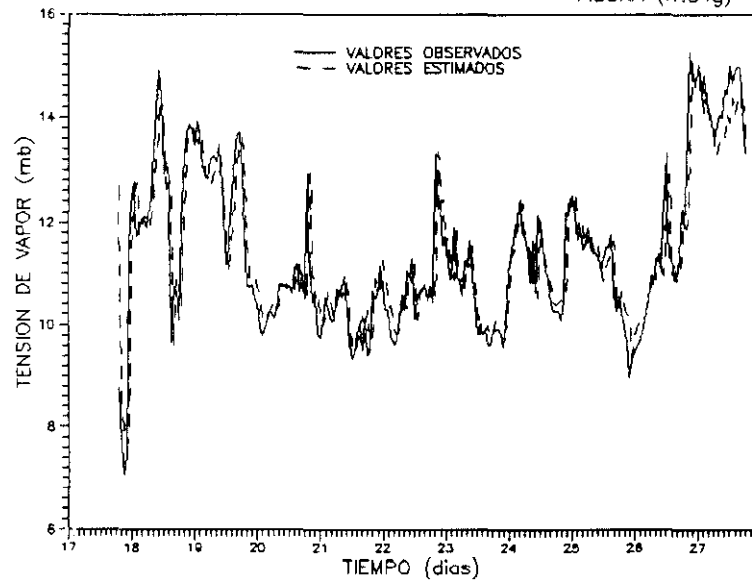


FIGURA (IV.34g)



CAPITULO IV (IV.3)

FIGURAS (IV.35) a (IV.48).- Evolución desde 1911 a 1934 de los valores mensuales de las variables seleccionadas, registradas en el Observatorio del Ebro: CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO DE BUEN TIEMPO MEDIO (IV.35), COEFICIENTE DIRECCIONAL MEDIO DEL VIENTO (IV.36), RECORRIDO DIARIO MEDIO DEL VIENTO (IV.37), TEMPERATURA MEDIA (IV.38), OSCILACION MEDIA DE TEMPERATURA (IV.39), OSCILACION ABSOLUTA DE TEMPERATURA (IV.40), PRESION MEDIA (IV.41), OSCILACION DE PRESION (IV.42), TENSION DE VAPOR MEDIA (IV.43), EVAPORACION MEDIA (IV.44), INSOLACION (horas de Sol) (IV.45), PRECIPITACION ACUMULADA (IV.46), NUBOSIDAD MEDIA (IV.47) y CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL MEDIA (IV.48).

FIGURAS (IV.49) a (IV.62).- Función de frecuencia acumulada para cada una de las variables seleccionadas (CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, COEFICIENTE DIRECCIONAL DEL VIENTO, EVAPORACION, INSOLACION, NUBOSIDAD, PRESION, CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO, OSCILACION DE PRESION, PRECIPITACION ACUMULADA, RECORRIDO DEL VIENTO, TENSION DE VAPOR, TEMPERATURA, OSCILACION ABSOLUTA DE TEMPERATURA y OSCILACION MEDIA DE TEMPERATURA) (——), comparada con la correspondiente a una distribución normal (— —), y con los límites de significación ($\alpha = 0.05$) dados por la D del test de Kolmogorov-Smirnov (-----).

FIGURAS (IV.63) a (IV.68).- Distribución de frecuencias absolutas para las variables que no se ajustan a la distribución normal: CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, COEFICIENTE DIRECCIONAL DEL VIENTO,

PRECIPITACION ACUMULADA, RECORRIDO DEL VIENTO, TENSION DE VAPOR y TEMPERATURA.

FIGURAS (IV.69) a (IV.82).- Densidad espectral normalizada para cada una de las variables seleccionadas (en el mismo orden que en las figuras (IV.49) a (IV.62)).

FIGURAS (IV.83) a (IV.85).- Test de Mann para las series temporales de las variables CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, CAMPO ELECTRICO y RECORRIDO DEL VIENTO.

FIGURAS (IV.86) a (IV.88).- Ajuste lineal de la tendencia de CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, CAMPO ELECTRICO y RECORRIDO DEL VIENTO.

FIGURAS (IV.89) a (IV.90).- Ajuste cuadrático de la tendencia de CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL y CAMPO ELECTRICO.

FIGURAS (IV.91) a (IV.103).- Coherencia espectral al cuadrado (—) y niveles de confianza del 95 (.....), 99 (- - -) y 99.9 % (— — —), obtenida para el análisis cross-espectral realizado entre el campo eléctrico y las variables CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, COEFICIENTE DIRECCIONAL DEL VIENTO, EVAPORACION, INSOLACION, NUBOSIDAD, PRESION, OSCILACION DE PRESION, PRECIPITACION ACUMULADA, RECORRIDO DEL VIENTO, TENSION DE VAPOR, TEMPERATURA, OSCILACION ABSOLUTA DE TEMPERATURA y OSCILACION MEDIA DE TEMPERATURA.

FIGURA (IV.104).- (a) Función de autocorrelación parcial. (b) Función de autocorrelación simple. (c) Función de autocorrelación de los residuos. (d) Valores observados (—) y estimados (- - -) del CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO. (e) Residuos del ajuste para el ARMA(3,3) obtenido para la modelización de la serie bruta del CAMPO ELECTRICO a través de la Metodología Box-Jenkins.

FIGURA (IV.105).- Representación del ciclo anual de la serie del CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO eliminada la tendencia, supuesta ésta lineal (—) y supuesta cuadrática (- - -).

FIGURA (IV.106).- Idem que en la figura (IV.104), para el AR(2) obtenido para los residuos resultantes de eliminar el ciclo anual y la tendencia lineal del CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO.

FIGURA (IV.107).- Idem que en la figura (IV.106), supuesta la tendencia del CAMPO ELECTRICO cuadrática.

FIGURAS (IV.108) a (IV.116).- Representación de las diadas constituidas por variable seleccionada (CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, COEFICIENTE DIRECCIONAL DEL VIENTO, EVAPORACION, INSOLACION, NUBOSIDAD, OSCILACION DE PRESION, TENSION DE VAPOR, TEMPERATURA y OSCILACION MEDIA DE TEMPERATURA) y CAMPO ELECTRICO, y ajuste de la nube de puntos a un polinomio.

FIGURAS (IV.117) a (IV.125).- (a) Función de correlación canónica. (b) Función de autocorrelación de los residuos. (c) Valores observados (—) y estimados (- - -) del CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO. (d) Residuos del ajuste para el modelo espacio-estado

con una variable exógena (CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, COEFICIENTE DIRECCIONAL DEL VIENTO, EVAPORACION, INSOLACION, NUBOSIDAD, OSCILACION DE PRESION, TENSION DE VAPOR, TEMPERATURA y OSCILACION MEDIA DE TEMPERATURA) del CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO.

FIGURA (IV.126).- Idem que en las figuras (IV.117) a (IV.125) para el modelo espacio-estado con varias variables exógenas (CORRIENTE ELECTRICA VERTICAL, TENSION DE VAPOR, TEMPERATURA MEDIA y COEFICIENTE DIRECCIONAL DEL VIENTO) del CAMPO ELECTRICO ATMOSFERICO.

FIGURA (IV.35)

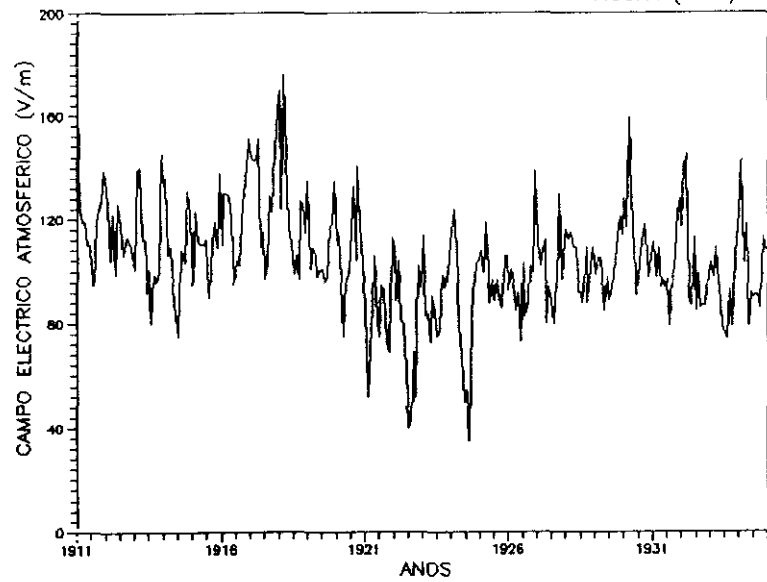


FIGURA (IV.36)

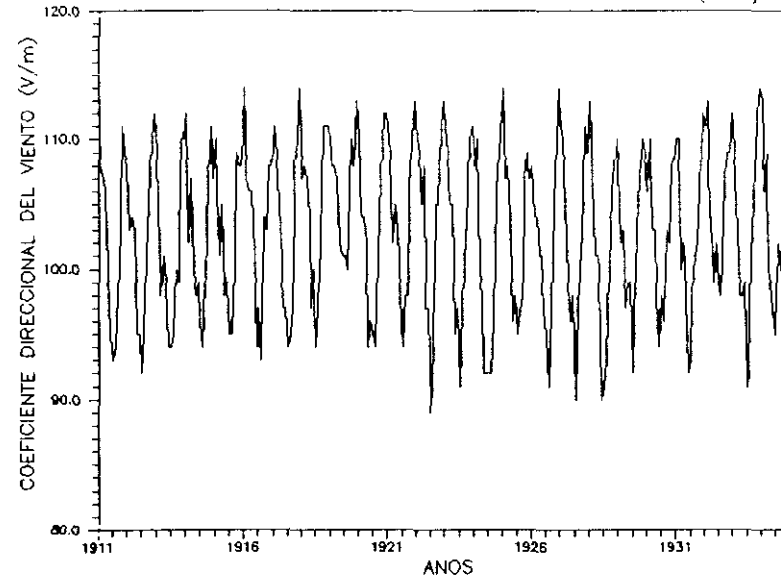


FIGURA (IV.37)

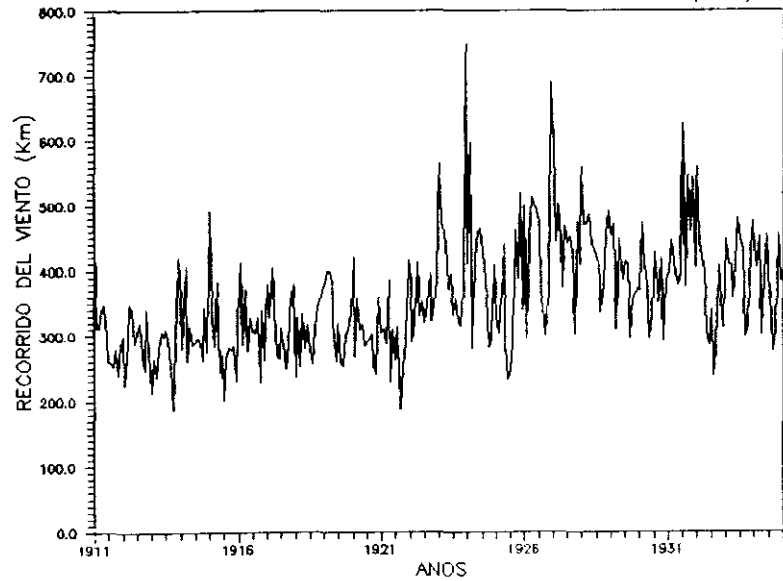


FIGURA (IV.38)

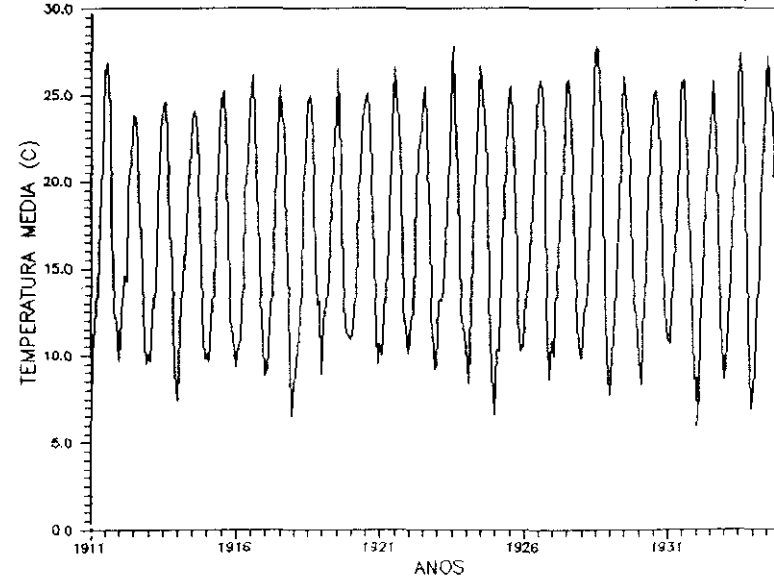


FIGURA (IV.39)

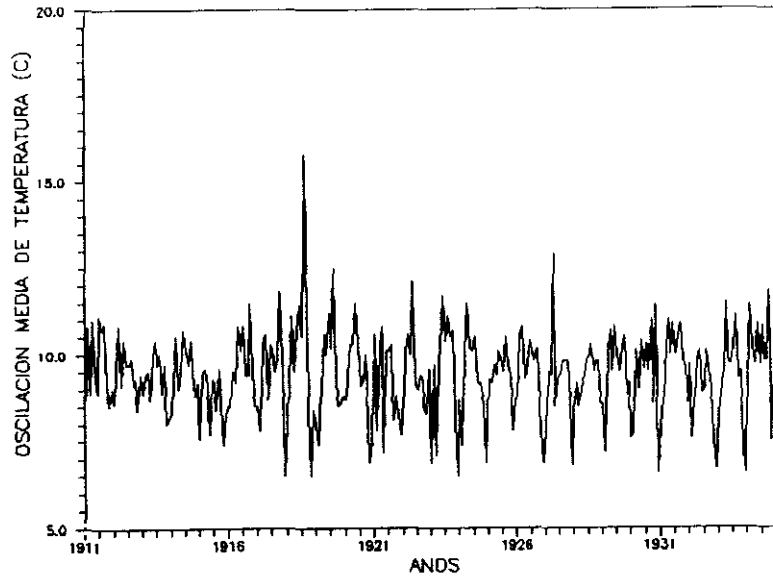


FIGURA (IV.40)

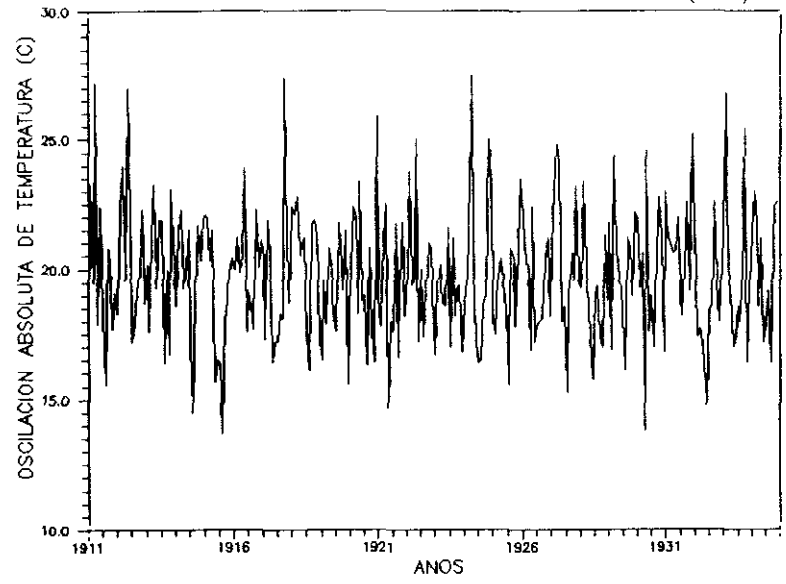


FIGURA (IV.41)

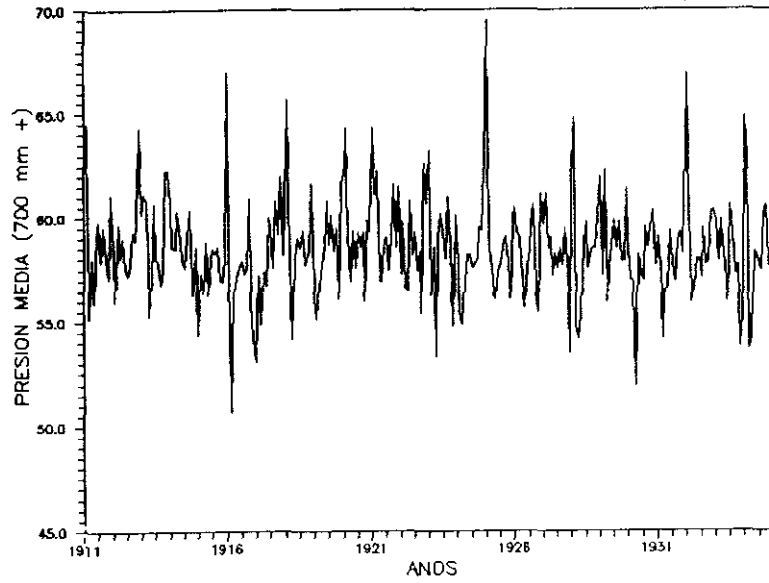


FIGURA (IV.42)

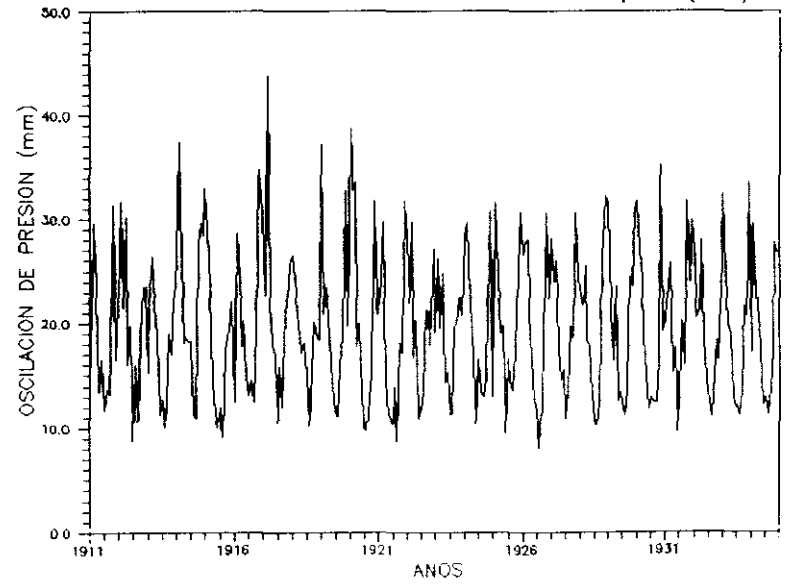


FIGURA (IV.43)

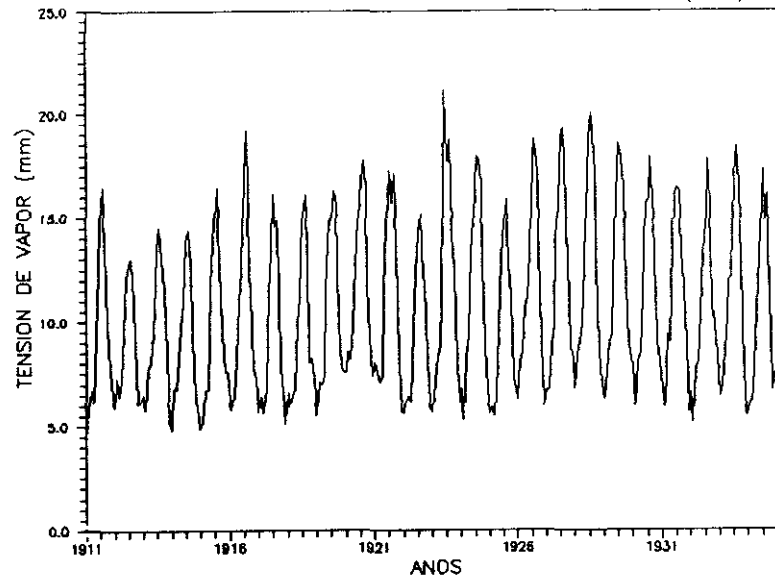


FIGURA (IV.44)

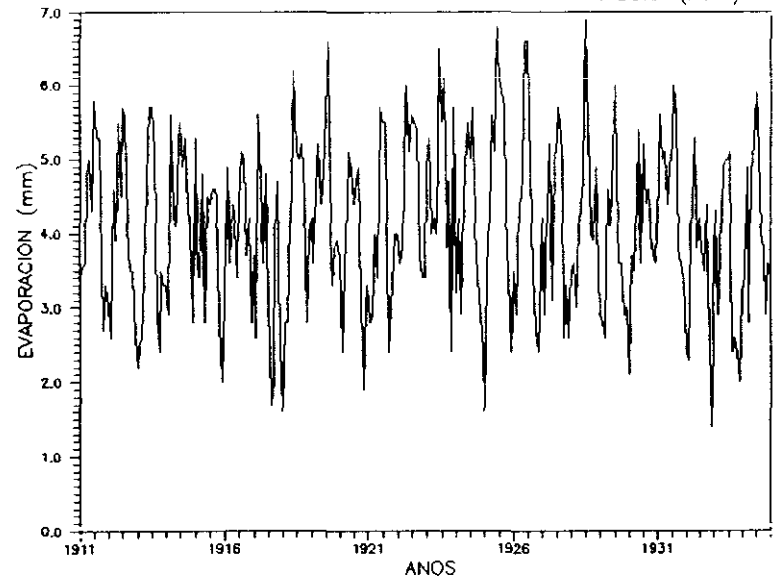


FIGURA (IV.45)

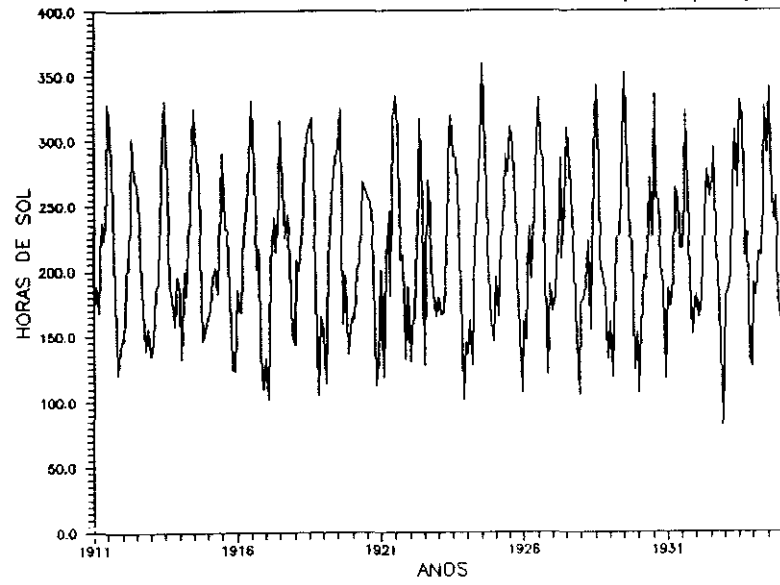


FIGURA (IV.46)

