

~~T. P. 2001. 21/39~~
T 9/84

FACULTAD DE CIENCIAS-SECCIÓN DE FÍSICAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA
UNIVERSIDAD DE GRANADA

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 28-9-95
ENTRADA NUM.

INSTITUTO NACIONAL DE TÉCNICA AEROSPACIAL
DIVISIÓN DE CIENCIAS DEL ESPACIO
CENTRO DE EXPERIMENTACIÓN "EL ARENOSILLO"
ESTACIÓN DE SONDEOS ATMOSFÉRICOS

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
N.º Documento 615056351
N.º Copia i16303362

ACOPLAMIENTO ENTRE LA ATMÓSFERA MEDIA Y LA BAJA IONOSFERA

TESIS DOCTORAL PRESENTADA POR
BENITO A. DE LA MORENA CARRETERO
GRANADA, 1995

**ACOPLAMIENTO ENTRE LA ATMÓSFERA MEDIA Y LA BAJA
IONOSFERA**

**Visado en Granada a
28 de Julio de 1995.**

**Director de la Tesis:
Dr. Rafael Rodrigo Montero
Investigador Científico del
Instituto de Astrofísica de Andalucía
Consejo Superior Investigaciones Científicas.**

**Memoria presentada para
optar al grado de DOCTOR
EN CIENCIAS FÍSICAS.**

**Tutor:
Dr. Antonio Molina Cuevas
Catedrático de Física Aplicada
de la Universidad de Granada.**

Granada a 28 de Julio de 1995

**Firmado: Benito A. de la Morena
Licenciado en Ciencias Físicas**

ACOPLAMIENTO ENTRE LA ATMÓSFERA MEDIA Y LA BAJA IONOSFERA.

POR: BENITO A. DE LA MORENA

Introducción

Capítulo 1: Las capas atmosféricas y su acoplamiento

1.1- Breve descripción de la atmósfera y la ionosfera	7
1.2- La dinámica atmosférica y las ondas atmosféricas internas. Calentamientos súbitos estratosféricos como un indicador de la actividad de ondas planetarias..	16
1.3- Región ionosférica D : Aspectos aeronómicos y meteorológicos. Anomalia invernal: Conocimiento actual y problemas.....	33

Capítulo 2: Sistema de experimentación

2.1- Absorción de ondas de radio Método A3	50
2.2- Técnicas de medida de viento y temperatura en la estratosfera	55
2.3- Medidas del contenido total de ozono	59

Capítulo 3: La absorción ionosférica en el Suroeste de España

3.1- El acoplamiento estratosfera - baja ionosfera en latitudes medias.....	65
3.2- Fluctuaciones quasi-periódicas en los parámetros ionosféricos.....	88
3.3- Efectos de la actividad solar y geomagnética en la baja ionosfera.....	106
3.4- La absorción y el ozono.....	111

Conclusiones.....	117
-------------------	-----

Referencias

AGRADECIMIENTOS

Deseo testimoniar mi profundo agradecimiento al Dr. D. Rafael Rodrigo Montero, Director del Instituto de Astrofísica de Andalucía, y al Prof. Dr. D. Antonio Molina Cuevas de la Universidad de Granada, por haber aceptado la dirección y tutoría de esta Memoria, respectivamente, y por dedicarme su tiempo siempre y cuando recabé sus orientaciones y comentarios.

Quiero, igualmente, expresar mi más sincero agradecimiento al Prof. Dr. Edward Kazimirovsky del Institut for Solar Terrestrial Physics de Irkutsk, Rusia, por su inestimable ayuda y cariñosa dedicación a la Tesis durante los dos años que hemos convivido para la Ciencia, en El Arenosillo, merced a la Estancia Sabática que concedió al INTA el Mº de Ed. y Ciencia.

Asímismo, mi sentido afecto al Rvdo. P.J. Dr. Luis Alberca, Director del Observatorio del Ebro, quien, con sus revisiones y consejos, nuevamente demostró la inestimable amistad que me viene profesando desde mi ingreso en el INTA en el año 1976, y a todos los componentes de tan insigne e histórico Observatorio, pues de ellos aprendí no sólo algo de ciencia, si no la humildad y humanidad del verdadero cristiano de cuyo ejemplo pongo como honrosa muestra el recuerdo de nuestro querido Rvdo. P. Romañá.

A la extinta CONIE, en la memoria de mi sentido y recordado Dr. D. Luis Pueyo; al INTA, en el nombre de su actual Director Dr. D. Enrique Trillas; a todo el colectivo de "mi" División de Ciencias del Espacio y, en su representación, a su Director y amigo Dr. D. José Torres; al Centro de Experimentación El Arenosillo, lugar habitual de mi labor, con su Director D. Juan José Martín Francía como depositario de mi agradecimiento colectivo a todos los compañeros que con su esfuerzo y dedicación posibilitaron la operatividad de Campañas y la obtención de unos datos que han sido la médula de este trabajo científico, ellos entenderán que haga una especial mención a mis colaboradores directos de antes (Antonio Hernández y Salvador Rueda), y más recientes (Federico Soubrier y José Manuel Vilaplana); y al Dr. Jan Lastovicka (Chequia), Dra. Dora Pancheva (Bulgaria), Dr. G. Roper (USA).....entre otros por la cooperación mantenida en investigaciones conjuntas durante años.

Mi cariñoso reconocimiento a la labor silenciosa pero tremendamente eficaz de las labores administrativas que conlleva la elaboración de este estudio, y al que varios amigos han dedicado muchas horas por atenderme. Primi, Lourdes, Manoli, Ildefonso, Manolo, ¡Gracias!

Los esfuerzos del Dr. Francisco Caballero Requena, la Dra. Lola Sabau Graciati y el Dr. Manuel Gil Ojeda, merecen una mención especial.

Recordar y agradecer deben ser siempre pilares básicos del comportamiento humano y por ello estimo obligado el dedicar una especial mención a mis primero Jefes, D. Manuel Vilches Villar, gracias al que con su exquisito sentido de la responsabilidad, destinó varios cohetes Super-Loky para la constatación de las "teorías" que alegremente proclamaba aquel "alevín" de investigador de la década de los setenta, y a D. Juan M^a Cisneros Sanchiz que me introdujo en el fascinante mundo de la investigación científica y que durante muchos años soportó y respaldó mis "elucubraciones". Se que habréis disculpado "mis precipitaciones" de juventud, por ello es aún más obligado el reconocimiento de mis errores, en esta etapa en la que inicio la madurez.

Por último, y aunque sean conocidos los sacrificios que la familia te entrega en un esfuerzo como éste, no por ello debe de silenciarse el reconocimiento público, máxime cuando éste ha estado rodeado de tan graves trastornos, a consecuencia de episodios que la medicina resolvió con la ayuda de Dios.

A mi esposa Loli , y al "pequeño" Alvaro, con mi cariño.

Año 1995

INTRODUCCIÓN

Tradicionalmente, la meteorología clásica se ha limitado al estudio de la troposfera y estratosfera, mientras que la ionosfera se ha estudiado durante largo tiempo sólo como un medio de propagación de ondas de radio, sin referencia a las propiedades generales de la atmósfera. Pero es evidente que la atmósfera se extiende desde la superficie de la Tierra, hasta la atmósfera superior, comportándose como un sistema complejo que se acopla en amplios intervalos de altura.

Para los modelos aeronómicos, las cuestiones principales se plantean con respecto a las interacciones o acoplamientos entre regiones, interacciones que, hasta el presente, solamente se han parametrizado de una manera tosca dentro de modelos separados. Esto es particularmente cierto para la atmósfera superior, en la que se han identificado procesos químicos muy significativos en los acoplamientos entre las diferentes regiones, así como entre ellas y la estratosfera y troposfera por debajo, y con la magnetosfera por arriba. Por tanto, el principal desafío científico ante nosotros es entender el sistema de acoplamiento como un "todo" en el que se incluyan los efectos de energía, cantidad de movimiento e intercambio de composición entre regiones. El estado de fondo de la estratosfera, mesosfera y baja termosfera, no ha sido bien caracterizado, porque hasta hace poco estas regiones eran difíciles de estudiar por métodos experimentales de observación.

Es bien sabido los importantes esfuerzos que se han y están desarrollando para el estudio de la ionosfera ante las necesidades prácticas de las comunicaciones por radio, radiolocalización y radionavegación, y el siempre creciente uso del rango de radio que ahora incluye, no solamente HF, sino también LF y VLF. En conexión con ello, ha surgido la necesidad creciente de una descripción detallada de la parte inferior de la ionosfera terrestre (60-90 km), la región **D**. Ésta es la verdadera región misteriosa cuyo comportamiento no se ajusta al marco de una teoría sencilla con la que sí se puede describir las principales características de las otras capas ionosféricas, la capa **E** (90-140 km) y la capa **F** (por encima de 140 km).

Los medios más apropiados para el estudio de la región **D** son las observaciones desde tierra de la propagación de ondas de radio con registros ininterrumpidos de datos, y a través del lanzamiento de cohetes mediante complejas Campañas de investigación. Especialmente valiosas son las informaciones derivadas de las medidas de absorción de ondas de radio.

La manifestación más frecuentemente estudiada sobre el control meteorológico de la región **D** es la anomalía invernal (ver 1.3), es decir, el excesivo aumento del nivel medio, y de la variabilidad diaria, de la absorción de ondas de radio durante los periodos invernales. Para analizar estas situaciones debemos considerar, no sólo factores aeronómicos, sino también típicamente meteorológicos, como la circulación atmosférica en la estratosfera y mesosfera, calentamientos estratosféricos, el régimen térmico de la atmósfera, etc...

Las investigaciones sobre la variación de ondas de radio en la región **D**, y su respuesta ante la influencia "por arriba" de la actividad solar, y perturbaciones geomagnéticas, y de la temperatura y circulación estratosférica "por abajo", se iniciaron sin un claro conocimiento de los mecanismos físicos del acoplamiento. Hoy en día parece haberse encontrado una explicación de estas interacciones a través de la propagación de ondas atmosféricas internas (ver 1.2), que son consideradas como una parte de ese mecanismo físico.

La propagación ascendente de las ondas atmosféricas internas (ondas planetarias, mareas y ondas de gravedad) desde la atmósfera inferior, es una fuente esencial de energía y cantidad de movimiento para la termosfera. El espectro de frecuencia de los movimientos de onda observados en la atmósfera es muy extenso. En la atmósfera hay, obviamente, una superposición continua de las ondas que interaccionan entre ellas y con el flujo de fondo, sin embargo, los efectos de las ondas atmosféricas internas se han parametrizado sólo de una manera tosca en los modelos de circulación global existentes. Esta omisión es debida en parte a la falta de una clara comprensión de los procesos dominantes de saturación de ondas, y al desconocimiento del origen e influencia de las fuentes principales de ondas.

Conocer a qué altura pueden penetrar las ondas planetarias constituye una importante tarea. Los fuertes vientos zonales estratosféricos dominantes dificultan la penetración de las ondas desde la troposfera a la termosfera, sin embargo parte de su energía alcanza la termosfera. En el caso de las mareas y las ondas internas de gravedad, hoy no hay duda de que alcanzan alturas termosféricas, y que muchos efectos acaecidos en la ionosfera deben atribuirse a ellas.

Si se supone que hay un control meteorológico de la ionosfera inferior, puede esperarse la existencia de efectos latitudinales y longitudinales, debido a la falta de homogeneidad de los procesos de la atmósfera inferior y a las diferencias climáticas.

Actualmente, está ampliamente aceptado que la fuerte variabilidad de la región **D** se debe a la variación de las concentraciones de **NO** a 75-90 km. Esta última se produce como consecuencia de los cambios de intensidad diarios en los procesos dinámicos, que transportan moléculas de **NO** desde la región **E**. El transporte vertical de compuestos de nitrógeno debería, en principio, tener influencia sobre el ozono atmosférico, pero no se tiene información experimental sobre este tipo de acoplamiento.

Seguidamente se exponen los objetivos preferentes de nuestras investigaciones:

1- Definir los procesos de acoplamiento en la atmósfera media, especialmente durante los fenómenos de anomalía invernal, con el uso de datos ionosféricos y registros de parámetros estratosféricos obtenidos en Campañas específicas mediante cohetes de sondeo meteorológico tipo Super-Loky.

2- Estudiar la influencia de la actividad solar y de las ondas planetarias en la ionosfera inferior, y validar las teorías conocidas sobre los procesos de acoplamiento, incluyendo peculiaridades regionales.

3- Estudiar el posible acoplamiento de la estratosfera y la ionosfera inferior, analizando el contenido total de ozono y los datos de absorción ionosférica de ondas de radio.

Para estos propósitos el Centro de Experimentación El Arenosillo ofrece grandes posibilidades ya que está localizado cerca de la frontera de las manifestaciones de la anomalía invernal (40° N); y cerca del foco de los sistemas de corriente **Sq** en la región dinámica de la ionosfera. Asimismo, se dispone de series de medidas regulares y homogéneas de absorción, las cuales sólo existen, además de en España, en Alemania, Rep. Checa y Bulgaria. También se dispone de medidas simultáneas de absorción y contenido total de ozono para la misma área, obtenidas por medio de la monitorización regular de la absorción de ondas de radio en la región ionosférica **D** por el método radiofísico **A3** (incidencia oblicua, observaciones de intensidad de campo, onda continua) y de la observación del contenido total de ozono registrado con un Espectrofotómetro Dobson.

Los estudios sobre la anomalía invernal en la atmósfera media, fueron iniciados hace algunos años en EL Arenosillo, orientados a la estrato-mesopausa (Azcarraga y Sánchez, 1968; Cisneros, 1973; Azcarraga y Cisneros, 1979), y a la baja ionosfera (Rose y col., 1971, 1974; Rose y Widdel, 1977). Estos estudios fueron el fruto de una serie de acuerdos cooperativos que se iniciaron entre el Max Planck Institut für Aeronomie de

Lindau (MPI), la hoy extinta Comisión Nacional de Investigación del Espacio (CONIE) y el INTA, mediante un programa orientado al estudio continuado de la absorción anómala invernal de ondas electromagnéticas en la capa **D**, y su variación temporal, con sondeadores ionosféricos de incidencia vertical y medidores de absorción, dentro de un Programa de investigación que se desarrollaba a nivel internacional desde los observatorios de la Red instalada en el resto de Europa. En dicho programa colaboraban también el Observatorio del Ebro en Roquetes y el Servicio Meteorológico Nacional, hoy Instituto Nacional de Meteorología.

La observación durante la época invernal de días con variaciones bruscas de la absorción ionosférica en la región **D**, sugirió que podrían atribuirse a modificaciones en la circulación de las capas subyacentes; así se complementaron dichas investigaciones con las ya iniciadas en 1966 por el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) y la CONIE para el estudio, mediante instrumentación a bordo de cohetes de sondeo, del comportamiento dinámico de la atmósfera neutra, dentro de un Programa de colaboración con la NASA y el CNES y cuya operatividad se desarrolló desde El Arenosillo.

La colaboración con NASA y CNES tuvo lugar desde el año 1966 hasta el año 1971 y con el M.P.I. hasta 1977, y fue de los resultados de dichas investigaciones de donde se derivó la conveniencia de analizar la zona de interacción de la estratosfera y baja ionosfera.

En 1967 se instalaron las estaciones receptoras de Balerna (36.72° N-2.86° W), Alceda (43.19° N-3.90° W) y Roquetes (40.49° N-0.50° W), situándose el sistema Transmisor en las instalaciones de la Cía. Telefónica que el ENTEL disponía en Aranjuez (40°1' N-3°36' W). La estación de Alceda fue trasladada en 1969 al Campo de Lanzamiento de El Arenosillo (37.1° N-6.7° W), siendo ésta, junto con la del Observatorio del Ebro en Roquetes, las dos únicas estaciones que permanecen operativas en la actualidad. El sistema Transmisor fue trasladado en 1992 a las instalaciones del INTA en Torrejón de Ardoz -Madrid (40° 29' N- 3° 27' W).

Desde el año 1976, en El Arenosillo se ha desarrollado y/o colaborado en programas de investigación orientados preferentemente al análisis experimental de los fenómenos anómalos típicos de la región de interacción comprendida entre la estratosfera y la baja ionosfera. Ello ha sido posible al disponerse de un equipo de sondeadores de instalación fija, Medidores de absorción **A-3** y sondeadores de incidencia vertical, que permiten determinar la variación de la densidad de electrones de las regiones ionosféricas. Por otra parte, se han llevado a cabo experiencias destinadas a la medida de

la dirección y velocidad de viento, así como de la temperatura a niveles tropo-estratosféricos mediante instrumentación a bordo de cohetes de sondeo y globos y la observación diaria de la evolución del contenido total de ozono atmosférico con un Espectrofotómetro Dobson.

Los objetivos preferentemente perseguidos en estos programas han sido:

a) El conocimiento de la dinámica estrato-mesosférica durante el periodo invernal y su variación estacional, así como el estudio extensivo de la formación y evolución del fenómeno anómalo conocido por calentamiento súbito (de la Morena y Cisneros, 1976; de la Morena, 1979).

b) El estudio de la influencia de las perturbaciones invernales en las regiones ionosféricas y el análisis de las variaciones bruscas del valor integrado del número de electrones en la región **D** como posible sistema de "predicción de anomalías en la estratosfera" (de la Morena, 1980,1981,1982,1983,1984a).

c) El establecimiento de correlaciones entre los parámetros de la atmósfera media y ionizada durante la anomalía invernal en el Suroeste de España y Centro Europa (Williams y col., 1987; de la Morena, 1984b, 1988; de la Morena y col., 1991b).

Entre los diferentes Programas de investigación en los que se ha participado, merecen destacarse los siguientes:

Atmosphere Tides Middle Atmosphere Program (ATMAP), iniciado en 1984 para la confección de un mapa global de la termosfera, así como los programas del Middle Atmosphere Programme (MAP): Middle Atmosphere Cooperation Summer in Northern Europe (MAC/SINE) y EPSILON (Thrane, 1986), con el propósito del estudio intensivo de la dinámica de la atmósfera media durante las condiciones de verano y otoño, programas que podrían considerarse como continuación de la Campaña que para el estudio de la anomalía invernal fue llevada a cabo en El Arenosillo (Huelva) durante el invierno 1975/76 (Offerman, 1979 a, b).

Programa cooperativo con los Institutos Geofísicos de las Academias de Ciencias Búlgara y Checoslovaca (1983-1994), para el análisis de las fluctuaciones quasi-periódicas de la absorción ionosférica en el Centro y Suroeste de Europa (Lastovicka y de la Morena, 1987; Pancheva y col., 1989a; Pancheva y col., 1989b; de la Morena y col., 1989; Pancheva y col., 1991a,1994; Apostolov y col., 1993).

Programa DYANA (Offerman, 1992), iniciado en enero 1990 con el objetivo de realizar el estudio dinámico e iónico de la atmósfera media y la distribución de componentes minoritarios y cuyos resultados han sido recientemente publicados (Lastovicka y col., 1994; Bittner y col., 1994; Koshelkov y col., 1994).

Programa PRIME (Acción COST 238) para la modelización de la ionosfera sobre Europa, cuya primera fase se está desarrollando durante el periodo 1990-95 (de la Morena y Alberca, 1991a; de la Morena y col., 1994).

Programa cooperativo Institute for Solar Terrestrial Physics de IRKUTSK - INTA, para la investigación sobre el acoplamiento estratosfera - termosfera - baja ionosfera, cuya primera fase se desarrolla durante el periodo 1993 - 1995 (De la Morena y Kazimirovsky, 1994; Danilov y col., 1994; Alberca y col., 1994, 1995; Alberca y col., 1995; de la Morena y Kazimirovsky, 1995).

CAPITULO I

LAS CAPAS ATMOSFÉRICAS Y SU ACOPLAMIENTO.

1.1 BREVE DESCRIPCIÓN DE LA ATMÓSFERA E IONOSFERA

El geoespacio es una región de interacciones y fronteras; interacciones entre materia terrestre y radiación solar, entre los campos magnéticos solar y terrestre, entre campos magnéticos y partículas cargadas; y frontera entre regiones dominadas por diferente energética estructura y dinámica. Así la heliosfera, la magnetosfera, la ionosfera y la atmósfera, mientras mantienen sus identidades y tienen sus propios territorios con procesos específicos fisicoquímicos, están interaccionando estrechamente e intercambiando energía y material.

Los canales de interacción básica entre los principales dominios del sistema Sol-Tierra, sol y viento solar, magnetosfera e ionosfera, atmósfera media y troposfera se muestran en la **Fig. 1.1.1.**

Debido a la influencia de la gravedad, la atmósfera y la ionosfera están, en un primer orden, estratificadas horizontalmente y divididas, convencionalmente, en capas basadas en la estructura vertical de diferentes parámetros. La estructura de la atmósfera puede estar netamente configurada por un perfil de temperatura representativo, en tanto que la ionosfera está más sensiblemente configurada por la densidad de plasma. La temperatura de la atmósfera disminuye inicialmente con la altitud, desde la superficie, con un gradiente de alrededor de 7 K/km en la troposfera. En la tropopausa (10-18 km de altitud, dependiendo de la latitud y la estación) se invierte esta tendencia de la temperatura y comienza la estratosfera. Este aumento de temperatura se debe primordialmente a la absorción por el ozono de parte de la radiación ultravioleta solar. Este efecto tiene su máximo a unos 50 km donde el gradiente de temperatura se invierte de nuevo en la estratopausa. El enfriamiento radiativo crea una disminución de temperatura muy aguda hasta alcanzar un mínimo entre 130 y 190 K a los 80 km. Para alturas por encima del mínimo de temperatura (la parte más fría de la atmósfera, la mesopausa) la temperatura aumenta espectacularmente hasta valores que son completamente variables pero que están a menudo por encima de 1000 K, esta región se llama termosfera. Por otro lado, la atmósfera es relativamente uniforme en composición por debajo de 100 km debido a una variedad de fenómenos de mezcla turbulenta. Por encima de la "turbopausa" los constituyentes comienzan a separarse de acuerdo con sus diversas masas, por lo tanto, la homosfera (**Fig. 1.1.2.**) es la región donde las especies

atmosféricas están bien mezcladas y las abundancias relativas de los constituyentes permanecen constantes con la altura. Es bien sabido que los constituyentes mayoritarios son nitrógeno molecular y oxígeno en la relación 4:1, el dióxido de carbono y el vapor de agua se conocen como importantes constituyentes menores. La heterosfera (**Fig. 1.1.2.**), es la región inmediatamente por encima de la homosfera donde las reacciones fotoquímicas y la separación por difusión se combinan para cambiar la composición con la altura. La división entre homosfera y heterosfera está cerca de la turbopausa.

En los siguientes párrafos y capítulos empleamos a menudo los términos "atmósfera superior y atmósfera media". En el pasado, los meteorólogos designaban a la región situada por encima de la tropopausa como la "atmósfera superior", pero recientemente el término "atmósfera media" se ha hecho más conocido cuando nos referimos a la región comprendida desde la tropopausa hasta la turbopausa e incluso hasta la termosfera inferior. Es conocida la existencia de constituyentes minoritarios en la atmósfera media y superior tales como argón, ozono, oxígeno atómico, monóxido de nitrógeno, hidroxilo, hidrógeno y helio, y que incluso a mayores alturas las especies atómicas llegan a ser los constituyentes principales como resultado de las interacciones radiación-atmósfera y de la difusión molecular. Estas interacciones suelen ser bastantes complejas. Las radiaciones más energéticas ionizan los átomos y moléculas que encuentran; las radiaciones menos energéticas excitan las moléculas y desprenden electrones débilmente acoplados de los iones negativos. La frecuencia e importancia relativa de estas reacciones dependen principalmente de la irradiancia espectral de las emisiones solar, así como de la distribución de constituyentes atmosféricos y temperaturas. Asimismo, es conocido que varían con la hora del día, latitud, estación, ciclo de manchas solares y las perturbaciones solares irregulares.

Las radiaciones ultravioletas de longitudes de onda más cortas se absorben a mayores alturas en la termosfera y son las responsables de las altas temperaturas que allí se generan. Gran parte del calor que se libera en la termosfera se transporta por conducción en sentido descendente. En esta zona, la temperatura aumenta con la altura. Debido a la buena conductividad térmica, la región de la termosfera superior se mantiene en una condición casi isoterma a una temperatura relativamente alta. Esta misma fuente de energía es responsable también de la producción de plasma en la parte de hemisferio iluminado. Por último, están los rayos ultravioleta y X que provienen de la cromosfera y la corona. Esta radiación no alcanza la superficie terrestre, pero tiene suficiente energía para ionizar la atmósfera neutra.

En la **Fig. 1.1.3.** (Kelley, 1989) se muestran los perfiles de densidad electrónica típica en latitudes medias para el máximo y mínimo de manchas solares, durante el día y la noche. Durante el día la radiación en el extremo ultravioleta (**EUV**) del espectro solar incide en una atmósfera neutra cuya densidad aumenta exponencialmente conforme se disminuye en altura. Como los fotones se absorben en el proceso de fotoionización, el propio haz decrece en intensidad y en penetración. La combinación entre la disminución de la intensidad y el aumento de la densidad neutra, provoca un mecanismo sencillo que genera la capa básica de ionización en gran escala tal y como se muestra en la **Fig. 1.1.3.** El pico de la densidad de plasma aparece en la llamada capa **F2** y alcanza valores de hasta 10^6cm^{-3} cerca del mediodía. El factor que limita el valor del pico de densidad, es la "velocidad" de recombinación, la velocidad a la cual los iones y electrones se combinan para formar una molécula o átomo neutro. Esto a su vez depende mucho del tipo de ión que existe en el plasma y de su interacción con el gas neutro.

La ionosfera puede definirse como la parte de la atmósfera superior terrestre donde los iones y electrones están presentes en cantidades suficientemente grandes como para afectar la propagación de ondas de radio. Su límite inferior se sitúa hacia los 50 km, solapándose con la mesosfera y termosfera; los símbolos **D**, **E**, **F1** y **F2** se usan para distinguir sus diversas capas. No tiene frontera superior bien definida pero se confunde con la magnetosfera y la protonosfera que se compone principalmente de hidrógeno ionizado. La ionosfera está formada por la ionización de gases atmosféricos como N_2 , O_2 y O . Hay un equilibrio dinámico en el cual la concentración neta de electrones libres, densidad electrónica, depende de la velocidad relativa de los procesos de producción y pérdida. En términos generales la velocidad de cambio de la densidad de electrones N se expresa por su ecuación de continuidad

$$\frac{dN}{dt} = q - L - \text{div}(N\bar{V}) \quad (1)$$

donde q es la tasa de producción; L es la tasa de pérdida por recombinación; $\text{div}(N\bar{V})$ expresa la pérdida de electrones por movimiento, siendo \bar{V} la velocidad media. Durante el día, la intensidad de radiación ionizante varía con la elevación del Sol con una respuesta creciente de la densidad de electrones. Por la noche, la fuente de radiación disminuye y la densidad de electrones decae.

Por debajo y cerca de ~ 100 km los gases dominantes son N_2 y O_2 y presentan una misma relación que en las regiones de la atmósfera inferior. Cerca de 110 km (región **E**) aumenta la proporción de oxígeno atómico alcanzando la del O_2 . Por encima de 250 km la densidad de oxígeno atómico también excede a la de N_2 . Esta

tendencia es debida a la fotodisociación de O_2 por la radiación UV solar, y la ausencia de mezcla turbulenta por encima de la turbopausa. En las proximidades del máximo de densidad de plasma, los iones son casi todos O^+ . Esta alta concentración de oxígeno atómico es la principal característica de la atmósfera neutra. Por debajo del máximo, el NO^+ y O_2^+ llegan a ser los más abundantes, dominando el plasma inferior hasta los 150 km. Por la noche, en las regiones de altitud inferior, donde dominan los iones moleculares, la densidad es significativamente menor. Por otro lado, la densidad de plasma de O^+ se mantiene durante la noche. Los efectos durante la salida y puesta del sol son muy intensos en altitudes más bajas, regiones **D** y **E**, pero son casi inexistentes en la región **F**.

La diferencia más significativa en el comportamiento iónico, es debida al hecho de que los iones moleculares tienen una mayor tasa de recombinación con los electrones que los iones atómicos. Las dos reacciones principales que aparecen en una recombinación son del tipo



el primer proceso se llama recombinación "disociativa" porque la molécula se rompe, mientras que el último se llama recombinación "radiativa" porque se requiere la emisión de un fotón para conservar la energía y el momento. El primer proceso tiene una velocidad de reacción casi 1000 veces mayor que el segundo, y como resultado, el tiempo de vida para los iones atómicos es mayor. Como los iones moleculares tienen una vida más corta, cuando disminuye su producción durante la noche, la recombinación rápida reduce velozmente la concentración de plasma. Los iones O^+ a altitudes mayores a menudo no son destruidos y mantienen durante la noche concentraciones entre 10^4 y 10^5 cm^{-3} .

La fotoionización por la radiación solar UV no es la única fuente de plasma en la ionosfera. La ionización por impacto de partículas energéticas en los gases neutros es particularmente importante a altas latitudes. Las reacciones primarias, sin embargo son sólo las reacciones iniciales de una larga y compleja red de eventos. Varios cientos de reacciones conocidas suceden simultáneamente y, considerando las significativas discrepancias que se establecen a veces entre teoría y observaciones, pudiéramos deducir que también podrían estar implicadas un gran número de reacciones desconocidas. Sin embargo, atendiendo a una descripción simplificada, podemos

presentar un detalle de las peculiaridades más significativas de la ionosfera, mostradas en la **Tabla 1.1.1.** (Rishbeth y Garriott, 1969). Aquí, α_{eff} es un coeficiente de recombinación efectivo que representa todas las reacciones de recombinación. Si se mide $\frac{dN}{dt}$ y N y q se calcula (como es habitual), α_{eff} puede determinarse usando la relación

$$\frac{dN}{dt} = q - \alpha_{\text{eff}} N^2 \quad (4)$$

Tabla 1.1.1. La ionosfera

Región	Altura nominal del pico de la capa (km)	$(Ne)_{max}$ (cm^{-3})	α_{eff} (cm^3/s)
D	90	1.5x10 ⁴ (mediodía) ausencia en la noche	3x10 ⁻⁸
E	110	1.5x10 ⁵ (mediodía) < 1x10 ⁴ noche	10 ⁻⁸
F1	200	2.5x10 ⁵ (mediodía) ausencia en la noche	7x10 ⁻⁹
F2	300	10 ⁶ (mediodía) 10 ⁵ (medianoche) Su altura y densidad de electrones son muy variables. Aparecen grandes variaciones diarias, y estacionales, con el ciclo de las manchas solares.	10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻⁹ Variable: probablemente decrece con la altura.

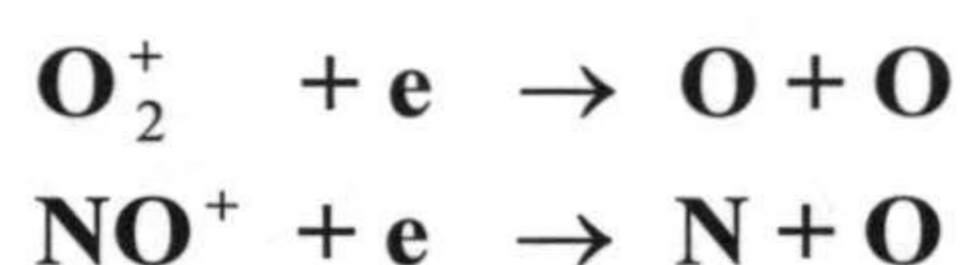
Producción iones (Región D): Ionización por rayos **X** solares o **Lyman- α** , ionización de **NO**. El aumento de ionización que sigue a las perturbaciones solares es debido a la ionización por rayos **X** de todas las especies. La adhesión de electrones a **O** y **O₂** forman iones negativos; la relación de iones negativos a electrones se incrementa con la altura y durante la noche.

Recombinación (Región D): Los iones negativos se destruyen por pérdida de electrones (sólo durante el día), por desprendimiento asociado ($O + O^- \rightarrow O_2 + e$) y mutua neutralización ($O^- + X^+ \rightarrow O + X$).

Producción iones (Región E): La ionización de **O₂** puede suceder directamente por absorción en el primer continuo de ionización ($h\nu > 12.0$ eV). Los rayos **X** de la Corona

también contribuyen ionizando O , O_2 y N_2 . La E nocturna y la E esporádica (áreas delgadas formadas por extra-ionizaciones) se deben principalmente al bombardeo de electrones e iones metálicos procedentes del bombardeo de meteoros. Algunas reflexiones de radio desde la capa E_s pueden deberse a turbulencias en la capa E .

Recombinación (Región E): Recombinación disociativa.



Producción iones (Región F1): Ionización de O por Lyman- α o por las líneas de emisión de He . Esta ionización probablemente está acompañada por la ionización del N_2 , la cual desaparece rápidamente después de la puesta del Sol.

Recombinación (Región F1): Los iones O^+ fácilmente transfieren carga a NO y quizá a O_2^+ . La mayor ionización es en forma molecular y desaparece por recombinación disociativa.

Producción iones (Región F2): La ionización del O se produce por el mismo proceso que en la región F1 . Se forma F2 porque α_{eff} decrece con altura. La región F2 produce una pequeña atenuación de la radiación. Procesos adicionales de ionización que son muy atenuados en la región F1 , pueden estar contribuyendo en la formación de F2 .

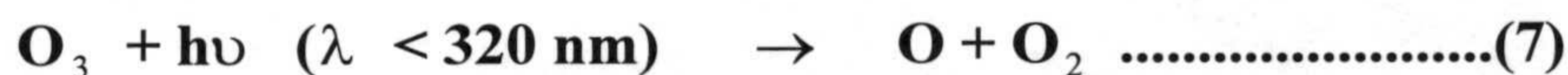
Recombinación (Región F2): La recombinación de iones moleculares es también similar a F1 , pero el proceso limitador aquí es la transferencia de carga.

La región D es probablemente la más compleja de la ionosfera. Hay dudas muy considerables de que existan distintas capas en esta región, pero de lo que no hay duda es de que las perturbaciones de esta región están estrechamente relacionadas con procesos internos atmosféricos/meteorológicos (ver capítulo 1.3).

La atmósfera media, termosfera e ionosfera constituyen un sistema de acoplamiento complejo. Los procesos dinámicos y químicos en este sistema están controlados por varios tipos de fuentes de energía: energía solar, UV , y EUV , energías originadas en la interacción viento solar-magnetosfera y energías dinámicas de las ondas atmosféricas planetarias propagándose hacia arriba, mareas y ondas internas de gravedad.

Las energías térmicas de la termosfera e ionosfera, regiones calentadas por el EUV solar, partículas aurorales y calentamiento Joule, se transfieren al interior de la atmósfera media a través de procesos de conducción del calor, difusión turbulenta, y procesos electromagnéticos, mientras que las ondas atmosféricas de gravedad, mareas y ondas planetarias transportan energía y cantidad de movimiento dentro de la mesosfera y termosfera desde la atmósfera inferior.

Existe también la posibilidad de acoplamiento químico desde la termosfera a la estratosfera. Durante el invierno, en latitudes altas, el **NOx** producido en la baja termosfera por precipitación de partículas puede ser transportado a la estratosfera por difusión y advección media, lo que lleva a importantes aumentos en el **NOx** estratosférico, especialmente en altas latitudes durante el máximo solar. Este **NOx** destruye el ozono catalíticamente, generando una variación de ciclo solar en la densidad del ozono. El ozono se destruye principalmente por la absorción de radiación ultravioleta. Por otro lado, los rayos ultravioleta de alta energía rompen las moléculas de oxígeno (**O₂**) en dos únicos átomos de oxígeno. Un átomo de oxígeno libre puede, a su vez, reaccionar con una molécula de oxígeno (**O₂**) en presencia de un tercer cuerpo y formar una molécula de ozono (**O₃**)

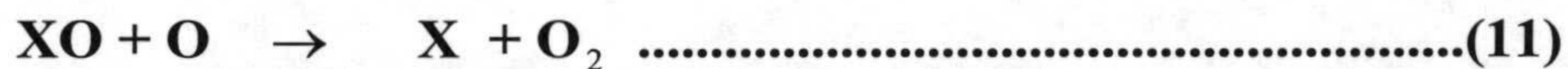


Las reacciones (6) y (7) son "rápidas", mientras que las (5) y (8) son "lentas". El resultado neto de (5) y (6) es de forma simplificada.



Estas dos reacciones gobiernan la producción de **O₃**, **M** en la ecuación (6) es el tercer cuerpo (principalmente **N₂**) que actúa como catalizador. Las reacciones (5)-(8) se conocen como "reacciones de Chapman" (Andrews y col., 1987). Si existe equilibrio, la reacción (7) no destruye realmente el **O₃**, ya que el oxígeno atómico así formado reacciona inmediatamente con el **O₂** para formar ozono de nuevo por la reacción (6). Este par de reacciones rápidas conserva el **Ox**, pero realizan la interconversión de **O** y **O₃** y así influencia la partición del oxígeno total impar entre **O** y **O₃**.

Existen otros procesos distintos de la reacción de Chapman que afectan también a la concentración de ozono en la estratosfera. Ya que el ozono es una molécula altamente inestable, reacciona muy fácilmente, donando rápidamente su átomo de oxígeno "extra" al nitrógeno, hidrógeno y cloro que aparecen en sus formas naturales. Asimismo, los niveles de ozono cambian periódicamente siguiendo ciclos regulares naturales como el cambio de estaciones, ciclos solares y vientos. Más aún, las erupciones volcánicas pueden inyectar materiales en la estratosfera que pueden destruir el ozono. La mayor pérdida de ozono se sabe actualmente que ocurre a través de un número de ciclos de reacción catalíticos, el más simple de los cuales se representa simbólicamente con las expresiones:



con el resultado neto de $\mathbf{O + O_3 \longrightarrow 2 O_2}$

donde **X** es una molécula catalítica (**Cl_xNO_x, HO_x**) que permanece inalterable al final del ciclo. El efecto neto de estos ciclos catalíticos es el mismo que el expuesto en (8).

La efectividad de estos ciclos está, por supuesto, limitada por la concentración del catalizador así como por las velocidades de reacción. A causa de la, relativamente, gran concentración de monóxido de nitrógeno (**NO**), el ciclo del **NO_x** domina en la mayor parte de la estratosfera. No obstante, los modelos químicos de la "ozonosfera" deben tener en cuenta un conjunto global y homogéneo de reacciones entre los diversos compuestos. La velocidad de destrucción del ozono por las familias de reacciones con **HO_x, NO_x y Cl_x** no puede ser simplemente la "suma" de las velocidades individuales. A causa del acoplamiento entre los ciclos catalíticos, la velocidad de destrucción para un conjunto de reacciones depende de la concentración de otras especies catalíticas (ver capítulo 3.4).

Por último, la atmósfera e ionosfera están ligadas dinámica, radiativa y químicamente. Esta es la razón por la que en los siguientes párrafos, discutimos la dinámica de la atmósfera e ionosfera inferior desde puntos de vista aeronómico y meteorológico. En la investigación de la atmósfera superior, (Whitten y Popoff, 1971; Kelly, 1989; Rees, 1989; Hargreaves, 1992), como en ningún otro campo, se entrelazan las disciplinas de ingeniería eléctrica, meteorología, química y física.

I.2- LA DINÁMICA ATMOSFÉRICA Y LAS ONDAS ATMOSFÉRICAS INTERNAS. LOS CALENTAMIENTOS SÚBITOS ESTRATOSFÉRICOS COMO INDICADOR DE LA ACTIVIDAD DE ONDAS PLANETARIAS.

A pesar de que la meteorología de la atmósfera superior difiere considerablemente con la que experimentamos en la superficie de la Tierra, los movimientos de los fluidos están gobernados en primera instancia por las mismas ecuaciones. Es evidente que en la termosfera donde la temperatura aumenta con la altura, los sistemas dinámicos están menos dominados por las inestabilidades que en la troposfera. Por otra parte, las fuerzas de viscosidad y resistencia iónica son muy importantes en la termosfera, la primera tendiendo a transferir cantidad de movimiento, y la segunda actuando para acoplar fuertemente la termosfera neutra a la ionosfera y de allí a la magnetosfera.

En el estudio de la dinámica atmosférica se separan usualmente los fenómenos de acuerdo con sus escalas temporal y espacial. Un camino útil para separar fenómenos por su comportamiento temporal está relacionado con su periodo relativo al periodo de rotación de la Tierra (24 horas). Así, tenemos los movimientos que prevalecen y las ondas planetarias con escalas de tiempo mayores que un día. Los vientos prevalecientes más simples son casi geostróficos lejos del ecuador en el cual el gradiente de presión horizontal se equilibra con la fuerza de Coriolis, es decir son dominantes los efectos rotacionales.

Por otra parte, existen los movimientos atmosféricos con escalas de tiempo menores de un día, para los cuales pueden despreciarse los efectos de la rotación de la Tierra. Las ondas internas de gravedad de corto periodo y la turbulencia, se ajustan a esta categoría. Finalmente existen los movimientos de escala global cuyo periodo es alguna fracción entera de un periodo astronómico solar y/o lunar, es decir, las mareas.

Una serie y de resultados (incluyendo nuestros propios resultados descritos posteriormente), han confirmado la existencia de correlaciones entre distintos procesos troposféricos y estratosféricos por un lado, y procesos ionosféricos por otro. Aunque no se tiene un completo conocimiento del porqué de estas correlaciones y del posible acoplamiento entre capas, las ondas atmosféricas internas pueden considerarse como parte de los mecanismos físicos que juegan un papel primordial, (Bauer, 1958; Bowhill, 1969; Taubenheim, 1983; Kazimirovsky y Kokourov, 1991).

La propagación ascendente de las ondas atmosféricas internas (ondas planetarias, mareas y ondas de gravedad) es una fuente esencial de energía y cantidad de movimiento para la atmósfera. Las ondas internas generadas por el calentamiento horizontal solar asimétrico y la in-homogeneidad del nivel límite atmosférico, frentes meteorológicos u otras fuentes en la troposfera y estratosfera, son a veces capaces de penetrar en la ionosfera donde disipan su energía.

La deposición de energía de la onda desde la troposfera y estratosfera, al menos hasta los 100-115 km (regiones **D** y **E** de la ionosfera) fue introducido en la física de la ionosfera como "acoplamiento desde abajo" por Bowhill (1969) y considerado como el mecanismo físico de los efectos meteorológicos en la ionosfera. Las características de transferencia de las ondas internas propagándose hacia arriba varían dependiendo de la intensidad de las propias fuentes de la perturbación ondulatoria y de las propiedades y características de la circulación estratosférica. Lamentablemente, estas características se han estudiado poco hasta la fecha y por lo tanto es importante cualquier nuevo dato experimental que pueda aportarse.

Seguidamente, se da una breve descripción de las ondas planetarias, mareas y ondas internas de gravedad, con el mínimo formalismo matemático. Una revisión de las teorías clásicas y modernas de la termodinámica atmosférica y de la "aerodinámica fluida" puede encontrarse en numerosas monografías (por ejemplo; Chapman y Lindzen, 1970; Whitten y Poppoff, 1971; Holton, 1972; Hines, 1974; Gossard y Hook, 1976; Andrews y col., 1987; Chamberlain y Hunten, 1987; Volland, 1988; Rees, 1989).

Las ecuaciones de movimiento de la atmósfera neutra en un marco rotatorio son bien conocidas en su forma más general, pero son mucho más complejas de lo necesario para aplicarlas a los fenómenos de la atmósfera superior considerados en esta Tesis. Las ecuaciones básicas relacionando masa, densidad (ρ) presión (p), temperatura (T) y las tres componentes de velocidad $\bar{V}(u,v,w)$ son las ecuaciones de continuidad, cantidad de movimiento y conservación de la energía. Es común para la atmósfera usar la ecuación de continuidad, en ausencia de fuentes y sumideros de masa en el fluido, que expresa la conservación de la masa en la forma

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho \bar{V}) \quad (12)$$

que indica que la tasa local de aumento de la densidad ρ es equivalente a la "divergencia" del fluido. Tomando en consideración la transferencia viscosa de momento de un elemento de fluido a otro (la fricción interna aparece sólo cuando hay movimiento

relativo entre diferentes partes de fluido), la ecuación de cantidad de movimiento es la conocida ecuación de Navier-Stokes

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{V} = -\frac{1}{\rho} \bar{\nabla} p + \bar{g} + \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 \bar{V} \quad (13)$$

donde $\bar{\nabla} p$ es el gradiente de presión, \bar{g} es la aceleración de la gravedad y η es la viscosidad dinámica donde la relación $\nu = \frac{\eta}{\rho}$ es la viscosidad cinemática ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$).

Es evidente que las ecuaciones resultantes son no lineales y no gobernables por una solución general analítica. No obstante hay una cantidad de métodos de aproximación que separan las variables dependientes en partes estática y variable con el tiempo, tratando la última como pequeñas perturbaciones. Las ecuaciones de Navier-Stokes para un planeta en rotación donde

$$\bar{V} = \bar{V}' + \bar{\Omega} \times \bar{r}$$

(sistema de coordenadas Σ' girando con velocidad angular $\bar{\Omega}$ en un marco inercial Σ) son:

$$\frac{d\bar{V}'}{dt} = -2\bar{\Omega} \times \bar{V}' - \frac{1}{\rho} \bar{\nabla} p + \bar{g}_e + \nu \nabla^2 \bar{V}' \quad (14)$$

y

$$\bar{g}_e = \bar{g} + \Omega^2 \bar{R}, \text{ ya que } \bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \bar{r}) = -\Omega^2 \bar{R}$$

siendo \bar{R} la distancia desde el eje de rotación.

Podemos escribir usualmente las ecuaciones para las componentes Este (x, u), Norte (y, v) y hacia arriba (z, w) de las ecuaciones de momentos, omitiendo las (') para las derivadas en el sistema rotatorio (Chamberlain y Huntten, 1987)

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - \frac{uv \cdot \text{tg} \varphi}{a} + \frac{uw}{a} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \text{sen} \varphi - 2\Omega w \text{cos} \varphi + \nu \nabla^2 u \\ \frac{dv}{dt} + \frac{u^2 \text{tg} \varphi}{a} + \frac{vw}{a} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \text{sen} \varphi + \nu \nabla^2 v \\ \frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \text{cos} \varphi + \nu \nabla^2 w \end{aligned} \quad (15)$$

donde a es el radio del planeta y φ la latitud.

Pero en la atmósfera real a menudo se usan las ecuaciones simplificadas:

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= 2\Omega v \operatorname{sen} \varphi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{dv}{dt} &= -2\Omega u \operatorname{sen} \varphi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}\end{aligned}\tag{16}$$

donde la escala de tiempo advectiva es un día ($\Omega \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), las diferencias de presión $\Delta p \approx 10^{-2} \text{ atm}$, los términos de aceleración son un orden de magnitud más pequeños que los términos de fuerza. Así, estas características típicas de la parte inferior de la atmósfera terrestre indican que los gradientes de presión son casi equilibrados por los llamados vientos geostróficos derivados de la fuerza de Coriolis. Conocer la distribución de la presión permite derivar los vientos zonal (u) y meridional (v).

Las ecuaciones primitivas (5) son capaces de describir un amplio rango de flujos atmosféricos desde movimientos lentos de escala global a perturbaciones más rápidas de escala media. Una de las propiedades dinámicas más importantes de la atmósfera es la capacidad para generar y propagar movimientos de onda. Estas ondas son de muchos tipos diferentes, pero las de mayor importancia para el comportamiento de la atmósfera media son las ondas conectadas con la estratificación estable de parámetros atmosféricos y con la rotación de la Tierra representada por el parámetro de Coriolis $f = 2\Omega \operatorname{sen} \varphi$.

La medida de estabilidad más apropiada para estudios dinámicos es el cuadrado de la "frecuencia de flotación" (N), que es la frecuencia de la oscilación adiabática para un paquete de fluido desplazado verticalmente de su nivel de equilibrio en una atmósfera estable estratificada (Holton, 1972; Andrews y col., 1987)

$$N^2 = \frac{R}{H} \left[\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{KT}{H} \right]\tag{17}$$

donde T es la temperatura, H la escala de altura, $K = R/C_p$, R es la constante del gas y C_p es el calor específico a presión constante.

En la estratosfera, $N^2 \approx 3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$, mientras que en la mesosfera, $N^2 \approx 5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$. Para la modelización analítica, N^2 se suele suponer constante, aunque en la realidad varía no sólo con la altura, sino también con la latitud, longitud y estación.

Las ondas atmosféricas pueden clasificarse de varias maneras de acuerdo con sus propiedades físicas o geométricas. De acuerdo con su mecanismo de restauración las

ondas pueden ser forzadas o libres. Algunas ondas pueden propagarse en todas las direcciones, mientras otras pueden ser atrapadas en algunas direcciones. Las ondas pueden también dividirse en estacionarias, aquellas cuyas superficies de fase constante son fijas respecto a la Tierra, y ondas viajeras las que no lo son. Debemos distinguir también las ondas que no conducen a ninguna aceleración del flujo medio, de aquellas que lo hacen.

Las mareas atmosféricas son oscilaciones diarias de escala global que están producidas principalmente por las variaciones diurnas del calentamiento debido a la absorción de la radiación solar ultravioleta por el vapor de agua en la troposfera, el ozono en la atmósfera media y el O_2 en la baja termosfera. La fuerza gravitatoria solar y lunar que produce las mareas oceánicas es mucho menos importante para la atmósfera.

Las mareas atmosféricas pueden ser no-migratorias (asociadas por ejemplo con la topografía y con fuentes de calor troposférico fijas geográficamente), y migratorias. Las mareas migratorias han sido estudiadas ampliamente; pueden propagarse a través de grandes distancias dentro de la atmósfera y alcanzar grandes amplitudes a algunas alturas, especialmente en la termosfera.

Las ideas básicas de la teoría de las mareas son bastante simples, pero el formalismo matemático es muy complicado. La teoría "clásica" de las mareas fue revisada históricamente por Chapman y Lindzen (1970) y la jerarquía de modelos no clásicos puede encontrarse en Forbes y Garret (1979).

El calentamiento solar es activo solamente durante el día. La respuesta de la atmósfera a este calentamiento puede descomponerse en una parte estacionaria y en oscilaciones diurnas, semidiurnas y de periodos menores. El análisis armónico de los datos de presión en superficie reveló que el modo dominante tiene un periodo de 12 horas, más que un día entero que es lo que se esperaría por la naturaleza de la fuerza gobernante. En 1882, Lord Kelvin ya sugirió que mientras las variaciones son verdaderamente debidas a efectos térmicos, la gran amplitud del modo semidiurno es debida a la resonancia. Se supuso que la atmósfera tiene un periodo natural de oscilación muy próximo a 12 horas. La teoría de la resonancia sucumbió recientemente después de las investigaciones intensivas en la atmósfera superior que probaron que la atmósfera simplemente no tiene las características requeridas. La razón es la distinta respuesta de la atmósfera media e inferior al calentamiento diurno y semidiurno como se deduce actualmente de la teoría y observaciones (Andrews y col., 1987).

La marea diurna, por otro lado, tiene un comportamiento más complejo. Entre 30° N y 30° S puede propagarse verticalmente, pero desde los 30° hacia los Polos, es atrapada. Como resultado, los modos de propagación vertical forzados por el calentamiento de ozono tienden a interferir destructivamente y así tienen pequeña amplitud en el suelo, mientras que los modos atrapados nunca alcanzan el suelo. La región de calentamiento del vapor de agua en la troposfera puede excitar efectivamente la marea diurna, aunque estas oscilaciones son intermitentes en espacio y tiempo. Por otro lado, en la mesosfera y termosfera inferior, las oscilaciones diurnas pueden ser tan fuertes como las semidiurnas.

Las técnicas de radar y lanzamiento de cohetes proporcionan medidas de vientos y temperaturas hasta 110-120 km; de ellas se deducen las amplitudes y longitudes de onda verticales de ambas mareas, diurna y semidiurna, sobre puntos concretos de la Tierra y para periodos seleccionados de tiempos.

Aunque son observaciones limitadas, las técnicas de resolución vertical por satélite prometen una gran expansión de la base observacional de nuestro conocimiento de las mareas en la atmósfera media. Todos estos datos pueden ser una prueba crítica de la teoría y se han desarrollado programas intensivos internacionales para este fin (Programa de la Atmósfera Media, Mareas Atmosféricas ATMAP, o el Estudio del Acoplamiento entre la Mesosfera y la Termosfera inferior MLTCS, entre otros), (Forbes, 1982a,b, 1984).

Hoy en día se ha tratado de incluir en los modelos las variaciones longitudinales, latitudinales y estacionales, así como valores realísticos para las temperaturas y vientos zonales medias, para la difusión molecular y turbulenta, para la aceleración y calentamiento del flujo medio por las mareas, así como el efecto de las mareas en la concentración de constituyentes minoritarios en la alta mesosfera y baja termosfera.

Las ecuaciones y condiciones de contorno que rigen las oscilaciones de mareas en una atmósfera esférica, viscosa, rotatoria, han sido formuladas incluyendo la parametrización de los vientos, temperatura, composición, acoplamiento hidromagnético, enfriamiento newtoniano, difusión turbulenta y molecular, y mecanismo de forzado de las mareas vía de la absorción de la radiación UV y EUV en la termosfera, absorción de la radiación por H_2O en la troposfera y baja estratosfera, absorción de la radiación por O_3 en la mesosfera y acoplamiento de momento ión-neutro en la región F de la ionosfera. El máximo de amplitud de marea diurna existe en torno a 110 km.

Para el acoplamiento mesofera-termosfera, las mareas semidiurnas son más importantes. La marea semidiurna en la termosfera siempre se ha considerado como el resultado de una propagación desde abajo (Volland y Mayr, 1977). Las observaciones indican unas velocidades del viento de las mareas en la troposfera típicamente de decenas de cm s^{-1} , aumentando a $5\text{-}15 \text{ m s}^{-1}$ en la estratosfera, y alcanzando unas pocas decenas de m s^{-1} en la termosfera inferior. Este aumento en velocidad es una consecuencia de la cuasi-constancia del flujo de energía vertical de la onda de marea y del decrecimiento exponencial de la densidad de la atmósfera con la altitud.

Las mareas atmosféricas por debajo de 80 km están caracterizadas por una no estacionariedad grande y una mayor variabilidad espacial que las exhibidas en la alta mesosfera y regiones superiores. Estas propiedades reflejan las influencias de las excitaciones troposféricas variables que ocurren más bien sobre una escala local (1000-10.000 km) que global (Forbes y Groves, 1990). Para la variabilidad de las mareas semidiurnas a 80-120 km las fuentes dominantes son básicamente desconocidas y pueden ser globales o locales en su naturaleza (Forbes, 1990). Algunas posibilidades incluyen inestabilidad e interacciones no lineales; otra se debe, simplemente, a que cambios relativamente pequeños en las fases de las diferentes ondas individuales puedan dar lugar a interferencias que originan que los cambios de día a día en la variación total de las mareas sean bastantes significativos.

El interés significativo para nuestros problemas que tiene la presencia en esta región de mareas no migratorias, es que podría haber dado lugar a diferencias longitudinales en la estructura de las mareas. Algunos experimentadores han indicado que existen diferencias longitudinales que pueden considerarse como una evidencia de la influencia de la atmósfera inferior en la atmósfera superior (Kazimirovsky y Kokourov, 1991; Sivkov y Shved, 1993). No se conocen, hasta el momento, modelos que expliquen las mareas no migratorias de escala continental, ni se ha llevado a cabo un análisis suficiente de las observaciones para definir completamente la estructura de las mareas no migratorias. Uno de los problemas aún no resueltos es la interacción mutua entre mareas y ondas de gravedad determinando la propagación y características estructurales de estas escalas de movimientos atmosféricos.

Ondas de gravedad internas. Una parcela de aire que se desplaza verticalmente en la atmósfera media estable estratificada, ejecutará oscilaciones de flotación del así llamado periodo Brunt-Vaisälä, que comprende desde 9 minutos en la troposfera a 4-5 minutos en la estratosfera superior y termosfera inferior (en la ecuación 17 se menciona la frecuencia de flotación N). Una parcela de aire desplazado a un ángulo de la vertical,

ejecuta una oscilación que tiene ambas componentes horizontal y vertical en su desplazamiento. El periodo para esta oscilación debe ser mayor al del periodo Brunt-Vaisälä, de otro modo para periodos más cortos que dicho periodo, el carácter de la onda se aproxima al de la onda acústica.

En la **Fig. 1.2.1.** se representan los dos posibles modos de oscilación, uno corresponde al modo acústico, (así llamado porque estas ondas devienen ondas sonoras en el límite de la alta frecuencia) y, el otro, al modo de ondas internas de gravedad con periodos largos con respecto al periodo Brunt-Väisälä y cortos con respecto a un día. Asimismo, se muestra también, como una banda diagonal no sombreada, la región "prohibida" en la cual no se pueden propagar las ondas.

En general, la amplitud de una perturbación atmosférica atenuada, como una onda de gravedad, aumenta con la altura de tal manera que el producto de la amplitud y la raíz cuadrada de la densidad atmosférica es siempre una constante. A alturas por encima de 85-90 km las ondas internas de gravedad pueden estar "saturadas" e incluso romperse con deposición de energía y cantidad de movimiento. La estructura de la temperatura y del viento determinan las características de propagación de la onda. Es posible que un gradiente positivo de la velocidad del viento con la altura pueda causar el "atrapado". Una frecuencia Brunt-Vaisälä, que a veces disminuye con la altura, puede también actuar como un mecanismo de trampa (**Fig. 1.2.2**). Por esta razón, puede esperarse que las ondas internas de gravedad sean conducidas a la región de la mesopausa. La componente irregular del viento a estas alturas es una consecuencia de las ondas internas de gravedad (Hines, 1974).

Varios estudios teóricos han analizado la naturaleza de las ondas de gravedad en la atmósfera media (Hines, 1974; Gossard y Hook, 1976; Gavrilov, 1992). Se han identificado muchas fuentes para las ondas de gravedad de la atmósfera media. Éstas incluyen el flujo de aire sobre la orografía, frentes meteorológicos severos, inestabilidades en la capa límite planetaria y en las cizalladuras de la corriente en chorro, movimientos turbulentos de diferentes escalas, tormentas, etc... Se han llevado a cabo estudios de morfología de ondas de gravedad usando técnicas de observación como radar de viento MST, radares de reflexión parcial, suelta de trazas de vapor, lidar y fotografías de nubes noctiluscentes. En particular, el estudio de las variaciones de luminiscencia atmosférica producidas por el paso de ondas internas de gravedad, ha permitido conocer algunos parámetros físicos de estas oscilaciones (Molina 1983 a,b; Molina y col., 1985; Rodrigo y col., 1985).

Sin embargo, no existe hasta el momento presente un conocimiento adecuado de la actividad de ondas de gravedad en función de la altitud, estación, latitud y naturaleza de la fuente. En una serie de experimentos se ha hecho una búsqueda de fuentes troposféricas de ondas internas de gravedad observadas cerca de la mesopausa, pero hay mucha incertidumbre sobre las fuentes individuales, así como del último destino de la onda. ¿Cuanta energía y cantidad de movimiento se deposita en diversas regiones de la atmósfera media y especialmente en la termosfera inferior (regiones **D** y **E**) y a través de qué procesos físicos tiene lugar ésta deposición?. ¿Qué importancia tienen las ondas internas de gravedad para determinar la estructura de la temperatura en gran escala y la estructura del viento en la atmósfera media?. Hay algunas lagunas en el conocimiento de estos fenómenos, pero las investigaciones continúan. En este sentido, se han investigado las interacciones entre las mareas, las ondas internas de gravedad y los vientos zonales medios en la mesosfera y termosfera inferior, y se ha mostrado que los campos de onda de mareas y los vientos zonales medios se debilitan como resultado de la deposición de cantidad de movimiento debida a las ondas de gravedad (Miyahara y Forbes, 1992). La morfología de las ondas de gravedad en la mesosfera y termosfera inferior está ahora incluida en la última "Atmósfera Internacional Referencia" del COSPAR (Vincent, 1990).

Se cree que el nivel de actividad de ondas de gravedad, determina el estado medio de la mesosfera. Las ondas se manifiestan en viento, temperatura, densidad, presión, ionización y fluctuaciones de la luminiscencia atmosférica en el intervalo de alturas 80-120 km y las amplitudes son tan grandes que pueden dominar a esas alturas. Para ilustrar el rango espectral de movimientos cerca de la mesopausa, la **Fig.1.2.3** muestra una composición de espectros de potencia de movimientos de viento medidos en lugares ampliamente separados, e ilustra cómo la energía de onda está distribuida como una función de la frecuencia. Los espectros muestran tres partes distintas; una sección con periodos menores de 12 horas, donde la densidad espectral decrece monótonamente (excepto para el pico de ocho horas); una sección entre picos asociada con las mareas diurnas y semidiurnas; y una sección de largo periodo correspondiente a periodos mayores de 24 horas, indudablemente asociadas a ondas de escala planetaria.

Las ondas planetarias son un grupo conocido de ondas atmosféricas que viajan zonalmente por la atmósfera media principalmente, de escala global, y que tienen periodos de unos pocos días. Se consideran que son tipo Rossby que viajan libremente. Se observan, por ejemplo, en datos de presión de superficie, en el análisis "standard" de datos de radiosondeos de la troposfera superior, y en datos estratosféricos de satélite. La teoría de ondas planetarias en principio está basada en las mismas ecuaciones que la

teoría de las mareas (las ecuaciones de las mareas de Laplace para la estructura horizontal; las funciones de Hough y sus valores propios y las profundidades equivalentes para la fijación de la estructura vertical). La **Fig.1.2.4** (Andrews y col., 1987), ilustra la onda de 5 días a 1 mb, tal y como fue observada por el satélite Tiros-N para 6 días consecutivos en Agosto-Septiembre 1980. Es evidente la existencia de un significativo desplazamiento hacia el Oeste. Las observaciones sugieren la existencia de muchas otras ondas globales de varios periodos, que viajan libremente.

El tipo más simple de teoría puede extenderse de varias maneras. Algunas de las perturbaciones de onda más importantes de gran escala que se observan en la atmósfera media son las ondas planetarias forzadas. Las ondas planetarias o de Rossby en la estratosfera y mesosfera, se propagan ascendentemente desde las regiones de forzado en la troposfera, y para modelizar su comportamiento en la atmósfera media, normalmente se consideran las perturbaciones cuasi-geostróficas forzadas desde abajo por fluctuaciones de alguna superficie isobárica (Holton, 1972; Andrews y col., 1987). Se han llevado a cabo varios estudios numéricos, después del clásico estudio de Charney y Drazin (1961), por Dickinson (1968) y Matsuno (1970), entre otros. Se encontró que una parte significativa de la energía de las perturbaciones de onda planetaria de la troposfera puede propagarse a la atmósfera superior, y que el índice efectivo de refracción para las ondas planetarias depende principalmente de la distribución del viento zonal medio con la altura. En primera instancia, se asumió que la energía es atrapada (reflejada) en regiones donde los vientos zonales son débiles y del Este, o más fuertes, y del Oeste. Como consecuencia, puede escaparse energía hacia el interior de la mesosfera, cerca de los equinoccios, cuando se invierte el flujo zonal atmosférico. En esta época, también es posible la canalización de la energía a través de una barrera reflectante. Las fuentes troposféricas de perturbación de onda con el flujo zonal son la inestabilidad baroclínica, la acción forzada del calentamiento zonalmente asimétrico y la topografía.

La transmisividad de la atmósfera superior aumenta con la longitud de onda. Cuando la energía se propaga a grandes alturas, el transporte vertical turbulento no lineal de calor y la cantidad de movimiento asociada con las ondas que se propagan verticalmente, deberían modificar el flujo zonal básico (Charney y Drazin, 1961). Pero las observaciones muestran muy claramente que las ondas planetarias existen en la atmósfera superior no sólo en los equinoccios, sino en invierno e incluso a veces en verano cuando, teóricamente, las ondas forzadas planetarias deben ser excluidas de la atmósfera superior por los vientos del Este estratosféricos. La **Fig. 1.2.5** muestra el campo de temperatura media (**T**) a varios niveles de presión para enero y julio en ambos Hemisferios (Barnett y Labitzke, 1990). En verano (julio en el Hemisferio Norte, enero

en el Hemisferio Sur), los campos son casi simétricos zonalmente, pero en invierno son evidentes grandes variaciones longitudinales de escalas de larga distancia. Como éstas varían muy suavemente, pueden representarse mediante un análisis de Fourier alrededor del globo usando sólo unas pocas (una o dos) ondas. Esta es la base para representar la variación longitudinal de la temperatura en términos de ondas planetarias

$$T(\lambda)=T_0+T_1\cos(\lambda-\varphi_1)+T_2\cos(2\lambda-\varphi_2) \quad (18)$$

Las amplitudes y fases de esas ondas, por supuesto, dependen de la latitud y longitud λ y φ . Para el número de onda 1, por ejemplo, el máximo ocurre a longitud φ_1 y el mínimo a φ_1+180° E; para el número de onda 2 los máximos son a $\varphi_2/2 +180^\circ$ E y los mínimos a $\varphi_2/2 +90^\circ$ E y $\varphi_2/2 +270^\circ$ E. La misma corrección se aplica a la altura geopotencial.

El último modelo empírico de atmósfera de referencia internacional CIRA 1990 incluye la descripción de las ondas planetarias hasta 85 km con las siguientes características generales.

1) Las amplitudes de onda son pequeñas en el trópico a lo largo del año, ligeramente mayores en la estación veraniega a latitudes medias, y altas, y considerablemente mayores en la estación invernal.

2) El máximo de amplitud ocurre a los $60^\circ - 70^\circ$ Norte o Sur durante el invierno local.

3) Las mayores amplitudes aparecen generalmente en la estratosfera y baja mesosfera, pero permanecen relativamente grandes hasta el nivel superior, es decir, la baja termosfera.