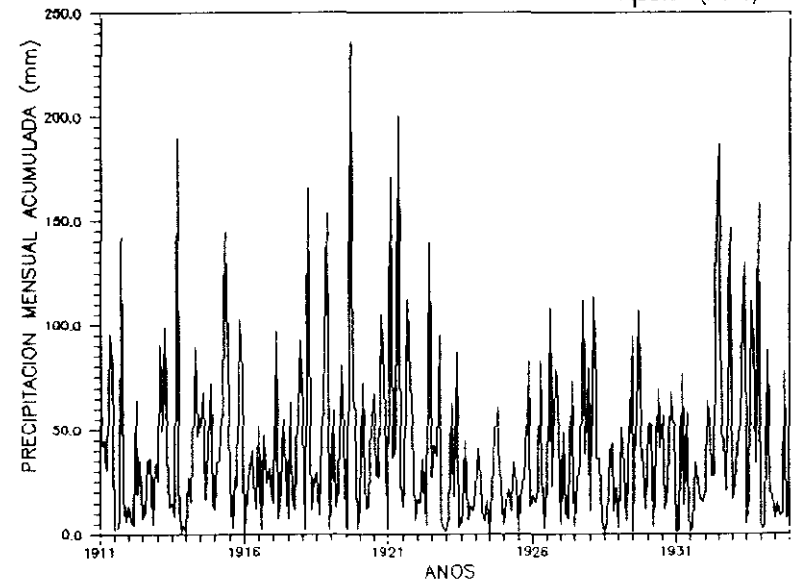


FIGURA (IV.47)

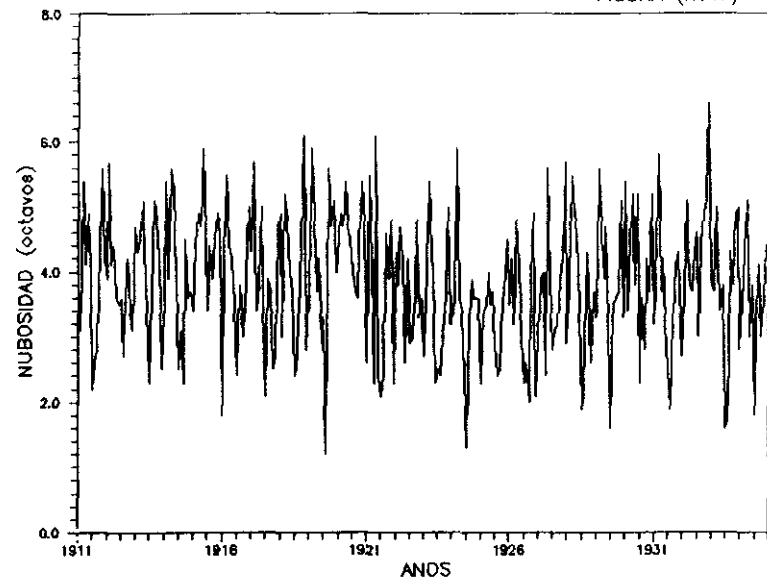


FIGURA (IV.48)

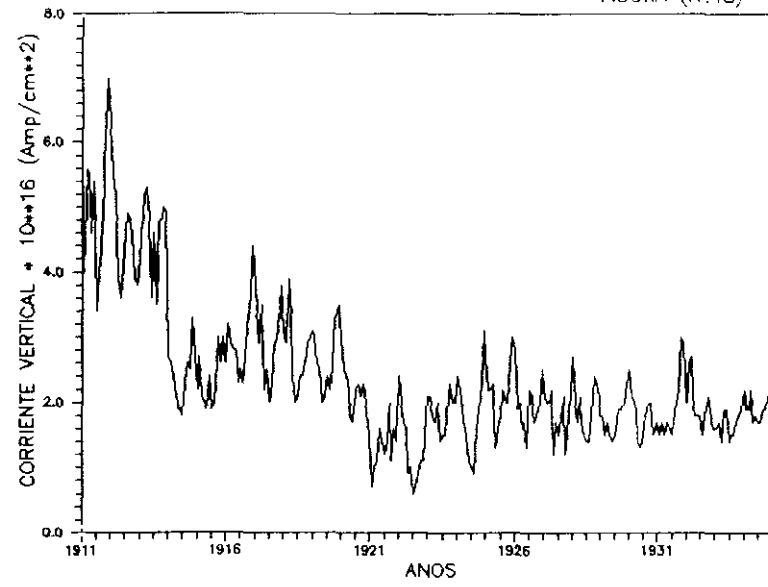


FIGURA (IV.49)

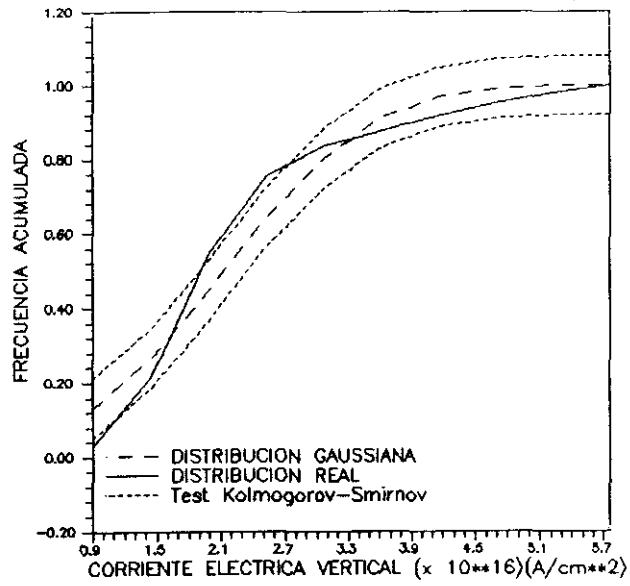


FIGURA (IV.50)

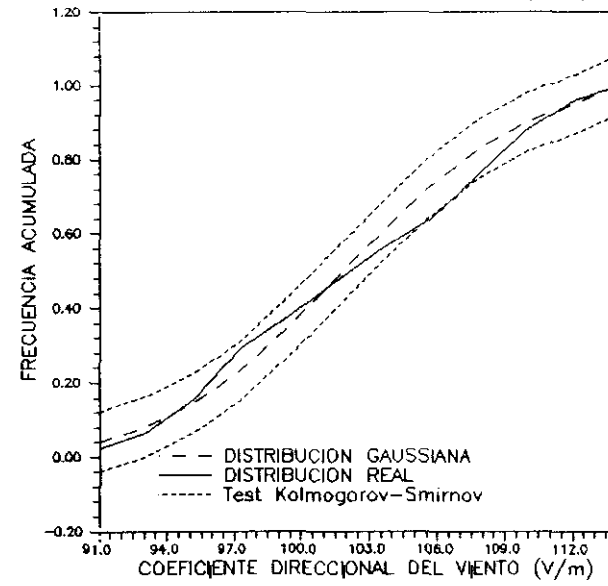


FIGURA (IV.51)

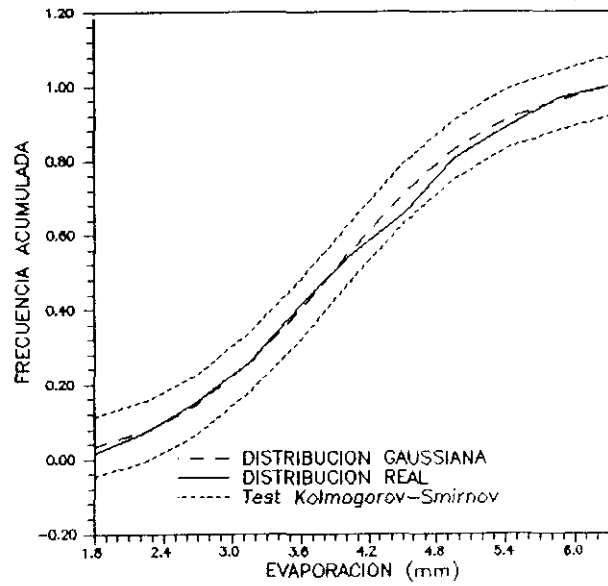


FIGURA (IV.52)

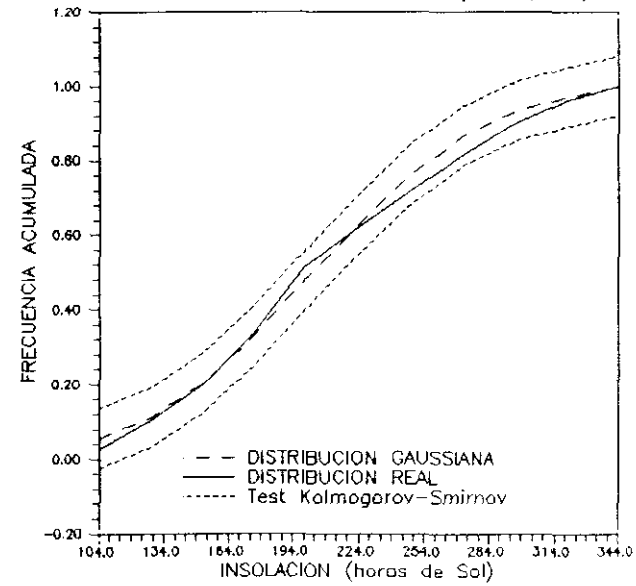


FIGURA (IV.53)

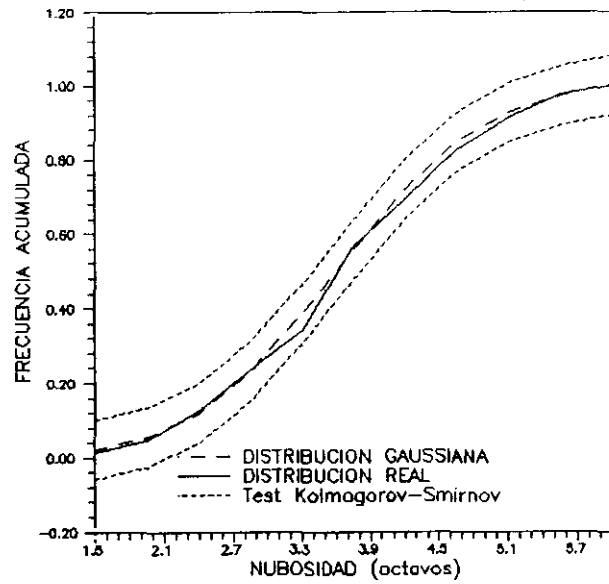


FIGURA (IV.54)

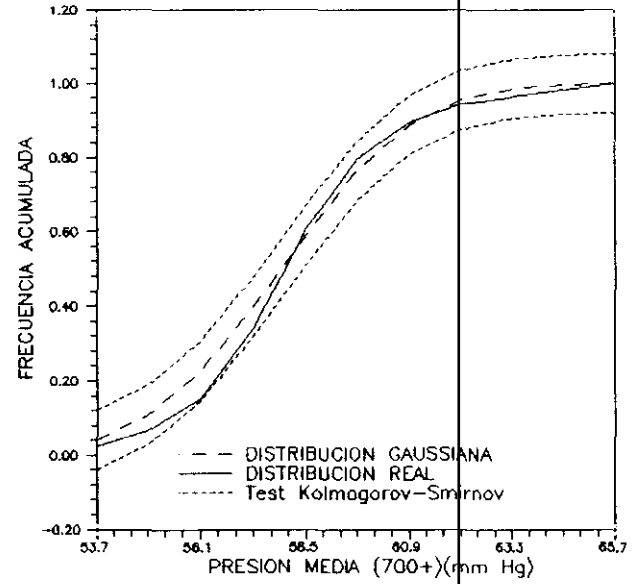


FIGURA (IV.55)

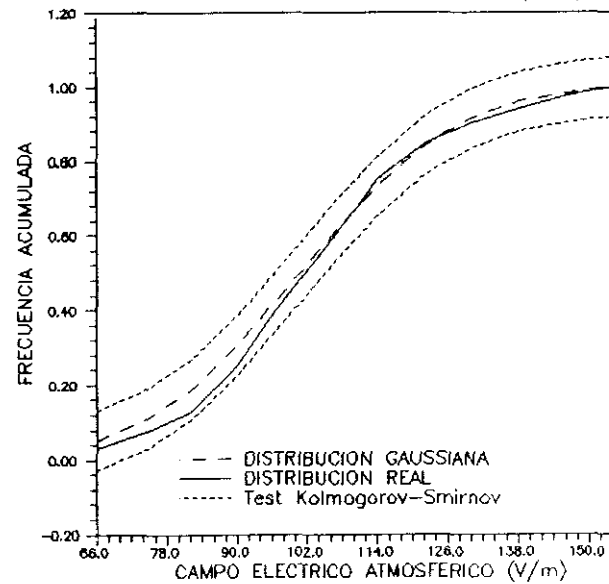


FIGURA (IV.56)

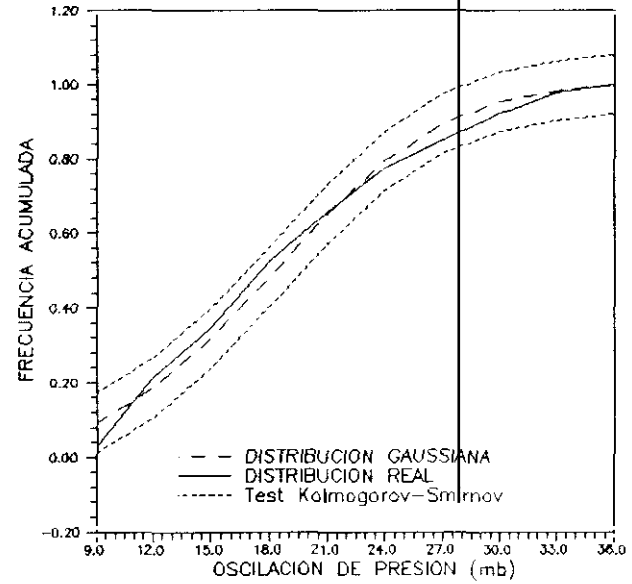


FIGURA (IV.57)

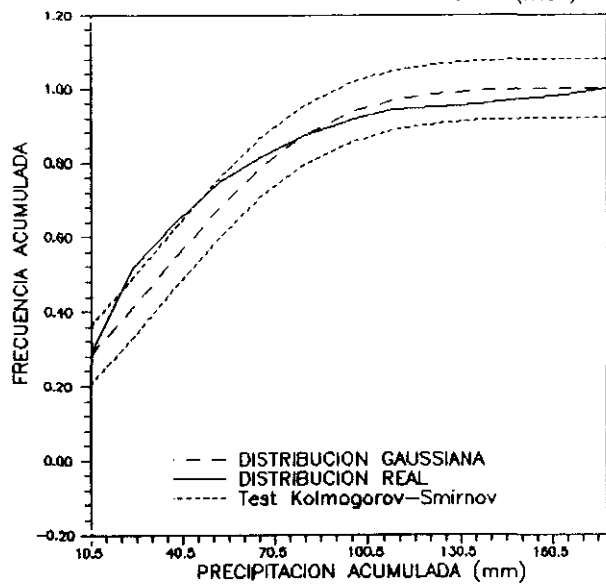


FIGURA (IV.58)

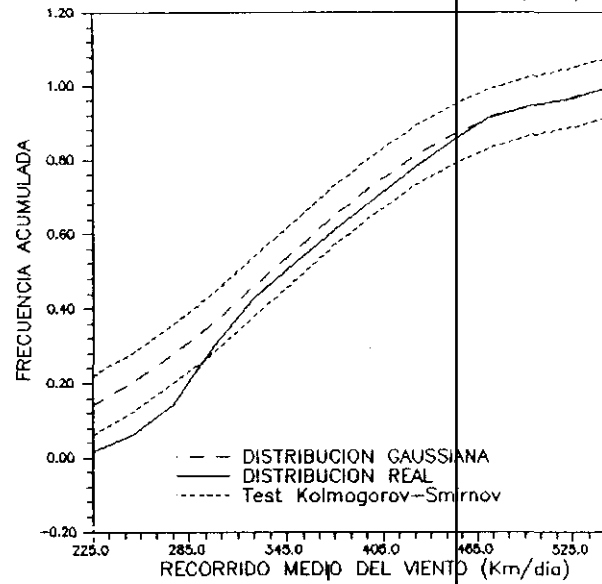


FIGURA (IV.59)

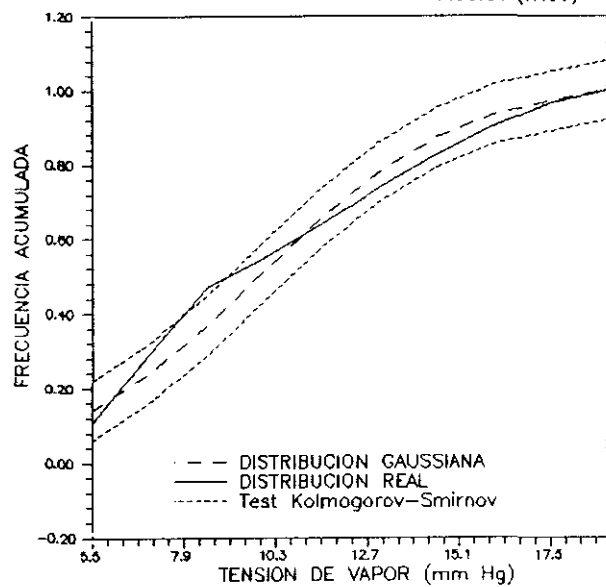


FIGURA (IV.60)

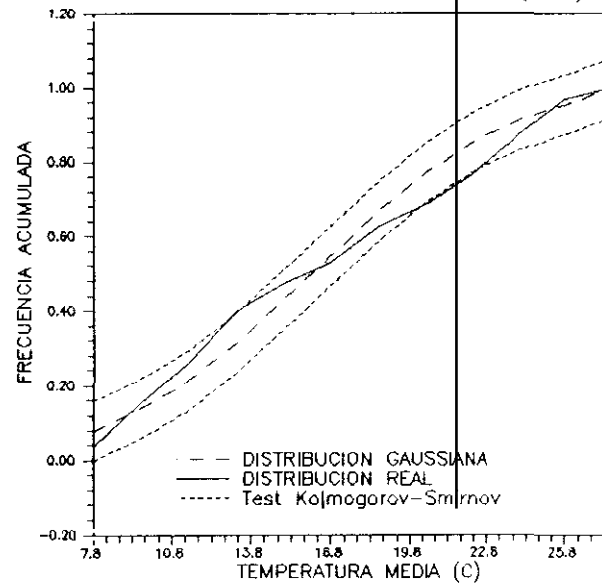


FIGURA (IV.61)

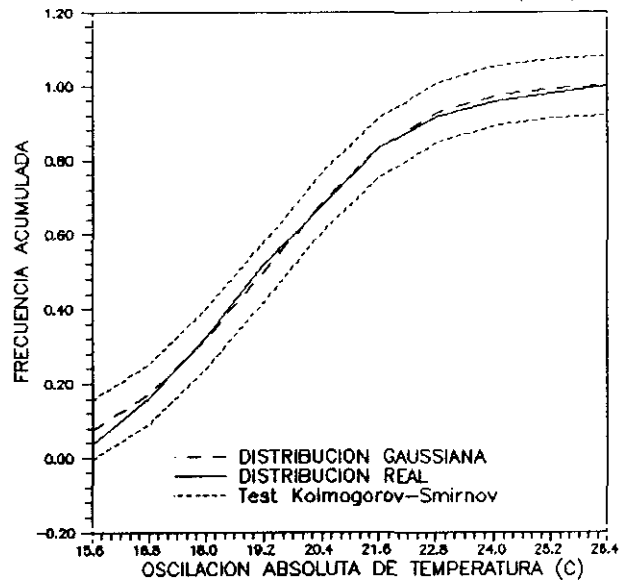


FIGURA (IV.62)

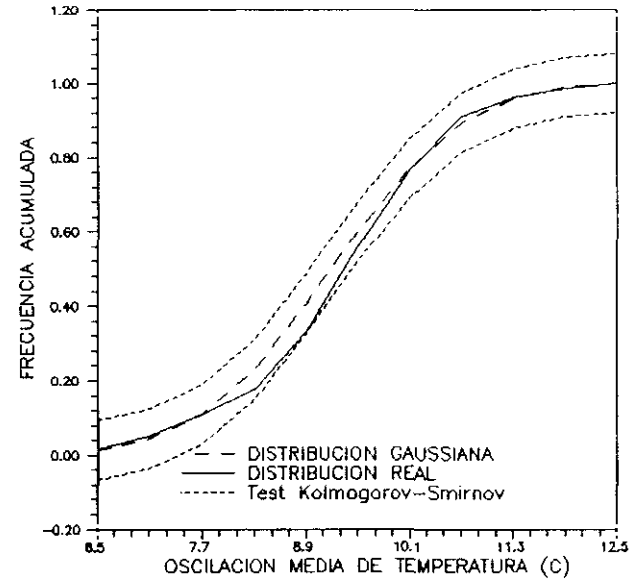


FIGURA (IV.63)

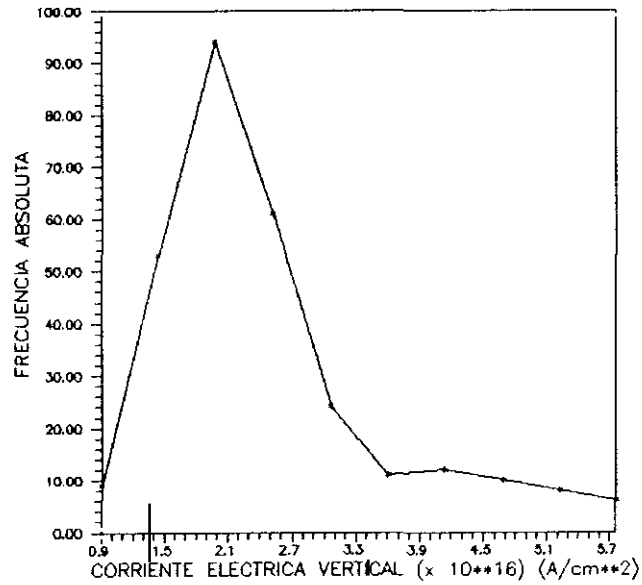


FIGURA (IV.64)

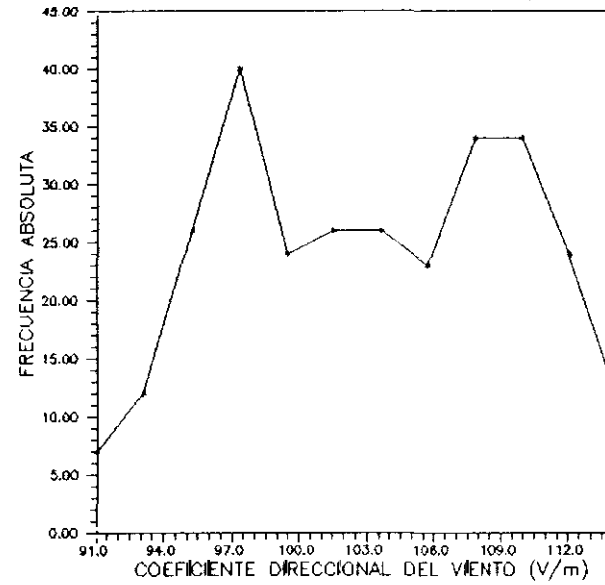


FIGURA (IV.65)