La existencia de ondas planetarias en verano e invierno suscitó la cuestión de cómo pueden ser generadas y transportadas, a la alta mesosfera y baja termosfera. Charney y Drazin (1961) usaron el modelo muy simplificado de atmósfera isoterma y vientos constantes zonales no dependientes de la latitud sin considerar la esfericidad de la Tierra. Estudios teóricos posteriores (Dickinson, 1968; Schoeberl y Geller, 1977; Salby, 1984), han tenido en cuenta la estructura real del viento zonal variando la altitud y latitud, la esfericidad de la Tierra, los efectos fotoquímicos y de radiación, la no-

linealidad, y son capaces de explicar las amplitudes y fases observadas de las ondas planetarias en función de la latitud y altura. Asimismo, se mostró que la teoría lineal, que fue fundamental en los primeros estudios, no puede explicar completamente las ondas planetarias estacionarias sin considerar las ondas de diferentes modos (números de ondas 1 y 2), y de ondas transitorias o esporádicas, variables con el tiempo. Los estudios teóricos muestran que en invierno una fracción apreciable de la variabilidad en la mesosfera y baja termosfera en el espacio y en el tiempo, puede ser realmente atribuida a ondas planetarias propagadas desde abajo a través de guías de onda del viento débil del Oeste en las latitudes altas y bajas, e incluso con fuertes flujos de viento zonales. Además, es posible observar movimientos transitorios de escala planetaria asociados con modos normales o con inestabilidades baroclínicas de los chorros estratosféricos en la mesosfera superior y termosfera inferior en los periodos de verano.

De hecho, el pronunciado pico espectral localizado cerca de las 48 horas en los datos de Adelaida, **Fig. 1.2.3**, es una manifestación de la onda de cuasi-dos días, que es una serie de ondas que se desplazan a escala global y que han sido detectadas por medidas a largo plazo de viento realizadas con radares desde tierra, y cuya energía tiende a ser máxima en el verano local (Vincent, 1990).

Los modelos tridimensionales no lineales de la circulación de la atmósfera media han sido capaces de simular las características típicas del desplazamiento de las ondas planetarias, como se ha deducido de las observaciones (ver capítulo 3). Se ha identificado un numeroso intervalo de periodos de onda, pero los periodos más comúnmente encontrados están dentro de 3 intervalos bien definidos que son, 10-20 días, 4-7 días y 19-2.2 días. Estos intervalos se designan como las oscilaciones de "16 días", "5 días" y "2 días" respectivamente, aunque a menudo no es posible una determinación precisa de los periodos involucrados a causa de que la estructura de ondas planetarias es muy sensible a la variación de los vientos zonales y a la variabilidad de las fuentes troposféricas. Estudios comparativos realizados a diferentes longitudes, a menudo indican que las ondas están realmente viajando hacia el Oeste. Los diferentes mecanismos pueden explicar la no-zonalidad de verano en la mesosfera y baja termosfera, es decir, la deposición de energía de una onda planetaria desde el hemisferio de invierno al hemisferio de verano, a través del ecuador, la generación de perturbaciones no zonales y cuasi estacionarias de los parámetros en la mesosfera, debido a la radiación infrarroja desde la estratosfera no-zonal térmicamente en las condiciones de verano, generación in situ de modos normales, etc. (Ebel y col., 1992; Ivanosky y col., 1992; Pogoreltsev y Suchanova, 1993).

Una peculiaridad importante en la teoría de propagación de ondas planetarias es la aparición de superficies críticas o capas donde la velocidad de fase intrínseca de las ondas se aproxima a cero, o el viento zonal básico se iguala con la velocidad de fase zonal. La disipación y no linealidad son muy importantes en esta capa crítica, y el comportamiento dinámico dentro de la capa crítica puede tener una influencia crucial en la estructura de onda lejos de la superficie crítica. La teoría matemática que describe la dinámica de las ondas en la capa crítica y en su proximidad es muy compleja (Andrews y col., 1987). Las capas críticas aumentan la región de disipación de las ondas planetarias, y bajo determinadas condiciones, estas capas críticas se comportan como un reflector perfecto de las ondas planetarias. Recientemente, se han realizado grandes avances para la comprensión de las capas críticas. Las hipótesis teóricas hechas son idealizaciones de las situaciones atmosféricas reales; así, las implicaciones de la teoría para la modelización de las ondas planetarias y para la interpretación de observaciones atmosféricas, no son todavía claras, por lo que resulta de gran importancia la nueva información experimental concerniente al comportamiento de las ondas planetarias, especialmente en la baja termosfera.

La manifestación más espectacular de las ondas planetarias en la atmósfera media, asociada con el fuerte acoplamiento entre la estratosfera y la atmósfera inferior, sucede durante los eventos de calentamiento súbito estratosférico. Como hemos mencionado, los vientos zonales-medios en la estratosfera invernal son generalmente del Oeste y aumentan con la altura, alcanzando un pico en el vórtice del "chorro de la noche polar" (**Fig. 1.2.6**). La temperatura zonal-media disminuye hacia el Polo de invierno en cada superficie de presión en la estratosfera (**Fig. 1.2.7**). No obstante, durante algunos inviernos, esta configuración zonal media se interrumpe drásticamente con temperaturas estratosféricas polares que aumentan rápidamente con el tiempo, lo que produce un aumento de la temperatura media zonal en dirección al Polo y, en ocasiones, a una inversión de los vientos zonales-medios en dirección Este. Este evento es llamado calentamiento súbito estratosférico, y fue observado por primera vez en Berlín por Scherhag (1952).

Se define, de manera habitual, aunque arbitraria, como calentamiento mayor cuando, a 10 mb o por debajo, la temperatura zonal media aumenta hacia el Polo desde 60° de latitud y el viento zonal medio cambia de sentido. Si el gradiente de temperatura se invierte, pero no lo hace la circulación, se define que como un calentamiento menor.

La naturaleza súbita y espectacular de los calentamientos estratosféricos se ilustra por el hecho de que las temperaturas en la proximidad del Polo, a 10 mb, pueden aumentar en 40-60 °C en una semana. Los grandes calentamientos aparecen habitualmente en inviernos alternos en el hemisferio norte y se han observado raramente en el hemisferio sur. Los calentamientos menores en la baja estratosfera ocurren más frecuentemente en ambos hemisferios. Durante el Año Internacional del Sol en Calma (IQSY) en 1964, se introdujo un sistema de alerta sinóptica, (STRATALERT) y desde 1976 se publican regularmente informes sobre la circulación estratosférica durante los inviernos boreales (Naujokat y Labitzke, 1993). La significativa variabilidad que acontece durante cada invierno y entre los diferentes inviernos, se ilustra en la Fig. 1.2.8 donde se presentan las temperaturas diarias a 10 hPa en el Polo Norte para 10 inviernos distintos.

Las actuales teorías, cuyo origen corresponde a Matsuno (1971), sugieren que las ondas planetarias forzadas troposféricamente, juegan un papel crucial en la dinámica de los calentamientos súbitos y usualmente se las describe en términos de "interacción de onda-flujo zonal medio" e "interacción onda-onda". Un calentamiento súbito mayor se inicia por un crecimiento anómalo de una distribución de ondas planetarias (comprendiendo principalmente componentes de onda 1 y 2) que se propagan de la troposfera a la estratosfera, e interaccionan fuertemente con la circulación allí preexistente. El crecimiento de la onda puede ser debido a un mecanismo forzado generado independientemente en la troposfera, o a algunos procesos (quizás un tipo de resonancia) que perturba conjuntamente la estratosfera y la troposfera. Para comprender el curso de los acontecimientos, deben entenderse dos propiedades de la propagación de ondas planetarias. La primera es que las ondas planetarias estacionarias que propagan energía hacia arriba, también transportan calor en dirección Sur (Eliassen y Palm, 1961). La segunda es que, bajo las condiciones ideales de ondas planetarias estables y la ausencia de niveles críticos y disipación, los flujos de momento y calorífico de la onda planetaria inducen una circulación meridional media que da lugar a pares de Coriolis que equilibran exactamente los efectos directos de los flujos de onda planetaria en la circulación zonal media (Charney y Drazin, 1965; Andrew y col., 1987).

La cadena de eventos comienza con un aumento en la fuerza de las ondas planetarias troposféricas por alguna razón no conocida. El aumento del flujo de la onda planetaria a niveles bajos relativo al de niveles altos, conduce a un calentamiento neto en altas latitudes y a una circulación meridional media resultante con movimiento creciente a altas latitudes y menguante a bajas latitudes. El par de Coriolis en el flujo hacia el ecuador a niveles altos decelera el flujo hacia el Oeste, dando eventualmente vientos del

Este, si se desarrolla un calentamiento mayor. Esto produce un nivel crítico (punto cero en el perfil vertical de la velocidad de viento zonal) para ondas planetarias estacionarias donde el flujo zonal medio es cero, el cual desciende con el tiempo. Ya que las ondas planetarias no pueden penetrar el nivel crítico, un calentamiento neto todavía más marcado se desarrollará a altas latitudes junto con la ampliación en la circulación meridional media inducida (Geller, 1981).

Se pueden usar mapas sinópticos para el diagnóstico de los calentamientos estratosféricos, en los que se muestra cómo el vórtice ciclónico principal es distorsionado o desplazado y cómo puede partirse y moverse fuera del Polo a la altura del calentamiento. En las descripciones modernas de los calentamientos estratosféricos (Naujokat y Labitzke, 1993), se incluyen los cálculos de transporte del calentamiento "Eddy" zonalmente promediados y la cantidad de movimiento de las ondas planetarias de n° de onda 1 y 2 (**Fig. 1.2.9**). Se observa una gran variabilidad interanual entre un invierno estratosférico y otros, así como una significativa variedad de formas de calentamientos mayores, tal y como se observa en la **Fig. 1.2.8**. Están apareciendo interesantes teorías con posibles explicaciones para alguna de estas variabilidades que requieren confirmación experimental. Nuestro conocimiento de todos los detalles observados sobre estos eventos y las condiciones necesarias para su aparición no es todavía completo. Se precisan más verificaciones y pruebas para llegar a tener una comprensión más completa del fenómeno (Andrews y col., 1987; Labitzke y col., 1990).

A continuación, analizaremos brevemente algunos efectos de las ondas en la composición de la atmósfera media que son importantes para entender el acoplamiento. Como es sabido, el contenido total de ozono es mayor en latitudes altas que en latitudes bajas. Esto conduce a la hipótesis de una circulación con movimiento ascendente en latitudes bajas, y la consiguiente menor concentración del ozono en dicha latitud, suprimiendo el transporte de ozono hacia abajo desde su región de producción cerca de la estratopausa; y movimientos descendentes en altas latitudes, que conducen a mayores concentraciones de ozono en esa zona, a través de un aumento del transporte de ozono hacia abajo, desde su región de origen. Como durante el calentamiento estratosférico la circulación inducida refuerza la circulación de ozono antes mencionada, por debajo de la capa crítica, se podría esperar que las concentraciones de ozono se incrementasen durante el calentamiento estratosférico; y de hecho, esto ha sido observado en algunas ocasiones (Braun y Dütsch, 1985).

Es interesante notar cómo parece que las concentraciones de monóxido de nitrógeno en la alta mesosfera y baja termosfera aumentan también durante un

calentamiento estratosférico, y esto ha sido indirectamente confirmado por los casos de aumento simultáneo de absorción de ondas de radio en la ionosfera (ver apartado 1.3). Esto puede explicarse debido a que el monóxido de nitrógeno muestra una mayor concentración en las regiones aurorales termosféricas si el flujo hacia el ecuador desde altas latitudes se extiende suficientemente en altura en la atmósfera media. Se han desarrollado algunos modelos numéricos para simular la producción y el transporte de NO_x , describiendo la circulación meridional media y la fotoquímica de la atmósfera media, teniendo en cuenta la deposición de cantidad de movimiento medio zonal por la ruptura de las ondas de gravedad, y el efecto de "forzado" de onda planetaria de la circulación meridional, así como el transporte directo de especies químicas por la onda planetaria (García y Solomon, 1983, 1985; Jones y Avery, 1984).

En este sentido, Kawahira (1984), investigó teóricamente la influencia dinámica de las ondas planetarias sobre las variaciones del NO (monóxido de nitrógeno) en la región **D** sobre la base de un modelo simplificado dinámico y químico. Kawahira realizó un estudio de los cambios de NO inducidos por ondas estacionarias planetarias, cuyas estructuras fueron calculadas con un viento zonal a 45°N en enero. Se encontró que una onda de n° de onda 1 que se propaga verticalmente, podría causar un flujo hacia abajo de NO por encima de 85 km y hacia arriba por debajo de ese nivel. La onda puede causar un flujo hacia abajo de oxígeno atómico en la baja termosfera por encima de 90 km. Estos flujos son adecuados para dar cuenta del aumento de la ionización de la región **D**, y son suficientemente grandes para producir aumentos de un orden de magnitud en la concentración de NO durante un periodo de pocos días. Esta influencia de las ondas planetarias puede estar asociada con la anomalía invernal de la región **D** (apartado 1.3).

Las observaciones de que se dispone coinciden con las predicciones de estos cálculos del modelo, las cuales no sólo soportan la idea de que el NO_x puede ser transportado en grandes cantidades desde la termosfera, sino que también sugieren que este transporte desde la termosfera puede tener una influencia sustancial en la composición química de la mesosfera e incluso la alta estratosfera (García y col., 1987; García, 1992).

La concentración de ozono en la alta mesosfera es sensible no sólo a la influencia de ondas planetarias, sino también a las ondas internas de gravedad. La variabilidad estacional de la concentración de ozono al nivel 0.01 hPa observada por los satélites, está asociada con la variación de la intensidad de transporte de H_2O por ondas internas de gravedad disipadas en esta zona y que han sido generadas en la atmósfera inferior,

propagándose hacia arriba dependiendo de la estructura estacional de la circulación atmosférica (Thomas y col., 1984; Brasseur, 1985).

La propagación de ondas internas de gravedad tiene también influencia sobre las variaciones de emisiones atmosféricas cerca de los 100 km (**OH, 5577 A**). Es bien sabido que estas variaciones están estrechamente conectadas con ondas internas de gravedad propagándose hacia arriba (Krassovsky, 1977). Hay efectos de calentamiento estratosférico en la intensidad de emisiones en la ionosfera inferior (Fukuyama, 1977; Myrabo y Deehr, 1984), pero es necesario notar que la dinámica y fotoquímica en esta región es muy compleja. Los estudios de las correlaciones entre las intensidades de diferentes emisiones de luminiscencia atmosférica pueden aportar información sobre la estructura vertical y sobre las oscilaciones atmosféricas en la atmósfera media (Rodrigo y col., 1985).

En resumen, es muy deseable intercomparar los hallazgos teóricos y experimentales mencionados anteriormente, con posteriores observaciones de eventos de anomalía invernal y de la variabilidad del ozono, algunos de cuyos resultados se exponen en el capítulo 3.

1.3 ASPECTOS AERONÓMICOS Y METEOROLÓGICOS DE LA REGIÓN IONOSFÉRICA D. ANOMALÍA INVERNAL. CONOCIMIENTO DE SU SITUACIÓN ACTUAL.

La región **D** es una región débilmente ionizada, situada inmediatamente debajo del límite inferior de la región **E** (aprox. 90 km). Fue detectada por su efecto de absorción de la energía de ondas de radio, efecto que facilita la técnica de seguimiento más fiable sobre sus variaciones. La exploración de la región **D** durante los últimos años es un campo de investigación realmente interdisciplinario entre meteorología, aeronomía, física ionosférica y espacial. El papel de los procesos de acoplamiento con la estratosfera y la magnetosfera se incrementa a medida que la investigación atmosférica en nuestra era espacial se desarrolla rápidamente a una escala global, intentando una comprensión del balance de energía térmica en la atmósfera terrestre.

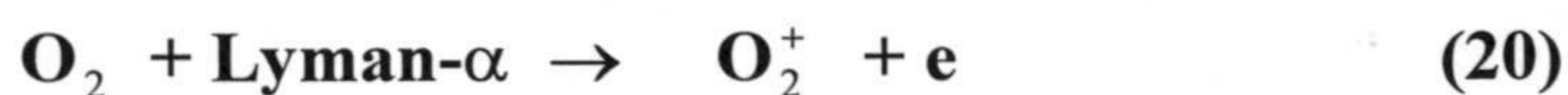
La entrada de energía en esta región por procesos dinámicos desde capas inferiores, parece ser aproximadamente del mismo orden que la de absorción de radiación solar, pero ambas influencias pueden variar extremadamente con el tiempo. Teniendo además en cuenta que los cambios en la composición atmosférica dependen de los procesos térmicos y dinámicos tanto como de la variable radiación solar, y que casi todas las posibles influencias del espacio se absorben o transforman en la región de la mesopausa (incluida en la región **D**), uno podría declarar que esta región es una frontera física real del medio ambiente (Lauter, 1974). La transparencia de esta frontera, gobernada por procesos físicos de alta complejidad, liga la atmósfera superior y exterior, fuertemente controlada por la actividad solar con la atmósfera inferior, donde el balance principal de energía está controlado por las variaciones estacionales internas.

Además del acoplamiento desde abajo, la precipitación de partículas energéticas desde la magnetosfera por arriba, puede producir una modificación notable de la región **D** (principalmente a altas latitudes y, a veces, a latitudes medias) durante el día y en condiciones crepusculares. La intensa ionización de la región **D**, conectada con el "efecto posterior" (after effect) de las tormentas geomagnéticas, que puede ser de naturaleza aeronómica y/o dinámica, es la característica más sobresaliente de las tempestades geomagnéticas en la baja termosfera (Lauter, 1974; Lauter y Wagner, 1984). Incluso bajo condiciones solares relativamente tranquilas, la ionización de la región **D** puede estar influenciada por la estructura del Campo Magnético Interplanetario IMF (Bremer, 1989). Y por supuesto hay variaciones (a largo y corto plazo) de los

parámetros de la región **D** estrechamente conectadas con las variaciones de la actividad solar.

La región **D** de la ionosfera es probablemente la más compleja y las perturbaciones de esta región afectan sobremanera la absorción de ondas de radio de alta frecuencia y la reflexión de señales de baja frecuencia. Como la región **D** está situada en la zona inferior, sólo es alcanzada por las radiaciones ionizantes más penetrantes. Es una región de plasma débilmente ionizado y gran densidad en número de constituyentes neutros, y se produce un intercambio complejo de iones y reacciones de captura y desprendimiento de electrones (estos últimos procesos son la característica más distintiva de la región **D**).

Las radiaciones ionizantes responsables son las partículas cargadas muy energéticas ($> \text{BeV}$) que constituye la radiación cósmica galáctica (**RCG**), la parte más energética de rayos **X** del espectro solar ($< \text{de } 10 \text{ nm}$), la intensa línea de emisión **Lyman- α** del hidrógeno solar y **EUV** ($< 1118 \text{ nm}$) (Whitten y Poppoff, 1965, 1971). Una fuente secundaria de producción de electrones es la emisión solar visible y ultravioleta que puede suministrar la energía necesaria para liberar electrones débilmente retenidos de iones negativos. La **RCG** que es muy energética y las radiaciones solares de rayos **X** ionizan todos los constituyentes atmosféricos, mientras que la radiación Lyman-alfa puede ionizar sólo aquellos constituyentes que tienen potenciales de ionización menores que 10 eV ; éstos incluyen todos los constituyentes minoritarios conocidos. En este contexto, el constituyente minoritario más importante es el monóxido de nitrógeno (**NO**), ionizado por la fuerte línea **Lyman- α** a 121.6 nm , el otro componente más significativo es el metaestable $\text{O}_2 (^1 \Delta_g)$ producido principalmente por la fotólisis de las moléculas de ozono presentes en aquellas alturas. Aunque existen varias fuentes de ionización de distinta eficacia para diferentes alturas y condiciones geofísicas, los procesos principales para condiciones diurnas de calma son:



A causa de los procesos fotoquímicos complicados que los generan, las abundancias relativas de ambos **NO** y O_2^* , no están uniformemente distribuidas con la

altura y, ciertamente, tampoco horizontalmente. La concentración de **NO** aumenta fuertemente con la altura desde un mínimo cerca de los 85 km hacia la termosfera donde se puede suponer la existencia de un gran depósito de **NO** debido a la gran abundancia de nitrógeno atómico formado en los procesos de recombinación disociativa de iones termosféricos (Chamberlain y Hunten, 1987; Rees, 1989). La distribución vertical de O_2^* , puede determinarse mediante equilibrio fotoquímico. La pérdida de moléculas de **NO** es debida principalmente a fotodisociación. Para latitudes medias, la vida media del **NO** es aproximadamente 3 días en verano y 7 días en invierno (Taubenheim, 1983). Por lo tanto, las moléculas de **NO** pueden formalmente ser redistribuidas por movimientos atmosféricos.

Hay una composición peculiar de iones positivos en la región **D**. Los iones primarios "normales", NO^+ y O_2^+ , predominan en grandes alturas solamente, mientras que en la región inferior casi todos los iones positivos son iones "cluster" (Cl^+) hidratados de los tipos $NO^+(H_2O)_n$ y $H^+(H_2O)_n$. El intercambio entre iones normales e iones "cluster" es un poco abrupto en condiciones diurnas cerca de 85 km en verano, y cerca de 80 km en invierno. La importancia fundamental de los iones "cluster" para la distribución de densidad de electrones está en que sus coeficientes de recombinación son más de un orden de magnitud mayores que los de los iones normales (10^{-6} - 10^{-5} y 10^{-7} cm^3s^{-1}), respectivamente (Taubenheim, 1983). Un parámetro muy importante para la región **D** es :

$$f^+ = \frac{[Cl^+]}{[NO^+] + [O_2^+]}$$

es decir, la relación entre iones normales e iones "cluster".

Hay iones negativos en concentraciones significativas en la parte inferior de la región **D**, pero los resultados de las medidas directas son dispersos y contradictorios. No obstante, existen algunos modelos fotoquímicos para los iones negativos en la ionosfera inferior (Brasseur y Solomon, 1984). No se dispone de datos fiables experimentales sobre la relación entre iones negativos y electrones ($\lambda = [x^-]/e$) en la región **D** hasta el presente, pero se supone que $\lambda \approx 1$ cerca de los 75 km. En la parte inferior de la región **D**, la concentración de electrones cambia debido a las variaciones de iones negativos, incluso cuando la velocidad de ionización q es constante (Danilov y Ledomsckaya, 1979). Las variaciones de λ pueden relacionarse también con la redistribución dinámica de algunos de los constituyentes minoritarios (**O**, O_3 , **NO**).

Hay varias técnicas disponibles con instrumentación en tierra y a bordo de cohetes para la exploración de la densidad de plasma en la región **D**. Se dispone de muchas observaciones que muestran que su comportamiento es menos simple y directo que el comportamiento normal, como la "capa de Chapman", controlado sólo por la entrada de flujo de energía solar y la geometría de penetración en la atmósfera. Las variaciones diurnas y especialmente las estacionales, a veces demuestran peculiaridades significativamente anormales, especialmente en invierno. Al mismo tiempo, los sondeos de temperaturas y vientos desde tierra, cohete, o satélite en la atmósfera media exhiben patrones de variación con escalas espacial y temporal que se describen mejor por procesos meteorológicos. Hoy es posible introducir en la práctica el "control meteorológico" de la región **D** para la explicación de algunos eventos. Esto significa que en la ionosfera inferior existe no sólo un control solar sino también un fuerte control no-solar que es parcialmente de naturaleza meteorológica. El sistema más preciso para el estudio de los efectos meteorológicos sobre la densidad de electrones de la región **D** es la observación de radio-propagación basada en tierra, ya que suministra registros continuos en tiempo, complementarios a los obtenidos por los lanzamientos de cohetes.

La región de ionización predominante del **NO** coincide con la región de la mesopausa. Usualmente, la variación anual de la temperatura de la mesopausa es "inversa" (más caliente en invierno) en contraste con la variación anual de la temperatura de la estratosfera. En realidad, la distribución de la temperatura en las proximidades de la mesopausa es altamente variable (particularmente en invierno), pero en clara anticorrelación con la temperatura estratosférica, mostrando la evidencia de un fuerte mecanismo de acoplamiento entre la estratosfera y la baja termosfera.

Es conocido que la estratosfera y mesosfera tienen un sistema uniforme de circulación de viento, en valor medio por supuesto, con fuertes vientos zonales circumpolares predominantes, que soplan del Este (anticiclones) en verano y del Oeste (ciclones) en invierno (CIRA 1986). El sistema de vientos zonales de la región **D** puede tener el carácter de "transición" entre la circulación cuasi-geostrófica en la estrato-mesosfera y la circulación no-geostrófica termosférica gobernada por la expansión y contracción térmica diurna de la atmósfera superior. A la altura de 90-95 km, zona en la que disponemos de datos de viento, de radares meteorológicos y técnica de arrastre ionosférico desde hace muchos años, el viento que prevalece usualmente es del Oeste tanto en invierno como en verano, y del Este sólo durante cortos periodos en torno a los equinoccios. En algunas regiones (p.ej. Siberia Oriental) el viento predominante es en media del Oeste en todas las estaciones pero la velocidad es menor en los equinoccios (Kazimirovsky y Kokourov, 1991). En invierno, los vientos de la región **D** están

completamente vinculados al vórtice circumpolar ciclónico (del Oeste) de la circulación en la atmósfera media. Es de esperar en esta región transportes turbulentos, de cantidad de movimiento, energía y constituyentes en un amplio rango de escalas.

La manifestación más conocida de la influencia meteorológica sobre la región **D** es la anomalía invernal, es decir, el gran aumento de su valor medio y especialmente de la variabilidad día a día de la absorción de ondas de radio en invierno. Antes de entrar en la discusión del conocimiento actual y problemas relativos a la anomalía invernal, es necesario considerar muy brevemente el sentido físico de la absorción ionosférica de ondas de radio, en general.

Hemos mencionado anteriormente que las medidas de absorción de ondas de radio suministran una técnica de monitorización fiable para las variaciones de la región **D**. El objeto de las medidas de absorción ionosférica consiste en determinar la verdadera absorción de ondas de radio en la capa ionosférica, es decir, atenuación por pérdida de energía o transferencia de energía de la onda al medio. Se han obtenido medidas calculando la atenuación sufrida por dichas ondas en su camino de propagación. Las medidas se han registrado recibiendo una onda de radio después de que se ha propagado a través del medio ionosférico. En las técnicas actualmente utilizadas, la potencia de transmisión no se mide en el mismo punto de la emisión, sino después de la propagación de la onda, determinada por comparación bajo diferentes condiciones de las medidas de intensidad de campo eléctrico en el punto receptor. La ganancia efectiva debe mantenerse constante con el tiempo, así como la frecuencia empleada.

Para una onda de radio que penetra en la ionosfera por debajo, el índice de refracción (μ) disminuye a medida que la onda progresa en la capa hacia el nivel de máxima concentración de electrones. Los rayos incidentes con un pequeño ángulo de elevación abandonan la capa de nuevo como si hubieran sido reflejados. La reflexión sucede a un nivel donde se satisface la condición

$$\mu_{\text{reflexión}} = \text{sen } \alpha_0 \quad (22)$$

donde α_0 es el ángulo de incidencia en la ionosfera. La reflexión en la ionosfera puede ser parcial o total. En la ionosfera inferior, donde existe un elevado gradiente de densidad de electrones o de frecuencia de colisión o ambos, la reflexión es parcial, principalmente, y las pérdidas pueden ocurrir cerca del nivel de reflexión.

Una onda electromagnética propagándose a través del plasma, se refracta y, en general, se atenúa, a consecuencia de oscilaciones forzadas de los electrones debido al campo eléctrico. La energía de la onda es parcialmente transferida a estas oscilaciones. La transferencia de energía por unidad de longitud recorrida es proporcional a la densidad de electrones en el plasma. Si un electrón sufre una colisión con otra partícula hay una pérdida de energía de la onda original y la energía perdida finalmente calienta los electrones. Las colisiones son por tanto eventos, por los cuales la onda irreversiblemente pierde energía y se atenúa.

La atenuación puede describirse como una disminución exponencial de la intensidad de campo, E , de la onda:

$$E = E_0 \exp(-KS) \quad (23)$$

siendo S la distancia del transmisor al receptor, y K el coeficiente de absorción. El índice de refracción complejo n tiene μ como parte real y $\frac{C_0 K}{\omega}$ como parte imaginaria, siendo $\omega = 2\pi f$ la pulsación de la onda. Así, la parte imaginaria de n , es proporcional al índice de absorción K , pero el coeficiente disminuye conforme aumenta la frecuencia f .

Como la atenuación se produce por colisiones, su magnitud depende necesariamente de dos factores: densidad de electrones, N , y frecuencia efectiva de colisión, ν . El coeficiente de absorción debe por tanto obtenerse por multiplicación de ν N con el así llamado "factor dispersivo" que describe la eficiencia de la transferencia de energía desde la onda a las oscilaciones del electrón.

El mecanismo es un poco complicado en nuestra ionosfera debido a la presencia del campo magnético de la Tierra que produce un efecto de resonancia a la girofrecuencia de los electrones f_b de una las dos posibles polarizaciones circulares de la onda electromagnética. Teniendo en cuenta la influencia del campo magnético y de las colisiones, la ecuación que describe la propagación de ondas de radio en un plasma, o fórmula de dispersión (Appleton-Hartree) resulta un tanto compleja, pero por aproximación se puede usar la siguiente expresión simplificada (Rawer 1976):

$$\mu^2 = \frac{f^2 - f_N^2 \pm f|f_L|}{(f \pm |f_L|)^2} \quad (24)$$

- (+) para el caso del rayo extraordinario
 (-) para el caso del rayo ordinario

$$y \quad K = 1.344 \cdot 10^{-7} m^{-1} \frac{1}{\mu} \frac{(\nu_{s^{-1}})(N_{m^{-3}})}{f \pm |f_L|_{Hz}} \quad (25)$$

donde f_N es la frecuencia del plasma, f_L es la proyección del vector de girofrecuencia (que es paralelo al campo geomagnético) en la dirección de las normales a la onda, $|f_L|$ su valor absoluto,

$$f_L = f_B \cdot \text{Cos}\theta, \quad \theta = 0 \text{ en el ecuador geomagnético.}$$

Estas ecuaciones son sólo estrictamente válidas cuando

$$\nu^2 \ll 4\pi^2 f \pm |f_B|^2 \quad (26)$$

A alturas superiores a 75 km, esta condición no causa ninguna dificultad.

La Unión Internacional de Física Pura y Aplicada (IUPAP) acordó que la absorción a lo largo del recorrido debe ser designada por A y medirse en dB.

$$A_{dB} = -20 \log\left(\frac{E}{E_0}\right) = 8.686 \int K ds$$

y para cálculo numérico

$$A_{dB} = 1.16 \cdot 10^{-15} \int \frac{1}{\mu} \frac{\nu_{s^{-1}} N_{m^{-3}} ds_{km}}{\left(f_{MHz} \pm |f_L|\right)^2 + \left(\frac{\nu}{2\pi}\right)^2} \quad (27)$$

Para evaluar la integral, deberíamos conocer los perfiles con la altura de la densidad de electrones N , la frecuencia de colisión ν , y los parámetros del campo magnético. Generalmente sólo se conocen éstos últimos, pero no los perfiles. Las medidas utilizando una única frecuencia son, sin embargo, útiles porque permiten detectar variaciones relativas y, en particular, determinados efectos debidos a eventos geofísicos. El factor $1/\mu$ influye más en aquella parte del recorrido de la onda donde la densidad de electrones es mayor y μ pequeño. La absorción debida a este efecto se conoce por "deviativa".

En la región **D** podemos usar la aproximación "no derivativa" y es posible suponer que $\frac{f_N^2}{f^2} \ll 1$ y $1/\mu=1$

Si $(f \pm |f_L|)^2 \gg \left(\frac{\nu}{2\pi}\right)^2$ podemos escribir,

$$A_{dB} = 1.16 \cdot 10^{-15} \int \frac{\nu_{s^{-1}} N_{m^{-3}} ds_{km}}{(f_{MHz} \pm |f_L|)^2} \quad (28)$$

en el rango de alta frecuencia, ésto es válido para la región **D**.

En nuestras investigaciones hemos usado las medidas de absorción por el método **A3** (observación de la intensidad de campo con incidencia oblicua) descrita por Schwentck (1976). Una descripción resumida del equipo utilizado y su técnica se expone en el capítulo 2.2.1.

Volviendo al problema específico de la anomalía invernal, debe indicarse que han sido numerosas las aportaciones teóricas y experimentales realizadas en los últimos años, pero, hasta el momento actual, no existe una teoría clara y definitiva de este fenómeno. Por lo tanto, se considera que todos los resultados de los experimentos que se obtienen a través de medidas rutinarias y/o campañas específicas, son todavía muy necesarios para aclarar este fenómeno.