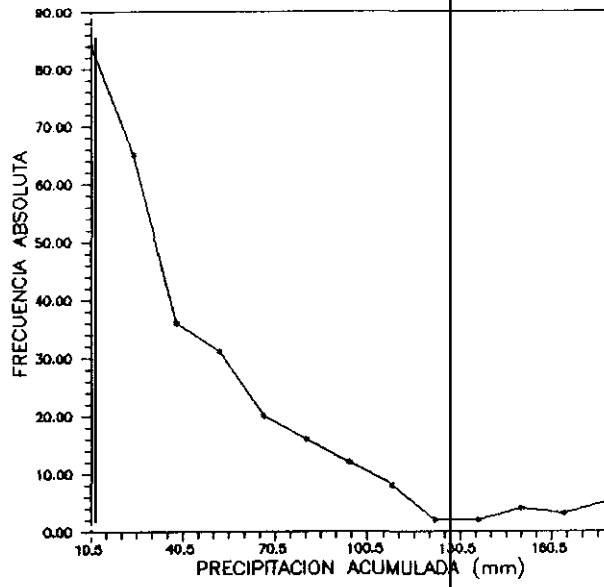


FIGURA (IV.66)

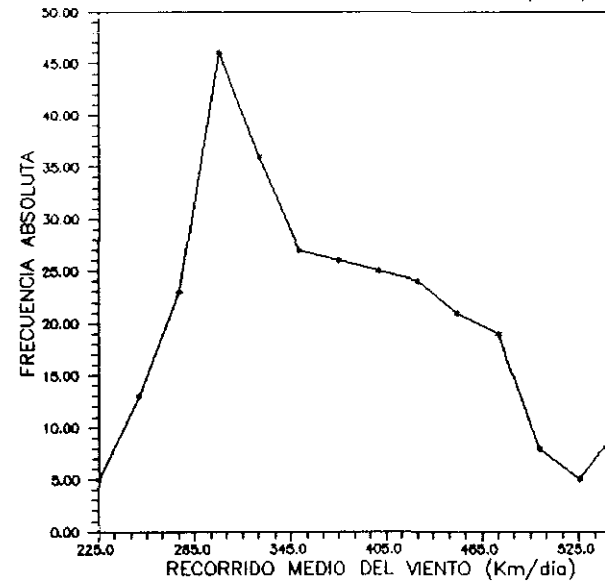


FIGURA (IV.67)

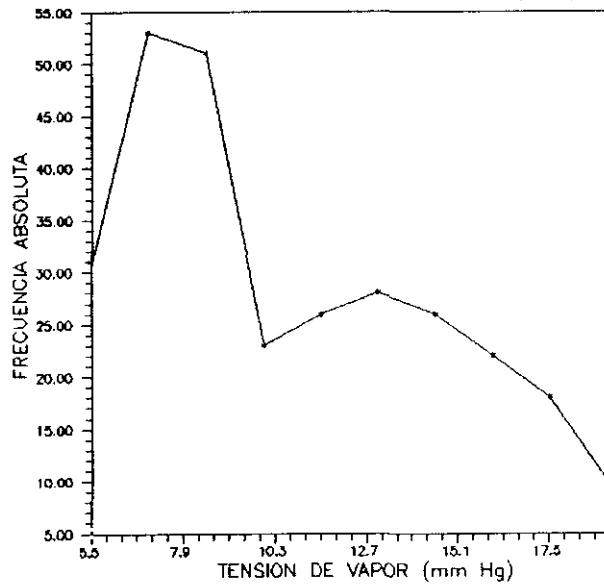


FIGURA (IV.68)

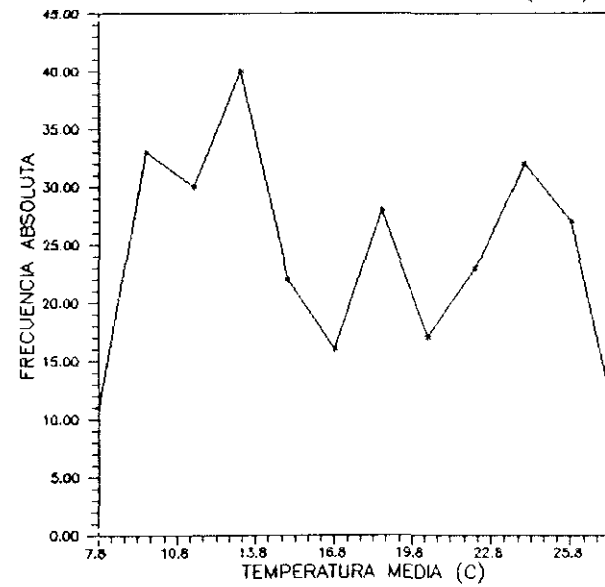


FIGURA (IV.69)

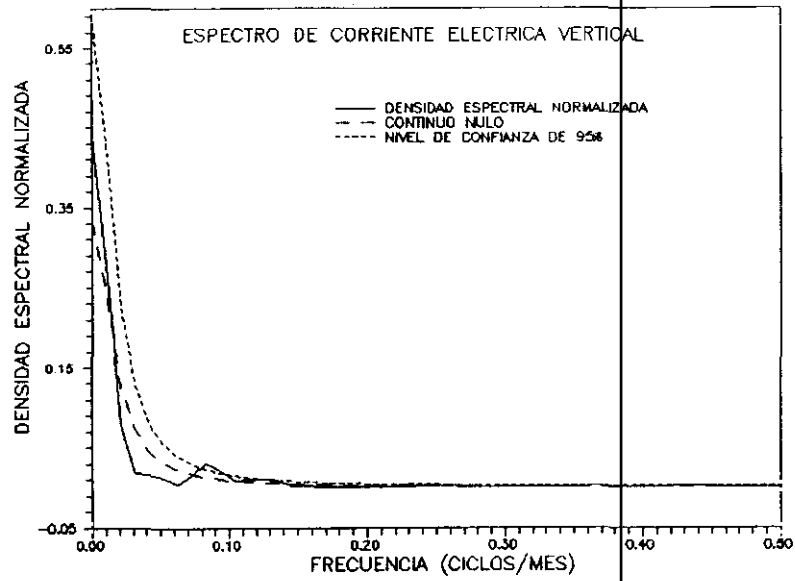


FIGURA (IV.70)

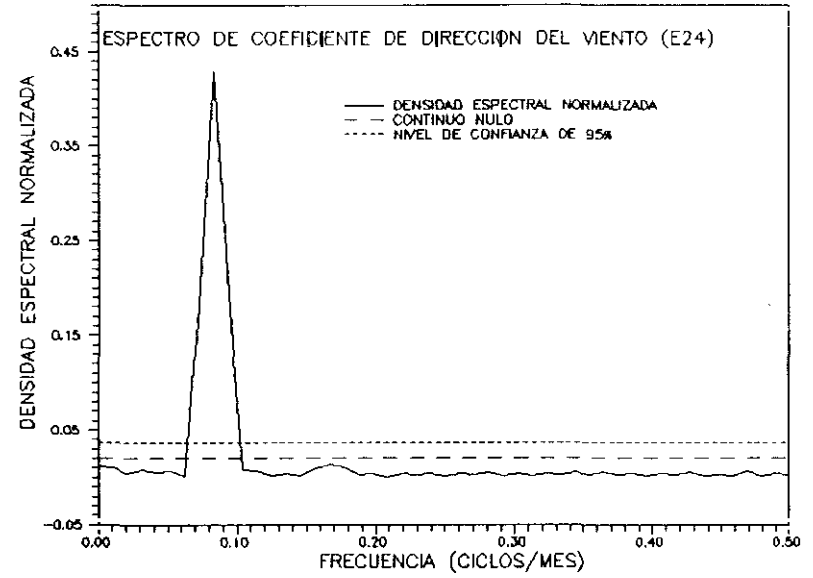


FIGURA (IV.71)

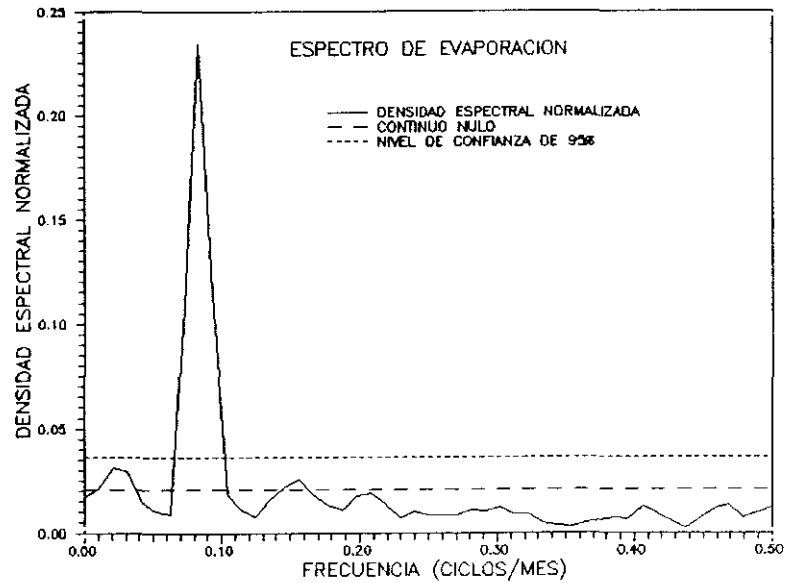


FIGURA (IV.72)

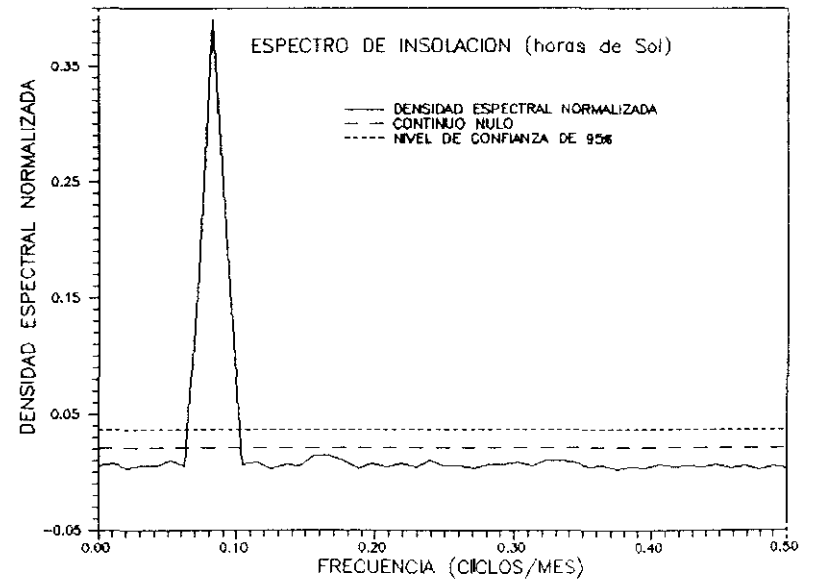


FIGURA (IV.73)

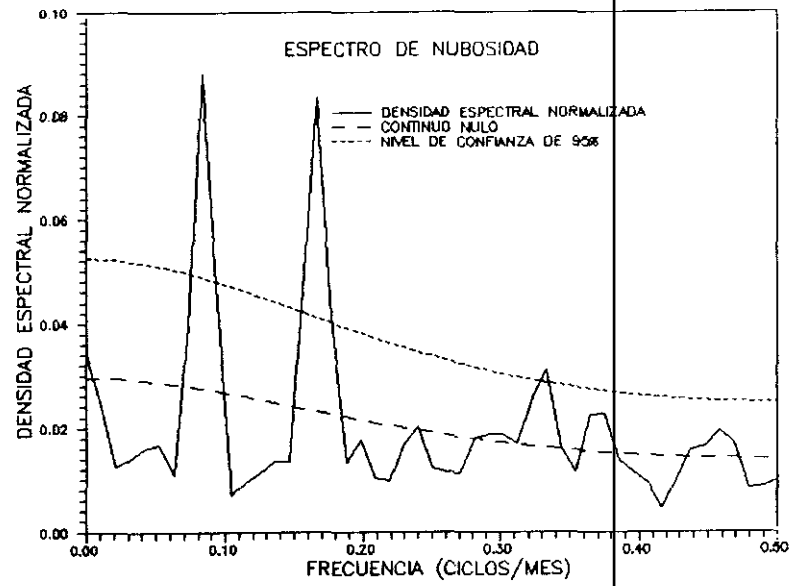


FIGURA (IV.74)

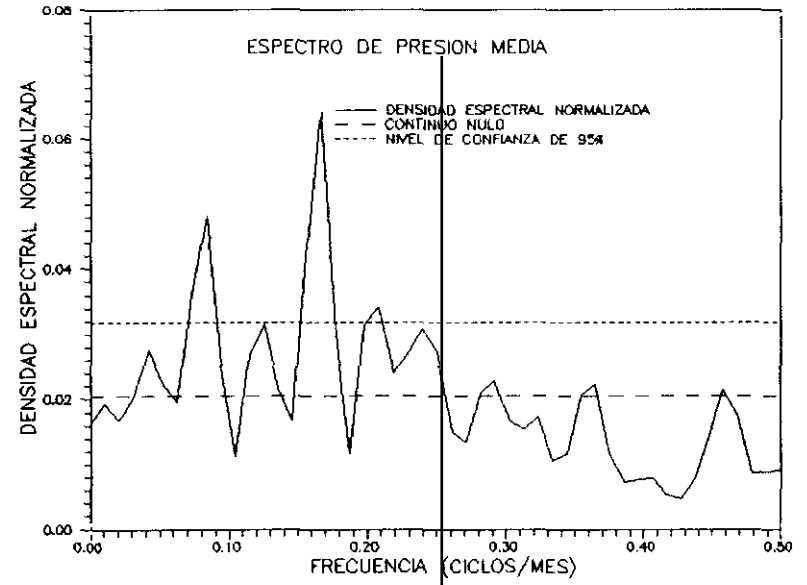


FIGURA (IV.75)

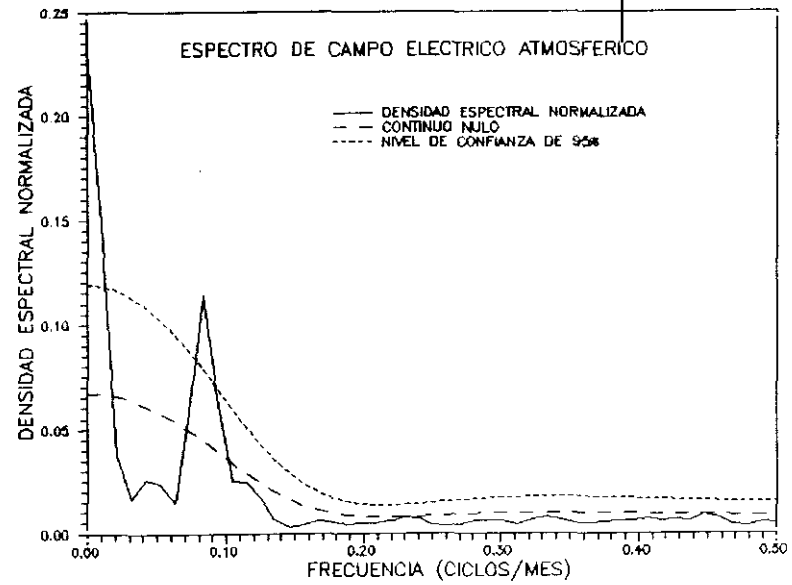


FIGURA (IV.76)

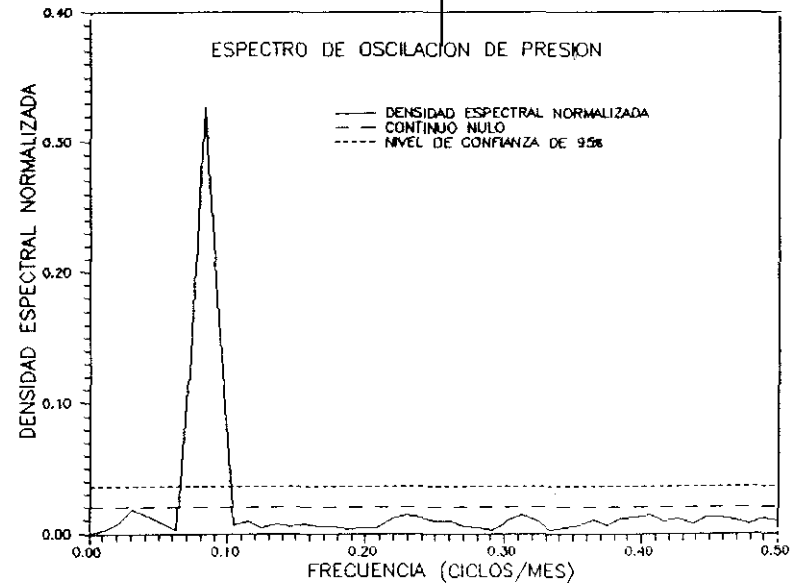


FIGURA (IV.77)

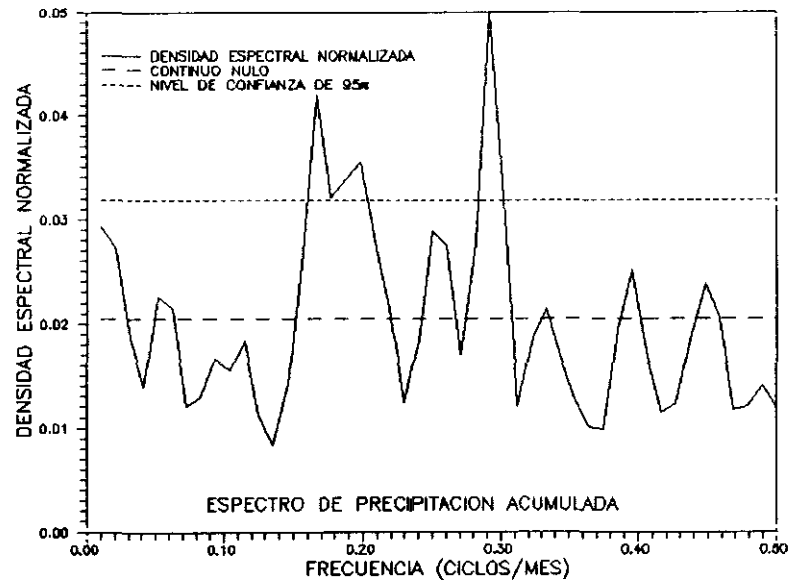


FIGURA (IV.78)

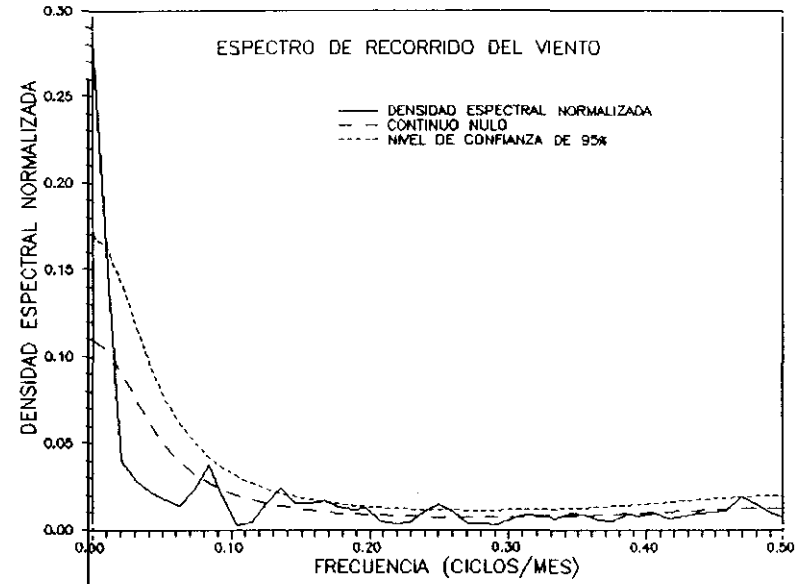


FIGURA (IV.79)

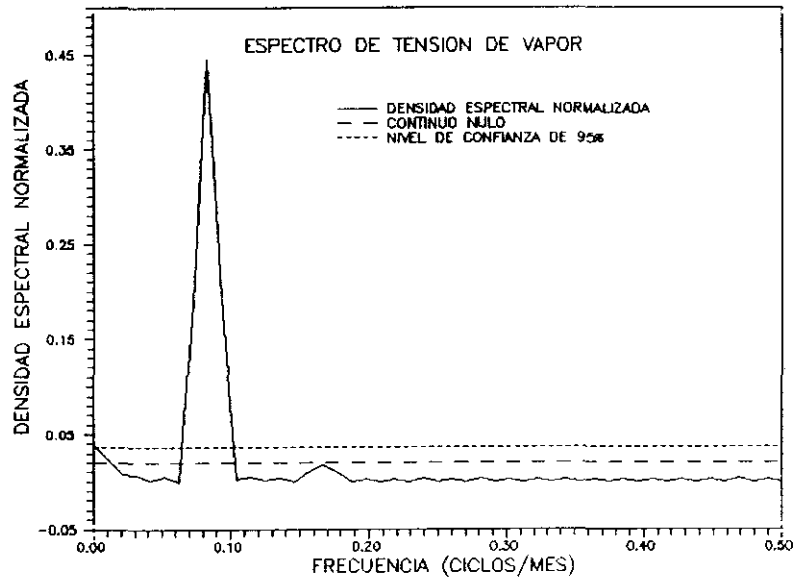


FIGURA (IV.80)

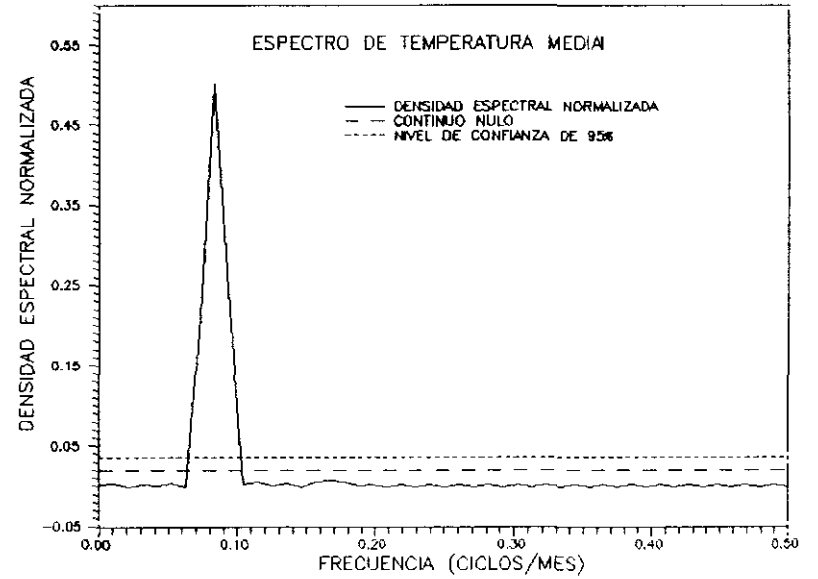


FIGURA (IV.81)

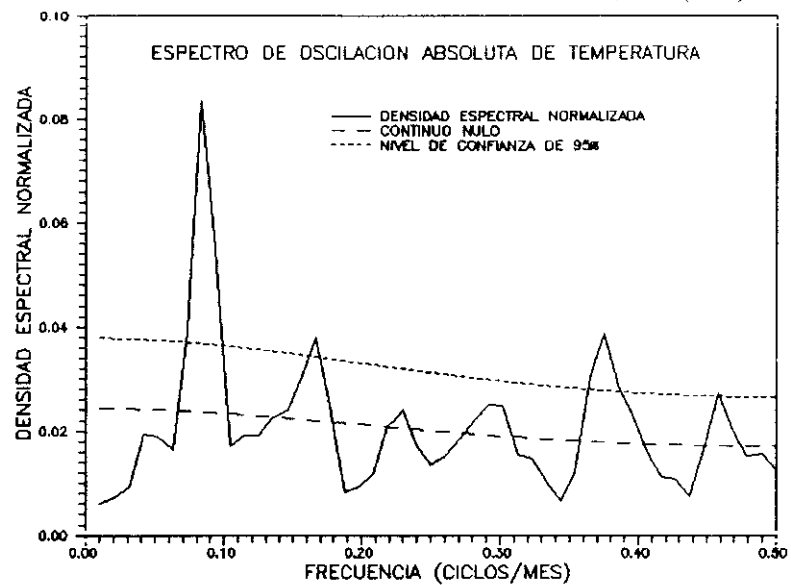
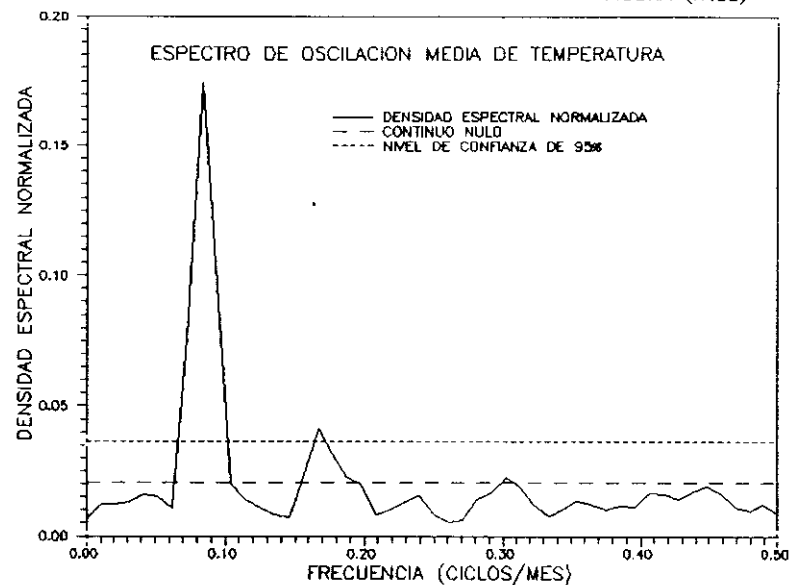


FIGURA (IV.82)



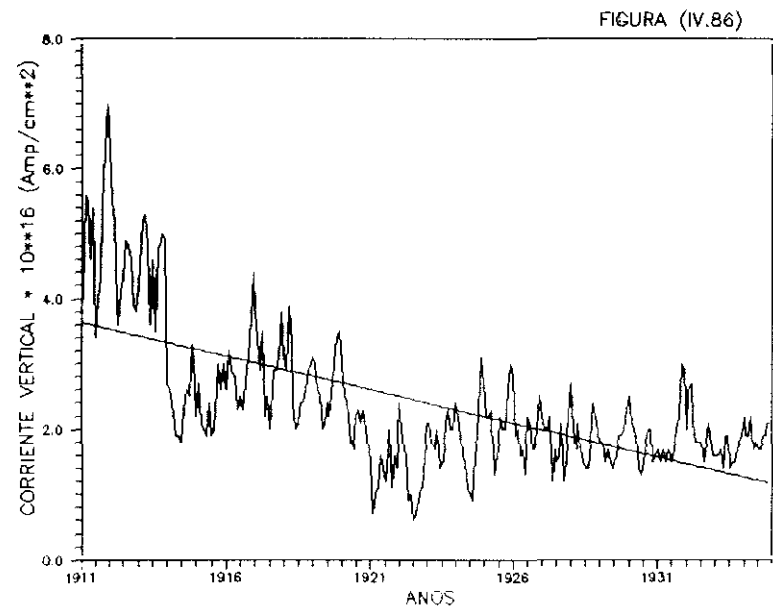
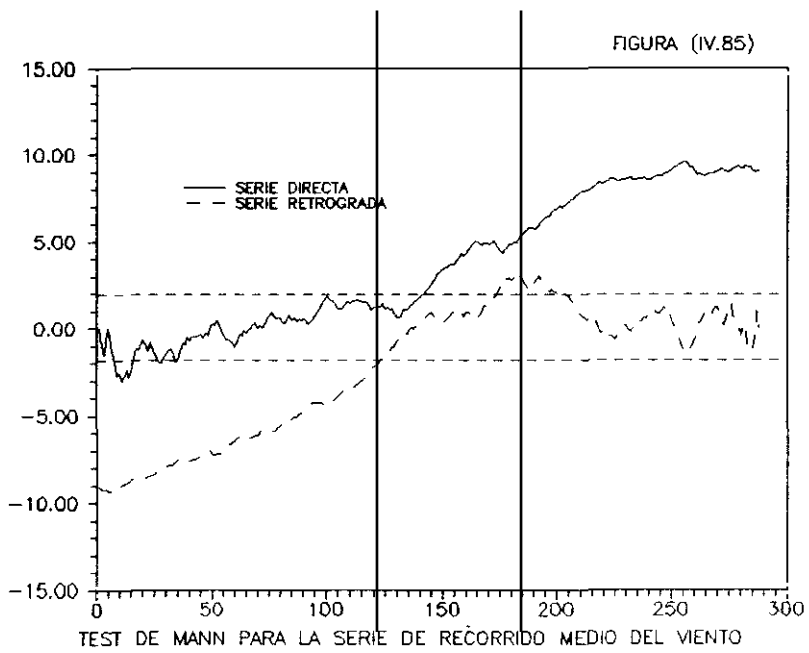
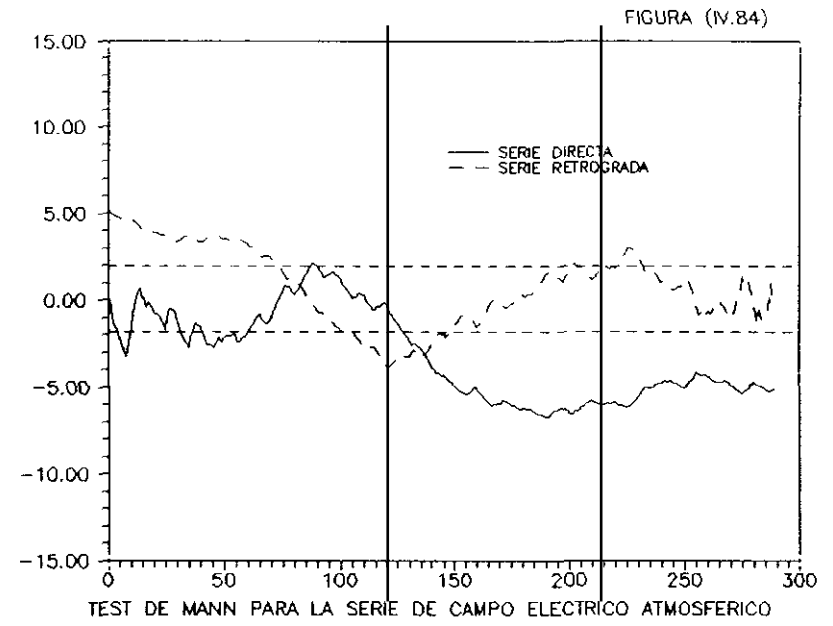
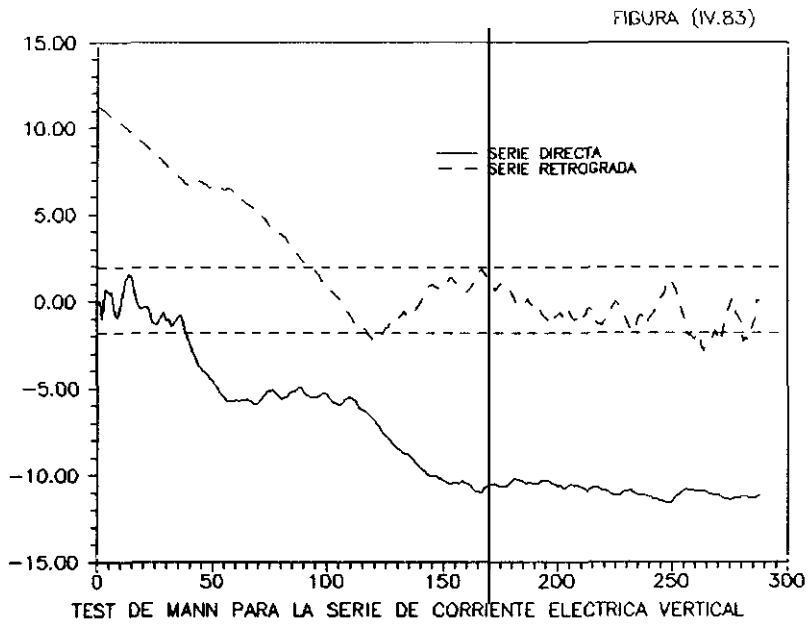


FIGURA (IV.87)

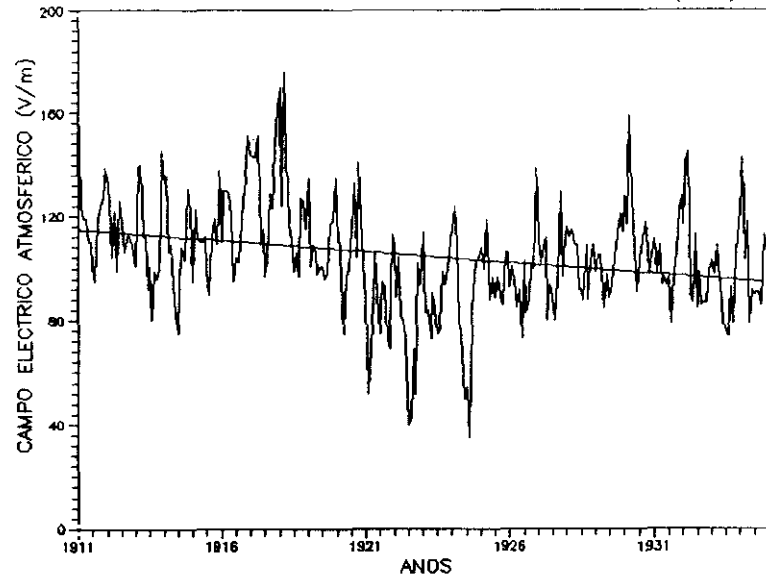


FIGURA (IV.88)

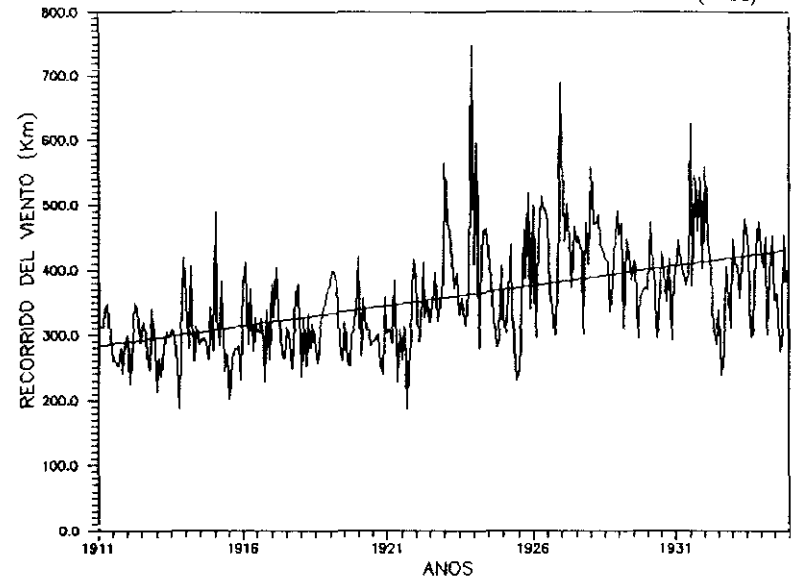


FIGURA (IV.89)

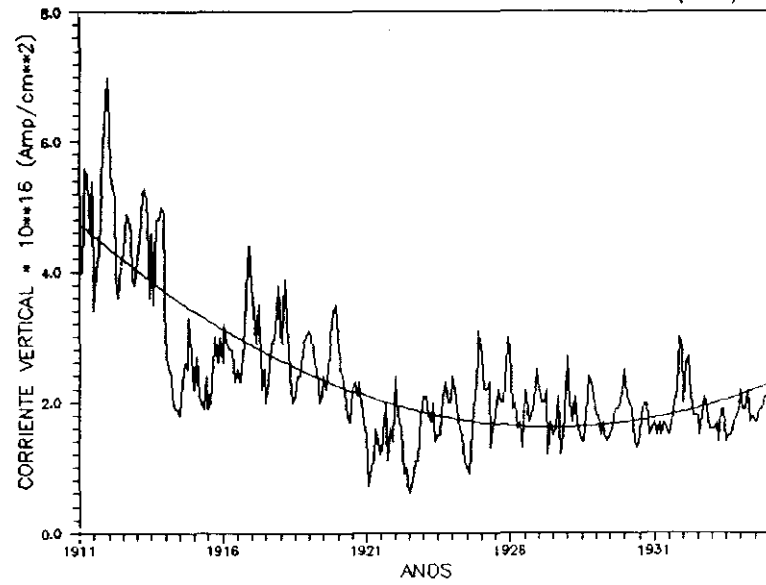


FIGURA (IV.90)

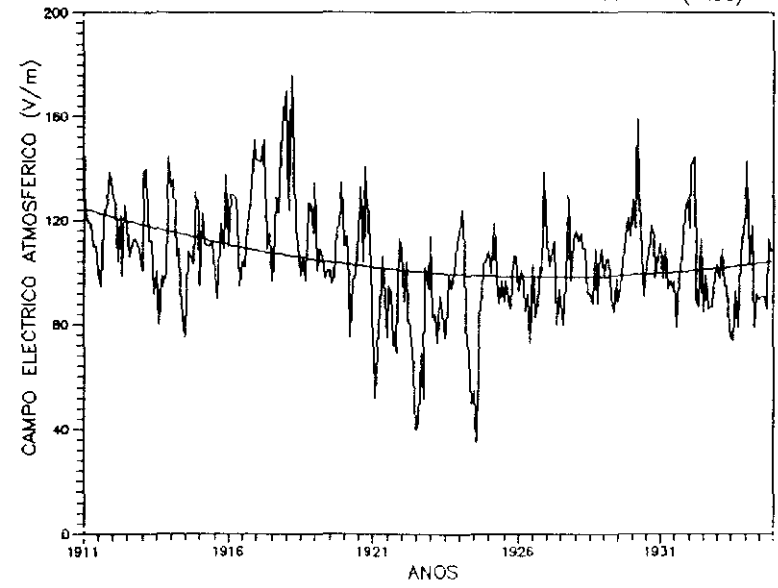


FIGURA (IV.91)

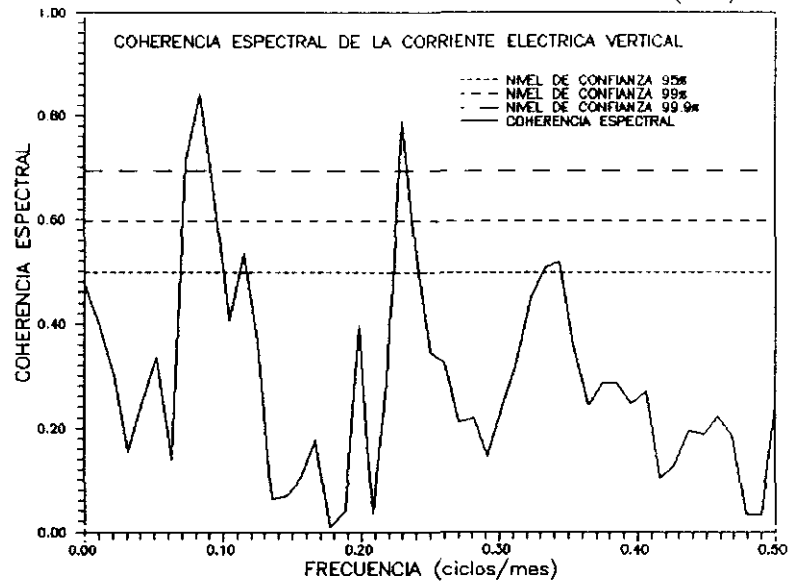


FIGURA (IV.92)

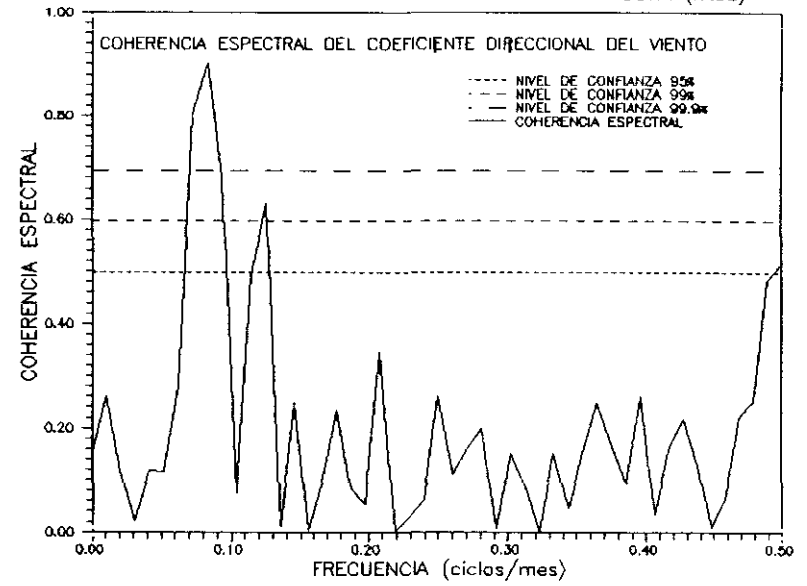


FIGURA (IV.93)

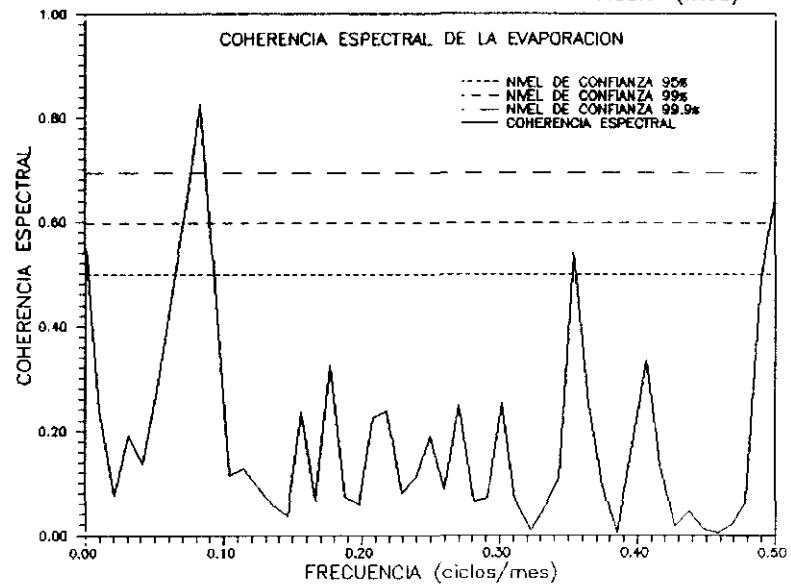


FIGURA (IV.94)

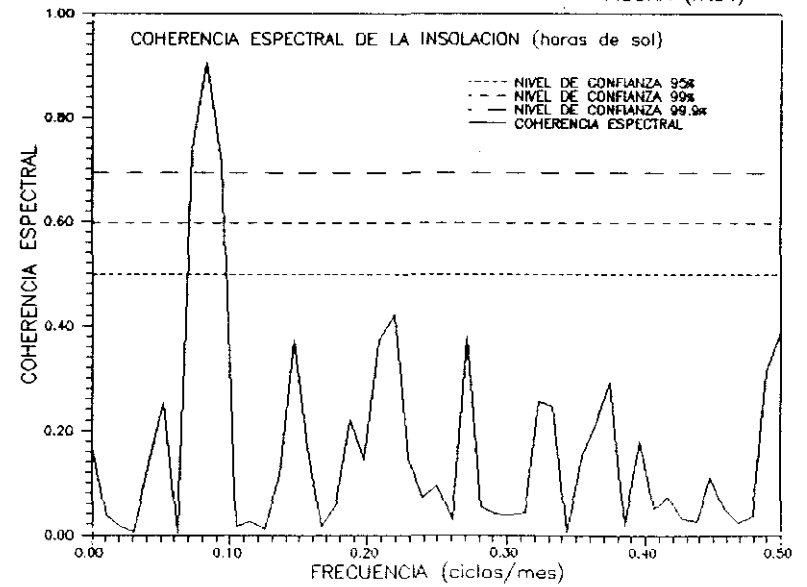


FIGURA (IV.95)

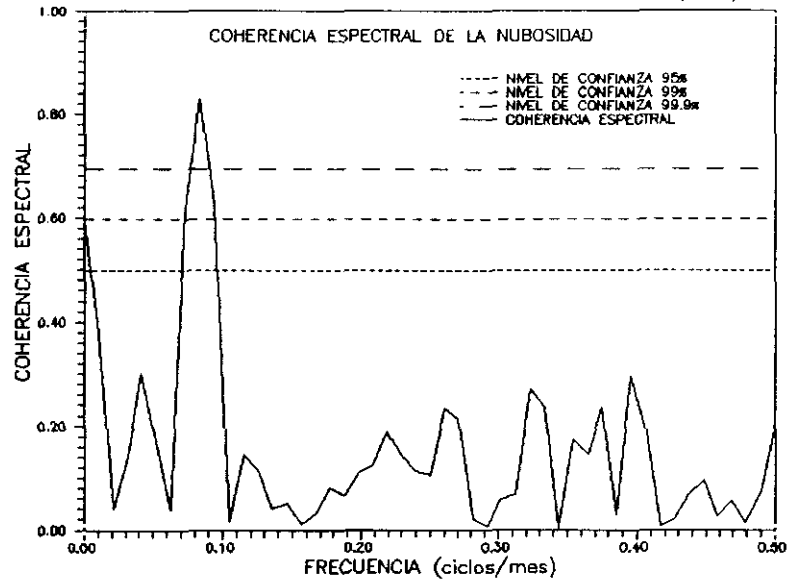


FIGURA (IV.96)

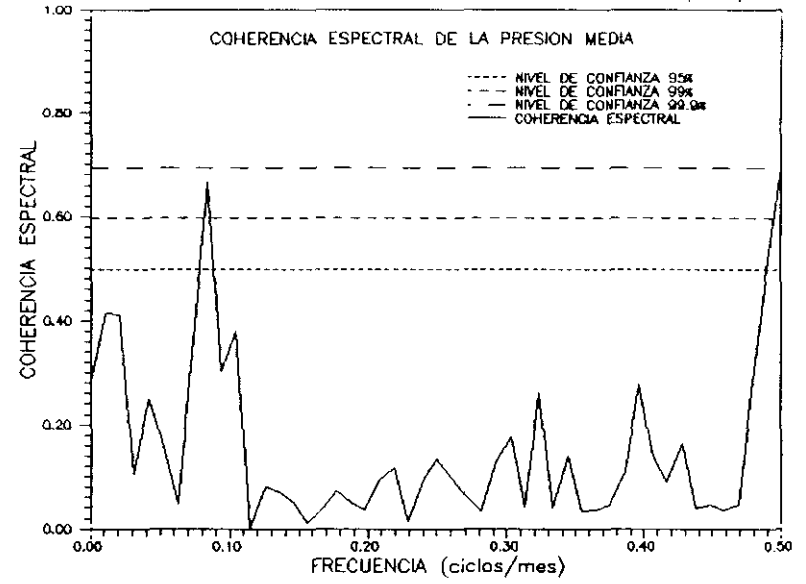


FIGURA (IV.97)