En lo que sigue, revisaremos brevemente los bien conocidos hechos experimentales ya constatados, (sin incluir nuestros propios resultados descritos en el capítulo 3) y las hipótesis actuales que explican algunos de éstos. De las observaciones se ha determinado que hay variaciones significativas, anuales y semianuales, presentes en diferentes parámetros del plasma. Para altas frecuencias de ondas de radio, la fuerte absorción invernal es dominante, el pico veraniego es más bien débil, siendo el mínimo equinoccial en Abril más profundo que en otoño (**Fig. 1.3.1**). Sin embargo, en las frecuencias medias e inferiores, el máximo invernal se desvanece, y el máximo veraniego llega a ser dominante (Lauter, 1974).

Este comportamiento de la absorción puede indicar, o bien una variación semianual física real en la región de la mesopausa que está acoplada básicamente a las variaciones semianuales dominantes de toda la termosfera, o bien que las características de la absorción provienen simplemente de los cambios estacionales producidos de capas superiores e inferiores a la región de la mesopausa. Estos últimos están conectados con la dinámica o "meteorología" de la región **D**.

Las complejas características de la dinámica de la región **D** resultan del hecho de que todos los fenómenos ondulatorios importantes, como mareas semidiurnas, ondas internas de gravedad y ondas planetarias, generan vientos de aproximadamente el mismo orden de magnitud que la componente dominante del viento.

Es usual distinguir entre dos clases de eventos de anomalía invernal:

1. Eventos producidos en conjunción con perturbaciones geomagnéticas (Sato, 1980).
2. Eventos atribuidos principalmente a efectos dinámicos y aeronómicos en la atmósfera superior (el llamado tipo "meteorológico" de anomalía invernal) .

En el primer caso, y para latitudes altas, el efecto posterior de las tormentas magnetosféricas "after effects", producidos por precipitaciones de partículas, se refleja como un significativo aumento de absorción en todas las estaciones. En latitudes medias, estos efectos se presentan más débiles en invierno que en otoño o verano (Lastovicka, 1983). Ante esto, algunos autores recomiendan no considerar los efectos de las perturbaciones magnéticas como una anomalía invernal en la región **D** (Danilov y Ledomsкая, 1979; Lastovicka, 1983).

Para la segunda clase de eventos, debe suponerse que hay dos componentes: la anomalía invernal "normal", que aparece en invierno con un aparentemente suave aumento y disminución de la absorción, (en media, la absorción diurna para un día usual de invierno es mayor que para un día usual de verano) y la anomalía invernal "brusca" (Schwentek, 1971).

Una representación típica de la absorción invernal anómala de ondas **HF** de radio en la región **D** se muestra en la **Fig. 1.3.2** . Hay días "normales", días "cuasi-veraniegos" o "no anómalos" y días de "absorción" brusca. La morfología de la anomalía invernal es más bien complicada pero se sabe que:

1. La variación diurna de la absorción tiene su máximo significativo durante el mediodía durante la mayoría de los días de invierno.
2. Los aumentos de la absorción se presentan consecutivamente en grupos de valores máximos (picos) de duración entre 10 y 20 días (**Fig. 1.3.2.**).

3. Los aumentos de absorción suelen presentar estructuras sinusoidales cuasiregulares pronunciadas.

4. Los aumentos de absorción muestran una dependencia con la latitud y una asimetría Norte/Sur. El exceso de absorción disminuye a latitudes menores. Experimentalmente, se ha encontrado la frontera inferior media en latitud de este fenómeno aproximadamente a 38° para el Hemisferio Norte.

5. Los aumentos de absorción ocurren en áreas de una extensión horizontal considerable, entre los 500-2000 km.

6. Se ha observado que los movimientos de deriva horizontal de estas áreas se desplazan con una velocidad de unos pocos m s^{-1} (5-10 m s^{-1} en El Arenosillo).

7. El comienzo y final de la anomalía invernal coincide con cambios en el régimen de vientos en la alta mesosfera, lo que indica que los cambios estructurales en parámetros térmicos y, posiblemente más importante, en parámetros dinámicos de la alta atmósfera, proporcionan las condiciones de la anomalía invernal.

8. La existencia de una correlación, generalmente positiva, entre la absorción ionosférica y los calentamientos estratosféricos, aunque ésta correlación puede ser a veces negativa (Lastovicka, 1983; Lastovicka y de la Morena, 1987).

9. Es conocido que los aumentos de absorción están conectados con el aumento de densidad de electrones N y/o la frecuencia de colisión ν . En base a ello, algunos autores (Lauter, 1974; Danilov y Ledomsckaya, 1979), suponen que la altura de la región principal de la anomalía invernal está por encima de los 80 km y conectada principalmente con el aumento de la densidad electrónica (N) en el nivel de la mesopausa y niveles superiores.

10. Existe una correlación positiva entre las variaciones a largo plazo de la temperatura mesosférica y la absorción. Sin embargo, la correlación no es tan evidente como se podría suponer, debido a las fuertes variaciones diarias de la temperatura mesosférica durante la anomalía invernal (Becker y col., 1979; Offerman, 1979).

Para una mejor comprensión del mecanismo físico de la anomalía invernal, consideramos el esquema de recombinación de ionización simplificado en la región **D** (**Fig. 1.3.3.**) (Danilov y Ledomszkaya, 1979 ; Taubenheim, 1983).

El esquema incluye cuatro clases de partículas cargadas $[e]$, $[\text{NO}^+]$, $[\text{O}_2^+]$ $[\text{Cluster}^+ \text{ (Cl}^+)]$, dos clases de procesos de ionización $q[\text{O}_2^+]$ y $q[\text{NO}^+]$ que conducen a la generación de iones NO^+ y O_2^+ ; la recombinación disociativa de todos los iones (O_2^+ , NO^+ y Cl^+); las transformaciones de O_2^+ a NO^+ ; y la generación de Cl^+ por los iones primarios NO^+ y O_2^+ a través de los canales (B_{NO^+}) y ($\text{B}_{\text{O}_2^+}$). Es importante notar que, en este esquema, un aumento de la velocidad de ionización q y $[e]$ produce una disminución de f^+ (ver **Fig. 1.3.4.**), porque $[\text{Cl}^+]$ desaparece por la recombinación con $[e]$ y disminuye la efectividad de la generación de $[\text{Cl}^+]$ por el canal $\text{B}_{[\text{NO}^+]}$. Aún más, un aumento de NO^+ produce un aumento de $[e]$ y una disminución de f^+ . Todos los canales de generación de Cl^+ a partir de NO^+ primario son altamente dependientes de la temperatura, siendo el coeficiente resultante de la tasa de acumulación total inversamente proporcional a $T^{7.2}$. Así, un aumento de temperatura produce un aumento de N y una disminución de $[\text{Cl}^+]$.

Ahora bien, ¿Porqué suponemos que el aumento invernal de la densidad de electrones tiene naturaleza atmosférica "meteorológica" y no es simplemente una respuesta de la región **D** a las variaciones de las fuentes de ionización externa (solar)? En primer lugar, su naturaleza atmosférica está fuertemente sugerida por el hecho de que sucede en ambos hemisferios, boreal y austral durante los meses de invierno respectivos (Schwentek y col., 1980). En segundo lugar, debido a que no existe correlación entre las variaciones temporales de la ionización de la región **D** y los flujos solares $L-\alpha$ (medidos por el satélite AE-E). Esta correlación, que suele ser débil, pero detectable, durante los meses de verano, desaparece totalmente durante el invierno. La amplitud de las variaciones interdiurnas, día a día, de la absorción en los meses de invierno es significativamente mayor que lo que puede explicarse por las variaciones solares de $L-\alpha$ que se conocen. En tercer lugar, la duración de los días anómalos en invierno (10-20 días), se asemeja a las escalas de tiempo de las perturbaciones de ondas planetarias transitorias. En cuarto lugar, la región espacial afectada por la absorción anómala, del orden de unos pocos miles de kilómetros, coincide con los patrones conocidos de las ondas planetarias. Esta idea de conexión de la absorción con ondas planetarias está respaldada además por el hecho de que las características de tiempo de las fluctuaciones de anomalía invernal son claramente diferentes entre el hemisferio boreal y austral, y ello induce a suponer que podrían estar conectadas con las diferentes amplitudes de las ondas planetarias cuasi-estacionarias en los diferentes hemisferios.

El carácter fluctuante con el tiempo dificulta la existencia de una clara correspondencia, punto a punto, entre las variaciones de la densidad de electrones de la región **D** y las características meteorológicas particulares como, por ejemplo, el encontrar una correlación directa entre la absorción ionosférica y los calentamientos estratosféricos. Pero en el caso de los efectos bien definidos de "rotura" de la anomalía invernal, cuando las densidades de electrones disminuyen súbitamente a valores muy bajos (en 1-2 días), éstos sí están usualmente conectados con cambios súbitos de dirección, y/o una inversión de la dirección en la circulación del viento zonal en la alta mesosfera y baja termosfera. La mayoría de las veces, estas inversiones están asociadas (a veces con un retardo de unos pocos días) con calentamientos estratosféricos súbitos que, a su vez, están generalmente asociados con el enfriamiento de la mesopausa y precedido por un periodo de rápido crecimiento (o incluso "estallido") de la amplitud de las ondas estratosféricas planetarias de nº de ondas 1, 2 y 3 (Labitzke y col., 1979; Taubenheim 1983; Kazimirovsky y Kokourov, 1991). Este tipo de interrelación fuerte de eventos meteorológicos y de región **D** representa una evidencia significativa de lo que entendemos como el control meteorológico de la región **D**.

Pero en general, la concentración de electrones debe ser controlada sólo por la vía de dos factores, velocidad de ionización q o, coeficiente de recombinación α_{eff} . Como el absorbente dominante de $L\text{-}\alpha$ solar es el constituyente atmosférico mayoritario O_2 , su contenido total, relacionado con la presión atmosférica, determina la ionización de la región **D**. Ésto hizo que se tomara como posible candidato para explicar al menos el crecimiento medio invernal de la ionización de la región **D**, la variación estacional de presión cerca de la mesopausa. Sin embargo, este efecto no es cuantitativamente suficiente para explicar la anomalía invernal (Taubenheim, 1983). Por otra parte, hay datos experimentales sobre un aumento de q en días anómalos de invierno (Danilov y Ledoms kaya, 1979) lo cual puede estar en conexión principalmente con el aumento del contenido de NO en estos días.

Es evidente que la distribución en altura de tanto el NO como los otros constituyentes minoritarios involucrados en la química de los iones "cluster", dependerá fuertemente de los procesos dinámicos atmosféricos de transporte, como la turbulencia y los transportes advectivos. Los parámetros f^+ y α_{eff} , dependientes de la temperatura, y los procesos dinámicos, pueden ser clave para explicar el hecho de que, durante gran parte del año, la influencia de los cambios atmosféricos sobre el plasma mesosférico sea mayor que la influencia de la actividad solar variable.

Para entender la componente "normal" de la anomalía invernal podemos suponer la siguiente cadena de procesos: temperaturas más bajas de verano en la parte superior de la región **D** comparadas con las de invierno \Rightarrow mayor tasa de generación de iones "cluster" en verano \Rightarrow mayores valores de f^+ en verano \Rightarrow mayores valores de α_{eff} en verano \Rightarrow valores más bajos de densidad de electrones **N** en verano (para la misma q que en invierno). Así, las variaciones estacionales de las temperaturas de la mesosfera media controlan el valor de α_{eff} en la región **D**. Lamentablemente, la cadena $T \Rightarrow B[\text{NO}^+] \Rightarrow f^+ \Rightarrow \alpha_{\text{eff}} \Rightarrow N$ no puede explicar las variaciones diarias de la absorción porque experimentalmente no existe una correlación directa entre **N** y **T** en las variaciones invernales diarias. No obstante, las estructuras cuasi-ondulatorias y la similaridad de algunas de las características espectrales en temperaturas y absorción, (Offerman y col., 1982) constituyen otro argumento a favor de la relación entre temperatura y anomalía invernal. Hay que hacer notar que estas variaciones pueden analizarse en términos de ondas planetarias, y es posible mostrar que el sistema dinámico que produce las perturbaciones atmosféricas observadas y las estructuras cuasi-ondulatorias son realmente de escala espacial planetaria. No obstante, puede concluirse que las variaciones de temperatura podrían explicar sólo parte de las variaciones de densidad de electrones observadas.

Respecto a los procesos dinámicos, se ha sugerido alguna clase de transporte horizontal o vertical de constituyentes minoritarios con bajo potencial de ionización (como **NO** y **O₂** ($^1 \Delta g$)), así como de otros gases que son importantes para la química neutra e ionizada (como **H₂**, **O** y **O**). Generalmente, el transporte vertical (principalmente por turbulencias) parece más probable que la advección horizontal, porque el transporte horizontal requeriría que los constituyentes minoritarios considerados se presentaran en "nubes" extendidas horizontalmente varios miles de kilómetros, de forma que se correspondieran con la estructura de la anomalía invernal. No obstante, recientemente, algunos datos experimentales (ver capítulo 3) parecen confirmar esta idea sobre "nubes" con una mayor concentración de componentes minoritarios desplazadas por el viento (Pancheva y col., 1989 b).

Sin duda alguna, el mecanismo más eficiente para producir las variaciones de la región **D** continúa siendo la redistribución del monóxido de nitrógeno por procesos de transporte. Hay varias posibilidades para el transporte de **NO** a latitudes medias de la región **D** desde otras partes de la atmósfera donde se produce abundantemente. El **NO** muestra un pronunciado mínimo de densidad en la mitad de la región **D** (aproximadamente los 75 km) durante las condiciones de calma (**Fig. 1.3.4**). En

consecuencia el transporte de **NO** puede especialmente provenir de regiones superiores (región **E**), donde la densidad de **NO** es mayor.

La ausencia de fotodisociación en el casquete polar en invierno (noche polar) causa una acumulación de **NO**. Aún más, el **NO** es especialmente abundante en la región **E** del óvalo auroral, donde se produce debido a la precipitación de partículas. Por tanto el transporte horizontal a latitudes inferiores puede considerarse como un mecanismo importante para producir la anomalía invernal. Pero esto presupone tácitamente que el **NO** se transporta de alguna manera hacia abajo a la vez que se mueve hacia latitudes inferiores, aunque los vientos meridionales y los transportes turbulentos sólo tienen la dirección y magnitud adecuada para dispersar este **NO** hacia latitudes medias a niveles termosféricos.

El transporte vertical de la región **E** a la región **D** podría ocurrir bien por turbulencia o bien por movimientos de la atmósfera media, posiblemente incluyendo ondas planetarias. La circulación media de la alta mesosfera y la baja termosfera tiende a transportar **NO** desde latitudes bajas hacia el hemisferio de invierno y de allí hacia abajo a la región **D** (Schoeberl y Strobel, 1978). El transporte hacia abajo está soportado por flujo turbulento, si se acepta que los coeficientes de turbulencia en invierno son mayores que en verano. Este aumento del coeficiente de difusión turbulenta, causará un aumento de flujo de **NO** hacia abajo (o de nitrógeno atómico para producir moléculas de **NO**) desde el depósito termosférico en la región **E** hacia la región **D**, con el resultado de un aumento considerable (de un factor alrededor de 20 veces más en las proximidades de los 90 km) del contenido del **NO** (Taubenheim, 1983).

El transporte de **NO** podría ser una explicación de la componente "normal" de la anomalía invernal. El aumento arriba mencionado de temperaturas en la mesopausa podría respaldar este efecto. En la **figura 1.3.4** se muestran 3 perfiles calculados de **NO** para diferentes coeficientes de transporte turbulento efectivo. Se ve claramente cómo un aumento de la densidad de **NO** puede estar causado por un aumento del transporte turbulento. Para explicar la componente "brusca" de la anomalía invernal (**Fig. 1.3.2**) es necesario considerar la existencia de coeficientes de turbulencia y vientos verticales considerablemente mayores de los que se tiene referencia experimental.

La mayoría de los procesos anteriormente mencionados son procesos unidireccionales que, si bien pueden suministrar rápidamente **NO** a la región **D**, no lo pueden hacer desaparecer tan rápidamente como se ha observado experimentalmente. Como la fotodisociación del **NO** es demasiado lenta en invierno, se necesita un

mecanismo para comprender estas rápidas y bruscas disminuciones observadas (de 1 a 2 días) del "exceso" de densidad de electrones. Offerman y col. (1982) han propuesto un mecanismo de "chimenea invertida" (**Fig. 1.3.5**), por medio del cual un flujo de **NO** hacia abajo sobre un área limitada, lo que da lugar a un aumento de densidad de electrones, puede ser "barrido" horizontalmente por un aumento de la velocidad del viento horizontal (independientemente de su dirección). Así, el **NO** se comportaría como el humo que sale de una chimenea invertida en un campo de vientos horizontales. Esto se esquematiza en la **Fig. 1.3.5** de modo sencillo. Se supone un límite en el borde superior de la región **D** sin vientos por encima de él, pero con una velocidad de transporte efectiva hacia abajo W_T y una velocidad del viento mesosférico horizontal V por debajo de dicho límite. Se supone que W_T y V son independientes de la altitud. En un área de extensión espacial L' , la velocidad de transporte hacia abajo W'_T se aumenta por encima de los valores normales W_N ($W'_T > W_N$). La región de la atmósfera sondeada por la técnica de absorción **A3** o por cohetes es el área U en la dirección del viento. La acción combinada del flujo hacia abajo W_T y el viento horizontal V' determina el ángulo α' . Las variaciones de la velocidad V del viento horizontal cambian esencialmente α y así, el área monitorizada U en la región **D** estará dentro del régimen normal (N_{TD}) o dentro del régimen de densidad incrementada de **NO** en la región **D** turbulenta (N_{TE}) área sombreada en la **figura 1.3.5**, dependiendo de α (ver líneas de puntos en la **Fig.1.3.5**). Por tanto, la formación de la anomalía invernal, tal como se ve desde el suelo, va ligada a un aumento de α ; el rápido decaimiento de una anomalía invernal está ligado con una disminución rápida correspondiente de α (sin tener que asumir un rápido aumento de la difusión turbulenta). La variación de α en la anomalía invernal puede ser debida a la variación de la velocidad horizontal de viento V . La disminución de la anomalía invernal se debería así a un aumento de la velocidad del viento V (de V' a V'') sin cambios en la velocidad turbulenta vertical en ambos casos, es decir, $W'_T = W''_T$, para el caso en que la anomalía invernal esté siendo observada desde la posición U . La formación del siguiente "máximo" de anomalía invernal requiere una disminución de la velocidad del viento V . Este modelo es independiente de una dirección específica del viento y trabaja con cualquier dirección, si esa dirección no cambia demasiado en un tiempo corto. Este modelo es completamente diferente del que supone transporte Norte-Sur desde el óvalo auroral discutido anteriormente, y con él se puede predecir una anticorrelación entre la velocidad del viento (magnitud absoluta) y la fuerza de la anomalía invernal si el Observatorio de la región **D** esta en la posición U , en dirección hacia donde sopla el viento. Pero las cosas se invierten en un área diferente L'' , si el monitor de la región **D** no está en la posición U (dirección hacia donde sopla el viento), sino en la posición **D** (dirección desde donde sopla). El aumento de **NO** está ahora causado por un aumento de la velocidad horizontal del viento en esta zona y la disminución subsiguiente de la

densidad de **NO**, es debida a un aumento del transporte turbulento. En este caso, debería existir una correlación positiva entre el viento y la anomalía invernal. Un Observatorio en tierra puede efectivamente pasar de la situación **U** a la situación **D**, si las parcelas de anomalía invernal están alineadas en la dirección Este-Oeste y derivan bien en la dirección Este o bien en la dirección Oeste. No se esperaría ninguna correlación entre la anomalía invernal y la velocidad horizontal del viento si el monitor se moviera al azar entre las posiciones **U** y **D**. Asimismo, no debería existir ninguna correlación si el área de régimen atmosférico con aumento de la densidad de **NO** pudiera derivar aleatoriamente hacia el Este y el Oeste por encima de una estación monitorea fija. Pero si observamos la correlación estable entre la anomalía invernal y el viento horizontal termosférico durante largo tiempo, es posible decir que la parcela de anomalía invernal está obviamente ligada a alguna estructura dinámica cuasi-estacionaria de la atmósfera que debe ser de considerable extensión horizontal. Esto parece posible puesto que frecuentemente se ha sugerido la existencia de una relación entre la anomalía invernal y las ondas planetarias.

El modelo de Offermann y col. (1982) no es completamente satisfactorio. Sin embargo, en muchos aspectos, los autores subrayaron que había muchas simplificaciones en las hipótesis del modelo y que sólo era válido como modelo cualitativo y no era una explicación general de la anomalía invernal. La comprobación experimental del modelo se limitó a un periodo de tiempo específico (1975/76) y a un lugar (latitudes medias en torno a los 40°) bajo circunstancias específicas. Pero para nuestras investigaciones, estos resultados son de especial interés porque la campaña de anomalía invernal de Europa Occidental tuvo lugar en El Arenosillo, evitándose los efectos geomagnéticos y las protuberancias solares, obteniéndose así datos de forma adecuada para un análisis de tipo meteorológico de la anomalía invernal.

Resumiendo, podemos afirmar que, respecto al mecanismo de control meteorológico de la región **D**, parece haber dos situaciones alternativas posibles (Taubenheim, 1977, 1983)

-Situación 1:

- El aumento general de la densidad de electrones de la región **D** está causado por un aumento de la difusión turbulenta hacia abajo de **NO**, previamente acumulado en la termosfera de la noche polar.

- Adicionalmente, a alturas por debajo de 85 km, la tasa de electrones se reduce por inhibición de la formación de iones "cluster" a causa de las cálidas temperaturas de la mesopausa.

- Independientemente, los transportes hacia abajo no regulares (en tiempo y espacio) del exceso de NO a la región D, están afectados por difusión y/o movimientos conectados con ondas planetarias. El desplazamiento de estas parcelas, por los aumentos de vientos horizontales mesosféricos, posiblemente provocados por perturbaciones transitorias desde la estratosfera, causa rápidos cambios en la distribución de NO en 1 - 2 días.

-Situación 2:

La anomalía invernal a las alturas de la región D está controlada predominantemente por el vórtice circumpolar de vientos zonales de dirección Oeste, con movimientos ascendentes de viento desde la estratosfera a la baja termosfera. Este vórtice ciclónico está siempre ligado a:

- Altas temperaturas en la mesopausa que limitan la formación de iones "cluster".
- Movimiento descendente por viento vertical.
- Baja presión cerca de la mesopausa, disminuyendo la profundidad óptica de la radiación solar UV y por tanto aumentando la velocidad de ionización.

Estas tres condiciones actúan en la misma dirección "aumentar la densidad de electrones de la región D".

En este marco, el aumento de difusión turbulenta en invierno eleva el nivel de ionización de la región D y cualquier perturbación global o local del flujo del vórtice zonal, p.ej. transferencia de energía inducida por ondas planetarias desde abajo (calentamientos estratosféricos), causa una repentina disminución o incluso "desaparición" de la anomalía invernal en la región D.

Cada una de estas dos situaciones tienen ventajas e inconvenientes. Pero de la revisión anterior es evidente que parece todavía necesario mejorar la base empírica para definir los procesos de acoplamiento a través de la atmósfera durante la anomalía invernal. Los datos aquí presentados constituyen una buena base para avanzar en el conocimiento de estos procesos.

CAPITULO II

SISTEMA DE EXPERIMENTACIÓN.

2.1.- ABSORCIÓN DE ONDAS DE RADIO. MÉTODO A3.

El análisis de la Ionosfera, junto al desarrollo de técnicas de medida, han convertido a las ondas de radio en uno de los medios de trabajo más significativos para la investigación de la media y alta atmósfera. Las señales emitidas desde un sondeador ionosférico y recibidas tras haberse reflejado en la ionosfera, no sólo son una confirmación experimental de la existencia de la ionosfera, sino que nos permiten introducirnos en las condiciones físico, químicas y dinámicas de ese plasma. Su interpretación presupone un conocimiento preciso de la propagación de las ondas electromagnéticas en un medio ionizado, tanto en el caso más sencillo, en el que sólo se considera el efecto producido por la presencia de iones y electrones, como en los más complicados, en los que se tiene en cuenta la influencia del campo magnético terrestre y los choques de iones y electrones entre sí y con los átomos neutros, y es precisamente este último caso, es decir, la modificación introducida en la propagación de las ondas electromagnéticas al atravesar un medio ionizado por el choque de los electrones con los átomos neutros, el efecto conocido por absorción. En líneas generales, es conocido que los electrones libres entran en movimiento al activar sobre ellos un campo electromagnético variable. Mientras los electrones no sufren choques en su movimiento, no hay pérdida de energía en la onda electromagnética, pues si bien los electrones reciben energía de la onda para entrar en vibración, esto sólo sucede durante una parte del ciclo, devolviendo en la otra parte del ciclo, la energía acumulada, pero si durante la oscilación chocan con un átomo neutro, parte de esa energía se pierde y la intensidad de la onda quedará atenuada. Esta atenuación dependerá del número de electrones existentes por unidad de volumen, N , de la frecuencia de colisión, ν , (número de choques de un electrón por segundo), y de la frecuencia de la onda emitida, ya que si ésta es grande con respecto a ν la mayoría de las oscilaciones de los electrones se realizarán sin choques, y por lo tanto sin absorción, mientras que si es comparable con ν casi todas las oscilaciones de los electrones quedaran amortiguadas (Galdon, 1960).

Una onda electromagnética de amplitud E_0 , al recorrer un espacio S en el interior de un medio en el que existe absorción debido a los choques de los electrones, experimenta una disminución de su amplitud que viene dada por:

$$E = E_0 e^{-ks} \quad (29)$$

siendo K el llamado índice de absorción y cuyo valor depende de las características físicas del medio, de la densidad de electrones N , de la frecuencia de choques ν , y de la frecuencia de emisión f . Ahora bien, como estas características varían en la ionosfera con la altura, el índice de absorción variará con el camino recorrido, por lo que la absorción total sufrida por una onda electromagnética al recorrer un medio ionizado vendrá dada por:

$$E = E_0 e^{-\int ks}$$

El cálculo de K , que fue expuesto por Appleton en su teoría magnetoiónica, fue tratado por Westfold (1950). La expresión del valor del índice de absorción en la propagación de una onda electromagnética viene dada por:

$$K = \frac{1}{2C} \frac{1}{\eta} \frac{f_n^2 \nu}{f^2 + (\nu/2\pi)^2} \quad (30)$$

siendo f_n la frecuencia del plasma, la cual depende únicamente de N , c la velocidad de la luz y η el índice de refracción. Esta expresión nos define que el coeficiente de absorción tiene una relación directa con el producto de la frecuencia del plasma y del número de choques por segundo, e inversa a la frecuencia de emisión y del índice de refracción. Dado que el índice de refracción es $\eta = \mu/c$, puede considerarse que el índice de absorción aumenta cuando disminuye la velocidad de grupo (μ) del haz de ondas que se propaga, es decir, cuando la onda electromagnética permanece más tiempo en el medio ionizado.

Aplicando esta teoría al caso concreto de la absorción en la baja ionosfera, observamos que como en ella la densidad de electrones libres (N) es pequeña, la frecuencia del plasma f_n será pequeña, pero como la densidad de la atmósfera es todavía muy grande, la frecuencia de choque ν será grande.

Ahora bien, como N es pequeño, el índice de refracción que para una atmósfera ionizada viene dado por $\eta = \sqrt{1 - \frac{Ne^2}{\epsilon m \omega^2}}$ disminuye, difiriendo su valor poco de la unidad, lo que supone que como también $\eta = \mu/c$, μ y c serán prácticamente iguales indicándose que no hay retardo en la propagación. Esta circunstancia se resume indicando que la absorción que se da en alturas bajas de la ionosfera es denominada "absorción no desviante" y tiene un índice de absorción que es, con bastante aproximación, inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de emisión $k \approx 1/f^2$ lo que nos indica que la absorción será mayor en las frecuencias más bajas.

Desde un punto de vista experimental, es evidente que la absorción total y real que se verifica en la baja ionosfera proviene de la superposición y complementación de las absorciones desviantes y no desviantes y cuya aplicación más directa está en el campo de la propagación de ondas de radio, como aplicación a las comunicaciones. La absorción pues, y bajo un punto de vista de aplicación práctica, debe analizarse considerando el conjunto de parámetros externos que afectan a la normal propagación de las ondas electromagnéticas que atraviesan el plasma ionosférico, y no sólo bajo la acción de un medio ionizado.

En una aplicación real, deben considerarse como muy significativas las modificaciones que en el movimiento de los electrones produce la presencia del campo magnético de la Tierra que, en el caso de las tormentas magnéticas, llega a generar para una frecuencia de emisión hasta dos o tres niveles de reflexión, y en ocasiones, una ausencia total de recepción de la onda transmitida de hasta una hora de duración. Este desvanecimiento temporal de la señal conocida como Perturbación ionosférica brusca, (Wells, 1934; Terman, 1957), sucede con mayor frecuencia cuando el ciclo de las manchas solares se encuentra en su máximo, y se considera una consecuencia de las emisiones extraordinarias de radiación ultravioleta solar que no es absorbida por las capas ionosféricas superiores **F1**, **F2** y **E**, generando una intensa ionización en la región **D**. Así, se han observado durante el día, aumentos rápidos de la densidad iónica de la capa **D** y descenso de su altura máxima de ionización de 10 a 15 km, lo que supone una absorción casi completa de las ondas que se propagan por la región **D**.

La baja Ionosfera, región **D** y baja región **E**, es una zona no accesible por medidas directas desde satélite (Lastovicka y Madera, 1982). Por otro lado, debido a su escasa altura, es posible su estudio por medio de cohetes de baja potencia y por tanto de costo poco elevado, Skua, Petrel, INTA 100, que han constituido los métodos más frecuentemente empleados para obtener resultados sobre la concentración y movilidad de partículas cargadas entre los 39 y 72 km de altura (Widdell y col., 1971), estudios

comparativos con modelos teóricos del perfil de densidad electrónica (Heaps y Heimerl, 1980), y de composición (Rose y col., 1972).

Sin embargo, y aunque las observaciones por medio de cohetes son las únicas que nos siguen hoy permitiendo un conocimiento más completo de la región D, hay que tener presente que por la velocidad del cohete, con su consiguiente onda de choque, aumento de la temperatura en su entorno, etc..., pueden modificar las condiciones físicas y aeronómicas del gas que se mide, y por tanto, distorsionar la medida, de ahí que todavía los registros con equipos instalados en superficie continúen siendo considerados como más convenientes para el estudio de esta región en la que se complementan las medidas de concentración electrónicas, "incoherent scattering", reflexiones parciales, interacción de ondas, "meteor radar" y medidas por absorción de ondas de radio por sistemas A1, A2 y A3 (Lastovicka, 1978).

El sistema disponible en El Arenosillo, y que ha sido empleado para estudiar el comportamiento de la región D, es el de medidas de absorción de ondas de radio, sistema conocido por Medidor de Absorción Ionosférica, Método A3, y que consiste en medir la atenuación de las ondas de radio radiadas desde un transmisor remoto. Este sistema, evidentemente no ofrece un parámetro cuantitativamente básico bajo un prisma físico, pero tiene la ventaja de obtener de forma monitorizada y continua el valor integrado de la densidad de electrones de la región ionosférica que atraviesa la onda radiada, tanto en condiciones normales como perturbadas. Este método, descrito por Schwentek en 1963, fue introducido en España por el Max Planck Institut für Aeronomie de Lindau en 1969 (Rose y col., 1971), ubicando el sistema transmisor en Aranjuez (40.04° N - 3.62° W) y las Estaciones receptoras en el Observatorio del Ebro (40.38° N - 0.50° W), Alceda (43.19° N - 3.90° W), Balerna (36.72° N - 2.86° W) y El Arenosillo (37.1° N - 6.7° W) (ver **Fig. 2.1.1**), formando parte de un ambicioso estudio sobre Ionosfera en Europa y cuyos resultados en el territorio nacional fueron publicados por Rose y col. (1974) y Rose (1976). Hoy se mantienen operativas las Estaciones receptoras del Ebro y El Arenosillo, habiendo sido trasladado recientemente el sistema transmisor ubicado en Aranjuez a las instalaciones del INTA en Torrejón de Ardoz (Madrid).

El sistema transmisor está equipado con una antena vertical de un cuarto de onda con radiales en tierra, y opera a una frecuencia fija de 2830 kHz con una potencia de salida de 1 Kw. La onda de radio transmitida incide oblicuamente en la parte baja de la región E, reflejándose hacia el Sistema Receptor, **Fig. 2.1.2**, situado a 424 km de distancia, en El Arenosillo, estando dotada la estación receptora de una antena de 5 ½ de

longitud de onda , lo que favorece la reflexión de la onda ordinaria en la capa **E** durante el día y la reflexión ordinaria **Es** durante la noche.