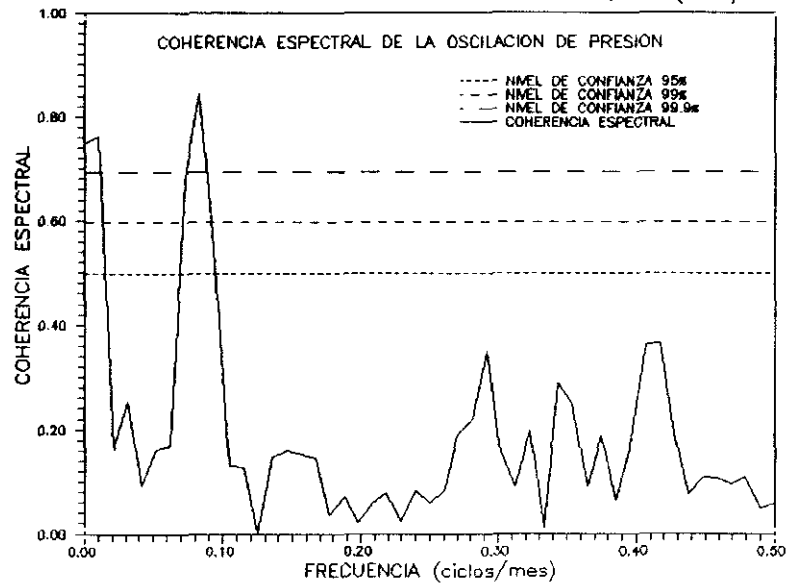


FIGURA (IV.98)

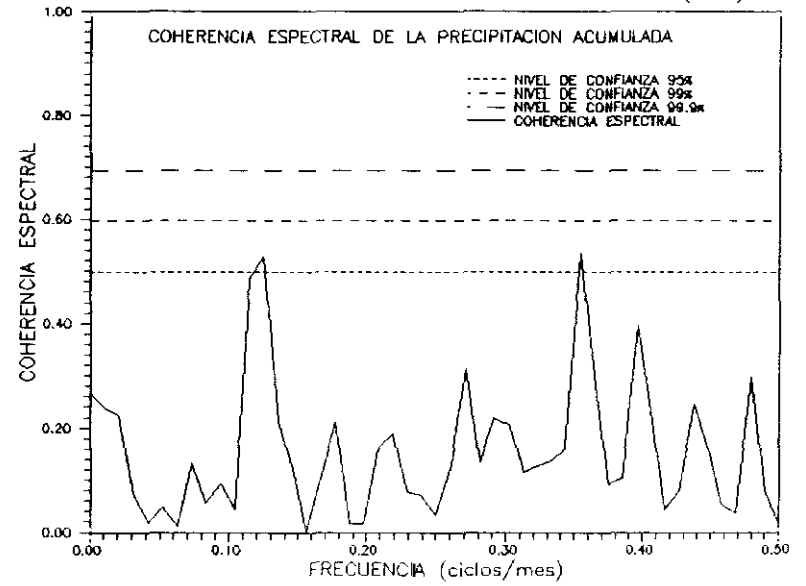


FIGURA (IV.99)

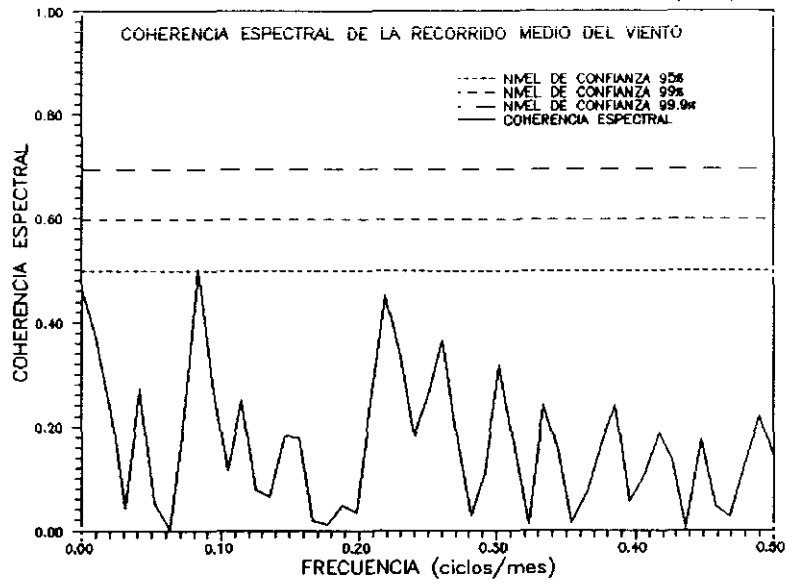


FIGURA (IV.100)

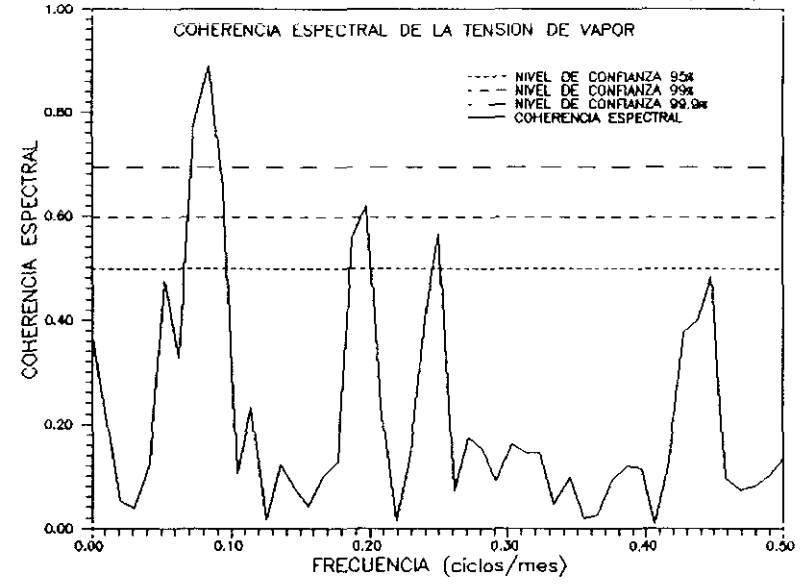


FIGURA (IV.101)

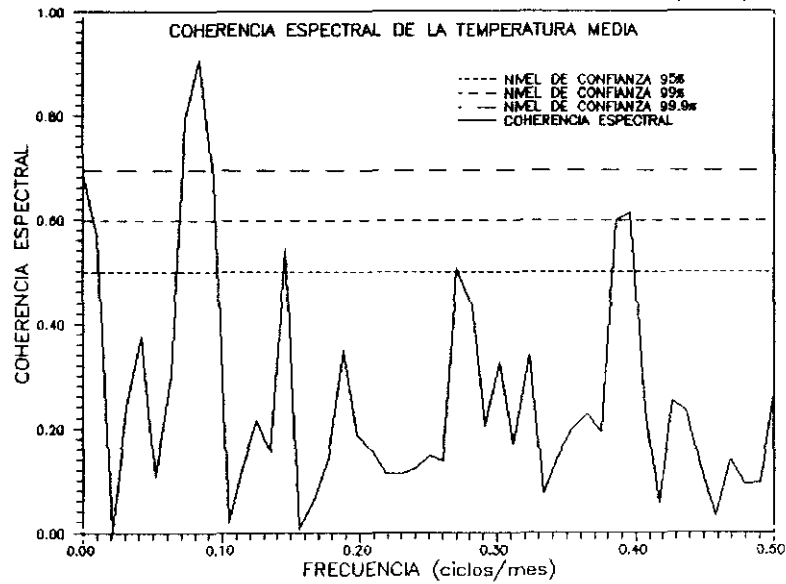


FIGURA (IV.102)

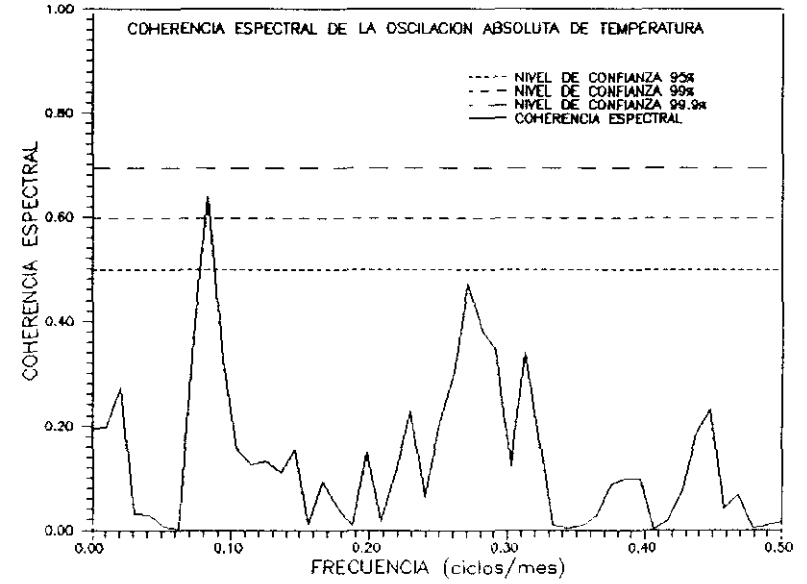
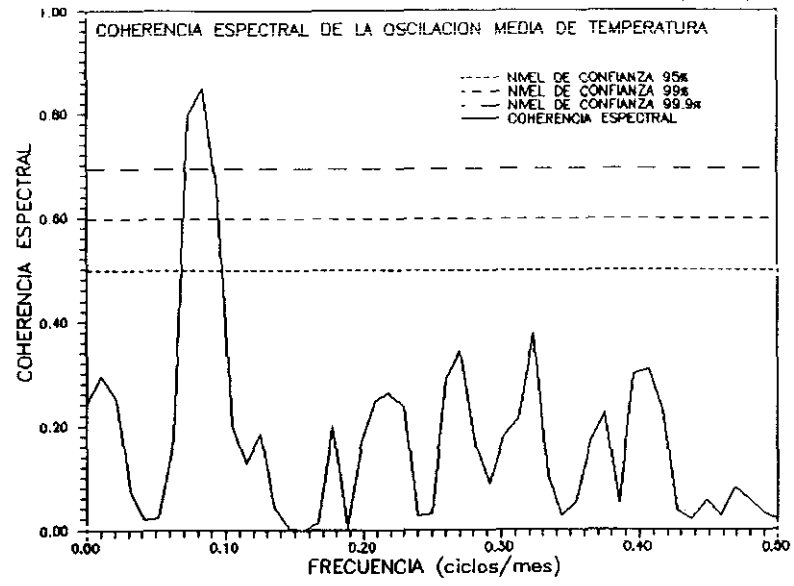


FIGURA (N.103)



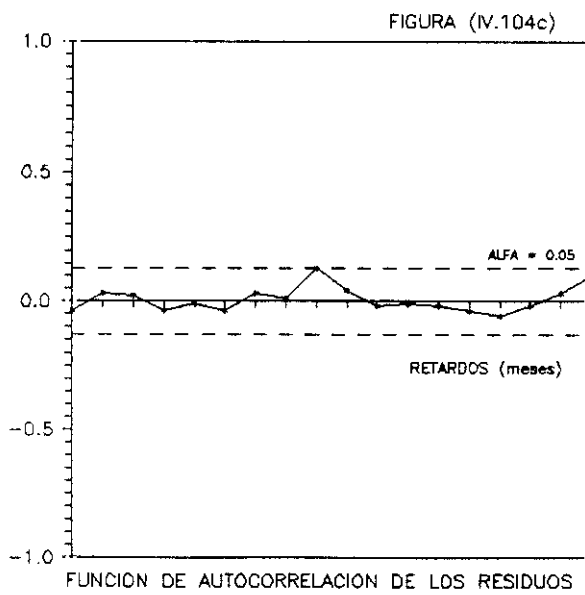
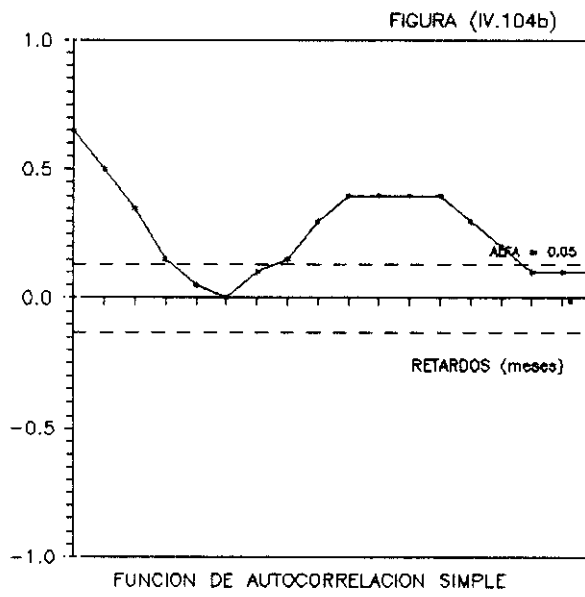
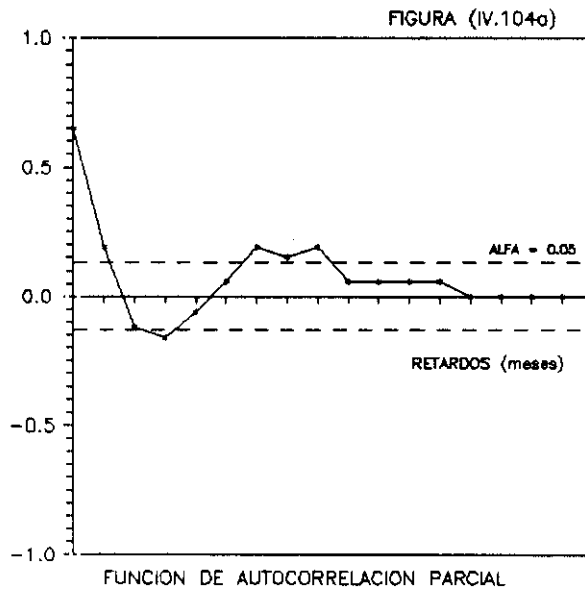


FIGURA (N.104d)

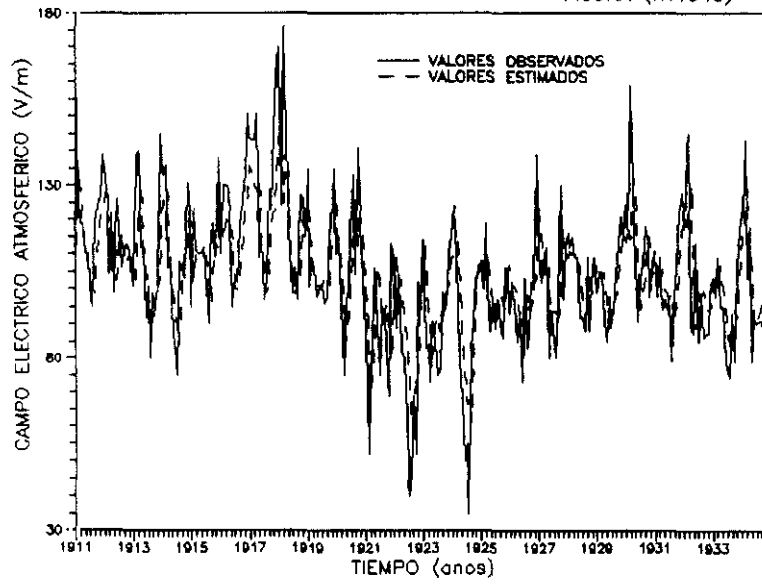


FIGURA (N.104e)

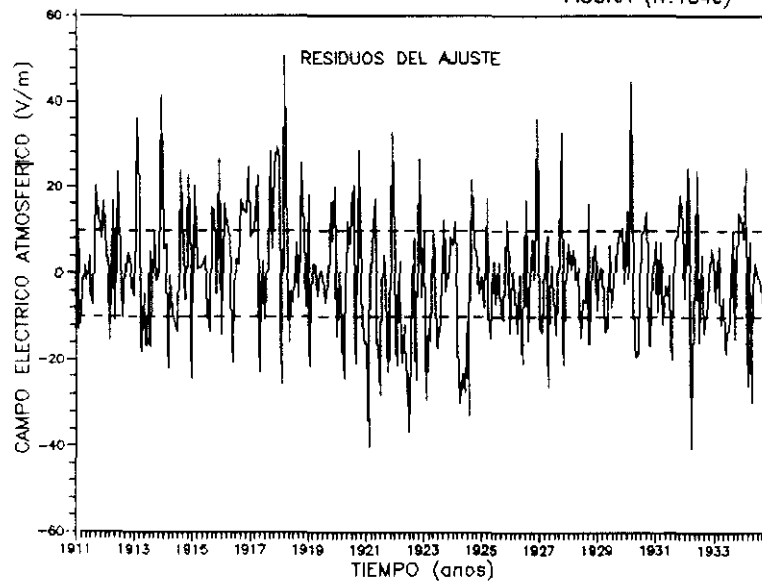


FIGURA (N.105)

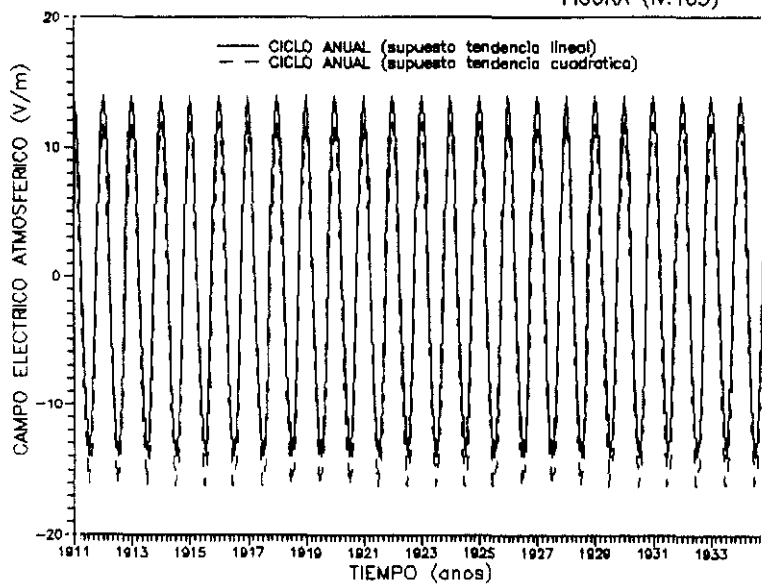
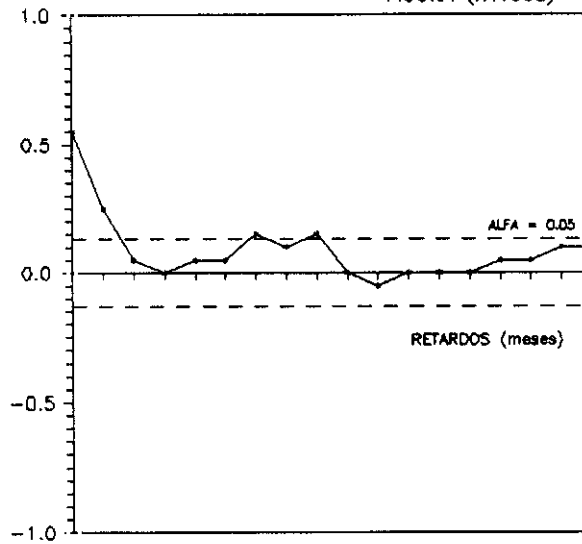
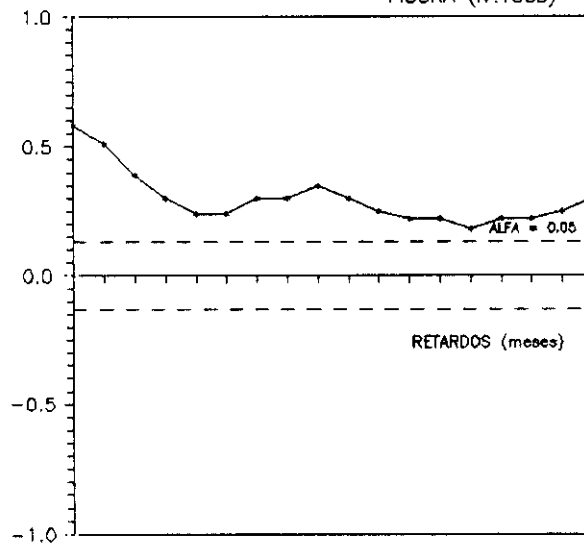


FIGURA (IV.106a)



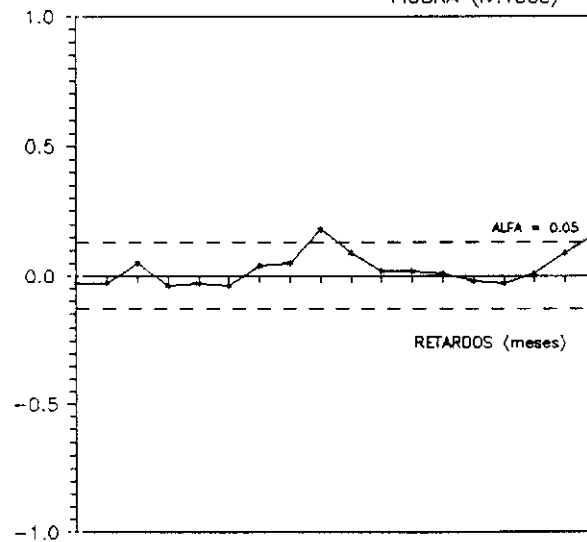
FUNCION DE AUTOCORRELACION PARCIAL

FIGURA (IV.106b)



FUNCION DE AUTOCORRELACION SIMPLE

FIGURA (IV.106c)



FUNCION DE AUTOCORRELACION DE LOS RESIDUOS

FIGURA (N.106d)

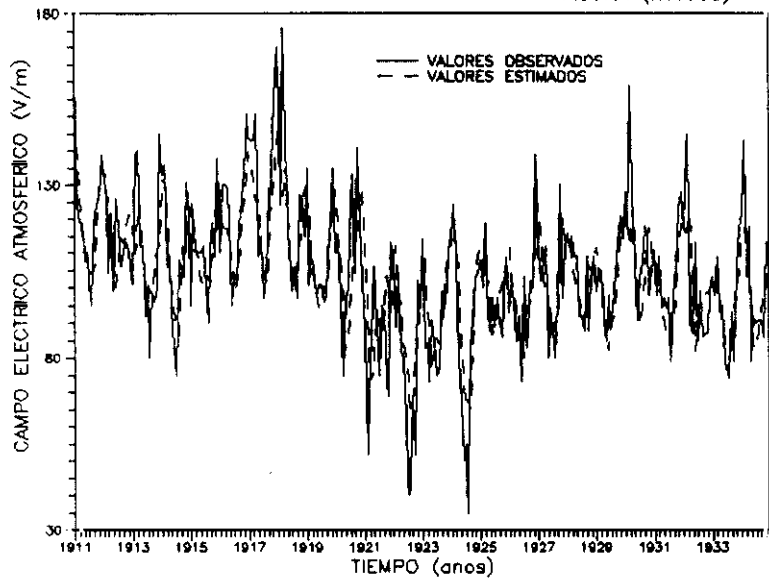


FIGURA (N.106e)