La transmisión es continua, interrumpiéndose durante un minuto cada cinco minutos, para diferenciar el ruido y los niveles de interferencia. Las antenas, distancias y frecuencias de transmisión han sido seleccionadas de acuerdo con las condiciones de propagación ionosférica local, y en orden a determinar la absorción en la capa **D** entre la salida y puesta de sol. El valor real que se mide es la Intensidad de Campo Eléctrico, siendo el que se registra durante la transmisión nocturna el utilizado como valor de calibración para deducir el valor real de la absorción durante el día. Podemos pues considerar que la absorción medida es obtenida por la transmisión de una onda a frecuencia fija y que es reflejada en la capa **E**, a una altura de 100 a 125 km para El Arenosillo, durante el día. En este caso, el valor de referencia que se necesita para determinar la absorción no depende sólo de la altura de reflexión, sino del sistema de recepción de antenas elegido para favorecer una propagación. Este sistema tiene la ventaja de que la señal observada a diferentes alturas de la capa **E** durante el día puede ser conformada a una sola y constante capa como valor medio de referencia, sin generar un error muy significativo, del orden de medio dB en el valor de la absorción diurna (Rose y Widdell, 1977).

Con este criterio, la absorción **L** puede determinarse usando la expresión:

$$L(t) \text{ (dB)} = E_0 \text{ (dB)} - E(t) \text{ (dB)}. \quad (31)$$

Siendo **E₀** el valor medio de referencia recibido en ausencia de absorción, obtenido de múltiples reflexiones ordinarias en la capa **Es** durante la noche, y **E(t)** el valor medio real durante un tiempo **t** de observación.

E₀ es la intensidad del campo eléctrico durante la noche y se toma como valor de " Calibración " o valor " Real " en ausencia de actividad solar para determinar la diferencia con la intensidad de campo eléctrico durante el día **E(t)**, es decir, la absorción producida.

La presentación de los datos registrados se verifica considerando el valor medio de los doce valores máximos registrados en cada hora, durante las horas de actividad solar, cuyo orto y ocaso varía durante el año.

Generalmente, se utilizan valores medios diarios y el valor medio mensual de la absorción, con especial incidencia en el valor deducido de las horas de máxima actividad solar, 12 a 14 U.T., los cuales son considerados como valor medio horario. Un ejemplo de registograma estándar y tabla de datos se exponen en las **Fig. 2.1.3** y **2.1.4**. Hoy en día, el sistema de registro analógico del Receptor del Medidor de Absorción A3 de la Estación de Sondeos, ha sido actualizado, transformándolo en lo que podría ser el primer sistema conocido para la conversión analógico-digital para medidas de absorción ionosférica por el Método A3, cuyas funciones básicas son:

- Conversión A/D de las señales del receptor de A3.
- Cálculo de valores medios de las señales recibidas desde el Sistema Transmisor.
- Almacenamiento de los resultados calculados durante 14 días, así como de los valores máximos de absorción.
- Transmisión de los valores almacenados a un ordenador para su procesado.
- Control del atenuador del Receptor de Absorción en función de la intensidad de la señal recibida que depende de la actividad solar del día.

La principal dificultad del sistema consistió en suplir las atenuaciones manuales que necesitaba el antiguo sistema de registro para que la señal no se saturase, por una serie de instrucciones automatizadas que detecta la fluctuación de la absorción, lo transforma, almacena y procesa. El Sistema diseñado íntegramente por personal del INTA en El Arenosillo, es único y no comercial, y por él se han interesado otros Observatorios europeos que investigan la región D por técnicas similares.

2.2 TÉCNICAS DE MEDIDA DE VIENTO Y DE TEMPERATURA.

Si bien el interés por el estudio de la dinámica de la media y baja atmósfera se inicia de forma continuada a finales del siglo XIX, no es hasta la década de los cuarenta del presente siglo cuando el conocimiento de su estado circulatorio y de su temperatura alcanza un mayor desarrollo gracias al significativo avance que supusieron las nuevas tecnologías de cohete y su aplicación a la investigación del espacio.

Los primeros cohetes, de la serie Judi, norteamericano, que portaban "chaff" (viruta metalizada), como carga útil, conforman un procedimiento para la medida de viento basado en el seguimiento con el radar de la trayectoria descendente de esa nube de filamentos o hilos reflectores expulsados por el cohete en su apogeo, 50 ó 60 km de altura, **Fig. 2.2.1**, y que son arrastrados por el viento, bajo la suposición de que los filamentos tienen una respuesta instantánea al viento y que su velocidad horizontal coincide con la de éste. El seguimiento de la viruta se realiza hasta que la dispersión de los filamentos es de tal magnitud que no se puede ya considerar la nube como puntual. El chaff utilizado en El Arenosillo consistía en hilos metálicos de 0,127 milímetros de diámetro y 50 milímetros de longitud, lo que corresponde a media longitud de onda del radar empleado (Azcarraga y Sánchez, 1968).

La alternativa a este sistema de sondeo con chaff, fueron los sistemas instrumentados que permitían medir simultáneamente viento y temperatura. Se empleaban los cohetes meteorológicos de origen inglés "Skua" y una sonda standard de la Oficina Meteorológica Británica (Almond, 1965). No obstante, la medida de los movimientos atmosféricos en la media atmósfera con nubes de chaff, aún mantiene su interés y aplicación (Widdel, 1991).

El sistema instrumentado Loki Dart vino a sustituir en El Arenosillo a su antecesor el Judi de chaff. Esta sustitución se inició el día 7 de abril de 1971 con el lanzamiento de la primera, WOX-1A, sonda meteorológica para cohete, hoy reemplazada por las Walmet y Datasonda, ésta última de uso actual en un nuevo cohete sustituto del Loki, el Super-Loky, también de motor americano que posibilita un apogeo para la eyección entre los 70 y 80 km de altura.

El sistema más habitual que actualmente se emplea como técnica de medida de viento y temperatura en la estratosfera y baja termosfera en El Arenosillo, es el de proyectar una sonda meteorológica instrumentada, carga útil, generalmente modelos Walmet y Datasonda, con un cohete de apogeo aproximado de 80 km, habitualmente el vehículo americano Super-Loky, **Fig. 2.2.2**, si bien es posible disponer de los cohetes M-100 ruso o el INTA-100 de fabricación nacional para la investigación en ese estrato atmosférico, a los que habría que adaptar su correspondiente sonda.

El procedimiento más corriente es la eyección a la altura de apogeo del cohete de la carga útil seleccionada, **Fig. 2.2.3**, que generalmente consiste en un paracaídas metalizado de forma circular de 6 pies de diámetro, y de un termistor, cuya resistencia, en función de la temperatura, es convertida en una señal eléctrica que modula una

portadora de 403 MHz o 1680 MHz según el sistema utilizado. El transmisor, ubicado dentro de un fino encapsulado, y recubierto de una espesa capa protectora, es eyectado por la parte delantera del dardo, **Fig. 2.2.4**, mediante una espoleta situada en su cola, y controlada por un "trimer" pirotécnico que es iniciado eléctricamente en tierra, a la vez que el motor, con un rango de tiempo de eyección que puede variar entre 0 y 30 segundos previos al tiempo estimado de apogeo.

Este sistema de sondas permite, asimismo, la realización de pruebas preliminares y ajustes previos al vuelo, mediante el acoplamiento de un umbilical que puede poner en funcionamiento la radiosonda, mejorándose así sensiblemente la garantía de transmisión de la sonda, que no ofrecía su antecesora WOX-1A (Satrustegui, 1972).

La carga útil, Walmet o Datasonda, que sólo se diferencian en la frecuencia de su portadora, 403 ó 1680 MHz respectivamente, es pues eyectada en su apogeo, descendiendo la radiosonda colgada del paracaídas metalizado. El poco peso y resistencia que ofrece al viento, permite estimar que la trayectoria de descenso del paracaídas proporciona el perfil de velocidad de viento, y sus componentes zonal y meridional, mientras que el termistor transmite continuamente una señal que es función de la temperatura de la zona de atmósfera que atraviesa, proporcionando así el perfil de temperatura.

El sistema trayectográfico compuesto por una unidad de Radar y Computador modelo MPS-19 disponible en El Arenosillo, proporciona registros analógicos de los que se determinan la posición de la sonda en coordenadas polares y cartesianas y, previa transformación, se deducen los datos de viento en velocidad y dirección en sus dos componentes zonal y meridional, que permiten conocer la circulación estrato-mesosférica.

El sistema de telemida, preparado para recepción de frecuencias de 403 y 1680 MHz, según la portadora de la sonda empleada, está compuesto por una antena de parábola, un mezclador, el oscilador y la etapa de frecuencia intermedia de un GMD-1 y un sistema registrador analógico, que posibilita la recepción de la variación electrónica del termistor, de la que es posible determinar, mediante técnicas adecuadas de reducción de datos, la variación equivalente de temperatura y el perfil de ésta desde su apogeo hasta la superficie.

Este sistema descrito es comúnmente empleado, no sólo en El Arenosillo, sino a nivel internacional, habiendo sido básico en la campaña DYANA desarrollada del 15 de Enero al 15 de Marzo de 1990 para el estudio de ondas planetarias y de gravedad, y en la

que se ha realizado el lanzamiento de más de 300 cohetes meteorológicos Super-Loky, con Datasonda, en unos 12 Campos de lanzamiento del Hemisferio Norte.

Si bien las técnicas para la medida del viento ionosférico por los métodos D1, y D2, vienen siendo utilizadas desde 1956 en el observatorio de ionosfera de Kuhlungsborn (Alemania), con una aceptación generalizada de sus resultados, no ha sido hasta la década de los setenta cuando se ha impulsado esta técnica de medida de viento desde superficie, como complemento de la técnicas habituales de cohete, dejando a éste como experiencia puntual al posibilitarse una monitorización continuada del régimen de vientos. Este sistema denominado " meteor radar ", se fundamenta en la detección, vía radar, del eco que generan los rastros ionizados que se producen por los impactos de meteoritos entre los 80 y 110 km de altura. Las variaciones de los ecos registrados por sistemas ópticos o gráficos, revelan el espectro del campo de viento neutro y permite detectar el viento, oscilaciones de marea, ondas planetarias, de gravedad y de turbulencia, precisas para el estudio de excitación, interacción y propagación de ondas entre la superficie y la media y alta atmósfera.

Los meteor-radar de Atlanta (Roper, 1978; Salby y Roper, 1980) o Kyoto (Takehiko y col., 1979), tienen una tecnología parecida cuya variación principal se centra en la frecuencia de transmisión del radar entre 31.57 y 32.5 MHz y que ofrece, por lo tanto, una resolución en altura que oscila entre 1.5 y 5 km de diferencia entre ellos, margen despreciable para los estudios de propagación de ondas a los que están preferentemente dedicados.

La observación de la dinámica de la atmósfera media mediante instalaciones en superficie, no ha sido desarrollada hasta épocas más recientes (Rüster y col., 1983; Manson y col., 1984, 198). Conocidos por radares VHF, MF y LF, posibilitan la observación de la media-alta estratosfera y baja mesosfera en alturas comprendidas entre 70 y 100 km. Estas técnicas de radar, que emiten a una frecuencia de 53.5 MHz y ofrecen una resolución en altura de 1.5 km, precisan de un método de análisis espectral para la recepción del dato registrado, del que se deduce el perfil de la velocidad del viento en tres dimensiones a un ritmo de un perfil cada 34 segundos (Rüster y col., 1983).

Los MF y VHF radar tienen su aplicación principal en las medidas de los procesos dinámicos en la estratosfera y mesosfera, con una aplicación muy directa en el seguimiento de los calentamientos súbitos estratosféricos invernales, debido a esa posibilidad de observar las tres dimensiones del vector velocidad viento con una altura y

tiempo de resolución de 100 metros y 10 segundos, respectivamente. Este sistema fue empleado en la Campaña MAC/WINE operada durante el invierno 1983/1984 al norte de Scandinavia.

En esa misma línea, los radares MLT (mesosfera y baja termosfera) se han aplicado recientemente para la realización de medidas de vientos y mareas alrededor de los 100 km de altitud en la campaña LTCS (Lower Thermosphere Coupling Study) desarrollada en Septiembre de 1987 entre los 43°-70° N, 35°-68°S (Manson y col., 1990).

Por último, un reciente sistema que permite medir la temperatura y propagación de ondas entre los 30 y 100 km de altura, ha sido desarrollado por el Servicio de Aeronomía de Verrieres-le-Buisson, Francia, (Chanin y col., 1980, 1982). Este sistema conocido por Sistema Lidar, se basa en la observación de la luz dispersada de un pulso láser enviado a la atmósfera, y suponiendo que ésta, a partir de los 30 km de altura, obedece la ley de los gases perfectos y se encuentra en equilibrio hidrostático. El Lidar se considera como una herramienta muy útil de trabajo en todo estudio dinámico de la media atmósfera, por su rango de altura de 30 a 100 km medida del parámetro temperatura, no sólo viento, y su movilidad y fácil adaptación (Chanin y col., 1980), habiendo sido recientemente empleado en la ya mencionada Campaña DYANA, y cuyos resultados fueron presentados en el Congreso de la European Space Agency celebrado en Cannes en mayo de 1991 (Chanin y col., 1991).

2.3.- MEDIDAS DE CONTENIDO TOTAL DE OZONO.

El espectrofotómetro Dobson utilizado en El Arenosillo, para la monitorización del contenido total del ozono atmosférico, es un instrumento que está instalado en la superficie y trabaja en el rango del ultravioleta seleccionando dos pares de longitudes de onda, de tal manera que una es absorbida por la atmósfera y la otra atraviesa la capa de ozono llegando hasta la superficie. Las medidas se realizan directamente al Sol y a diferentes ángulos cenitales.

Adaptando la ecuación de Bouguer-Lambert-Beer para un par de longitudes de onda, Dobson definió la relación entre las intensidades del par de longitudes de onda del ultravioleta que llegan a la superficie (I_{λ} , $I_{\lambda'}$), y las que son absorbidas ($I_{0\lambda}$, $I_{0\lambda'}$) en la ecuación:

$$\log \frac{I_{\lambda}}{I_{\lambda'}} = \log \frac{I_{0\lambda}}{I_{0\lambda'}} - (\alpha - \alpha')\mu x - (\beta - \beta')m - (\delta - \delta') \text{sen } Z \quad (32)$$

donde:

α y α' son los coeficientes de atenuación experimentada por la onda, debida a la absorción que ejerce la capa de ozono, x es el espesor de la capa de ozono que queremos determinar, μ es el inverso del coseno del ángulo cenital solar.

$$\mu = \frac{1}{\cos Z}$$

siendo:

$$\cos Z = \cos \theta \cos D \cos \phi \pm \text{sen } \phi \text{ sen } D \quad (33)$$

Z = ángulo cenital.

θ = ángulo horario.

D = declinación solar

ϕ = latitud del lugar de observación.

β y β' son los coeficientes de absorción producidos por el efecto "scatter" (*) molecular.

m es la "masa de aire" del camino óptico recorrido (dependiente del ángulo cenital)

δ y δ' son los coeficientes de atenuación producidos por el efecto "scattered" de las partículas de vapor de agua que hay en la atmósfera.

Llamando,

$$L = \log \frac{I_{\lambda}}{I_{\lambda'}}$$

$$L_0 = \log \frac{I_{0\lambda}}{I_{0\lambda'}}$$

y agrupando las atenuaciones debidas al scatter en un valor único y conocido para cada longitud de onda que queremos medir, (H), obtenemos:

$$L - L_0 = N = X\bar{\alpha}\mu + H \quad (34)$$

* = influencia de las moléculas de aire en la difusión de la luz.

y de ahí
$$X = \frac{N - H}{\bar{\alpha}\mu} \quad (35)$$

Como $\bar{\alpha}$ es un coeficiente conocido, función de la longitud de onda utilizada, que forma junto con H los denominados coeficientes de "corrección atmosférica", y μ es fácilmente deducible, es posible determinar el espesor o contenido total de ozono atmosférico por diferencia de las longitudes de onda seleccionadas.

Dobson, en 1935, diseñó un sistema que, por espectrofotometría, es capaz de medir esta intensidad relativa de los distintos pares de longitudes de onda de la radiación ultravioleta emitida directamente por el Sol, la Luna y de forma indirecta por la luminosidad del cenit. Este sistema, da nombre a un instrumento, conocido por "espectrofotómetro Dobson", **Fig. 2.3.1.** que, previas adaptaciones técnicas más avanzadas, sigue siendo base para todo tipo de observaciones y registros del contenido de ozono.

El instrumento consta básicamente de un sistema óptico cuyo recorrido se inicia en un prisma que dirige el haz de luz que, procedente del sol o el cenit, se hace llegar al instrumento por una ventana situada en su techo, hacia la rendija de entrada S1 de un espectroscopio formado por un monocromador o lente de cuarzo, que compensa al haz luminoso de las variaciones que éste sufre cuando se refracta en prismas y lentes cuyos índices de refracción han variado con la temperatura interior del instrumento; consta también de un prisma que convierte la luz en sus colores espectrales, y de un espejo que refleja dicha luz espectral hacia unos nuevos pasos de luz situados en el plano del equipo (rendijas S2, S3 S4), **Fig. 2.3.2..**

Un sistema de cuñas, Q1 y Q2, interfiere el camino del haz luminoso a su paso por S2, S3 y S4, con la misión de absorber en mayor o menos proporción, y de seleccionar, la longitud de onda que nos interesa del haz luminoso introducido. Esta absorción queda reflejada numéricamente, en un dial situado en la parte superior del espectrofotómetro. Una vez seleccionada la longitud de onda, ésta continúa su camino hacia un segundo espectroscopio, en el que se elimina el efecto scatter, y de ahí, por la ranura S5, se dirige a un fotomultiplicador y conmutador que transformará el haz luminoso en pulsos eléctricos intermitentes capaces de ser observados en un microamperímetro.

La intensidad relativa (**N**) del par de longitudes de onda seleccionadas del haz luminoso, queda reflejada por el valor registrado en el dial cuando se consigue el balance cero (valor cero) en el microamperímetro, y con ello el parámetro que se precisa para el cálculo del espesor de ozono contenido en la atmósfera.

En el caso concreto del espectrofotómetro Dobson que se dispone en El Arenosillo, el par de longitudes de onda empleadas están comprendidas entre:

- A - 3055 y 3564 A
- C - 3114 y 3324 A
- D - 3176 y 3398 A
- C' - 3324 y 4536 A

La longitud de onda en A, de 3055 A, es fácilmente absorbida por el ozono y llega al sensor con una débil intensidad, mientras que la de 3564 A no es alterada y llega con su intensidad real. Estableciendo una diferencia comparativa entre ambas intensidades de radiación registradas y, previo tratamiento matemático, se determina el contenido total de ozono existente en el momento de la observación.

En la práctica, las observaciones se realizan con un doble par de longitudes de ondas, AD o CC', pues el efecto scatter actúa de manera similar en la longitud de onda A y D, y sirve como medida de comprobación de cómo afecta la absorción del ozono a la intensidad de radiación luminosa que nos llega.

La determinación del contenido total del ozono, no es sólo función del tipo de longitud de onda discriminada, sino también del origen del rayo de luz detectado, pudiendo éste proceder directamente del Sol (DS), del cenit a cielo despejado (ZB) o cubierto (ZC), y en este último caso, dependiendo del tipo de nube. De forma esquemática podríamos clasificarlos en:

TIPO	LONGITUD DE ONDA	ORIGEN DEL RAYO LUMINOSO
AD:DS	A y D	Sol directo
CD:DS	A y D	Sol directo
AD:ZB	A y D	Cenit despejado

CC':ZB	C y C'	Cenit despejado
AD:ZC	A y D	Cenit cubierto
CC':ZC	C y C'	Cenit cubierto

El empleo de uno u otro sistema depende de las condiciones del cielo, y si bien se recomienda utilizar siempre que sea posible el sistema AD:DS (longitud de onda AD, sol directo) suele, en caso que se requiera, emplearse los otros sistemas aplicándoles unas tablas correctoras adaptadas al tipo de medida y nubosidad existente.

Estos sistemas de observación están también condicionados a la posición en elevación del Sol, seleccionándose en función del ángulo cenital, o de su correspondiente μ , es decir, del cociente entre el espesor de la capa de ozono que es atravesada directamente por el haz de luz solar, y el correspondiente al espesor observado en la vertical, **Fig. 2.3.3**. En base a ello, y de forma simplificada, podría detallarse los tipos de observaciones para la determinación del ozono total mediante espectrofotómetro Dobson, en el siguiente esquema:

AD:DS	$3.0 > \mu > 1.15$	$70 > Z > 30$
CD:DS	$3.50 > \mu > 2.40$	$74 > Z > 66$
AD:ZB	$4.0 > \mu > 1.15$	$76 > Z > 30$
CC':ZB	$4.4 > \mu > 1.0$	$78 > Z > 5$
AD:ZC	$2.4 > \mu > 1.15$	$60 > Z > 30$
CC':ZC	$4.4 > \mu > 1.0$	$78 > Z > 5$

En el caso concreto de El Arenosillo, se emplea el primer caso de longitud de onda AD y μ comprendida entre + 3, 1 y -3, según el momento de orto, mediodía u ocaso en que se verifique la observación.

Con este sistema y bajo estas condiciones, se viene registrando sistemáticamente la evolución del contenido total de ozono en el El Arenosillo desde 1976. Los datos, una vez supervisados por el Centro Mundial de Datos de Ozono, se difunden sistemáticamente desde 1980, publicándose en las ediciones que elabora la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

El sistema es sometido a calibraciones mensuales (lámpara de Hg y standard), así como a intercomparaciones y "chequeos" con otros instrumentos de la Red de Ozono y el "patrón". La última tuvo lugar en el Observatorio de Izaña en julio de 1994.

El espectrofotómetro es el nº 120 fabricado por la Cia. Dobson, y la Estación ha sido codificada con el nº 213 de la Red, bajo los auspicios de la OMM.

CAPÍTULO III

LA ABSORCIÓN IONOSFÉRICA EN EL SUROESTE DE ESPAÑA.

3.1- EL ACOPLAMIENTO ESTRATOSFERA-BAJA IONOSFERA EN LATITUDES MEDIAS.

La excepcional circunstancia que supone la ubicación de una Estación de Sondeos orientada al estudio de la atmósfera con la posibilidad de la monitorización sistemática y continuada de parámetros de la estratosfera y baja ionosfera, junto a un Campo de lanzamiento de cohetes y globos para poder estudiar el comportamiento y evolución de la temperatura y circulación estratosférica, da un alcance inusual de medios tecnológicos orientables al estudio de la dinámica y contenido iónico en la atmósfera media.

Durante los últimos veinte años, el I.N.T.A. y su Estación de Sondeos Atmosféricos El Arenosillo (37.1 N-6.7 W), ha contribuido a la labor investigadora que a nivel nacional e internacional ha venido desarrollándose dentro de la línea de investigación Sol-Tierra. Los medios tecnológicos y equipos de medida que se han utilizado han sido cohetes meteorológicos Super-Loky con Datasonda, globos estratosféricos con radiosonda, espectrofotómetro Dobson y medidor de absorción ionosférica región **D**, Método A3, todos ellos descritos en el capítulo II. Los parámetros atmosféricos preferentemente registrados fueron la temperatura y circulación zonal y meridional en la estratosfera, el contenido total de ozono, y el valor integrado de la absorción ionosférica en la región **D**.

Las fases operativas desarrolladas se centraron, principalmente, en el análisis simultáneo de estos parámetros atmosféricos durante los períodos conocidos de anomalía invernal, que tienen lugar entre mediados de diciembre y primeros de marzo, con especial incidencia en la segunda quincena de enero y primera de febrero, realizándose el lanzamiento de "salvas" especiales, es decir, incrementándose el número de lanzamientos de cohetes y globos ante la aparición del cambio circulatorio de viento y/o del calentamiento súbito.

El sistema habitual para la detección del calentamiento súbito estratosférico, ha venido siendo el lanzamiento espaciado y sistemático de cohetes durante la época estimada para su aparición. Para ello, se contaba con la ayuda de los partes de alerta

estratosférica STRATALERT que, obtenidos vía satélite, difundía la Universidad Libre de Berlín.

Debe destacarse el hecho de que, por vez primera en el hemisferio, se han analizado las variaciones anómalas de la absorción ionosférica de la región **D**, y se han empleado como "Sistema de predicción" de la aparición de cambios de viento en la estratosfera, con resultados ampliamente satisfactorios, tal y como se expone en el apartado 3.2.

Los períodos estudiados fueron los inviernos 1975/76, 1976/77, 1977/78, 1981/82, 1982/83 y 1983/84, en base a la disponibilidad o no del conjunto de parámetros deseados de forma simultánea. Durante los períodos 1979 a 1981 no fue posible registrar el parámetro absorción ionosférica por graves problemas técnicos del medidor de absorción A3. Sin embargo, se considera que el volumen de datos disponibles es suficientemente significativo como para ser considerado representativo de las conclusiones que se han alcanzado.

Con posterioridad a estas Campañas, y ya en la fase de estudio de los datos obtenidos y como consecuencia de las conclusiones previas que se disponía, se establecieron estudios comparativos del comportamiento individual de estos parámetros y de su interrelación entre Centro Europa (50° N - 12° E) y El Arenosillo, Suroeste de Europa (37.1° N -6.7° W) para la comprobación de las teorías conocidas (Bowhill, 1969; Offerman, 1979a; Lastovicka, 1984; de la Morena, 1984a y de la Morena y col. 1991b) sobre el posible comportamiento inverso en la correspondencia absorción-temperatura-circulación en ambas regiones europeas.

• Circulación estratosférica.

Analizando el período retrospectivo comprendido entre 1966 y 1971 que describe la circulación estratosférica a lo largo del año en la latitud media de El Arenosillo, puede observarse en la **Fig. 3.1.1** (Cisneros, 1973) la existencia de una circulación zonal definida de componente Este cuyo inicio tiene lugar a principios de primavera y que se mantiene del Este al Oeste durante el período de verano y hasta el inicio del otoño, momento en que tiene lugar un retorno a una circulación de componente Oeste ininterrumpida durante la época invernal, si se exceptua los períodos de anomalía originados durante los supuestos calentamientos súbitos. La velocidad de viento zonal detectada es prácticamente nula en los momentos de cambio, intensificándose a medida que se consolida la dirección, teniendo su máximo a mitad del ciclo, entre Junio y Julio para vientos de componente Este. Parece que la actividad circulatoria zonal es más intensa en el límite de la estratosfera que en la tropopausa, la cual no experimenta actividad anormal significativa durante los períodos de cambio de circulación zonal estacional.

En la **Fig. 3.1.2**, (Cisneros, 1973) se observa también la existencia de una circulación meridional definida de componente Sur cuyo inicio tiene lugar a mediados de febrero y que se mantiene, con pequeñas alteraciones, durante el período primavera y verano hasta mediados de otoño, momento en el que se inicia el cambio a vientos de componente Norte, ininterrumpido durante la época invernal, si se exceptúan los períodos de anomalía. La velocidad de viento meridional permanece prácticamente inalterada y con una baja intensidad de 10 ó 20 ms^{-1} , excepto en el momento de los cambios circulatorios en los que puede llegar a alcanzarse hasta 50 ms^{-1} .

Contrariamente al caso de viento zonal, se detecta mayor inestabilidad circulatoria meridional en la troposfera que en la estratopausa, con cambios alternativos direccionales estacionales por debajo de los 15 ó 20 km , cambios habitualmente atribuidos a inestabilidades hidrodinámicas internas de naturaleza barotrópicas o baroclinas y que hoy se consideran que podrían ser fuerzas de origen orográfico que se conforman en flujos turbulentos de energía ascendente de la troposfera la estratosfera.

El inicio del ciclo circulatorio, tanto en dirección como en intensidad, no aparece de manera simultánea ni en el tiempo, ni en espacio, tanto en el caso específico de cada estado circulatorio, zonal o meridional, como en el análisis conjunto de su comportamiento.

Analizándolo por separado, el cambio de circulación zonal de invierno a verano, componente Oeste a Este, se presenta primero en la alta y después en la media y baja estratosfera, al igual que el aumento paulatino de su velocidad, siendo muy regular y simultáneo en todos los niveles la transición de verano a invierno, en el que se retorna a viento de componente Oeste. Por el contrario, la componente meridional de viento no ofrece una diferenciación por estrato tan significativa.

De su análisis conjunto se observa una correspondencia de la circulación zonal de vientos de componente Este, coincidente con una circulación definida del Sur, cambiando ésta a componente Norte cuando la zonal ha vuelto a ser del Oeste nuevamente. Si bien no hay una simultaneidad rigurosa en el tiempo para estos acoplamientos, sí parecen bien claras las correspondencias Sur-Este y Norte-Oeste, aunque su influencia meridional sea mínima por su baja intensidad y prevalezca como predominante el viento zonal del Este o del Oeste.

Según la época, pero siempre en línea con el comportamiento de la circulación estratosférica, el Hemisferio Norte está caracterizado por una transición estacional verano-invierno, normalizada, que se inicia en las regiones polares, para ir descendiendo en latitud paulatinamente durante el mes de septiembre, hasta el establecimiento completo de la circulación en la estratosfera (McInturff, 1978).

Analizando el comportamiento de la circulación estratosférica durante la época invernal en El Arenosillo, durante los períodos 1981 a 1984, se observa cómo el 15 de enero de 1981, **Fig. 3.1.3**, parece iniciarse el comienzo de una inestabilidad circulatoria en la baja estratosfera. Desde el inicio de la perturbación se aprecia cómo el viento normalizado del Oeste se hace del Norte y del Noroeste entre (20 - 30 km). A los tres días, día 18, con mayor volumen de datos, se observa cómo la perturbación ya se está invirtiendo, con componentes del Este al Oeste, y Norte-Noroeste a Sur, en la media y baja estratosfera, manteniéndose del Oeste en la alta estratosfera. El 20 de enero se consolida el cambio circulatorio del Este a Oeste en la baja y media estratosfera, hasta 45 km de altura aproximadamente, y la normalidad circulatoria en la alta estratosfera, pero sin llegar a una total definición de vientos del Oeste. Un segundo ciclo, con mayor intensidad y duración que el anterior, aparece durante el mes de febrero con un cambio de circulación mantenida, en toda la estratosfera, hasta los 55 km, con circulación del Este, y hasta los 65 km con circulación del noroeste, manteniéndose al menos durante diez días, del 5 al 15 de febrero, un total de veinte días que, como mínimo, puede suponerse que duró esta segunda fase de la anomalía.

Puede asegurarse que, si como se presume, la primera y segunda fase mencionadas corresponden a una única perturbación, ésta tendría una duración mínima de 38 días ininterrumpidos de inestabilidad variable en altura, del 15 de enero al 22 de febrero, y, presumiblemente, sea la anomalía circulatoria invernal de mayor duración detectada en la latitud media de El Arenosillo.

Las anomalías detectadas en el período 1982/83, **Fig. 3.1.4**, presentan la peculiaridad del establecimiento en la media y alta estratosfera de cambios en la dirección meridional del viento, variables en tiempo y en altura con gran rapidez, pasando de vientos del Sur, el día 1 de febrero, entre los 40 y 50 km, a vientos del norte el día 4 entre 50 y 60 km, y nuevamente a vientos del Sur el día 8 a la misma altura, sin apenas un establecimiento de circulación zonal que pudiera ser detectado por sondeos u otros métodos observacionales.

La limitación de la información disponible ante la frecuencia espaciada de los sondeos, no permite asegurar que el cambio detectado en la media y alta estratosfera el día 28 de enero se corresponda con el que de forma súbita finaliza el día 17 de febrero. Tampoco se puede descartar que haya sido una etapa circulatoria con varias perturbaciones de componente meridional, preferentemente del Sur, de poca duración, máximo cinco días cada una, sin apenas reflejo en su componente zonal, y con un rápido, brusco en ocasiones, retorno a la circulación normal del Oeste. Este retorno, por otra parte, parece ser característico en las perturbaciones detectadas en nuestra latitud.

Por último, analizando la anomalía invernal del período 1983/84, **Fig. 3.1.5**, tiene lugar un inicio de cambio circulatorio en la media y alta estratosfera el día 18 de enero, afectando sólo en su componente meridional del norte, y sin llegar a establecerse en la componente zonal. Los ocho o diez días de duración de esta perturbación parecen un intento "sostenido" de cambio circulatorio en la media y alta estratosfera que no llega finalmente a verificarse.

Los períodos 1975/76 y 1976/77, presentan un comportamiento circulatorio similar al acaecido en los períodos 1980/81 y 1982/83 -1983/84, respectivamente.

Numerosas teorías y modelos, con los que se ha intentado explicar las causas de la aparición y el comportamiento de los calentamientos súbitos estratosféricos a nivel hemisférico (Geisler, 1968; MaTsuno, 1971; Schoeberl y Strobel, 1980; Labitzke, 1982), dan una idea de la complejidad del fenómeno y de la inherente imposibilidad de

encontrar una explicación teórica que dé respuesta a los resultados experimentales que se han analizado para la latitud de El Arenosillo.

Podría suponerse que, de forma generalizada, la aparición de perturbaciones circulatorias en nuestra latitud se debe a una simple consecuencia del estado general de la circulación en el Hemisferio Norte, producido por la propia evolución de los calentamientos súbitos y a un cambio en el flujo circulatorio que se genera en alta latitud, a unos 10 mb, a raíz de la ruptura del vórtice polar, y la consecuente alteración del regular flujo circulatorio del Oeste, con su descenso paulatino en latitud.

La orografía y los contrastes tierra-mar, en concreto para nuestro caso, podrían ser otra de las razones que justificasen la perturbación circulatoria. Ya se conoce que las fuerzas orográficas, distribución de los continentes y océanos, distancia tierra-sol, son, entre otros, factores que generan ondas planetarias (Schoeberl y Strobel, 1980), que sobrepasan los niveles de la tropopausa, transmitiendo flujos turbulentos desde la troposfera a la estratosfera, que intervienen directamente en las fases de aparición y amplificación de los calentamientos. Precisamente, y apoyado en esa teoría, en 1978 McInturff postuló que una de las razones por la que, con frecuencia, no se verifica la aparición de calentamientos súbitos, es como consecuencia de una relativamente baja y anormal amplificación de ondas planetarias en la troposfera, debido a que ésta es refractada en bajas latitudes y, sólo excepcionalmente, se propagan hasta la estratosfera forzando los niveles de la tropopausa. Este postulado concordaría con el comportamiento circulatorio de los periodos invernales de baja actividad circulatoria, 1976/77, 1982/83 y 1983/84, observados en El Arenosillo.

Si consideramos las fuerzas orográficas como generadoras de ondas planetarias precursoras de aumentos de energía cinética en la tropopausa, y los flujos turbulentos ascendiendo desde los niveles más bajos a la estratosfera precediendo a los calentamientos súbitos, podemos asociar las ondas de gravedad, en una primera función, como amplificadoras de las ondas planetarias y desaceleradoras del flujo estratosférico regularizado del Oeste. Podría predecirse, según el modelo de MaTsuno (1971), que ese flujo ascendente, onda inducida, incide en la estratosfera desacelerando los vientos regularizados del Oeste, e iniciando un debilitamiento del flujo circulatorio con una disminución de su velocidad durante los primeros nueve días. Posteriormente, se estabiliza, llegando la perturbación a un estado de casi equilibrio, para luego, en el caso de latitudes medias, seguir disminuyendo los vientos del Oeste hasta su cambio a componente Este. Esta teoría puede aplicarse a nuestros experimentos durante los

períodos de anomalía invernal 1975/76 y 1980/81, de alta actividad circulatoria, detectados en El Arenosillo.

• **Temperatura Estratosférica.**

Como ya se ha mencionado, la perturbación invernal más significativa de la estratosfera, y que ha sido punto de partida de amplios estudios que vienen desarrollándose desde la década de los cincuenta, es el anómalo y súbito aumento de temperatura, con variaciones de hasta 50°C respecto a su temperatura normal, entre los 40 y 50 km de altura, en el Hemisferio Norte. Esta anomalía invernal conocida como calentamiento súbito, actúa sobre grandes áreas de la estratosfera rompiendo ocasionalmente el regular flujo del viento del Oeste que define la circulación general en esta época del año, y aunque la causa originaria que determina la aparición de este aumento súbito de temperatura no está aún plenamente identificada, sigue siendo aceptada como idea más adecuada la que supone la existencia de un flujo turbulento ascendente desde la troposfera como la fuente de energía precursora de la etapa de amplificación de turbulencia que precede al calentamiento estratosférico.

Este flujo turbulento ascendente, generado por ondas planetarias de procedencia orográfica, parece estar directamente relacionado con las modulaciones cuasi periódicas asociadas con la superposición de ondas térmicas. Éste aire cálido mantiene durante su desplazamiento a zonas polares una circulación básicamente zonal en la media y baja estratosfera, en contraste con la alta estratosfera que presenta un vórtice polar bien desarrollado y casi circular que a los 10 mb comienza a alargarse hasta su ruptura (McInturff, 1978), estableciendo un vórtice polar anticiclónico de aire caliente de intensidad moderada. Este se mantiene unos días en las regiones polares y en su giro genera un aumento de la temperatura media zonal a altas latitudes y una disminución en bajas latitudes, precediendo al cambio circulatorio.

Esta hipótesis parece corresponderse con las observaciones realizadas para el análisis de evolución y comportamiento de la temperatura estratosférica durante el período de anomalía invernal en El Arenosillo, en las que se detecta una significativa ausencia del habitual aumento de temperatura por el que se caracteriza al calentamiento estratosférico. Cisneros (1973) definió este fenómeno como "enfriamiento súbito", y en estudios posteriores (de la Morena, 1984a,b) se ha llegado a la conclusión experimental de que la temperatura, en la estratosfera invernal de El Arenosillo, no experimenta una

variación significativa, con independencia del grado de perturbación circulatoria que prevalezca.

Efectivamente, analizando las **Figs. 3.1.6, 3.1.7 y 3.1.8** en las que se representan las variaciones de temperatura durante las anomalías invernales 1975/76, 1976/77 y 1977/78, se comprueba cómo estadios circulatorios diferentes se corresponden con una temperatura similar. Del 5 al 10 y del 15 al 27 de enero del invierno 1975/76, y del 24 al 30 de enero del período 1977/78, la circulación en la estratosfera se presenta con una definida y anómala componente zonal del Este. Por el contrario, la regular circulación zonal del Oeste fue inalterable durante los meses de enero y de febrero del período invernal sondeado, 1976/77, con la excepción de un débil cambio zonal en la baja estratosfera durante la primera semana de febrero. Situaciones circulatorias contrapuestas en las que la temperatura no experimenta una variación significativa.

De manera análoga, las anomalías de los inviernos 1982/83 y 1983/84, ambas caracterizadas por una circulación zonal estratosférica no definida en su totalidad, y que se mantiene con esporádicos pero intensos cambios meridionales con vientos del Sur durante el período 1982/83, y del Norte en el 1983/84, reflejan una variación similar de temperatura que no llega a superar los 0°C a 40 km, **Fig. 3.1.9 y 3.1.10**.

La **Fig. 3.1.11** presenta una visión de conjunto con cuatro representaciones de estados circulatorios diferentes acaecidos durante los períodos 1975/76 a 1983/84 indicados, en la que se verifica que la temperatura experimenta un aumento poco significativo en latitudes medias, prácticamente una disminución si se compara con el que se establece en alta latitud y que ha dado nombre a esta perturbación característica de la estratosfera invernal.

La confirmación de esta teoría, en la latitud de El Arenosillo, ha sido apuntada, pero no profusamente investigada por otros autores (Offermann y col., 1979b; Rees y col., 1979), con motivo de la Campaña de anomalía invernal desarrollada en España durante el período 1975/76. Asimismo, los estudios desarrollados en la Universidad de Wuhan, China, (30° N, 114° E), durante los inviernos 1982/83 y 1983/84 (Xiong Nian Lu, 1985, 1986), confirma igualmente que "el cambio de circulación característico del calentamiento estratosférico invernal viene acompañado de un enfriamiento de la estratosfera a latitudes bajas".

• Acoplamientos.

La mayor parte de los estudios experimentales que sobre el acoplamiento estratomesosfera-baja ionosfera en latitudes medias han venido desarrollándose, se ha centrado preferentemente en alturas alrededor de los 70 km y superiores. Estos estudios analizan la estratopausa y la baja mesosfera desde un punto de vista de la dinámica atmosférica en circulación y temperatura, y la baja ionosfera en absorción de ondas de radio. Así, Azcarraga y col. (1970) y Rose y col. (1971, 1972) han analizado la dinámica circulatoria mesosférica entre los 75 y 95 km durante el período invernal 1969/1970 en la latitud media de El Arenosillo 37.1° N - 6.7° W, mediante "Chaff" transportado en cohete Skua, y correlacionándolo con la absorción en la región ionosférica **D** registrada por el método A3, a 85 km de altura. Estos autores han encontrado que los aumentos de absorción se corresponden con aumentos del flujo de viento meridional del Norte entre los 90 y 93 km y con flujos de viento del Sur a 85 km. Thomas (1975) examinó los cambios experimentados en la región **D** en Centro Europa durante el período de verano a invierno, durante los años 1970-1972 y estableció su correspondencia con cambios en la circulación estratosférica deducidos de las variaciones de temperatura obtenidas por técnicas de radiación infrarroja desde el satélite Nimbus 4, verificando las teorías mencionadas por otros autores (Sprenger y Schminder, 1967, 1968; Gregory y Manson, 1969, 1975; Labitzke y Barnett, 1973) que revelan aumentos de la absorción asociados con cambios de circulación entre los 20 y 100 km. Lauter y col. (1977) han correlacionado parámetros atmosféricos, presión en la región **D** y absorción, durante fases de calentamiento estratosférico, definiendo la altura de acoplamiento entre los 20 y 100 km. Fraser y col. (1976a,b) han analizado el acoplamiento estratomesosfera-baja ionosfera durante períodos de verano e invierno para latitudes medias en el Hemisferio Sur, Nueva Zelanda (44° S - 173° E), a través de los datos de temperatura registrados por el satélite Nimbus 4, viento estratosférico hasta 20 mb, viento mesosférico por reflexiones parciales (ionospheric drift) a 2.4 MHz y densidad de electrones por técnicas de absorción e ionosondas. Offermann (1979) planificó una Campaña Internacional para el estudio de la anomalía invernal en latitudes medias, con base en El Arenosillo, cuyo principal énfasis se centró en determinar la composición química de la región **D**, la dinámica de la estrato-mesosfera y mecanismos de transporte, para analizar los efectos de la anomalía en la región **D** y realizar estudios de acoplamiento. Para ello, utilizó técnicas de absorción, método A3, sondas de Langmuir para determinar la densidad electrónica y técnicas de reflexión parcial y cohetes meteorológicos para la observación de la circulación y temperatura estratomesosférica. Esta campaña fue desarrollada durante el

invierno 1975/1976, destacándose, entre otras conclusiones, la existencia de una alta correlación entre la absorción y la temperatura entre 85-90 km en la mesosfera, con una significativa diferencia latitudinal en su análisis simultáneo en España (39° N) y Alemania (52° N) (Offermann y col., 1979). También se puso de manifiesto la existencia de una posible correlación entre el aumento de temperatura en la estratosfera y la absorción ionosférica durante la fase de calentamiento súbitos invernales, sólomente significativa entre los 50 y 57 km de altura (Rees y col., 1979).

El acoplamiento entre la región D y otras capas atmosféricas debe discutirse en términos de propagación de ondas planetarias, en línea con los estudios de Williams y col. (1972), quienes analizan el movimiento de ondas planetarias en la estratosfera y la anomalía en la absorción en la baja ionosfera en enero de 1967 en el suroeste de los Estados Unidos, evidenciando la existencia de una correlación entre la componente meridional y zonal del viento a 40 y 50 km y el parámetro ionosférico f_{min} . Greisiger y col. (1984) han analizado el brusco acoplamiento entre la estratosfera y la mesopausa que se produce conectado con la aparición de calentamientos súbitos, mediante el análisis de datos de vientos proporcionados por el "radar meteor" de Kuehlungsborn (54° N - 12° E) y Obninsk (55° N - 38° E) durante los períodos invernales 1978/1979 a 1981/1982, y los datos de radiancias obtenidos vía satélite. Estos autores concluyeron que la relación espacial y temporal para el acoplamiento en ambas capas atmosféricas parece deberse, como causa principal, a propagaciones verticales de ondas planetarias. Lastovicka (1983), en base a 23 años de medidas de absorción A3 en el observatorio de Panska Ves, Checoslovaquia, ha realizado estudios comparativos de absorción y temperatura durante los anomalías invernales, deduciendo una correspondencia inversa entre ambos parámetros, de tal manera que la aparición del calentamiento estratosférico, es decir, aumento de temperatura, provoca una significativa disminución de la absorción ionosférica en la región D. Esta conclusión ya fue apuntada en anteriores estudios (Lastovicka y Triska, 1982) y ha sido posteriormente confirmada en trabajos realizados dentro de la Campaña Internacional MAP/WINE (Lastovicka, 1984; Lastovicka y col., 1985; Lastovicka y Svoboda, 1987), en una campaña realizada durante el período invernal 1983/1984 y enfocada preferentemente al estudio de la atmósfera media invernal sobre el norte de Europa, de corte similar a la desarrollada en la latitud media de El Arenosillo durante el período invernal 1975/76 anteriormente mencionado.

Como puede observarse, la mayor parte de los estudios y Campañas realizadas en las dos últimas décadas han tenido un enfoque de observación y análisis de la dinámica de la estrato-mesosfera y comportamiento iónico de la región D, orientando el estudio de sus acoplamientos, preferentemente, al parámetro temperatura obtenido por técnicas

radiométricas desde satélites, y a las variaciones de absorción. Esto ha posibilitado estudiar el acoplamiento de la mesosfera y la baja ionosfera, región **D**, con un nivel de profusión mucho más completo que el que se ha dedicado a las posibles correlaciones estratosfera-baja ionosfera, debido a que la mesosfera y baja ionosfera están situadas a las mismas alturas y a estar en auge la obtención de datos vía satélite que permite obtener una mayor información, a menor coste, que las técnicas tradicionales por cohete meteorológico. Hoy en día, se ha retornado al cohete por su mayor fiabilidad en los datos, aunque se vienen desarrollando nuevas técnicas de sondeo desde superficie, como el sistema Lidar.

De la Morena (1984 a,b, 1988) ha analizado los períodos anómalos invernales 1975/76, 1976/77, 1980/81, 1981/82, 1982/83 y 1983/84 desde un punto de vista de la dinámica circulatoria y la temperatura estratosférica, así como el parámetro absorción ionosférico en la región **D** desde el año 1972 a 1984, en el Suroeste de Europa, latitud media de El Arenosillo. En estos trabajos, se realiza un análisis comparativo y se estudian posibles correlaciones entre el viento zonal, viento meridional, temperatura, absorción, contenido total de ozono y el índice de actividad solar, número de Wolf, en consonancia con los objetivos de los programas internacionales MAP (Middle Atmosphere Program) y ATMAP (Atmosphere Tides Middle Atmosphere Program), y en un intento de complementar los estudios de acoplamiento entre la atmósfera media y la baja ionosfera, cuya interacción había sido poco analizada por los autores y Campañas anteriormente mencionadas, y restringidas a un sólo período de anomalía invernal, 1975/76.

Los cohetes meteorológicos Super-Loky, sistemas para la medida de absorción A3 así como espectrofotometría, conformaron las técnicas de obtención de los datos de temperatura, viento y absorción con los que ha sido posible introducirse con mayor profusión en el estudio del análisis del comportamiento dinámico e iónico de la estrato-ionosfera, así como de su evolución e intercorrelación. Asimismo, se ha estudiado la dependencia de la absorción con el índice de actividad solar, número de Wolf, y la evidente discrepancia latitudinal observada en los acoplamientos durante los períodos de anomalía en el Suroeste y Centro de Europa.

Reanalizando las conclusiones alcanzadas por Offermann (1977, 1979) y Rees y col. (1979) sobre acoplamientos de la estratomesosfera y baja ionosfera en el Suroeste de Europa, en base a los datos registrados en El Arenosillo durante el período anómalo invernal 1975/76, se estima que podrían ser ampliadas con nuestras propias observaciones. Así, es preciso destacar que las variaciones de temperatura registradas en

la estratosfera no sólo no son significativas en su correspondencia con períodos de anomalía circulatoria, si no que tampoco ésta experimentó variación en su correspondiente correlación con períodos de anomalía en absorción.

Si se analiza la **Fig. 3.1.12**, en la que se representan las variaciones en absorción y temperatura de los períodos invernales 1975/76 y 1976/77, puede observarse cómo la temperatura no experimenta cambios significativos con las anomalías en absorción. Por el contrario, si correlacionamos la anomalía en absorción con las variaciones de la circulación zonal en la estratosfera durante esos períodos, **Fig. 3.1.13**, sí existe una clara correspondencia en la que una intensa actividad circulatoria en la media estratosfera, con inversión hacia el Oeste, viene acompañada de bruscas y discontinuas variaciones de la absorción en la región **D**, durante el período invernal 1975/76, aunque con resultados contrapuestos al observado durante el invierno 1976/77. Todo ello parece indicar que la anomalía en absorción y la anomalía meteorológica en la estratosfera, están más relacionados, de alguna manera, con el parámetro circulación, y no con el parámetro temperatura, en línea con la hipótesis de que en latitudes medias y bajas los supuestos calentamientos súbitos no alcanzan valores significativos y la anomalía sólo se refleja en una inversión circulatoria.

Estudios posteriores, derivados del análisis de datos obtenidos en las Campañas invernales 1981/82, 1982/83, 1983/84 en la latitud media de El Arenosillo, han permitido analizar con más detalle los procesos de acoplamiento durante la anomalía invernal. Así, en la **Fig. 3.1.14**, en la que se expone gráficamente la evolución circulatoria en viento zonal y meridional, y la de la absorción registrada de 12 a 14 U.T., durante el período 1981/82, vuelve a confirmarse la correspondencia entre la dinámica estratosférica, con cambios circulatorios, y una intensa variación en absorción con valores muy por encima del valor medio típico deducido del promedio de seis años consecutivos, 1976 a 1982. Por otro lado, del análisis de la anomalía 1982/83, **Fig. 3.1.15**, vuelve a corroborarse una prácticamente nula actividad circulatoria anómala coincidente con valores normalizados de la absorción desde el 10 al 28 de enero, al igual que sucedía en los períodos invernales 1975 a 1977 anteriormente detallados. Asimismo, la temperatura estratosférica continúa sin apenas variaciones significativas con independencia de que se produzcan, o no, cambios anómalos circulatorios o de absorción ionosférica en la región **D**. El período 1983/84 ofrece una respuesta similar en temperatura y circulación estratosférica con la absorción. Se observa una correspondencia entre los máximos de absorción con la circulación meridional y el establecimiento nuevamente de la circulación zonal, bien del oeste o en su fase de inversión en vientos del Este.

El análisis del período 1983/84, **Fig. 3.1.16**, representa el comportamiento de la anomalía sin variación significativa de la temperatura y una muy intensa anomalía en absorción, con máximos y mínimos muy pronunciados desde el 18 de enero al 2 de febrero 1984, coincidentes con un continuado intento de inversión circulatoria, que no llega a producirse en su totalidad, propiciando una casi mantenida circulación meridional.

Esta aparente simultaneidad por la que los máximos de absorción coinciden con una circulación meridional del Norte o Sur, y que en valores normales se corresponde con una circulación zonal del Este o el Oeste, había sido ya observada en el análisis de datos de los períodos 1981/82 y 1982/83. Por ello, durante la campaña invernal 1983/84 se pretendió comprobar tal correspondencia definiendo los momentos de lanzamiento de los cohetes meteorológicos Super-Loky empleados para la determinación del viento y temperatura estratosférica, en base a las variaciones de absorción en la región **D** observadas en los registros del Medidor de Absorción A3 disponible. La detección y posterior evolución del cambio circulatorio fue pues determinada en función de los niveles de absorción, por lo que ha sido definido este procedimiento como "Sistema de Predicción de anomalías circulatorias en la estratosfera".

En la **Fig. 3.1.17** puede observarse cómo el día 10 de enero la absorción se mantiene dentro de unos valores que coinciden más o menos con el valor de referencia promediado de nueve años, 1976 a 1984, comprobándose, asimismo, con un lanzamiento de cohete la existencia de una circulación establecida del Oeste a todos los niveles. Sobre el día 17, la absorción (de 12 a 14 U.T.) comienza a aumentar, verificándose mediante suelta de globo estratosférico el posible inicio de inestabilidad circulatoria en la baja estratosfera, comprobado al día siguiente, día 18, con el lanzamiento de un Super-Loky, que detecta un cambio de la componente del viento del Norte y Noroeste, mantenido hasta el 21 en componente norte definida a todos los niveles. El lanzamiento del día 24 presenta una atmósfera con una tendencia a la normalidad circulatoria, que aún se muestra del Noroeste en la media estratosfera y del Norte, Noroeste en la baja, coincidente con el mantenimiento de altos valores de absorción que decrecen del 28 al 30 de enero ante una circulación prácticamente restablecida del Oeste y sólo con débiles cambios a vientos del Norte en la baja estratosfera. Estos vientos son, posiblemente, precursores del puntual aumento de la absorción de los días 31 de enero y 1 de febrero, e inmediata disminución posterior, y cuya posible correspondencia con la circulación ya no pudo continuar comprobándose por no disponerse de más cohetes para esa Campaña.

Esta aparente simultaneidad de acoplamiento estratosfera- baja ionosfera, en circulación y absorción, encontrada en el período anómalo 1983/84, basada en la aplicación de un posible sistema de predicción, motivó la realización de un análisis más detallado de las representaciones sinópticas de los dos períodos anteriores. Así, en la **Fig. 3.1.18**, período 1981/82, puede verse con gran claridad cómo valores altos de absorción del 15 al 19 de enero/81 coinciden con un cambio circulatorio con vientos del Norte, previo al establecimiento de la inversión total a vientos del Este en la media y baja estratosfera durante los días 19 y 20, y del Oeste, día 27, días en los que la absorción volvió a valores próximos a los medios, exceptuando el día 25, con un máximo puntual, posiblemente coincidente con el retorno de la circulación zonal y su consiguiente paso rápido y obligado en componente meridional.

Ya en febrero, y con una circulación establecida del Este en la baja estratosfera durante todo el mes, puede observarse cómo los cambios en la circulación meridional a vientos del Norte y Noroeste, en la media y alta estratosfera, parecen corresponderse con picos de máxima absorción, no existiendo variaciones en absorción cuando la circulación zonal fue en sentido inverso en todo el estrato, del día 12 al 17, presumiblemente.

Posiblemente resulte significativo, como acreditación de esta hipótesis, el análisis de detalle verificado para el período 1982/83 (ver **Fig. 3.1.19**) en el que los valores de absorción sólo presentan máxima intensidad alrededor del 31 de enero, momento en que la circulación experimenta un cambio súbito con vientos del Sur, de tres días de duración, en la media estratosfera, habiéndose registrado durante los días anteriores una circulación zonal del oeste, sin variaciones significativas de absorción. Durante el mes de febrero, diversos intentos de posibles inversiones circulatorias muy puntuales, tanto en el tiempo como en la altura, podrían explicar ese no muy elevado valor, pero sí algo superior a valor medio habitual de la absorción, del 5 al 15 de febrero, con un pequeño máximo el 17 coincidiendo con una definida componente meridional de viento en la media y alta estratosfera, y una brusca disminución de la absorción en los días sucesivos coincidiendo con una súbita vuelta a la normalidad circulatoria del Oeste en la estratosfera.

De este análisis de detalle podría concluirse como resultado más significativo que, en la latitud media de El Arenosillo, el acoplamiento estratosfera-baja ionosfera durante los períodos de anomalía invernal viene caracterizado por una significativa anomalía en absorción con aumentos en su valor de hasta +40 dB por encima del valor medio habitual, coincidente con el inicio de una inestabilidad circulatoria y el establecimiento de la componente meridional de viento, tanto del Norte como del Sur, retornando la absorción a su valor normalizado cuando la circulación se establece en su

componente zonal del Este o del Oeste, y, en todos los casos, sin influencia en la variación de la temperatura estratosférica. Resultados que, si bien deberían ser considerados como preliminares, deben tomarse en consideración, al aportar la mayor información de que se dispone sobre acoplamientos atmosféricos en latitudes medias en el Suroeste Europeo.

Estas conclusiones contrastan significativamente con los estudios sobre acoplamiento observados en Europa Central, donde se aprecia una evidente disminución de la absorción ionosférica coincidiendo con el calentamiento súbito estratosférico. Lastovicka y de la Morena (1987), analizando registros de viento y temperatura en la estratosfera y absorción de ondas de radio en la baja ionosfera en Centro Europa (50° N - 12° E) y Suroeste de Europa (37.1° N - 6.7° W), durante los períodos invernales 1980/81, 1981/82, 1982/83, 1983/84 (**Fig. 3.1.20**), han definido la existencia de una aparente respuesta inversa de la baja ionosfera en el Centro (con disminución de la absorción) y en el Suroeste (con aumento de la absorción) de Europa, durante la fase de aparición de anomalías meteorológicas en la estratosfera. Esto es posiblemente consecuencia de una diferente respuesta de la atmósfera neutra a los calentamientos súbitos que, en el Suroeste se evidencia con ausencia significativa de la variación de la temperatura, y vientos predominantes de componente meridional, y en Centro Europa con aumentos rápidos y muy significativos de temperatura, de hasta +50°C sobre su valor medio.

Durante el invierno 1983/1984, se realizó una campaña dentro del Programa internacional MAP/WINE (Programa de la Atmósfera Media Invernal en el Norte de Europa). Esta Campaña se orientó al estudio de las influencias meteorológicas en la ionosfera inferior, prácticamente durante los periodos de calentamiento estratosféricos. Se examinó la morfología de la ionosfera (Williams y col., 1987), principalmente con observaciones en tierra y observaciones desde satélite. La aparición de la anomalía invernal en absorción fue evidente, apareciendo áreas con bruscas variaciones desplazándose de Oeste a Este en el tiempo. La actividad auroral fue generalmente baja en Andoya y en el sur del límite auroral durante el lanzamiento de las salvas de cohetes. Los cuatro calentamientos estratosféricos menores que se detectaron estaban correlacionados con mínimos en la absorción de ondas de radio.

Usando los datos disponibles de un amplio sector de Europa, incluyendo El Arenosillo, se observó sobre grandes áreas el acoplamiento entre la baja termosfera y la mesosfera. Los vientos mesosféricos del Oeste están asociados con alta absorción (anomalía invernal) y su cambio a vientos del Este se asocia con calentamientos estratosféricos y baja absorción. Todos los efectos observados indican que la dinámica

es la característica más importante de los acoplamientos, resaltando la necesidad de medir el transporte vertical durante todas las diferentes condiciones geofísicas conocidas.

Se dispuso de un banco considerable de datos ionosféricos, entre ellos, **fmin**, junto con medidas de absorción A1 y las medidas de absorción A3 en altas frecuencias. En la **Fig. 3.1.21** se exponen dos de las características más interesantes que se comprobaron en este análisis. En la figura se presentan datos de **fmin** para Juliusruh, junto con las absorción A3 medida entre Aranjuez y El Arenosillo en una frecuencia de 2830 kHz y una frecuencia equivalente vertical (**feq**) de 1.20 MHz con el punto de reflexión en 38.5°N 5.3°W; entre Deutschlandfunk y Panska Ves en 1539 kHz (**feq**=0.67 MHz) con el punto de reflexión en 50.3°N 11.8°E; y entre Topolna y Pruhonia en 272 kHz (**feq** = 170 kHz) con la reflexión en 49.6°N 16.1°E. La primera característica se presenta al comparar los datos obtenidos entre 1.54 MHz y 272 kHz (1er. caso), con los datos registrados a 2.83 Mhz (2° caso). En el primer caso aparecen valores altos de absorción durante el invierno, con valores máximos al final de Enero (patrón típico de anomalía invernal), mientras que en el segundo caso (en El Arenosillo), aparecen un número menor de valores de alta absorción con un máximo a principios de Diciembre. Esto sugiere que el efecto de anomalía invernal, en algunos casos, no se desplaza hacia el Sur por debajo de la latitud de 40° en el Hemisferio Norte, aunque la detección de la anomalía invernal sea dependiente de la frecuencia y se hayan observado diferencias en el patrón.

La segunda característica, marcada en la figura con flechas verticales, es un decrecimiento en la absorción a finales de Febrero, principio de Marzo, que coincide con el gran calentamiento estratosférico que señaló el rápido cambio de ese invierno al sistema conocido de circulación de periodo de verano.

Entre las conclusiones más significativas derivadas del MAP/WINE, se considera que una de las causas de la existencia de la anomalía invernal es el transporte masivo hacia abajo de monóxido de nitrógeno, y ello fue tratado e ilustrado con las medidas de MAP/WINE. Asimismo, se investigó la correlación entre la anomalía invernal y el calentamiento estratosférico. Se supuso que los máximos de absorción de la anomalía invernal tendían a coincidir con aumentos en las temperaturas estratosféricas para los grandes calentamientos estratosféricos y se demostró que ésto no se constataba para los calentamientos estratosféricos menores registrados en MAP/WINE. Generalmente, estos calentamientos estratosféricos, definidos en términos de inversión del viento inferior termosférico, coinciden con una baja absorción.

Por otro lado, aparece una buena correlación entre los niveles de los vientos termosféricos predominantes en la absorción de ondas de radio y la concentración de electrones en la región **D**, lo que confirma que este acoplamiento existe entre la baja termosfera y la mesosfera sobre grandes áreas. Puede observarse cómo el calentamiento estratosférico del 21 Enero 1984 está acompañado de grandes mínimos de absorción y de un aumento en la concentración de electrones a diferentes alturas.

Asimismo, se demostró la existencia de cambios en la distribución de la temperatura con la altura. En estas ocasiones, aparece una zona caliente en la alta estratosfera y una tendencia de la baja mesosfera a enfriarse. Una situación contraria aparece el 12 Enero 1984, cuando un área caliente se introdujo dentro de la baja mesosfera, los vientos del oeste alcanzaron los valores más altos del invierno, y ello acompañado de una alta absorción de ondas de radio.

En un estudio estadístico realizado para las latitudes medias en Europa, no se encontró correlación entre los datos ionosféricos y de vientos, con la actividad solar y/o la actividad geomagnética. La única correlación positiva encontrada es la que relaciona datos ionosféricos con las componentes zonales de los vientos en la baja termosfera.

Usando medidas obtenidas por sistemas en tierra y satélite, se seleccionaron ciertas fechas para caracterizar las diferentes condiciones geofísicas (calentamientos estratosféricos, anomalía invernal). Comparando el comportamiento de la atmósfera durante dos noches, una sometida a la acción de un calentamiento estratosférico y la otra en "calma", sólo pudo constatarse como causa una posible disminución de la ionización, estrictamente en la baja termosfera, durante las noches del calentamiento estratosférico. Es posible concluir que ésto no es debido a una diferencia en la precipitación de partículas en las dos noches. La explicación más plausible puede ser una reducción en la concentración de un componente ionizable (monóxido de nitrógeno) y transporte, provocado por un cambio en el transporte vertical ligado a una inversión de la componente horizontal del viento en la baja termosfera. Este resultado parece más conectado con efectos dinámicos que con cambios en la química de iones.

Para la investigación de las irregularidades en la ionosfera inferior sobre Europa, se utilizaron los registros obtenidos durante los inviernos 1983/84 y 1984/85 (Pancheva y col., 1988). Offerman y col. (1982) encontraron que la presencia de irregularidades horizontalmente distribuidas en la concentración de electrones está asociada, la mayor parte de las veces, a una estructura ondulatoria de gran escala en la turbulencia atmosférica modulada por la circulación atmosférica general. Por lo tanto, la

formación o destrucción de las irregularidades ionosféricas está influenciada por la deriva horizontal del sistema dinámico en gran escala (p.ej. el desplazamiento de las ondas) así como el aumento o disminución total de este sistema (p.ej. por la variación de las amplitudes de onda). La aparición de excesivos grupos de días anómalos registrados entre dos o más radio-enlaces con frecuencias equivalente próximas, hace posible, por otro lado, determinar la velocidad del desplazamiento de la anomalía.

Nestorov (1981) encontró que la deriva de la anomalías extremas de absorción en el invierno 1975/76 en la región por debajo de la turbopausa (100 km), está dirigida hacia el Este, siendo su velocidad media de unos 8 m/s. En la región de la mesopausa (80 km), la deriva tiene la misma dirección pero su velocidad es menor, 5 m/s. La dirección y velocidad de transferencia de las irregularidades ionosféricas anteriormente mencionadas fueron obtenidas encontrando la diferencia en los tiempos de aparición de valores extremos de la absorción ionosférica en dos o más radio-enlaces. Este método de determinación de la deriva no es excesivamente preciso, pero permite disponer de una descripción cualitativa del marco dinámico (Nestorov y col., 1987).

El propósito de nuestro estudio fue la determinación, con mayor precisión, de la dirección y velocidad de la deriva de irregularidades de gran escala así como el tiempo característico de su formación y destrucción mediante la realización de medidas regulares diurnas de la absorción ionosférica a $\cos X=0.2$ en 3 trayectorias de radio, con frecuencias casi equivalentes (alturas de reflexión casi iguales) y usando un análisis de correlación cruzada. Para resolver el problema indicado, se utilizaron los siguientes radio-enlaces: Aranjuez - El Arenosillo, 2830 kHz, 424 km, $f_{eq} = 1.1-1.2$ MHz y coordenadas del punto de reflexión $38.5^{\circ}N$, $5.3^{\circ}E$; Niza - Roburent, 1559 kHz, 80 km, $f_{eq} = 1.4-1.5$ MHz con punto de reflexión $44^{\circ} N$, $7.5^{\circ} E$; y Pristina - Sofía, 1412 kHz, 170 km, $f_{eq} = 1.1$ MHz, con punto de reflexión $42.7^{\circ} N$, $22.3^{\circ} E$. Los puntos de reflexión de los tres radio enlaces forman un triángulo casi isósceles con lados en torno a 1800 y 3500 km, es decir, suficientemente alejados en el espacio como para garantizar resultados más precisos a la hora de la determinación de la deriva utilizando el método de correlación cruzada. Se dispuso asimismo de los valores diurnos de absorción ionosférica obtenidos por el método A3 a $\chi = 78.5^{\circ}$, estando las alturas de reflexión diurna comprendidas en el intervalo de 90 -100 km. Consideramos el período invernal 1983/84 y 1984/85 en el intervalo de 1 de Octubre a 31 de Marzo, es decir, la serie temporal inicial contiene 182 y 183 valores, respectivamente. Durante estos dos períodos invernales, la anomalía invernal normal está suficientemente clara, apareciendo, en la serie temporal inicial una fuerte tendencia cuadrática. Como es asimétrica, podemos eliminarla por polinomios de segundo orden individualmente para los

intervalos Octubre-Diciembre y Enero-Marzo. Después de eliminar la tendencia estacional suavizamos los datos por valores medios de 3 días, con objeto de suprimir las fluctuaciones de corto período. Los valores obtenidos, ΔL_M se representan en la **Fig. 3.1.22**, donde las series temporales finales tienen una longitud de 180 y 181 valores, respectivamente.