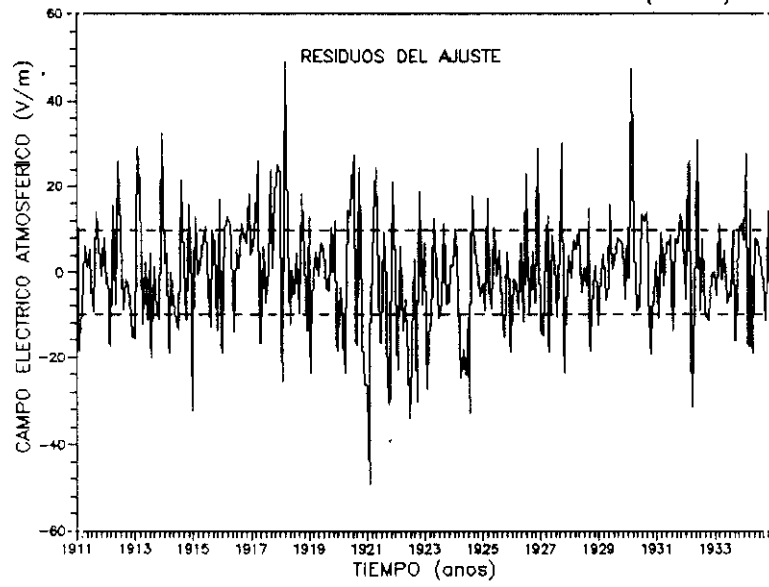
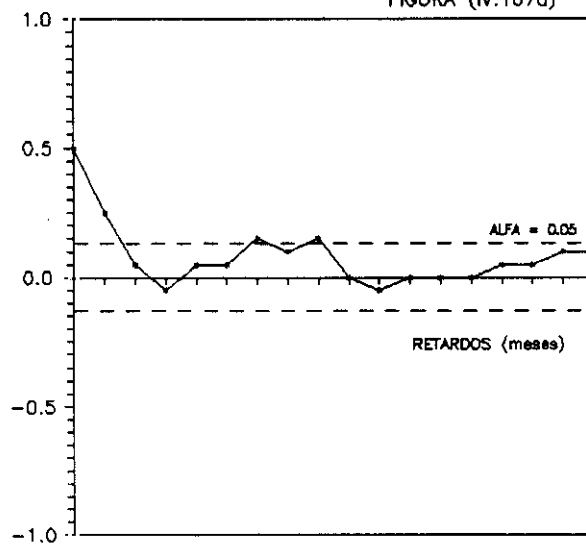
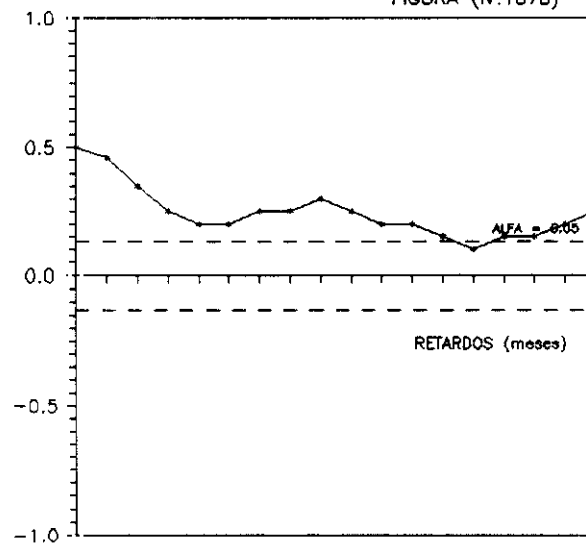


FIGURA (IV.107a)



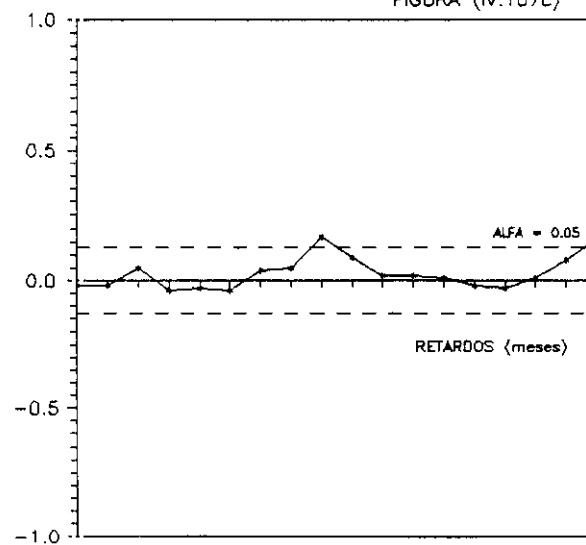
FNCION DE AUTOCORRELACION PARCIAL

FIGURA (IV.107b)



FNCION DE AUTOCORRELACION SIMPLE

FIGURA (IV.107c)



FNCION DE AUTOCORRELACION DE LOS RESIDUOS

FIGURA (N.107d)

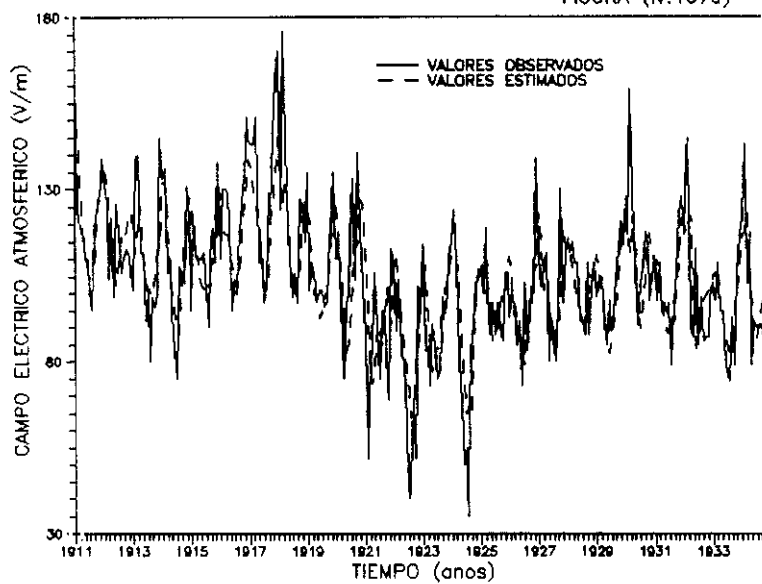


FIGURA (N.107e)

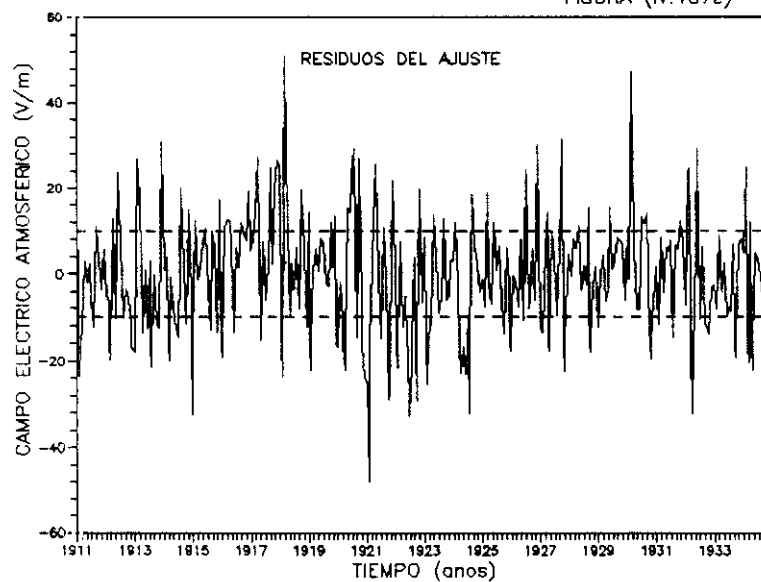


FIGURA (IV.108)

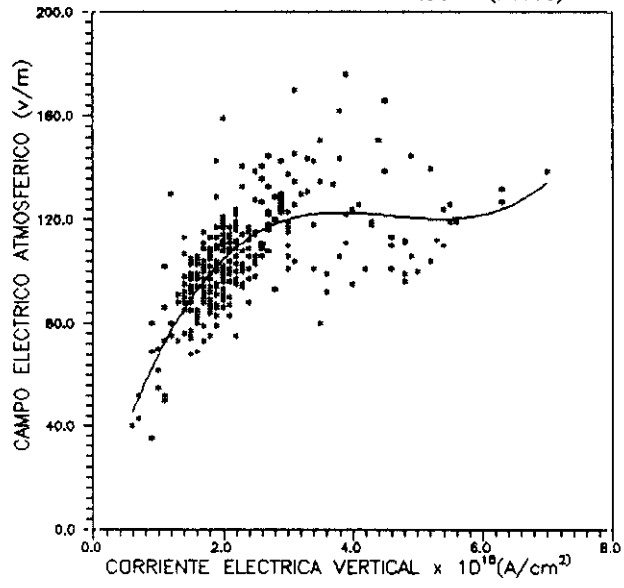


FIGURA (IV.109)

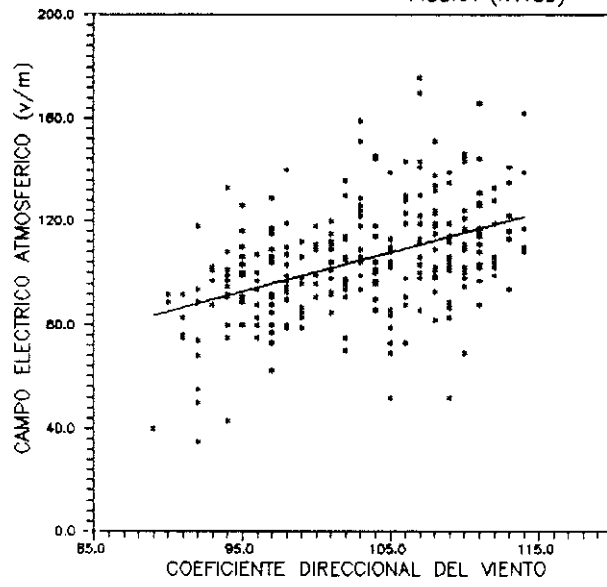


FIGURA (IV.110)

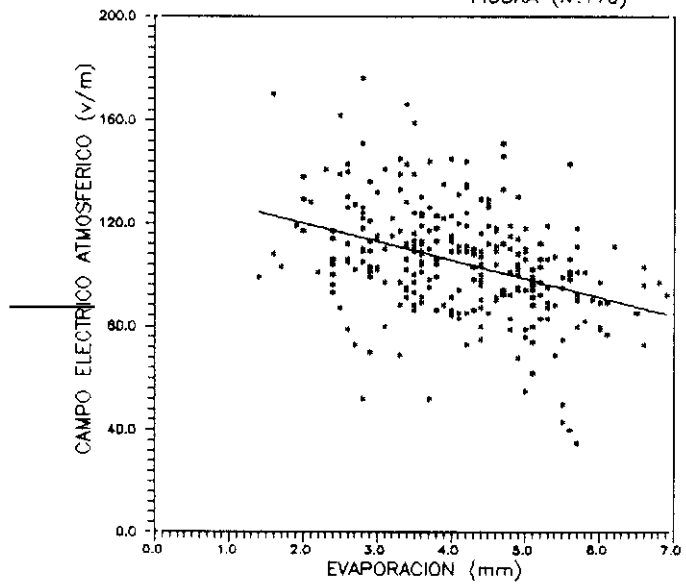


FIGURA (IV.111)

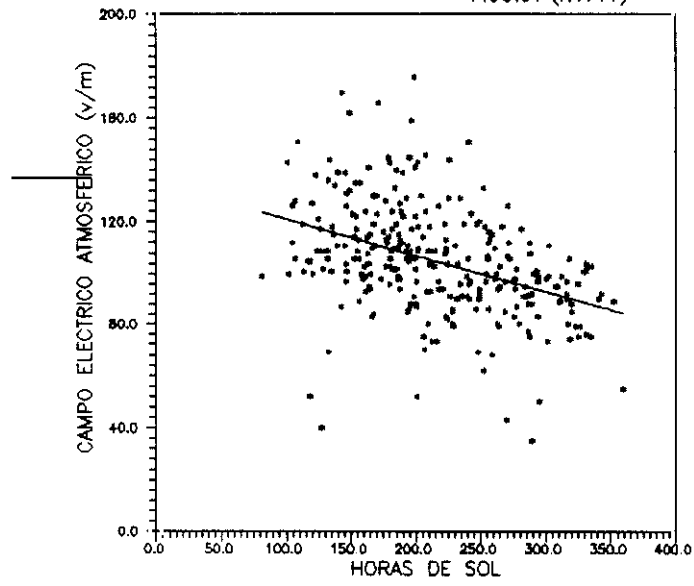


FIGURA (IV.112)

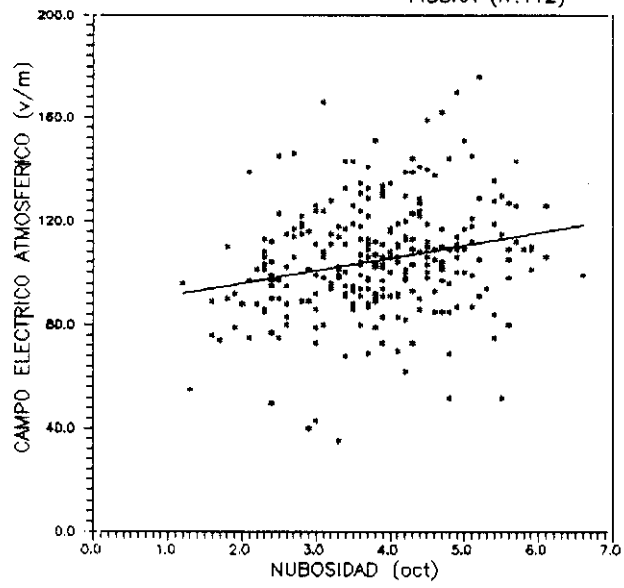


FIGURA (IV.113)

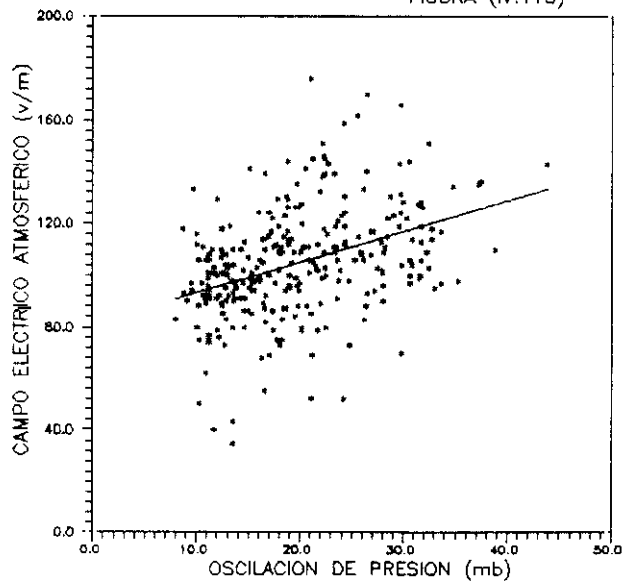


FIGURA (IV.114)

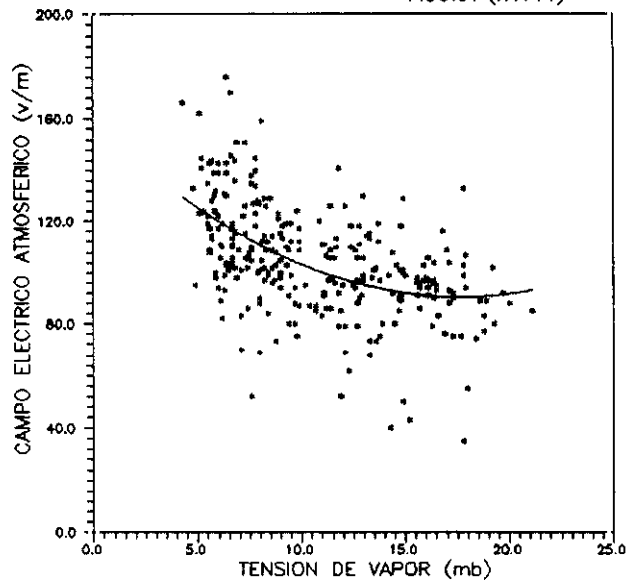


FIGURA (IV.115)

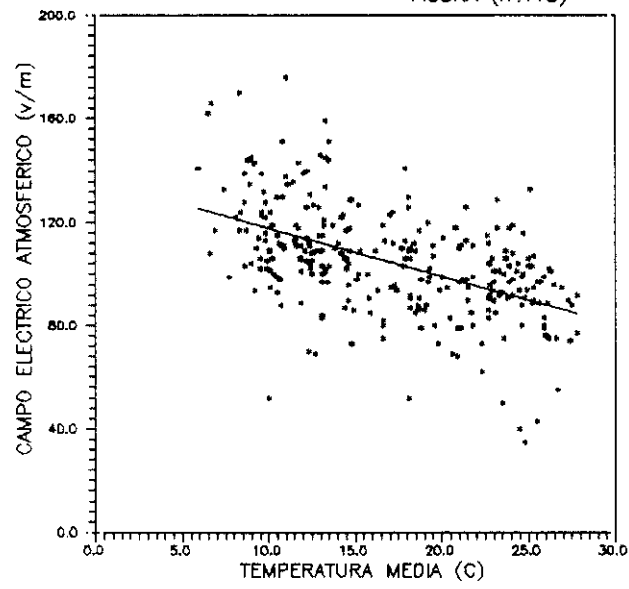


FIGURA (IV.116)

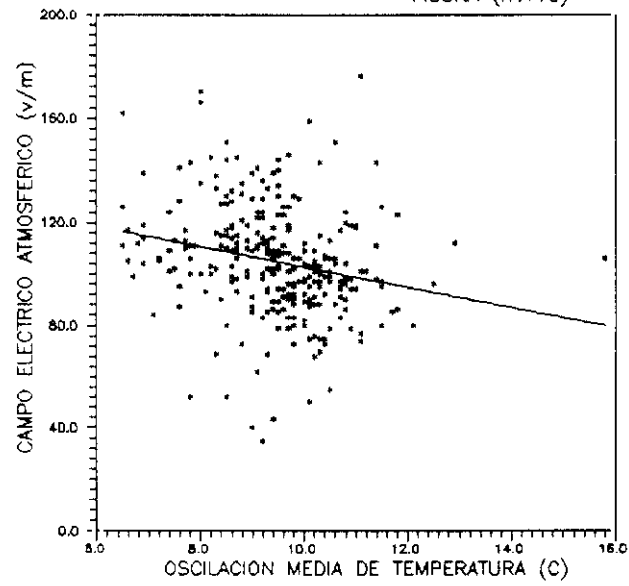


FIGURA (IV.117a)

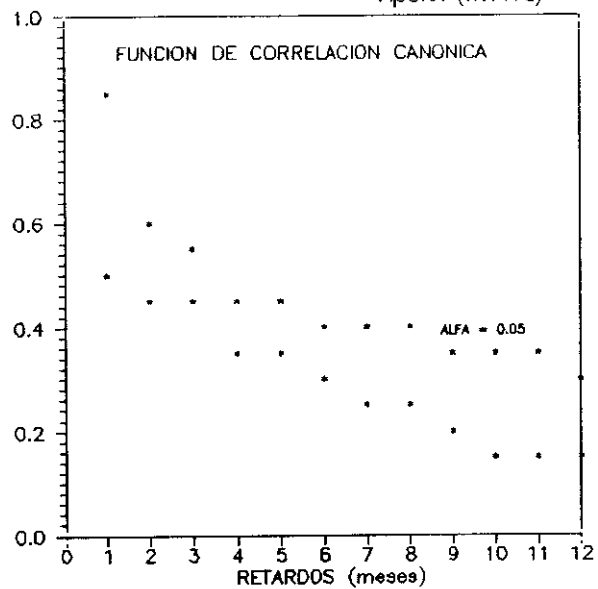


FIGURA (IV.117b)

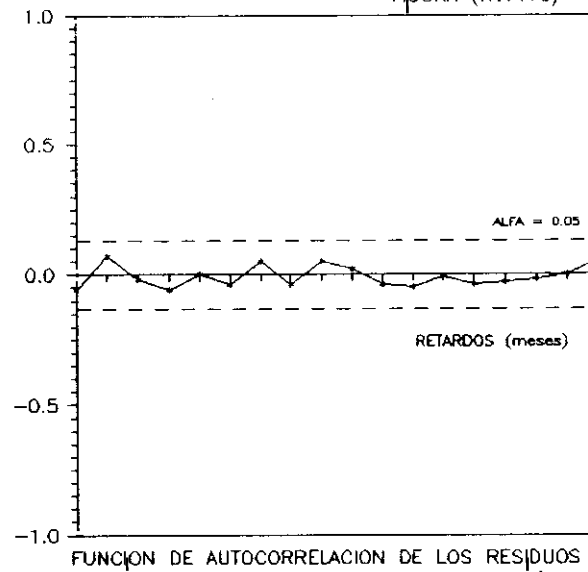


FIGURA (IV.117c)

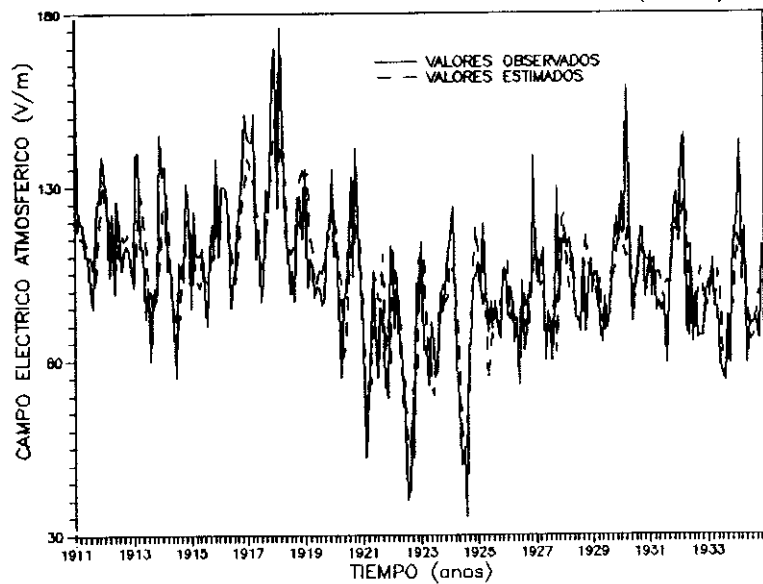


FIGURA (IV.117d)