Invierno 1983/84. El primer invierno está caracterizado por una región polar muy fría en la media estratosfera, la aparición de tres calentamientos estratosféricos menores a finales de Diciembre/83, mitad de Enero y principios de Febrero/84, y un calentamiento final mayor con un pico en torno al 23 de Febrero/84. Este calentamiento lleva asociado fluctuaciones considerables en la absorción ionosférica. Las variaciones de ΔL_M para los tres radio-enlaces se presentan en la **Fig. 3.1.22**. Las fluctuaciones más significativas están en la senda extrema occidental, 1554 kHz, junto con las fluctuaciones de corto período, entre 5 y 7 días, así como fluctuaciones diurnas muy significativas, de entre 10 y 13 días. Existe una relativamente buena correspondencia entre los aumentos o disminuciones excesivos de absorción para los tres radio-enlaces. El método seguido para determinar la velocidad y dirección de estas variaciones anómalas consistió en un análisis de correlación cruzada en segmentos de tiempo, método que nos permite seguir su evolución temporal-espacial. Para ello, se dispusieron segmentos de tiempo de 30 días en longitud desplazándolos en intervalos de 10 días. Se encontró que en las funciones de correlación cruzada de cada par de radio-enlaces, la primera senda es siempre la más lejana hacia el Oeste; así, si la función de correlación cruzada tiene un máximo y un arrastre positivo (negativo), la deriva se dirige hacia el Este (Oeste), respectivamente. Si la función de correlación cruzada tiene más de un máximo, estimamos sólo el primer máximo, mientras que los otros se consideran el resultado de fluctuaciones periódicas fuertemente desarrolladas en un intervalo dado de tiempo. El análisis de correlación cruzada mostró que "la deriva de las anomalías durante los primeros dos meses (Octubre y Noviembre) está dirigida hacia el Oeste, con una velocidad media de unos $17^\circ/\text{día}$ ó 19.5 m/s . Posteriormente, y con la aparición del calentamiento mayor, la dirección de la deriva es Este-Sureste, con una velocidad media de alrededor de $10^\circ/\text{día}$ ó 11.5 m/s . Cuando el calentamiento mayor desaparece, la dirección de la deriva cambia de nuevo al Sur-Suroeste con una velocidad de $15^\circ/\text{día}$ ó 17 m/s ."

Invierno 1984/85. El segundo invierno está caracterizado por un calentamiento menor al principio de Diciembre y por el que ha sido uno de los más fuertes calentamientos mayores registrados, con un máximo significativo sobre el 19 de diciembre, posiblemente como resultado de la activación de una onda de número zonal 2 en la estratosfera. Este hecho puede ser la razón que justifique la extrema y fuerte activación

de irregularidades observadas con posterioridad al 15 de Diciembre de 1984 (ver **Fig. 3.1.23**). Las anomalías más pronunciadas aparecen en la senda de radio occidental más extrema, 1554 kHz, donde ΔL_M alcanza hasta 35 dB. Lamentablemente, durante este período de fluctuaciones de Diciembre 18 y Enero 8, no hay datos en la senda 2830 kHz por razones estrictamente técnicas.

El calentamiento final aparece a principios de Marzo 1985 y está precedido, nuevamente, por la activación de las irregularidades acaecidas después del 10 de Febrero 1985. El análisis de correlación cruzada ofrece los siguientes resultados: al principio del invierno investigado (desde el 20 de Noviembre 1984), las irregularidades derivan hacia el Este con una velocidad de casi 5°/día ó 5.8 m/s. Antes del calentamiento mayor, la dirección cambia y las irregularidades comienzan a derivar hacia el Oeste con una velocidad de 3-4° por día ó 3.5-4.6 m/s. Después del calentamiento mayor, las irregularidades cambian de nuevo su deriva hacia el Este-Sureste, con una velocidad media de unos 18°/día ó 21 m/s aproximadamente.

Los estudios de acoplamientos de la región **D** y la baja atmósfera a latitudes medias que han sido desarrollados en la Universidad de Wuchang, China (30° N - 114° E), comparando los datos locales de absorción con los datos globales sobre calentamientos estratosféricos elaborados por Labitzke y col. (1985), presentan la existencia de una estratosfera fría a baja latitud acompañada de los cambios en circulación característicos del periodo de anomalía, y un aumento de absorción coincidente con la fase de aparición del calentamiento, resultados similares a los obtenidos en El Arenosillo. Estos autores concluyen que, aunque la estratosfera esté fría, la existencia de una mesosfera caliente puede incrementar la absorción de ondas de radio (Nianlu y col., 1985). Asimismo, apuntan que la anomalía meteorológica en la estratomesosfera, en temperatura y componente meridional de viento preferentemente, presenta un comportamiento diferente en la baja y en la alta latitud. Así, cuando los cambios de temperatura a 30 mb, en la media y baja latitud están en fase, la absorción de ondas de radio se intensifica, posiblemente debido al calentamiento mesosférico a 70 km. Este aumento de absorción está relacionado con un aumento del monóxido de nitrógeno transportado desde el Polo a latitudes bajas, cuando la temperatura aumenta en latitudes medias y altas y disminuye en latitudes bajas, con circulación estratosférica invertida (Nianlu, 1984).

Se han constatado análogos resultados sobre el acoplamiento en China, Europa Central y España. Presumiblemente, los procesos físico-químicos y de transporte que conllevan a la anomalía sean también similares, si bien éstos no están aún

experimentalmente demostrados, aunque sí teóricamente definidos, siendo ésta todavía una asignatura pendiente para futuras investigaciones.

Charney y Drazin (1961) fundamentaron teóricamente las condiciones que se precisaban para la propagación vertical de ondas planetarias. Brown y col. (1971) indicaron que las ondas planetarias penetrando en la estratosfera podrían contribuir a la investigación de la capa ionosférica E. Schwentek (1974) analizó las variaciones de la absorción ionosférica en ondas cortas, con cuasi períodos de 2 a 17 días, durante la época invernal, atribuyendo éstas a cambios de la presión atmosférica en la superficie terrestre. Labitzke y col. (1979) y Muraoka y col. (1986) demostraron y confirmaron que la anomalía invernal está asociada con la amplificación de ondas planetarias en la mesosfera. Tsu y col. (1983) y Nianlu y col. (1985) han señalado también el papel preponderante de las ondas planetarias en el control del acoplamiento estratosfera-baja ionosfera durante los períodos invernales para latitudes medias en China. Finalmente, Pancheva y Lastovicka (1989), Pancheva y col. (1989 a,b) han presentado la posibilidad de monitorizar las fluctuaciones periódicas de las ondas planetarias en la alta mesosfera y baja termosfera, por medio de las medidas de absorción de ondas de radio.

En los últimos años, se han llevado a cabo extensas investigaciones sobre estas estructuras ondulatorias, por medio de instrumentos a bordo de satélites. Estas investigaciones están en general de acuerdo con los resultados teóricos (Hirota e Hirooka, 1984). Medidas recientes con cohetes parecen indicar, sin embargo, que la estructura vertical de las ondas de gran escala puede, al menos ocasionalmente, diferir considerablemente de las predicciones teóricas. Usando un análisis armónico basado en la técnica de mínimos cuadrados, Offermann y col. (1987) encontraron estructuras peculiares en la distribución vertical de amplitudes y fases, que indican la presencia de las llamadas "capas atmosféricas tranquilas" con variaciones que eran mínimas a la altitud de la capa y que estaban en anticorrelación por debajo y por encima de estas capas. Se encontró que estas estructuras aparecían durante oscilaciones de largo período, mayores que aproximadamente 30 días, así como en oscilaciones de corto período, de unos pocos días

Nuestra participación en el trabajo de investigación de estas estructuras, se realizó principalmente en el marco de la Campaña internacional DYANA (Dynamics Adapted Network for the Atmosphere). Offermann (1992) expuso una visión general de la Campaña detallando los objetivos científicos, entre los que se destaca el análisis de las variaciones de largo periodo de la temperatura medida en diversos Observatorios del Hemisferio Norte. Las técnicas empleadas en el análisis de datos fueron: el análisis

armónico basado en el método de mínimos cuadrados, la transformada discreta de Fourier, el método de máxima entropía y el análisis de correlación cruzada. Estos últimos 3 métodos se usaron especialmente para llevar a cabo el análisis para oscilaciones con períodos inferiores a 30 días y se usaron combinadamente para verificar los resultados de las diferentes técnicas.

En la **Fig. 3.1.24** (Bittner y col., 1994) se muestra la distribución geográfica de los lugares de observación que se usaron en este análisis. En la **tabla 3.1.1** se dan el tipo de técnica de medida, número de medidas tomadas y período de tiempo cubierto en cada estación. Se analizaron los perfiles de temperatura vertical con alta resolución (aprox. 1 km) obtenidos por un considerable número de cohetes meteorológicos. La mayoría de los cohetes era Data sondas, esferas descendentes y sistemas M-100 B. Las descripciones de las cargas útiles se encuentran p.ej. en Schmidlin y col. (1991). Para completar los registros obtenidos con cohete hasta el nivel del suelo, se utilizaron sondeos con globos portadores de radiosondas. Para reducir los efectos de la marea solar, se tuvieron en cuenta los lanzamientos efectuados a la misma hora local aproximadamente.

Los períodos de oscilación cuasi-periódica dominante obtenidos de las series temporales de temperatura y otros datos en varias estaciones se resumen en la **Tabla 3.1.2**.

La cuestión a resolver fue por tanto cómo entender la naturaleza de las oscilaciones de largo, y también de corto período que se encontraron en los datos (en el intervalo de 4 a 80 días). Sólo se encontraron coherentemente, en todo el régimen de alturas, los períodos más largo y más corto, es decir, de 4 y 80 días, aproximadamente. Estas dos oscilaciones son completamente dominantes y representan más del 50% de la varianza de temperatura de latitudes medias a altas. Se encontró que las variaciones de temperatura eran compatibles con la hipótesis de que la Onda Planetaria Cuasi Estacionaria de n° de onda 1 (**QSW 1**) de la atmósfera modelo CIRA 1990, estaba modulada con los períodos respectivos.

Los resultados de DYANA fueron comprobados con un análisis de los datos respectivos de otras dos campañas (Campaña de anomalía invernal, 1976 y campañas MAP/WINE, 1984) que, esencialmente, obtuvieron los mismos resultados. Debe hacerse notar que las ondas de intensa actividad pueden transportarse hacia el interior de la alta mesosfera.

Parece que la atmósfera media, medio-invernal, puede considerarse como un medio estructurado tridimensionalmente, en el que hay áreas intermedias con alta y baja variabilidad. Estas áreas son cuasi-estacionarias y reaparecen en las mismas posiciones cada año. Podría, por tanto, esperarse ver características similares año tras año, en la temperatura y otros parámetros dinámicos, como viento o turbulencia e incluso en la distribución de los constituyentes minoritarios en la atmósfera media.

De hecho, se observaron procesos de gran escala en el régimen de viento estratosférico durante la Campaña DYANA, cuando la perturbación con número de onda 1 fue de capital importancia en el desarrollo del calentamiento estratosférico. La **Fig. 3.1.25** muestra el predominio de los vientos hacia el W en la estratosfera y mesosfera sobre El Arenosillo. Pero la circulación del Oeste desaparece desde el 8 de Febrero y hasta el final de dicho mes en la media y baja estratosfera (Koshelkov y col., 1994).

Durante la campaña DYANA, se analizó un gran número de datos de absorción de ondas de radio, medidos en Europa y Asia Central, desde el punto de vista de "la respuesta de la absorción ante procesos meteorológicos y solar/geomagnéticos de la anomalía invernal" (Lastovicka y col., 1994).

Los parámetros de los circuitos de absorción A3 usados con el nombre o localización del Observatorio, con las abreviaturas que se usarán, frecuencia, frecuencia equivalente (frecuencia de incidencia vertical con la misma altura de reflexión en el rango HF-MF), latitud (φ), longitud (λ) del punto de reflexión y el ángulo cenital solar constante usado ($\text{Cos } \chi = 0,2$; $X=78.5$), se muestran en la **Tabla 3.1.3**.

La **figura 3.1.26** muestra el desarrollo de la absorción de ondas de radio en 4 Observatorios de Europa. Todos los datos de absorción exhiben una tendencia general similar: una absorción cuasi estable durante enero, una disminución en febrero y una ligera disminución o un nivel cuasi estable en marzo. Éste es un patrón típico para todos los datos ionosféricos de latitudes medias, excepto para aquellos de alturas bajas (algunas absorciones de baja frecuencia), que describe esencialmente la región por debajo de las altitudes de la anomalía invernal. El patrón general observado de desarrollo de la absorción durante el DYANA no puede explicarse adecuadamente ni con la actividad solar ni con la geomagnética, que exhiben un patrón diferente (**Fig. 3.1.27**). La relación marzo/enero de valores típicos de absorción es aproximadamente de 0.6 para El Arenosillo y LUXPV, 0.8 o incluso ligeramente superior para PRIST y de 0.7 para A1 Volgograd (48.7°N, 44.3°E). Los días anómalos no quedan claramente

expresados para PRIST y A1 VOLGO pero, en cambio, aparecen claramente en El Arenosillo durante los periodos del 20-22 enero y 9-10 enero.

En la primera mitad de febrero se observó un calentamiento estratosférico menor. En ambas Estaciones centroeuropeas, los registros mostraron una disminución de la absorción, no muy pronunciada, conectada con el calentamiento estratosférico, como en años anteriores. En el Sur de Europa (Prist, Arenosillo), no se observó ningún efecto significativo en la absorción, **Fig. 3.1.26**. Esta diferente respuesta es una característica sistemática que puede explicarse como una respuesta diferente de la atmósfera media local a los calentamientos estratosféricos (Lastovicka y de la Morena, 1987), obteniéndose así lo que podría ser la débil reacción ante los calentamientos estratosféricos menores observados en El Arenosillo.

Si bien la Campaña DYANA ha ampliado nuestro conocimiento sobre la ionosfera inferior y su respuesta a diversas influencias meteorológicas, ha abierto también más incognitas que deberán ser abordadas en próximos estudios sobre acoplamientos.

3.2. LAS FLUCTUACIONES CUASI-PERIÓDICAS EN LOS PARÁMETROS IONOSFÉRICOS.

Durante los últimos 10-15 años se han desarrollado numerosas investigaciones que han observado fluctuaciones regulares o cuasi-regulares en ambas regiones, neutra e ionizada, en la atmósfera media. En algunas de estas investigaciones se ha hecho un intento de conectar las fluctuaciones de la región **D** o **E** de la ionosfera con fluctuaciones análogas de parámetros meteorológicos en las capas inferiores de la atmósfera. Así, Brown y John (1979) han mostrado la existencia de una correlación muy significativa entre las variaciones de la concentración de electrones en la región E y las variaciones en la altura de la capa al nivel geopotencial de 10 hPa.

Cavalieri y Deland (1975), analizando la variación de fase de las ondas de radio VLF y usando 3 transmisores situados a gran distancia del receptor, probaron la existencia de ondas planetarias que se desplazan a una altura aproximada de 70 km. Simultáneamente, investigando las variaciones de las alturas al nivel geopotencial de 30 hPa, constataron la existencia de algunas ondas análogas en la baja estratosfera. Nosotros sugerimos que la clara correlación encontrada entre las componentes neutra e ionizada de la región **D** (o la mesosfera) y la estratosfera son debidas probablemente a las

perturbaciones planetarias, generadas en la troposfera, que se propagan verticalmente. La conexión encontrada por Pancheva y Apostolov (1985) entre la amplificación de las fluctuaciones cuasi-periódicas con un período alrededor de 5 días, observadas en la absorción ionosférica durante el intervalo junio 1979-junio 1980, y los calentamientos estratosféricos durante este período invernal, indican que estas fluctuaciones están conectadas probablemente con las perturbaciones planetarias de gran escala, generadas en la atmósfera inferior, que causan los calentamientos estratosféricos. Este resultado fue confirmado en un estudio posterior (Pancheva y Apostolov, 1987a) referido al período invernal 1984/85. En éste, se examinaron cuatro radio-enlaces cuyas frecuencias equivalentes f_{eq} varían desde 550 kHz hasta 2900 kHz. El hecho de que los puntos de reflexión de los radio-enlaces estuvieran situados relativamente cerca, permitió el estudio de las variaciones de las características básicas de la onda con la altura. Se encontró un aumento de las amplitudes de onda con la altura, pero sólo, como máximo, hasta los niveles donde se observa la anomalía invernal, $f_{eq} = 1500$ kHz, para luego disminuir gradualmente. Pancheva y Apostolov (1987b), por medio de un análisis de correlación cruzada, determinaron la dirección y magnitud de la velocidad horizontal de propagación de las fluctuaciones planetarias. Las fluctuaciones de absorción ionosférica se registraron en ondas largas con períodos característicos de 4 a 5 días y 10.5 días. Los resultados de las fluctuaciones de 10.5 días coinciden bien con las características teóricas y numéricas de los modos externos transitorios libres con el número de onda zonal 3, característico para la componente neutra y claramente observado en el campo de presión. Sin embargo, como ya señalaron Apostolov y Leftus (1975), la presencia de una fluctuación, con un período de alrededor de 11 días en la radiación de rayos X, genera la fluctuación observada de 10.5 días en la absorción ionosférica. Marcz (1979), mediante técnicas de análisis espectral, investigó las fluctuaciones cuasi-periódicas en la absorción ionosférica de 4 radio-enlaces europeos en el intervalo 1964-1974, así como su relación con la actividad solar. Observó fluctuaciones con los siguientes períodos: 4-6, 8-9 y 12-14 días y encontró una disminución de los períodos característicos en los años de actividad solar máxima. Pancheva y col. (1987c) han analizado, por aplicación consecutiva de varios métodos estadísticos, 5 radio-enlaces de baja frecuencia con el fin de encontrar las fluctuaciones repetitivas significativas dentro del intervalo de período 2.5-20 días, así como su manifestación estacional. Observaron fluctuaciones de 3.5-5 días y 10.5-12 días en los 5 radio-enlaces, así como fluctuaciones de 6 y 9 días en latitudes más septentrionales. Como continuación de este estudio, Pancheva y col. (1987d) consideraron también las fluctuaciones características del flujo solar ionizante $L-\alpha$ y las componentes de viento termosférico zonal y meridional, medidas en Collm (Alemania) durante el mismo período. Los resultados obtenidos muestran que las fluctuaciones cuasi-periódicas observadas en la absorción ionosférica en el intervalo

junio 1979- junio 1980 no están conectadas con fluctuaciones análogas en el flujo solar L- α , sino que probablemente son inducidas por perturbaciones en la atmósfera neutra. Las fluctuaciones con períodos de 2.1 días, 3-5 días, 6-9 días y 15-20 días fueron también estudiadas por el sistema "Meteor Radar" (Salby y Roper, 1980; Manson y col., 1981). Las conocidas fluctuaciones de cuasi dos días (2.1 días), observadas repetidamente con el radar meteorológico, fueron también descubiertas en la ionosfera investigando los valores horarios de la absorción ionosférica a lo largo del radio-enlace Allouis-Sofia (164 kHz/1720 km) en el intervalo julio-agosto 1980 (Pancheva y col., 1987 e).

Los estudios anteriormente referidos indican que existe una conexión entre las fluctuaciones cuasi-regulares observadas en la ionosfera y algunas fluctuaciones análogas en la componente neutra de la mesosfera. Asimismo, señalan la influencia de las ondas planetarias de gran escala, propagándose verticalmente con números zonales de onda 1 y 2, como supuestas responsables de los calentamientos estratosféricos, sobre las fluctuaciones de las componentes neutra e ionizada de la mesosfera. En este sentido, nuestro propósito ha sido continuar la investigación analizando las relaciones estrato-mesoférica estudiadas sobre las Penínsulas Ibérica y Balcánica en latitudes medias típicas ($41^{\circ} \pm 3^{\circ}N$), investigando las variaciones de la absorción ionosférica en 3 radio-enlaces distanciados con la misma frecuencia equivalente durante los períodos invernales 1983/84, 84/85, 85/86, 86/87 y 87/88. Se usaron los datos de absorción diurna promediada ($\cos X=0.2$) obtenidos por el método A3 en los 3 radio-enlaces. Sus características se presentan en la **Tabla 3.2.1**.

Tabla 3.2.1

Parámetros de los radio-enlaces de medida A3 (1983/84 y 1984/85)

Transmisor-receptor	Frecuencia/ distancia	Frecuencia equivalente	Coord. geo. del punto de reflexión	
Aranjuez-El Arenosillo	2830 kHz/424 km	1200 kHz	38.5° N	5.3° W
Niza- Roburent	1554 kHz/80 km	1500 kHz	44.0° N	7.5° E
Prishtina-Sofia	1412 kHz/170 km	1100 kHz	42.7° N	22.3° E

Estas corresponden a radio-enlaces de absorción bien definidos con propagación de señal de un modo (una reflexión). Las alturas de reflexión durante el día están comprendidas en el intervalo 90-95 km. De las características de los radio-enlaces presentados en **Tabla 3.2.1** se ve que los datos usados proporcionan información sobre una región sobre Europa en un intervalo de latitudes de 38.5° a 44° N y en un intervalo de longitudes de 5.3° W a 22.3° E. Estos radio-enlaces, con aproximadamente la misma altura de reflexión pero con puntos de reflexión ampliamente espaciados (los radio-enlaces con frecuencias de operación de 2830 kHz y 1412 kHz están apartados más de 3000 km), son especialmente convenientes para investigar las velocidades de propagación de fluctuaciones cuasi-regulares observadas simultáneamente a lo largo de todos los radio-enlaces.

Para el período 1985-1988 usamos otro conjunto de radio-enlaces con $X=75^\circ$ ó 78.5° . Sus parámetros se presentan en **Tabla 3.2.2**

Tabla 3.2.2

Parámetros de radio-enlaces de medida A3(1985-1988)

Transmisor-receptor	Frecuencia/ distancia	Frecuencia equivalente	Punto de reflexión
Deutschlandfunk-Panská Ves	1539 kHz/390 km	670 kHz	50.3° N 11.8° E
Prishtina-Sofia	1412 kHz/170 km	1100 kHz	42.7°N 22.3° E
Aranjuez-El Arenosillo	2830 kHz/424 km	1200 kHz	38.5° N 5.3° W

De la **Tabla 3.2.2**, se deduce que los datos utilizados proporcionan información de una región sobre Europa en un intervalo de latitudes de 38.5°-50.3° N y en un intervalo de longitudes de 5.3° W a 22.3° E. Los métodos estadísticos utilizados para analizar las oscilaciones cuasi-periódicas fueron el análisis espectral de potencia, el análisis de los correloperiodogramas, la autocorrelación y la correlación cruzada, la transformada rápida de Fourier y la demodulación compleja (Blackman y Tukey, 1958; Kopecky y Kuklin, 1971; White y Cha, 1973; Bloomfield, 1976).

Las series investigadas contenían 183 valores para el período invernal 1983/84 y 182 valores para el invierno 1984/85 con la excepción del radio-enlace 2830 kHz donde

no había datos disponibles para el intervalo 15 diciembre 1984 - 6 enero/1985. Las series consideradas consistían en 2 subseries con 79 y 84 valores respectivamente. Se utilizó un espectro de potencia normalizada obtenido por la transformada de Fourier de la función de autocorrelación. Esto nos da la posibilidad de comparar las amplitudes espectrales de una fluctuación dada para las diferentes series temporales. El método de demodulación compleja permite disponer en cada momento de las series temporales y estudiar el período, amplitud y cambio de fase de la fluctuación analizada. El uso de demodulación compleja requiere la aplicación de un filtro de baja frecuencia, con un factor de convergencia para eliminar las fluctuaciones de alta frecuencia innecesarias (Bloomfield, 1976), así como un filtro pasabanda con fase lineal (Luzov y col., 1965). Para determinar el espectro de potencia, se usó un filtro diferencial para suprimir las fluctuaciones de baja frecuencia. Durante 1985-1988, se analizaron las series diarias de 7 meses, desde el 1 de octubre al 30 de abril, con la excepción del radio-enlace 2830 kHz donde sólo hay datos disponibles desde el 1 de Oct. 1985 al 21 de Marzo de 1986 y del 12 de Enero al 25 de Marzo de 1988.

a) Período invernal 1983/84

El primer periodo invernal 1983/84, de acuerdo con la clasificación de Labitzke, pertenece a la llamada "categoría del Oeste", en correspondencia con el agrupamiento de inviernos estratosféricos en conexión con la fase de las oscilaciones cuasi bienales en la circulación tropical. Estos inviernos están caracterizados por una región polar muy fría en la estratosfera media. El primer calentamiento menor fue observado el 24-25 Diciembre 1983 como resultado de la amplificación de ondas con número zonal de onda 1, así como con número zonal de onda 2 en la estratosfera (Labitzke y col., 1984). El segundo y tercer calentamientos estratosféricos menores, se observaron los días 20 Enero 1984 y 10 Febrero 1984, también como resultado de la activación de ondas planetarias con números zonales de onda 1 y 2. Después del 10 Febrero 1984, las ondas planetarias con número zonal de onda 1 permanecen fuertemente activadas, mientras que aquellas con número zonal de onda 2 se atenúan rápidamente. El gran calentamiento estratosférico alcanza su mínimo en la estratosfera superior el 23 Febrero 1984 (Labitzke y col., 1984).

La **Fig. 3.2.1** muestra los espectros de potencia normalizados para 2830 kHz, 1554 kHz y 1412 kHz. Las series temporales se han suavizado con un filtro diferencial de baja frecuencia. A lo largo de todos estos 3 radio-enlaces, el pico mejor definido tiene un período alrededor de 5.2-5.4 días. Otra fluctuación subsecuente, menos definida, sin embargo, está presente en la totalidad de las 3 series, y aparece con un período de

alrededor de 7-7.8 días. Una fluctuación bien desarrollada en 2830 kHz es la fluctuación de 4-5 días, mientras que en 1554 kHz, la fluctuación tiene un período de 3.75 días. Estas fluctuaciones, sin embargo, no están bien desarrolladas en 1412 kHz y por tanto no fueron investigadas. La existencia de estas fluctuaciones (5.2-5.4 días y 7-7.8 días) fue también confirmada utilizando la técnica de análisis de correloperiodogramas, que indicó una probabilidad de la existencia de estas fluctuaciones en un 0.90 y una amplitud media para la serie temporal por encima de 3.5 dB. De estas investigaciones sobre la función de autocorrelación se estableció que estas fluctuaciones son fundamentales.

Para conocer la evolución de estas fluctuaciones con el tiempo usamos la Transformada Rápida de Fourier (FFT) por segmentos de tiempo de longitud 64 días, con desplazamientos de 10 días. Los resultados, que se exponen en la **Fig. 3.2.2** (sólo se consideran fluctuaciones en el intervalo 2.6 a 16 días), representan los espectros de amplitud de las fluctuaciones planetarias en cada segmento. Las fluctuaciones de alrededor de 5 y 7 días, con las mayores amplitudes durante los principales meses de invierno, están claramente perfiladas en estos 3 radio-enlaces. A lo largo del radio-enlace de 1554 kHz, junto con ellas, hay también una fluctuación de más corto periodo (3.75 días) bien definida en los meses principales de invierno. El análisis anterior indica que el máximo desarrollo de las fluctuaciones de 5 y 7 días en cada serie temporal se alcanza simultáneamente. Esto significa que si las fluctuaciones son inducidas por una fuente externa, se genera no sólo una frecuencia definida fija, sino más bien un espectro de frecuencias. Este hecho está claramente demostrado en la **Fig. 3.2.3** donde se presentan los datos filtrados de absorción para las fluctuaciones de 5 y 7 días. Cada serie temporal fue suavizada por un filtro pasabanda centrado en torno a un período correspondiente al pico en el espectro de potencia. La figura muestra que en los períodos en los que se desarrolla la fluctuación de 7 días para cada serie temporal, también aparece la fluctuación de 5 días. Se pueden ver también unos pocos intervalos en los cuales se intensifican las fluctuaciones analizadas. Usualmente estos intervalos preceden a los 3 calentamientos estratosféricos menores que se detectaron conectados a ondas planetarias de nº zonal de onda 1 y 2 fuertemente activadas en la estratosfera.

Un hecho interesante y sorprendente es que hay una falta de intensificación de las fluctuaciones estudiadas de 5 y 7 días en las 3 series temporales, inmediatamente antes del gran calentamiento estratosférico, con un máximo en torno al 23 Feb. de 1984. Este período de tiempo está caracterizado por un aumento brusco de ondas planetarias con nº de onda 1 y una fuerte atenuación de las de nº onda 2 en la estratosfera. Ésto hace suponer que la fuerte atenuación observada de las fluctuaciones de 5 y 7 días en la

absorción ionosférica está quizá conectada con la atenuación de ondas planetarias con n° de onda 2 en la estratosfera.

b) Período invernal 1984/85

El segundo invierno 1984/85 está caracterizado por lo siguientes calentamientos: primer calentamiento menor al comienzo de Diciembre 1984, conectado con la amplificación de ondas planetarias de n° zonal de onda 2. El 24 Diciembre 1984, comenzó un calentamiento estratosférico excepcionalmente intenso con su máximo en torno al 29 Diciembre 1984. Este calentamiento mayor está estrechamente conectado con la activación de ondas planetarias con n° zonal de onda 2 que son muy intensas en la estratosfera y troposfera. Este calentamiento estratosférico fue uno de los más fuertes en los últimos 30 años, así como el único calentamiento conectado con la excepcionalmente intensa amplificación de ondas con n° de onda 2 en la estratosfera. Es de destacarse que, hasta ese invierno, todos los calentamientos mayores habían sido relacionados sólo con la amplificación de ondas con número de onda 1. La transición a condiciones de verano, el calentamiento final, vino en 2 etapas, el primer impulso comenzó el 7 Marzo 1985 sobre el Mediterráneo y el segundo el 14 Marzo 1985 sobre España (Labitzke y col., 1985).

La Fig. 3.2.4 presenta los espectros de potencia normalizados para las series temporales de 1554 kHz y 1412 kHz filtrados por un filtro diferencial para suprimir las fluctuaciones de baja frecuencia y espectros MEM (método máxima entropía) para las dos subseries en 2830 kHz para los intervalos de tiempo de 1.10 a 18.12 de 1984 y 7.1 a 31.3 de 1985. El pico de los espectros MEM para las dos subseries en 2830 kHz corresponde a la oscilación de 4-7 días, pero la oscilación de 7.8-8.7, aunque más pequeña, está también bien definida. En los espectros de potencia normalizados en 1554 kHz y 1412 kHz, las que están mejor definidas son las oscilaciones de 3.7 y 3.4 días, respectivamente, seguidas por las oscilaciones de 6 días. En estas dos series temporales, similarmente a la 2830 kHz, hay también oscilaciones con un período de alrededor 7.8-8.8 días.