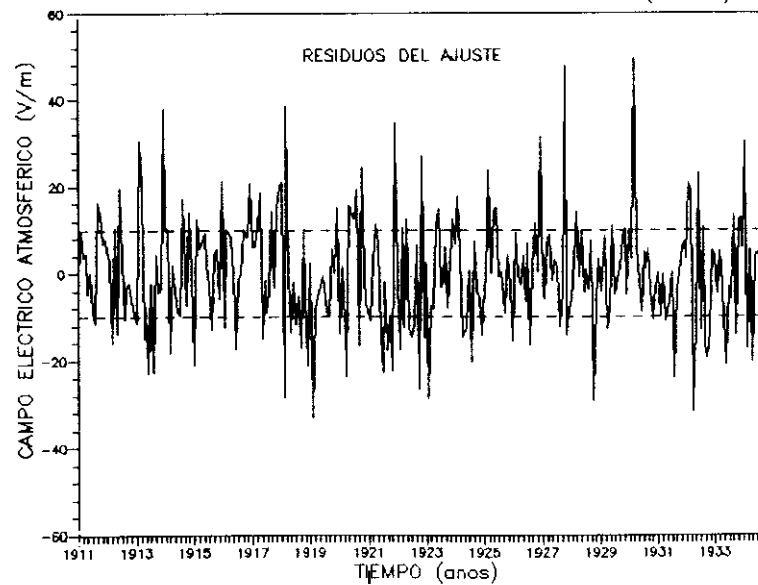


FIGURA (IV.118a)

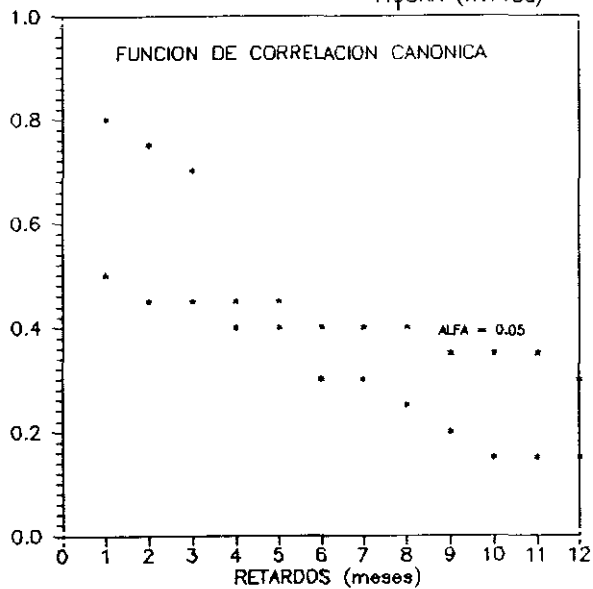


FIGURA (IV.118b)

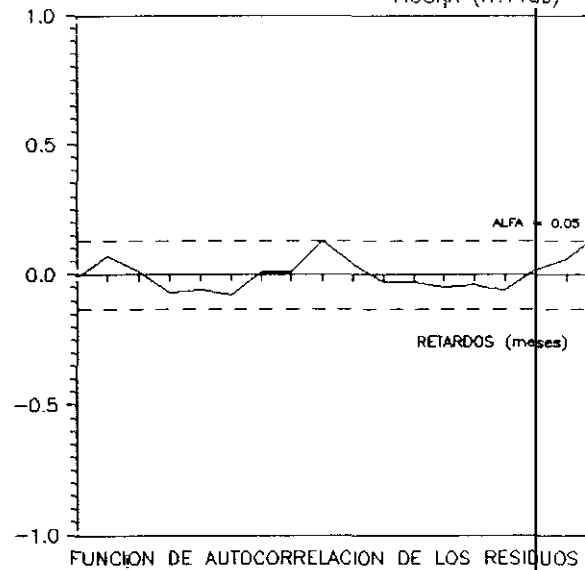


FIGURA (IV.118c)

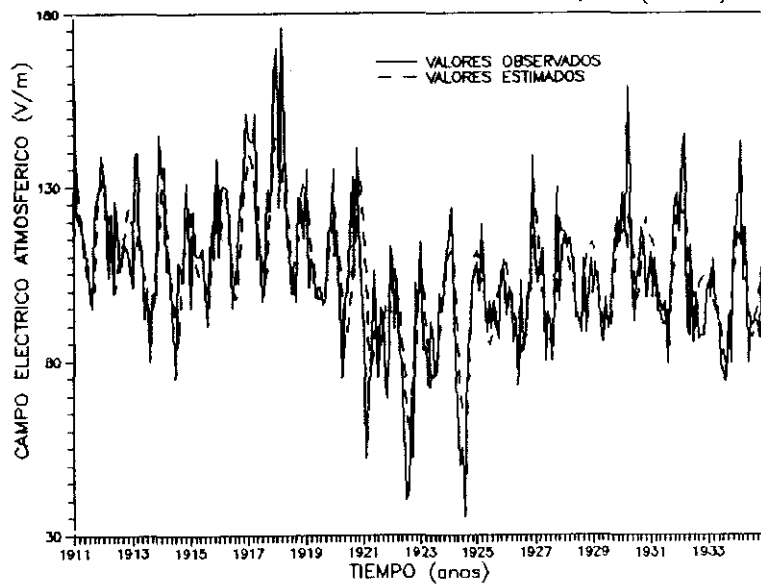


FIGURA (IV.118d)

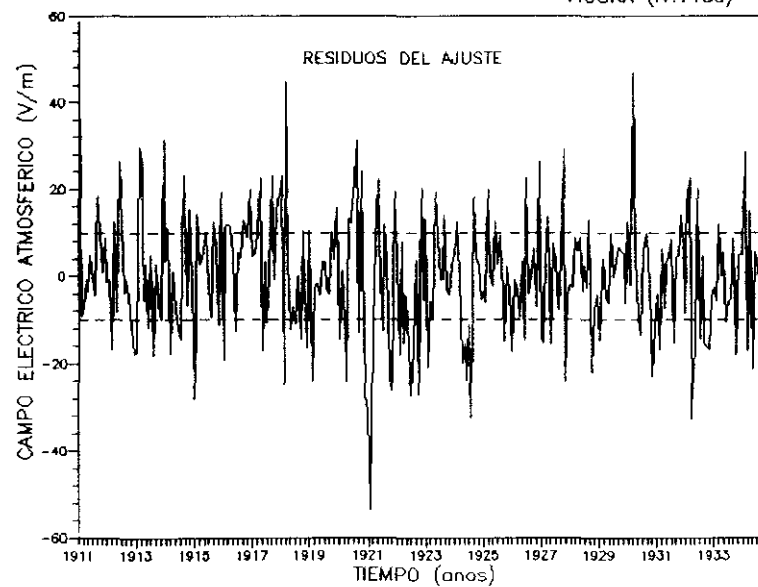


FIGURA (IV.119a)

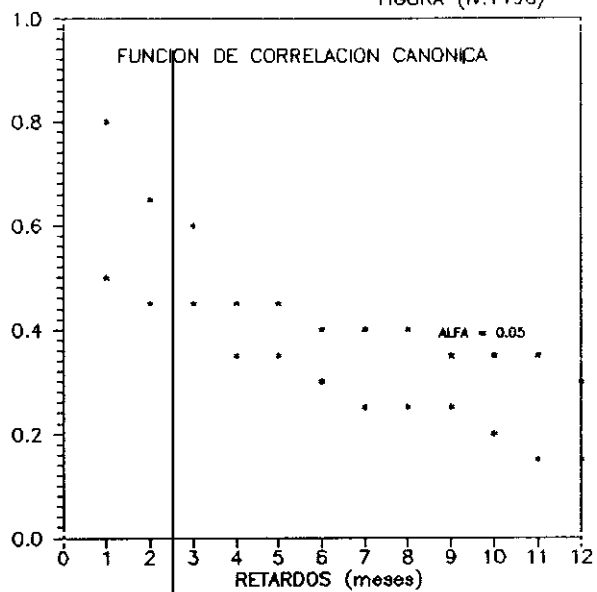


FIGURA (IV.119b)

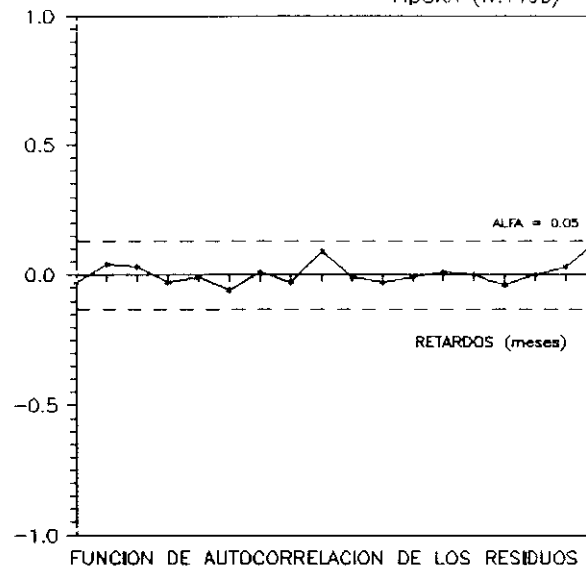


FIGURA (IV.119c)

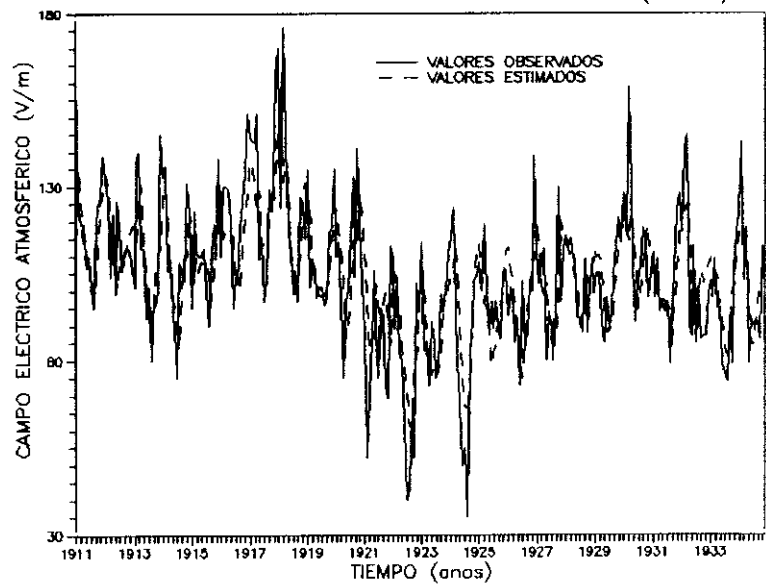


FIGURA (IV.119d)

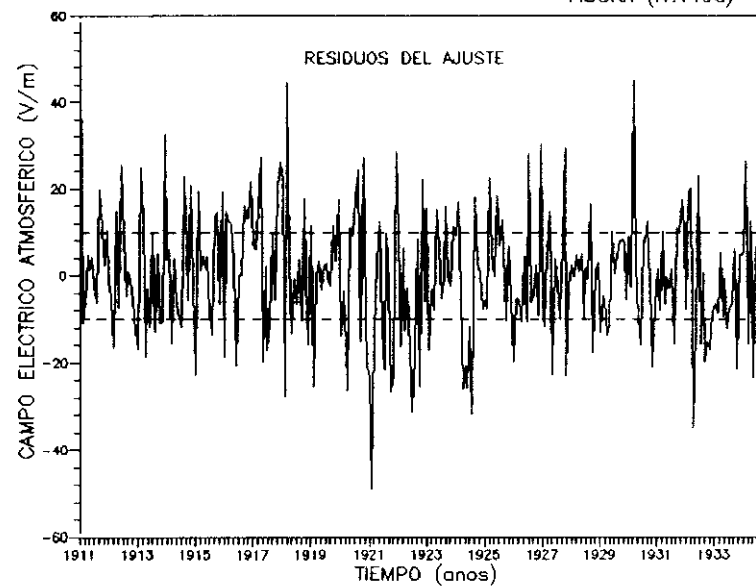


FIGURA (IV.120a)

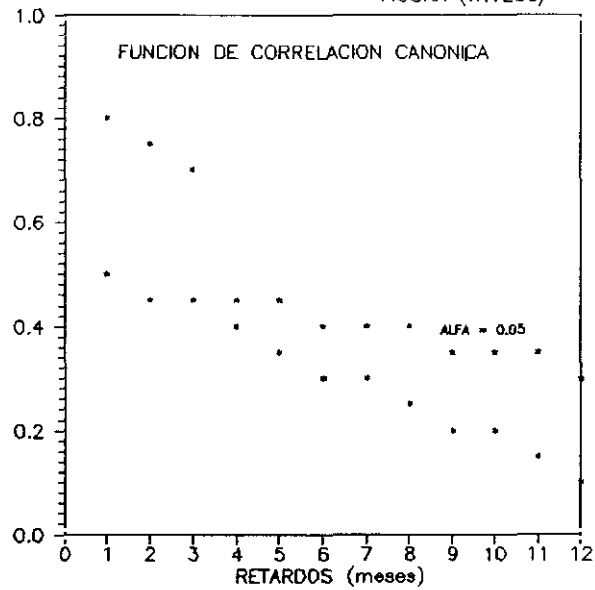


FIGURA (IV.120b)

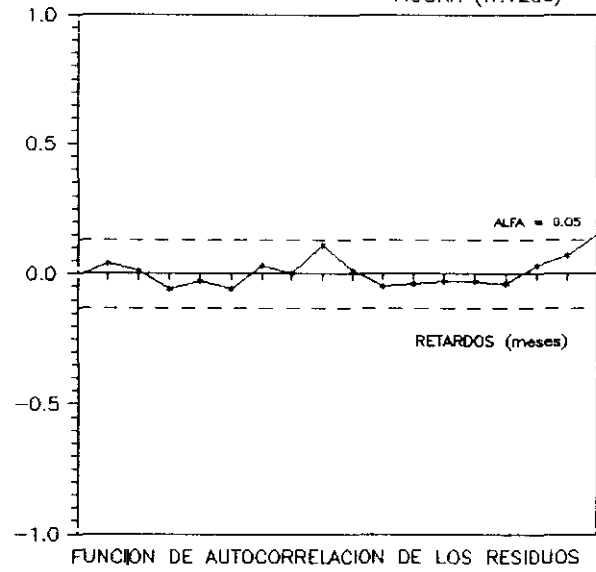


FIGURA (IV.120c)

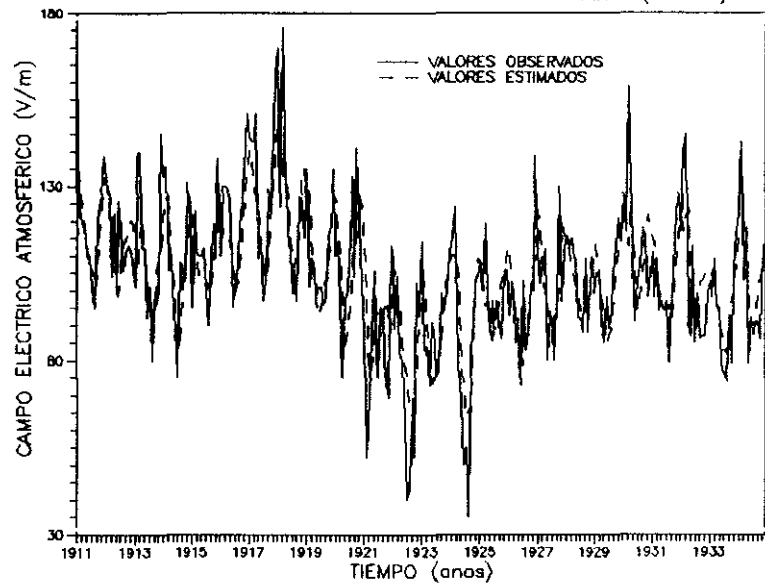


FIGURA (IV.120d)

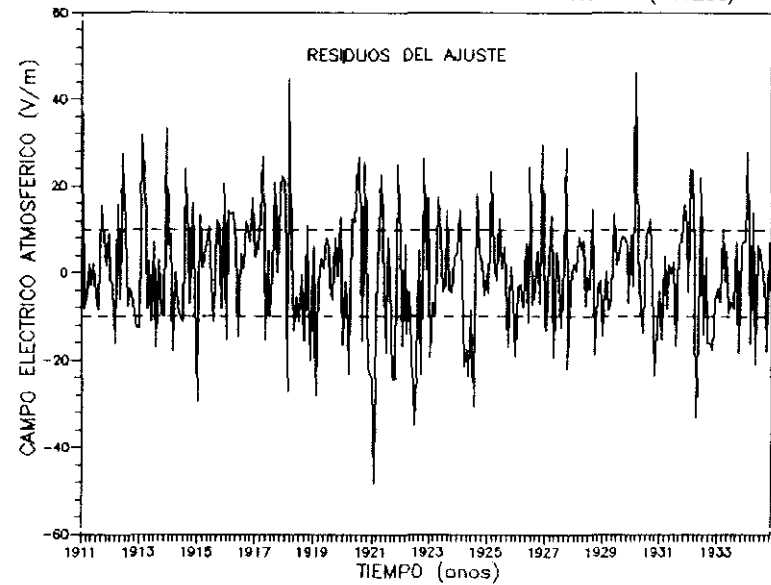


FIGURA (IV.121a)

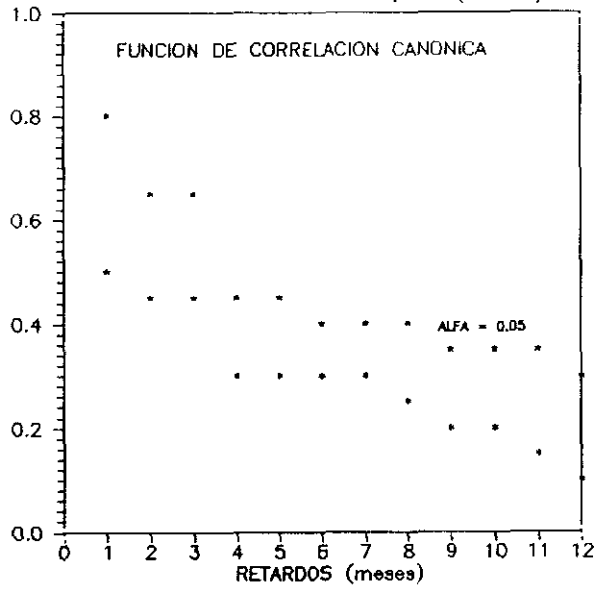


FIGURA (IV.121b)

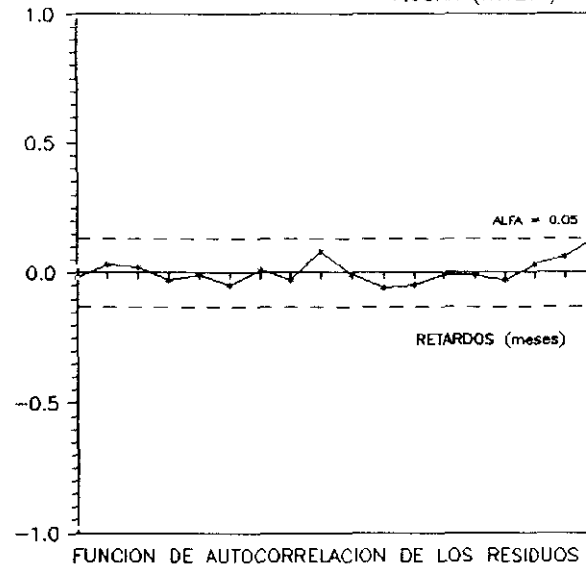


FIGURA (IV.121c)

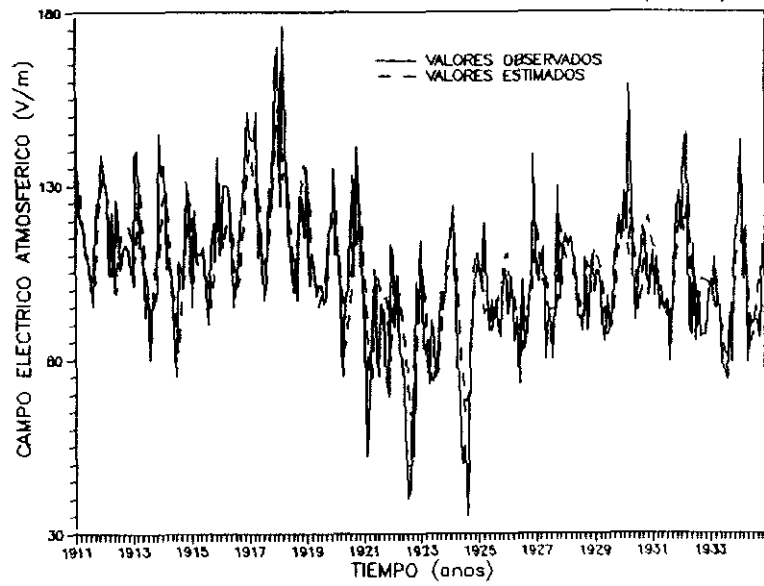


FIGURA (IV.121d)

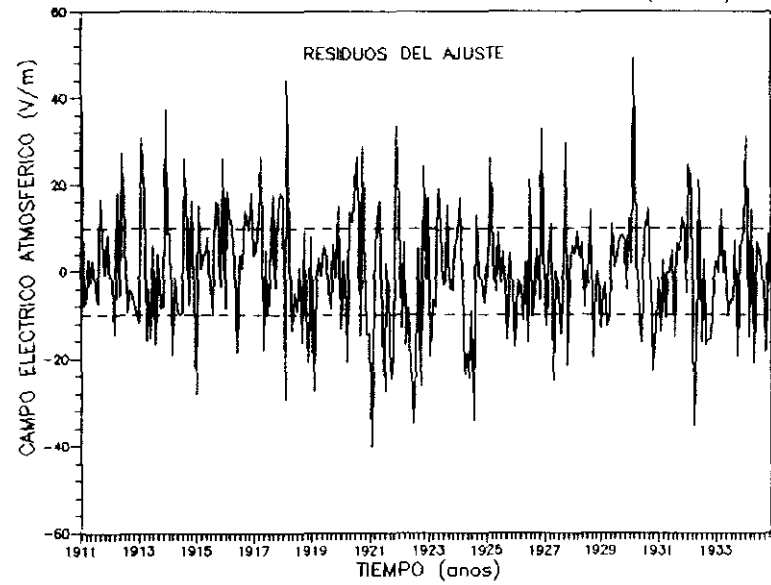


FIGURA (IV.122a)

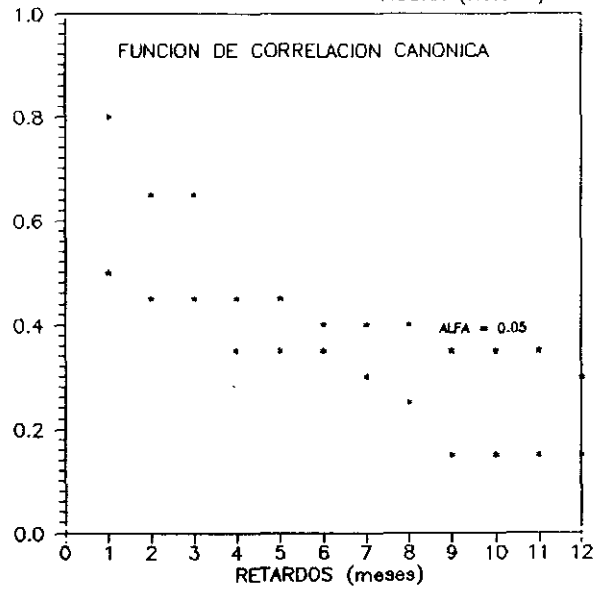


FIGURA (IV.122b)

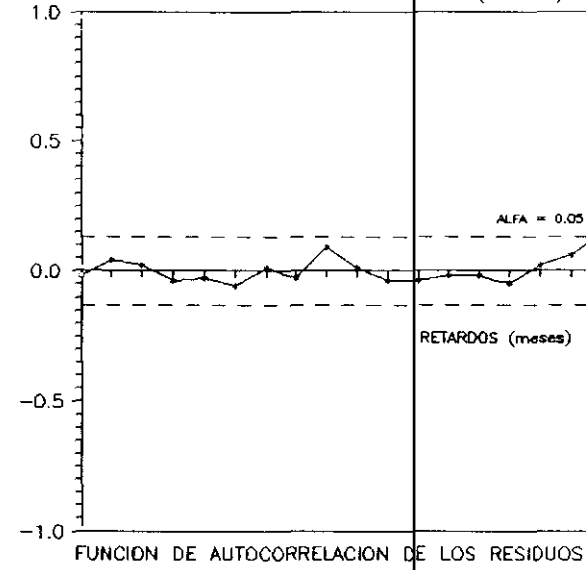


FIGURA (IV.122c)

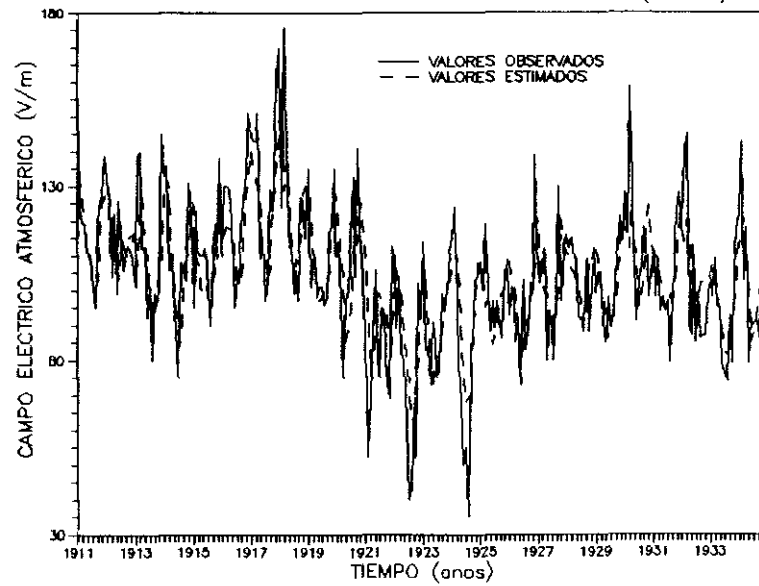


FIGURA (IV.122d)

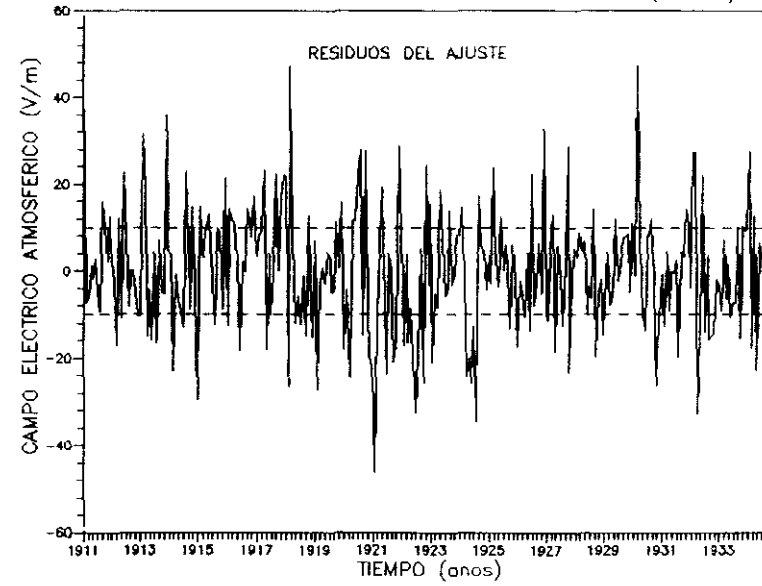


FIGURA (IV.123a)

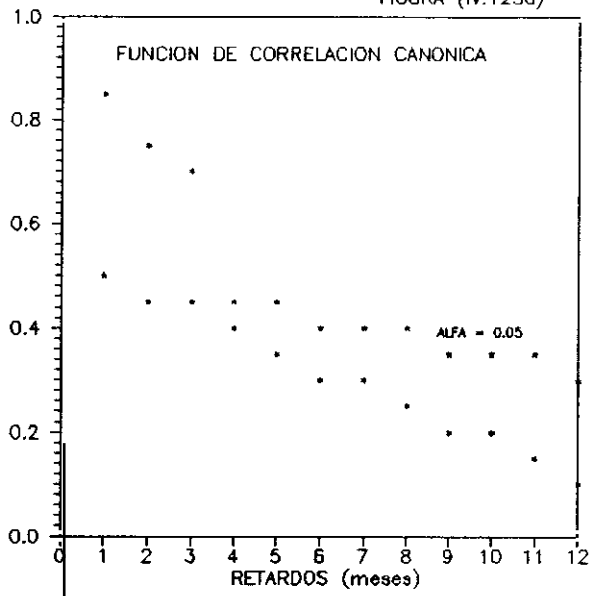


FIGURA (IV.123b)

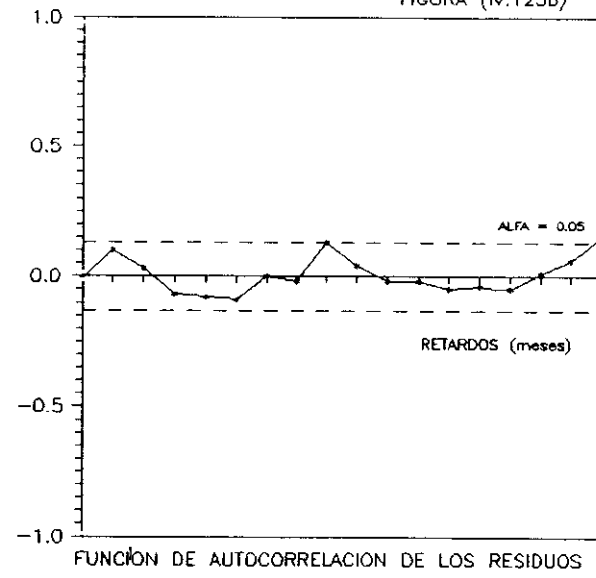


FIGURA (IV.123c)

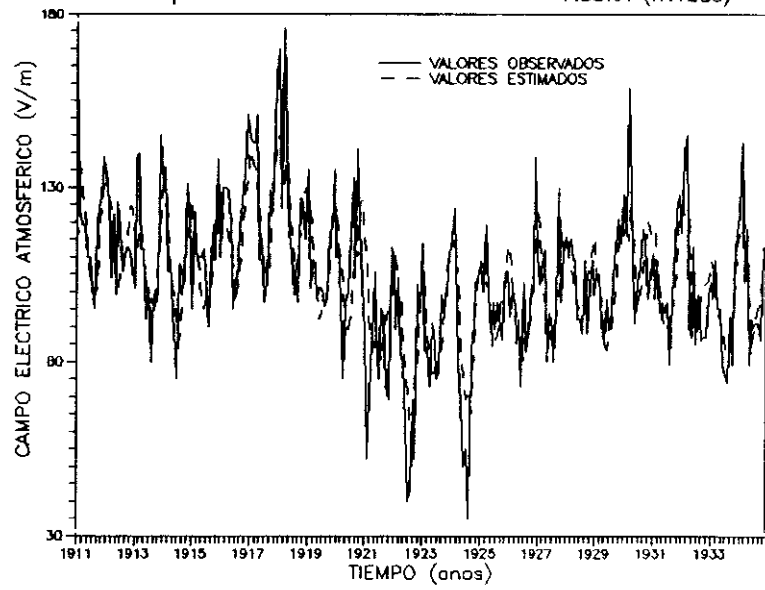
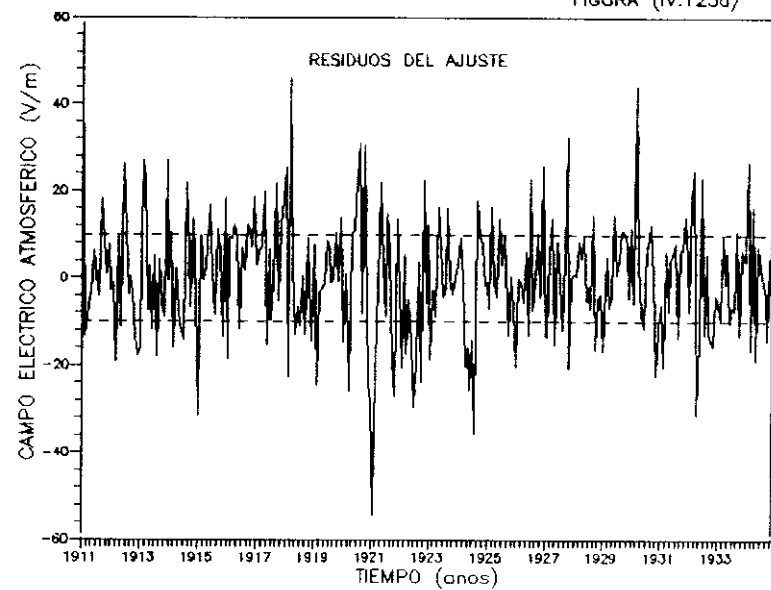


FIGURA (IV.123d)



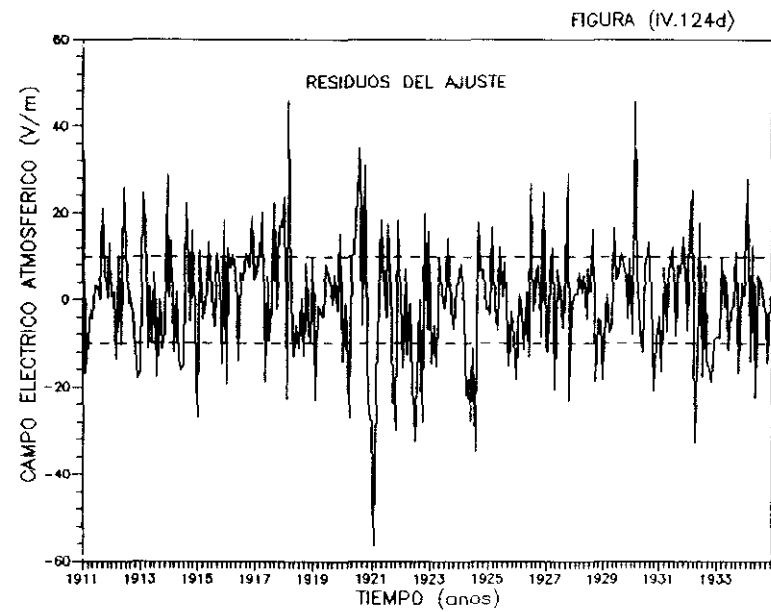
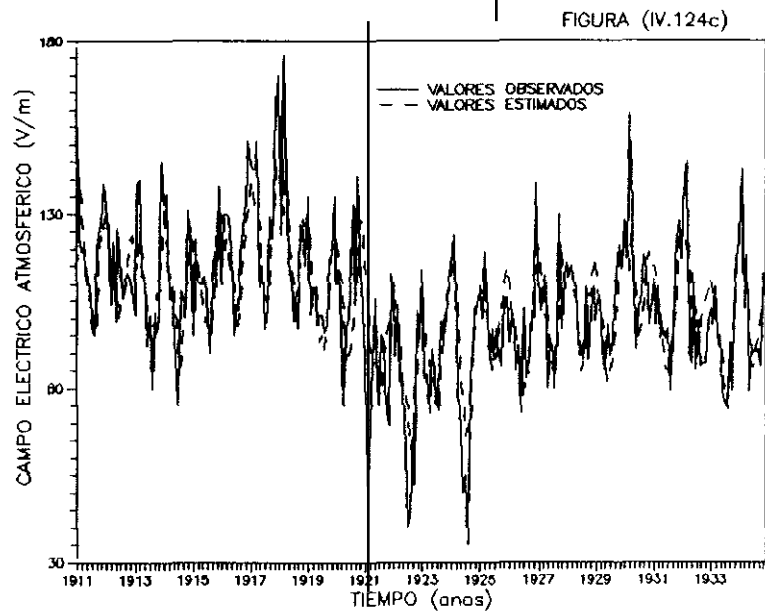
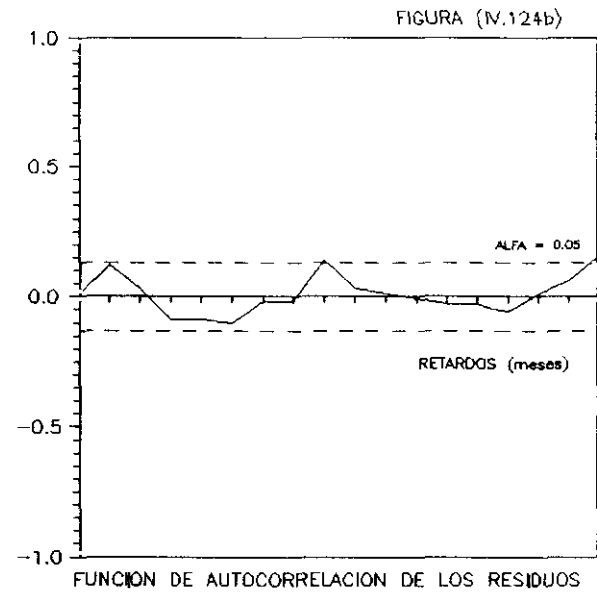
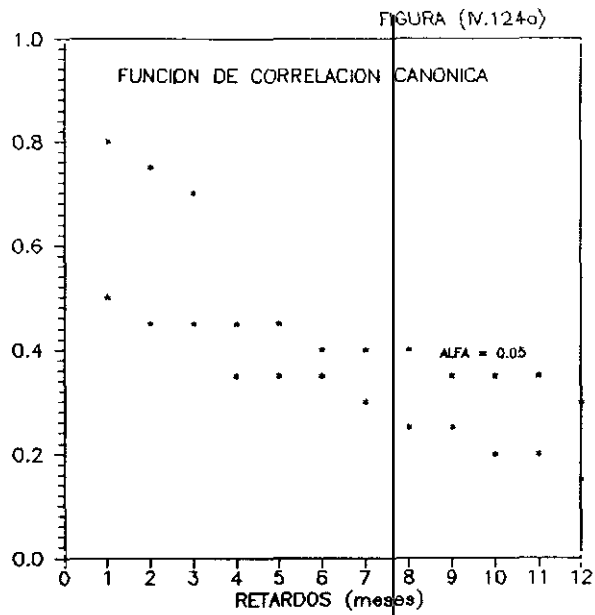


FIGURA (IV.125a)

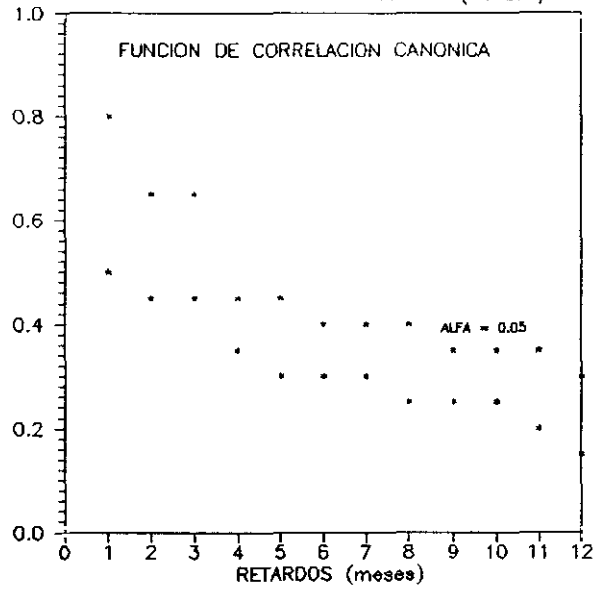


FIGURA (IV.125b)

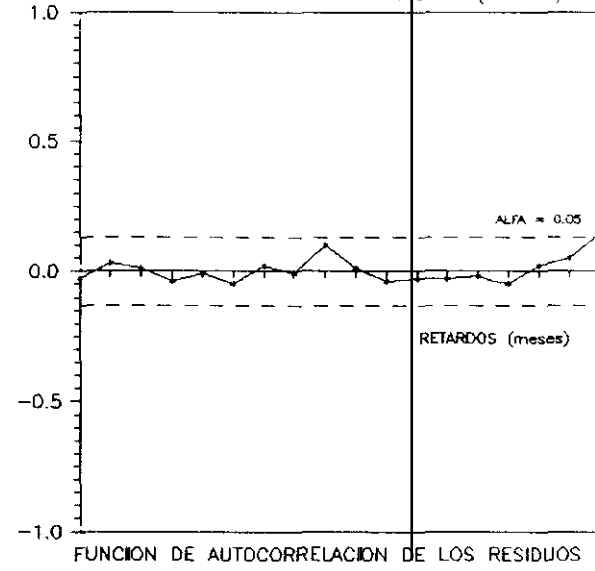


FIGURA (IV.125c)

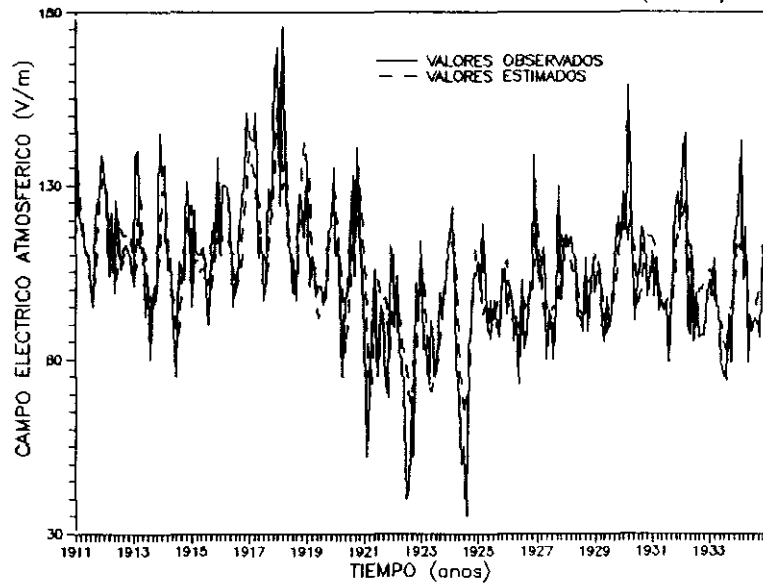


FIGURA (IV.125d)

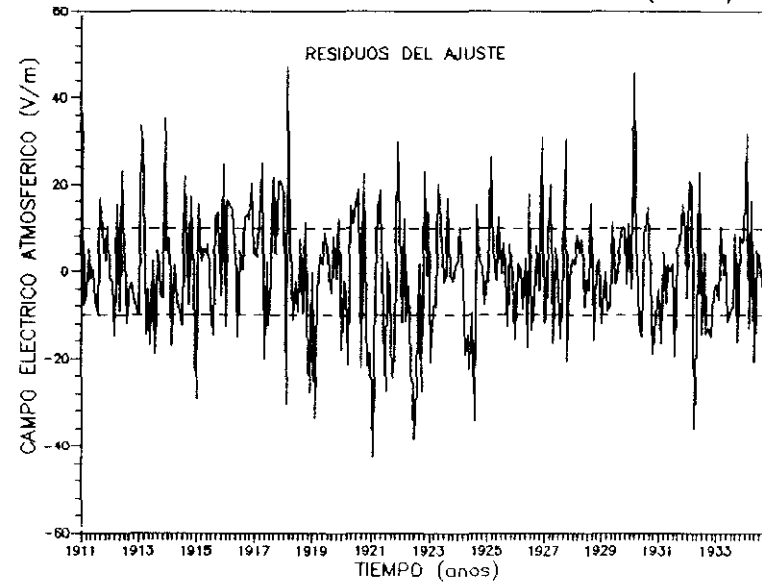


FIGURA (IV.126a)

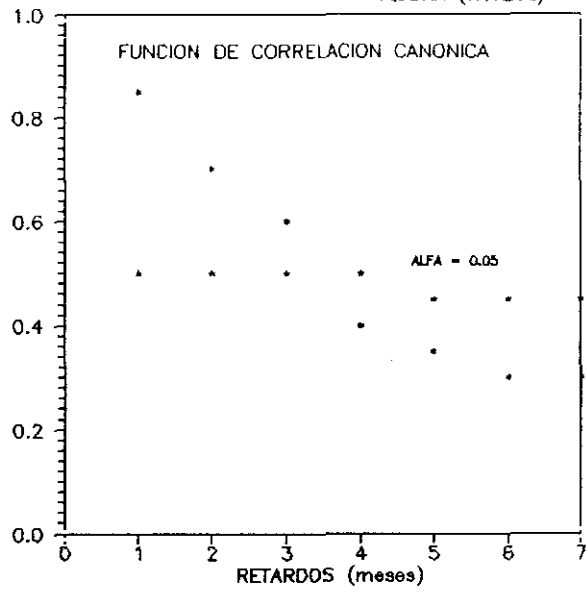


FIGURA (IV.126b)

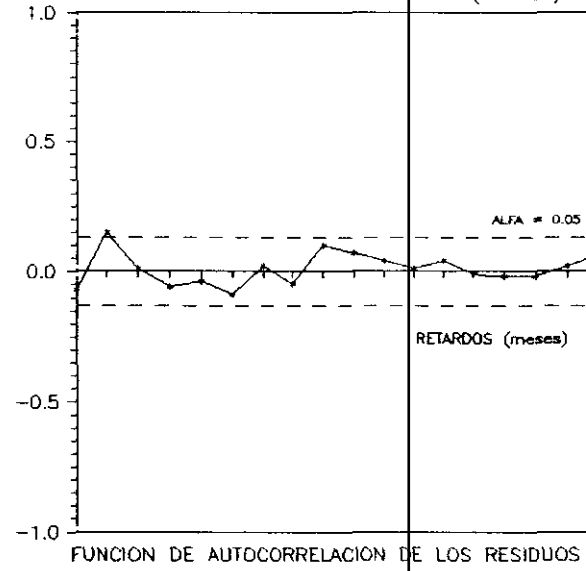


FIGURA (IV.126c)

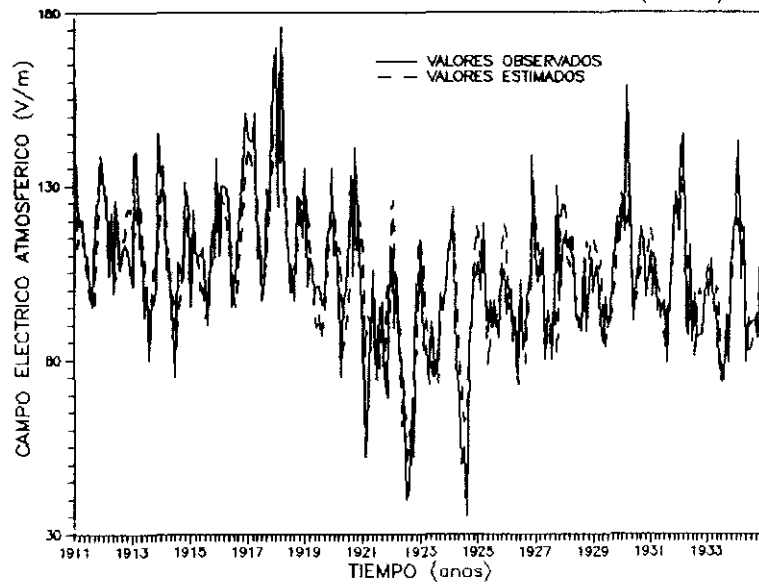


FIGURA (IV.126d)