La existencia de oscilaciones 3.4-3.7 días a 1412 kHz y 1554 kHz fue confirmada por el análisis de correloperíodograma, que mostró una muy alta probabilidad de aparición de estas fluctuaciones, 0.99, y una amplitud media superior a 4 dB. La probabilidad de 0.99 es válida también para las fluctuaciones 4.7 días en las dos subseries de 2830 kHz, pero con una amplitud media de sólo alrededor de 3 dB. El análisis del correloperíodograma de las fluctuaciones de 6 días en 1412 kHz y 1554 kHz mostró una probabilidad de aparición de alrededor de 0.95 y amplitudes de alrededor de 4 dB. El

análisis de las funciones de autocorrelación de las series temporales expuestas, indica que las fluctuaciones que analizamos deben considerarse como fundamentales. Las fluctuaciones investigadas fueron tratadas de nuevo con la Transformada Rápida de Fourier, en segmentos de tiempo, para analizar su evolución y desarrollo. Para los radio-enlaces de 1412 kHz y 1554 kHz la longitud del segmento es de nuevo 64 días, desplazándose 10 días, mientras que para las dos subseries en 2830 kHz su longitud es de 32 días, desplazándose 5 días. Los resultados se muestran en las **Fig. 3.2.5a** y **3.2.5b**, respectivamente. En la **Fig. 3.2.5a** las fluctuaciones 3.4-3.7 días y 6 días a 1554 kHz y 1412 kHz están claramente definidas. Estas fluctuaciones están más fuertemente desarrolladas en los segmentos centrados alrededor del 21 y 31 Diciembre 1984. Para la senda de 1554 kHz la fluctuación de 6 días en los 4 últimos segmentos de tiempo deviene en una fluctuación de 7.5 días, mientras que en 1412 kHz, en ese mismo segmento, aparece también la fluctuación de 8.8 días. En la **Fig. 3.2.5b** es también visible la oscilación de 4.7 días y otra alrededor de 8 días, con amplitudes máximas al final del primer segmento y el comienzo del segundo, en ambas subseries de 2830 kHz. Por lo tanto, a 2830 kHz, al igual que a 1554 kHz y 1412 kHz, las fluctuaciones analizadas tiene también amplitudes máximas al final de Diciembre y al principio de Enero. Durante este período invernal, de modo similar al invierno anterior de 1983/84, se observó una activación casi simultánea de las fluctuaciones investigadas en cada serie temporal. Este hecho se demuestra más claramente en la **Fig. 3.2.6** donde se representa: a) los datos de absorción para las fluctuaciones de 6 días en 1554 kHz y 1412 kHz suavizados por un filtro pasabanda; b) los datos de absorción correspondientes a las fluctuaciones de 3.7 y 3.4 días de los radio-enlaces arriba indicados; y c) los datos de absorción para las fluctuaciones de 4.7 días a 2830 kHz. Las **Fig. 3.2.6a** y **3.2.6b** indican que la fluctuación de más corto período, 3.4-3.7 días, está también bien desarrollada durante estos períodos de tiempo en que se establece la fluctuación de 6 días. Se puede ver en la **Fig. 3.2.6** que las fluctuaciones que estudiamos tienen amplitudes máximas al final de Diciembre y al principio de Enero, un hecho en conexión indudable con el gran calentamiento estratosférico, que acaeció conectado con la fuerte amplificación de ondas planetarias de n° de onda 2.

c) Período invernal 1985/86

La **Fig. 3.2.7** presenta los espectros de amplitud para las series temporales 1539, 1412 y 2830 kHz. Los picos mejor definidos tienen períodos de 7-8 y 12-13 días, con niveles de confianza de más del 0.90. Investigando la función de autocorrelación de cada serie temporal se estableció que las fluctuaciones eran muy significativas. Para conocer el

desarrollo de estas fluctuaciones en el tiempo, se han calculado las amplitudes instantáneas de las fluctuaciones analizadas por el método de demodulación compleja.

Los resultados de las fluctuaciones de absorción de 7-8 y 12-13 días se presentan en la **Fig. 3.2.8**. Como criterio de la actividad de onda en la estratosfera en la **Fig. 3.2.8** (lado inferior) se ha utilizado la amplitud de la onda de n° de onda **2** para las fluctuaciones de 7-8 días y las ondas de n° de onda **1** y **2** para las fluctuaciones de 12-13 días. Las características principales de las variaciones de amplitud son muy similares en los 3 radio-enlaces utilizados para estudiar las fluctuaciones de 7-8 días, mientras que para las fluctuaciones de 12-13 días esa buena similitud se observa sólo en la parte central del invierno (Diciembre-Enero). **H₁₋₂** son las amplitudes de la onda de n° de onda zonal **1** a la altura de 30 hPa (línea continua) y n° de onda **2** (línea de trazos) a 60°N.

Los intervalos de amplificación de las fluctuaciones coinciden bien con los calentamientos estratosféricos durante este invierno. El primero fue un calentamiento menor desarrollado con dos fases sobre el 10 Enero (pico **H₂**) y el 20 Enero (**H₁**) 1986. El segundo calentamiento menor tuvo lugar sobre el 18 Febrero y el calentamiento mayor y final sucedió después del 20 de marzo, probablemente como consecuencia de la intensificación de **H₂**. Este invierno frío presenta una pronunciada onda de n° de onda **2** de escala planetaria. Esto es porque la onda de n° de onda zonal **2** contribuye a casi todos los calentamientos estratosféricos. Se puede ver claramente que cada amplificación de las ondas planetarias cuasi-estacionarias con número de onda zonal **2** en la estratosfera conduce a la activación de las variaciones de 7-8 días en la absorción ionosférica. La conducta de las fluctuaciones de más largo período (12-13 días) en la absorción ionosférica muestra la influencia de ambas ondas **H₁**, **H₂**, en la estratosfera. Hay que indicar que es muy difícil separar los efectos de **H₁** y **H₂** en la absorción ionosférica durante esta fase del invierno debido a la intensificación cuasi-simultánea de las ondas planetarias **H₁** y **H₂**.

d) Período invernal 1986/87

La **Fig. 3.2.7** muestra los espectros de amplitud para 1539 y 1412 kHz para este invierno. Los picos más pronunciados en los dos radio-enlaces tienen períodos de aproximadamente 5 y 10.5-12 días, con niveles de confianza superiores a 0.90. Los resultados del análisis de autocorrelación muestran que estas fluctuaciones son fundamentales.

Por demodulación compleja se investigó el desarrollo de las fluctuaciones con el tiempo. Los resultados se presentan en la **Fig. 3.2.9**. Puede observarse cómo el curso temporal de amplitudes es similar en ambas radiofrecuencias excepto para primavera. Esta similitud está más acentuada en el centro del invierno, es decir, durante el período de mayor variabilidad de amplitud de las fluctuaciones de absorción. Los intervalos de amplificación de las fluctuaciones de 5 días en la absorción ionosférica coinciden bien con la amplificación de la onda de n° de onda zonal **2**, casi estacionaria en la estratosfera. Este resultado es análogo al comportamiento de la fluctuación de 7-8 días en el invierno anterior 1985-86. Puede también observarse cómo las amplitudes instantáneas de las fluctuaciones de 10.5-12 días en la absorción ionosférica difieren substancialmente de las fluctuaciones de 5 días. Asimismo, el curso temporal de las fluctuaciones de 10.5-12 días que existen en las absorciones de 1539 y 1412 kHz muestran claramente la conexión con la amplificación de la onda planetaria de n° de onda zonal **1** casi estacionaria a 30 hPa.

e) Período invernal 1987/88

En el lado derecho de la **Fig. 3.2.7** se presentan los espectros de amplitud para 1539 y 1412 kHz. Los picos más pronunciados tienen períodos alrededor de 7 y 11 días con niveles de confianza de más del 0.90. El análisis de autocorrelación muestra de nuevo que estas fluctuaciones son fundamentales.

La variación temporal de las amplitudes instantáneas de estas fluctuaciones, obtenida por demodulación compleja, se presenta en la **Fig. 3.2.10**. Las características principales del patrón de amplitud son similares para todas las radio-frecuencias. La similitud es mayor para fluctuaciones de largo período. Las variaciones de más corto período en la absorción ionosférica muestran de nuevo la conexión con la onda de n° de onda zonal **2** en la estratosfera, mientras que las de más largo período están relacionadas con la onda de n° de onda zonal **1**. La variación temporal de la intensidad de **H1** y **H2** es diferente, y ello se refleja como una variación temporal diferente entre las amplitudes de las fluctuaciones de más corto y más largo período que se asocian claramente con las ondas de n° de onda zonal **2** y **1**, respectivamente.

Ya se indicó que los radio-enlaces empleados, con aproximadamente la misma frecuencia equivalente **feq**, (es decir, un intervalo de altura de reflexión de onda de radio muy parecida), pero con puntos de reflexión distanciados, son especialmente adecuados para investigar las velocidades de propagación de estas fluctuaciones casi-regulares observadas simultáneamente a lo largo de la totalidad de los 3 radio-enlaces. Para esta

investigación se han seleccionado datos registrados simultáneamente durante el período invernal 1983/84, procurando el mínimo de lagunas en las 3 series temporales. Se ha investigado separadamente el movimiento de las fluctuaciones de 5 y 7 días suavizando las series temporales con un filtro pasabanda, centrado principalmente sobre el período de 5.3 y 7.3 días. Las velocidades de propagación fueron determinadas por el análisis de correlación cruzada de cada par de series temporales. Para determinar la variación temporal de la velocidad de propagación, si es detectada, se aplicó el análisis de correlación cruzada a los intervalos de tiempo con parámetro análogo a aquellos usados en la Transformada Rápida de Fourier (duración 64 días y desplazamiento de 10 días). Los resultados relacionados con las fluctuaciones de 5 y 7 días son aproximadamente los mismos, es decir, una velocidad de propagación que varía entre 37° y 42° por día y rumbo Este-Norte-Este, variando al Este en el intervalo Diciembre-Febrero y regreso de nuevo a rumbo Este-Norte-Este hacia el Este al final del período invernal investigado. Las fluctuaciones de más largo período con coeficientes de correlación cruzada de hasta 0.85 (entre los radio-enlaces 2830 kHz y 1554 kHz) parecen ser las mejor correlacionadas. Las más débilmente correlacionadas de entre las fluctuaciones analizadas son los radio-enlaces 1554 y 1412 kHz, con coeficientes de correlación de 0.48 para las fluctuaciones de 5 días, y de 0.58 para las fluctuaciones de 7 días

Las velocidades de la propagación de ondas de absorción que hemos encontrado de, aproximadamente, ≈ 40 grados por día en las fluctuaciones analizadas, coinciden con la velocidad estimada de las ondas planetarias. Por tanto, la conexión encontrada entre la activación y atenuación entre las ondas planetarias cuasi-estacionarias en la estratosfera con el n° zonal de onda 2 y la activación y atenuación de las fluctuaciones de 5 y 7 días en la absorción ionosférica sobre Europa en el período invernal 1983/84, no parece que sea aleatorio, sino todo lo contrario.

Para mostrar más claramente la conexión entre la actividad planetaria de ondas con un número zonal de onda 2 en la estratosfera y la fluctuación de 5 y 7 días en la absorción ionosférica a lo largo de los 3 radio-enlaces en el período 1983/84, se ha determinado la variación temporal de las amplitudes instantáneas de las fluctuaciones analizadas obtenidas por demodulación compleja (Bloomfield, 1976). Como criterio de la actividad ondulatoria en la estratosfera se ha usado la amplitud de una onda con número zonal de onda 2 en el campo del nivel geopotencial 30 hPa a 60°N (aproximadamente a esta latitud las ondas planetarias cuasi estacionarias en ambas regiones, estratosfera y mesosfera, alcanzan su máxima amplitud). En la **Fig. 3.2.11** se presentan los cambios de las amplitudes instantáneas con el tiempo de: a) las fluctuaciones de 7 días en la absorción ionosférica a lo largo de los 3 radio-enlaces en el período 10 Oct. 1983-31

Marzo 1984; b) las fluctuaciones de 5 días en la absorción ionosférica; y c) las amplitudes de onda con n° zonal de onda 2 presentes en el nivel geopotencial de 30 hPa a 60°N. Se ve claramente que cada amplificación de las ondas planetarias cuasi-estacionarias con n° de onda zonal 2 en la estratosfera, conduce a la activación de las fluctuaciones de 5 y 7 días en la absorción ionosférica. Sólomente se han observado discrepancias parciales a lo largo del radio-enlace de 1412 kHz.

La **Fig. 3.2.12** muestra un resultado análogo para el período invernal 1984/85: a) las amplitudes instantáneas de las fluctuaciones de 6 días en la absorción ionosférica a lo largo de los radio-enlaces de 1554 kHz y 1412 kHz; b) las amplitudes instantáneas de 3.7 y 3.4 días; y c) las amplitudes análogas a las de la **Fig. 3.2.11** de las ondas planetarias cuasi-estacionarias estratosféricas con n° de onda 2 (los datos de las dos subseries del radio-enlace de 2830 kHz no se usan en el análisis a causa del acortamiento significativo de la serie de datos cuando se aplica la demodulación compleja). En la **Fig. 3.2.12** se muestra de nuevo claramente la conexión entre la amplificación de las ondas planetarias cuasi-estacionarias en la estratosfera con n° de onda zonal 2 y las fluctuaciones cuasi regulares de 6, 3.4-3.7 días en la absorción ionosférica.

La conexión, demostrada por las **Fig. 3.2.11** y **3.2.12**, entre la activación de las ondas planetarias cuasi-estacionarias en la estratosfera y las fluctuaciones cuasi-regulares que se desplazan en la absorción ionosférica, motiva a preguntarse sobre el mecanismo de esta interacción estrato-mesosférica. Quizá la respuesta a este problema está en la investigación teórica de Hirota (1971, 1984) que indica que la interacción entre las variaciones de la circulación zonal media y las ondas planetarias cuasi estacionarias es la consecuencia del movimiento de las ondas planetarias. Una segunda cuestión será el por qué las ondas planetarias con n° de onda zonal 2 en la estratosfera activan las fluctuaciones cuasi-regulares que se desplazan en la absorción ionosférica y no sucede igual con las de n° de onda zonal 1 en los dos períodos invernales estudiados. Lamentablemente, para contestar a esta cuestión deberíamos disponer de datos de la actividad planetaria en la mesosfera durante esos dos períodos invernales investigados. Esta información, sin embargo, no está disponible, pero es conocido que la onda de n° zonal de onda 1 es más intensa en altas latitudes (60°-70°), mientras que la onda de n° zonal de onda 2 es más intensa y actúa la mayor parte de veces en latitudes medias (45°-50°N) (Petzoldt y col., 1987). Además, la onda de n° zonal de onda 1 es generalmente más fuerte que la onda de n° zonal de onda 2. Sin embargo, a pesar de su menor amplitud, la interacción con el viento zonal medio puede ser incluso mayor para la onda de n° zonal de onda 2 que para la 1 (Petzoldt y col., 1987). Estas dos razones parecen ser

las responsables de la mayor presencia detectada de la onda de n° de onda 2 conectada con la variabilidad de la absorción de ondas de radio en latitudes medias (42°N).

En resumen, se puede concluir que realmente las fluctuaciones de más corto período (5-7 días) en la absorción de ondas de radio en la ionosfera inferior están asociadas con amplificaciones de la actividad de la onda planetaria de n° zonal de onda 2 en la estratosfera (30 hPa), mientras que las fluctuaciones de período más largo (10.5-13 días) en la absorción parecen estar asociadas con amplificaciones de la actividad de la onda planetaria de n° zonal de onda 1 (Pancheva y col., 1989 b; Pancheva y col., 1991a).

Hasta ahora nos hemos centrado en el acoplamiento de la estratosfera e ionosfera inferior en los períodos invernales, aunque también se ha mencionado (ver capítulo 1.2.) que las variaciones periódicas de onda planetaria de los parámetros ionosféricos pueden a veces observarse en verano. Una característica particular de la atmósfera media del hemisferio de verano es, precisamente, la presencia de variaciones periódicas de cuasi 2 días.

Desde que Muller (1972) detectó la presencia de variaciones de cuasi dos días en los vientos zonales y meridionales en la mesosfera y baja termosfera, la observación del fenómeno ha sido verificada por diversos investigadores (Kalchenko y Bulgakov, 1973; Clark, 1976; Muller y Nelson, 1978; Salby y Roper, 1980) quedando ahora bien establecidas. El período usualmente observado en la onda es (51 ± 2) h para el hemisferio norte y aproximadamente 48 h para el hemisferio sur. Estudios realizados sobre las características globales de estas fluctuaciones, por diferentes medios, (Glass y col., 1975; Rogers y Prata, 1981) demuestran que, la mayoría de las veces suceden en el intervalo de alturas entre 50 y 100 km. La amplitud aumenta con la altura en la estratosfera y baja mesosfera y disminuye a partir de 80-85 km. Usualmente, las ondas viajan hacia el Oeste. Aunque se han realizado y expuesto diversas explicaciones (Salby, 1981; Plumb, 1983), no hay todavía una teoría universalmente aceptada sobre los mecanismos que caracterizan a estas ondas. Se ha llevado también a cabo una búsqueda para oscilaciones similares en la concentración de electrones en varias capas ionosféricas. Pancheva y col. (1987e) presentaron los primeros resultados de la observación de fluctuaciones de casi dos días en la absorción ionosférica de ondas largas de radio. Pancheva y Lysenko (1988) y Pancheva (1988) estudiaron fluctuaciones similares en la región F y encontraron que las fluctuaciones de cuasi-dos días en verano se propagan hacia el Oeste con una velocidad media de fase de alrededor de 6°/hora.

De acuerdo con los objetivos principales del proyecto internacional PRIME (Predicción y Modelización Retrospectiva Ionosférica sobre Europa), de la Morena y Alberca (1991) realizaron un estudio sobre las fluctuaciones de cuasi dos días, basadas en los datos de la alta y baja ionosfera obtenidos en Sofía (42.6°N, 23.6°E), Ob. Ebro (40.9°N, 0.5°E) y El Arenosillo (37.1°N, 6.7°W) durante dos intervalos de verano, junio-agosto 1980 - 1983. El fin básico era mostrar la presencia de estas variaciones en la ionosfera global sobre Europa (de la región **D** hasta el máximo de la región **F** (Pancheva y col., 1991a, b, 1994). Para ello se han usado valores cada hora de **foF2** de las tres estaciones de sondeo ionosférico vertical, durante los intervalos arriba mencionados para investigar las variaciones en la región **F**. Además, se han usado valores cada hora de absorción de ondas de radio largas (164 kHz) en el radio-enlace Allouis-Sofía (1720 km) para investigar la región **D** inferior (desde la base de la ionosfera hasta 70 km) y, para la parte superior de la región **D** (85-100 km), los datos de absorción media diurna de ondas de radio media y corta a un ángulo cenital solar de 78.5°. Estos últimos datos nos permitieron detectar la existencia de una onda de cuasi-dos días.

a) Junio-Agosto 1980

Se ha escogido este período porque se trataba de una fluctuación de cuasi-dos días bien desarrollada en el viento mesosférico (Craig y col., 1983).

En la **Fig. 3.2.13** se muestran los espectros de amplitud de los valores cada hora de **foF2** de las tres estaciones mencionadas anteriormente, obtenidos por análisis de correloperíodograma. Las series temporales de Sofía y del Ebro cubren el intervalo 1 junio-31 agosto con 2208 valores en cada estación. Los datos de El Arenosillo finalizan el 7 de agosto y tienen 1623 valores: las líneas horizontales marcan una probabilidad del 0.99 y las líneas de punto una probabilidad de 0.75. Las tres series muestran fluctuaciones con períodos de 52-55 horas y amplitudes de 0.42-0.45 MHz sobre la serie temporal completa. Las fluctuaciones para El Arenosillo y El Ebro tienen una significación estadística. El análisis de autocorrelación, después de reducir las oscilaciones diurnas y semidiurnas con un filtro pasabanda, muestra que estas fluctuaciones de cuasi dos días son reales. Pancheva y Lysenko (1988) obtuvieron resultados similares para los años 1979, 1982 y 1984. Para mostrar que estas fluctuaciones son fenómenos reales de verano, se obtuvo el espectro de amplitud de los valores cada hora de **foF2** para los meses de invierno típicos. Desafortunadamente, a causa de las muchas lagunas de datos que aparecen en el invierno de 1979/80, se estimó

que no era útil para el análisis, y se decidió analizar el intervalo de Diciembre 1989-Febrero 1990 en Sofía, con una serie de datos de 2160 valores. El espectro de amplitud de la serie de invierno mostrado en la **Fig. 3.2.13b**, difiere claramente del de la **Fig. 3.2.13a**, observándose que las fluctuaciones más fuertes en todas las series presentan períodos menores de 40 h y amplitudes 0.22-0.28 MHz. La **Fig. 3.2.13c** muestra los espectros de amplitud sobre las estaciones de El Ebro y Sofía, sólo para Enero 1980. Nuevamente, las típicas fluctuaciones de invierno presentan períodos menores de 40 h (33 horas para El Ebro y 31-38 horas para Sofía) y amplitudes por debajo de 0.26 MHz.

En la **Fig. 3.2.14** se presentan los datos suavizados de **foF2** usando un filtro pasabanda centrado en 53.5 horas. Aunque las fluctuaciones están presentes para la mayor parte del verano, a menudo pueden tener una "brusca" actividad que dura unos pocos ciclos. Usualmente estas variaciones bruscas están conectadas con perturbaciones geomagnéticas, concretamente con el inicio de una tormenta súbita, p.ej. sobre el 24-26 junio, 18 y 25 julio y algunos eventos después del 6 y 11 agosto. Durante el tiempo de la amplificación de la onda, los valores máximos de las variaciones de foF2 están por encima de 1-1.2 MHz, comparables con la magnitud "standard" en la variabilidad día a día. La **Fig. 3.2.14** también muestra que la estructura de amplitud de la fluctuación es similar en las 3 Estaciones. La **Fig. 3.2.15** muestra las variaciones temporales de los valores cada hora reales de **foF2** en las tres Estaciones para el intervalo 15-30 de junio. Las fluctuaciones de casi dos días ($\cong 50$ h), son inequívocamente evidentes no sólo en los datos filtrados **foF2** (**Fig. 3.2.14**), sino también en los datos reales. Esta circunstancia, conectada con la fluctuación similar observada en las 3 Estaciones, nos permite la posibilidad de determinar la dirección y velocidad de propagación de las variaciones de casi dos días. Para este fin, investigamos la función de correlación cruzada entre los Observatorios de Sofía y El Ebro y entre Sofía y El Arenosillo, dividiendo la serie temporal en segmentos de 360 horas de longitud deslizando los mismos unas 120 horas, apareciendo una muy alta correlación durante los intervalos de amplificación de onda con coeficientes de correlación cruzada de hasta 0.86-0.91. La diferencia de desfase (time-lag) en cada correlación muestra una aparición sistemática más temprana de la fluctuación en Sofía que en El Ebro y El Arenosillo. Las fluctuaciones aparecen unas 3-5 horas antes en Sofía que en El Ebro y unas 5-7 horas antes en Sofía que en El Arenosillo, como media. Los coeficientes de correlación cruzada son $R=0.69-0.90$ para Ebro y $R=0.72-0.91$ para El Arenosillo. Si asumimos que no hay diferencia de fase latitudinal, las diferencias de tiempo entre las estaciones muestran que hay una propagación hacia el W de las fluctuaciones en la región de máxima ionización en F, con una velocidad media de fase de $5-5.75^\circ/\text{hora}$ muy próxima a la de $6-6.3^\circ/\text{horas}$ obtenida para el verano de 1979 (Pancheva, 1988).

En el estudio de Craig y col. (1983), sobre ondas de cuasi 2 días bien desarrolladas en la mesosfera neutra y termosfera inferior sobre Sheffield (Inglaterra) durante el intervalo 21 julio-9 agosto 1980, se exponen y analizan dos bruscos episodios en la componente zonal del viento neutro: el primero alcanza la amplitud máxima el 25 julio y el segundo, el 5-6 agosto. Considerando la **Fig. 3.2.14**, podemos distinguir también dos episodios bruscos que podrían estar asociados con los que detectados por Craig y col. para el viento neutro. El primero, el más corto, está centrado en el 26 julio. Éste está ciertamente conectado con una tormenta magnética que comenzó súbitamente el 25 julio. A causa de esta tormenta geomagnética, se crea un gradiente de temperatura meridional en la región dínamo (90-110 km), que puede influenciar la componente zonal del viento neutro en la baja termosfera. La segunda variación brusca ocurre durante el intervalo 8-24 agosto. Como explicación, se proponen dos posibles procesos de generación de fluctuaciones de densidad de electrones en la región **F** a partir de oscilaciones similares en el viento neutro: 1) cambio en la composición neutra de la atmósfera debido al cambio en la velocidad vertical media cerca de la turbopausa; 2) generación de oscilaciones en la deriva vertical del plasma en la región **F**, debido a la dínamo ionosférica, como consecuencia de la influencia de ondas planetarias de escala global con un período en torno a 2 días (Pancheva y Lysenko, 1988). Estos mecanismos, juntos o separadamente, pueden ser la causa de las fluctuaciones observadas.

Estos resultados sugieren la posible y similar influencia del viento neutro en las variaciones de la densidad de electrones en la ionosfera inferior (región **D**). Para verificar esto, buscamos fluctuaciones similares en los registros de absorción ionosférica obtenidas por el método A3. Como se expresó anteriormente, para la baja región **D**, usamos datos de absorción de onda larga (164 kHz) para el radio-enlace Allouis-Sofía (1720 km), durante el intervalo 16 julio-31 agosto. La **Fig. 3.2.16** muestra estas fluctuaciones, obtenidas por filtrado de los datos reales, junto con las fluctuaciones de la región **F** para los Observatorios del Ebro y Sofía. Las fluctuaciones de cuasi-dos días en la parte inferior de la región **D** durante el intervalo 5-19 de Agosto son evidentes y con amplitudes de 8-10 dB, comparables a las amplitudes de las fluctuaciones día a día. La parte superior de la región **D** puede ser descrita por datos de absorción de ondas de radio MF y HF.

La **Fig. 3.2.16** muestra también valores diarios de medidas de absorción obtenidas a un ángulo cenital de 78.5° para los radio-enlaces Prishtina-Sofía (1412 kHz-170 km) y Aranjuez-Ebro (2830 kHz-350 km). Aunque el comportamiento general de la región **D** es diferente en España y Bulgaria, las variaciones de cuasi-dos días son

evidentes en ambas curvas. La **Fig. 3.2.16** es un buen ejemplo de la existencia simultánea de fluctuaciones de cuasi 2 días en la ionosfera superior e inferior que también aparecen en el viento neutro mesosférico (Craig y col., 1983).

b) Junio-Agosto 1983

Se consideran solamente los datos cada hora de **foF2** de los Observatorios de Sofía y el Ebro a causa de varias lagunas en los datos de El Arenosillo. Aplicamos el mismo análisis usado para el período anterior en la búsqueda de fluctuaciones de cuasi-dos días. La **Fig. 3.2.17** presenta los espectros de amplitud de **foF2**. En ambas series temporales hay una primera fluctuación con un período de 55 h y una segunda de 48 h. Las primeras fluctuaciones tienen amplitudes entre 0.42 y 0.55 MHz promediadas sobre la serie temporal completa. Como en el caso anterior, puede considerarse probado que estas fluctuaciones de cuasi dos días son significativas. La **Fig. 3.2.18** muestra los mismos datos filtrados para las dos series, en los que las variaciones de cuasi-dos días aparecen simplificadas y simultáneamente. El período de variación brusca está conectado de nuevo con las tormentas geomagnéticas del 9-13 junio y el 7-19 agosto. Las variaciones del máximo de amplitud durante la amplificación de onda alcanza 1.2-19 MHz, comparable a la variabilidad "standard" día a día. La **Fig. 3.2.19** presenta las variaciones de tiempo de los valores cada hora de **foF2** reales de estas dos estaciones para el intervalo 1-30 de junio donde las fluctuaciones de cuasi-dos días son claramente visibles.

Se ha utilizado el mismo procedimiento que el caso anterior para deducir la dirección y velocidad de propagación de la onda de cuasi dos días. Los coeficientes de correlación cruzada durante los intervalos de amplificación de onda alcanzan valores de 0.84-0.90. La diferencia de fase muestra de nuevo una aparición más temprana de la perturbación en Sofía que en el Ebro. El retardo medio es entre 4 y 6 horas y corresponde a una propagación hacia el Oeste con una velocidad media de 4.6°/hora. La ligera diferencia observada con respecto a la velocidad obtenida con los datos de 1980, puede ser debida a la influencia solar en el régimen dinámico medio de la región F.

La **Fig. 3.2.20** presenta los resultados para junio 1983. Además de los valores cada hora de **foF2** filtrados, se muestran los valores diarios de la componente de deriva meridional medida en Collm (Alemania) y los valores diurnos de datos de absorción de ondas de radio MF y HF obtenidos en el Ebro y en Sofía para un ángulo cenital constante. La deriva meridional muestra fluctuaciones de cuasi dos días casi coincidentes con oscilaciones similares en la región F. Los datos de absorción ionosférica también

exhiben fluctuaciones de cuasi dos días bien desarrolladas. La **Fig. 3.2.20** es otro buen ejemplo de aparición simultánea de fluctuaciones de cuasi dos días en el viento neutro mesosférico y en la densidad de electrones de la ionosfera inferior y superior.

Los resultados presentados nos permiten sugerir que:

- La fluctuación de cuasi-dos días es una característica típica de la atmósfera media e ionosfera en verano. Los períodos predominantes de **foF2** para 1980 y 1983 son 52-55 h y la amplitud media es superior a 1 MHz. Las fluctuaciones se propagan hacia el Oeste con una velocidad media de fase entre 4.6 y 6.0°/hora.
- Las fluctuaciones tienen un carácter de gran escala y existencia casi regular en la ionosfera superior de verano. Por tanto, podría ser conveniente considerar su influencia en **foF2** para estudios de predicción y modelización.
- Las fluctuaciones de cuasi dos días en el máximo de la región **F** son probablemente generadas por fluctuaciones en el viento neutro mesosférico. Usualmente las variaciones en la región **F** van rezagadas respecto a las del viento neutro mesosférico. Este retardo en el tiempo no es constante y depende de los mecanismos que generan estas fluctuaciones en la región **F** (Pancheva y Lysenko, 1988), así como de las condiciones solares y geomagnéticas.
- Durante el tiempo en que aparecen las fluctuaciones bien desarrolladas de cuasi dos días, se detectan en el viento neutro mesosférico variaciones similares a las observadas en la baja ionosfera. La generación de estas fluctuaciones en la densidad de electrones de la región **D** está probablemente conectada con la redistribución de algunos constituyentes importantes para los procesos de ionización, por la componente de cuasi-dos días del viento vertical.

Recientemente, se há estudiado las tendencias en la actividad de onda planetaria en el intervalo de períodos de 2-15 días en el Centro y Suroeste de Europa (Apostolov y col., 1993). Se puede observar un aumento evidente de la amplitud de las ondas planetarias desde 1980 en adelante, mientras que no hay tendencia clara entre 1970 y 1980. Las oscilaciones fuertes de corta duración de la **Fig. 3.2.21** son esencialmente el efecto de la variación estacional (anual) con máximos de invierno y mínimos de verano. La **Fig. 3.2.22** muestra la situación en Europa Central. La tendencia a largo plazo es menos visible, sin embargo hay un aumento de la actividad de onda planetaria entre 1972 y 1983, pero no después. Por ello, el aumento de la actividad de onda planetaria parece

ocurrir más pronto en la Europa Central. En el año 1960 no se encontraron aumentos, por lo que se piensa que estas tendencias son de origen antropogénico y probablemente relacionados con procesos del efecto invernadero. Más detalles pueden encontrarse en Lastovicka y Pancheva (1991). Análisis posteriores han mostrado que la actividad de onda planetaria y particularmente sus tendencias son casi independientes en la QBO (Quasi-Biannual Oscillations) y actividad solar (ciclo solar).

Como conclusión, podemos afirmar que las fluctuaciones de absorción en el intervalo de períodos 2-15 días no son de origen solar (con unas pocas excepciones) y son similares a las detectadas para el viento neutro. Es decir, estas fluctuaciones (2-15 días), corresponden a ondas planetarias en la atmósfera neutra (Pancheva y col., 1989). Los cálculos teóricos confirman la penetración de las ondas planetarias en invierno desde la atmósfera inferior hasta alturas de 80-100 km y su transformación adecuada en ondas de absorción (Lastovicka y col., 1993). De esta forma, podemos suponer que las fluctuaciones de absorción se corresponden, realmente, con las ondas planetarias en la atmósfera neutra.

3.3 EFECTOS DE LA ACTIVIDAD SOLAR Y GEOMAGNÉTICA EN LA BAJA IONOSFERA.

El estudio del efecto de la variabilidad solar en el medio ambiente es, hasta el presente, uno de los más importantes problemas aeronómicos. Es conocido que los parámetros ionosféricos varían de acuerdo con las variaciones de la actividad solar, debido a que el Sol es la principal fuente de ionización (ver capítulo 1.1.). Muchas perturbaciones ionosféricas pueden atribuirse directamente a perturbaciones solares. Galdon (1960) dice en su "Estudio de la ionosfera mediante sondeos de incidencia vertical": "Desde el principio de los sondeos ionosféricos se consideró la posibilidad de la existencia de una correlación entre la frecuencia crítica de las capas ionosféricas y el ciclo solar; esta correspondencia salió a la luz de la correspondencia encontrada entre los números de Wolf, grado de actividad solar y diferentes grados de actividad geomagnética". Cardús y Alberca (1976) han presentado un estudio completo de la correlación mencionada, pero, este estudio comparativo no ha podido extenderse a los límites de la ionosfera inferior. Así es interesante comprobar si esta correlación entre el número relativo de manchas solares, el índice de actividad solar, y la intensidad del campo eléctrico de la onda electromagnética reflejada, como índice de la región **D**, puede también confirmarse en nuestra latitud media.

Entender la cuestión de la influencia de la actividad solar en la región **D** ionosférica no es tan simple como podría parecer en una primera aproximación. El asunto es que la actividad de la región **D**, como en el resto de la ionosfera, es el resultado de los procesos de ionización en la atmósfera terrestre controlada por el Sol. Considerando la influencia de la actividad solar en la región **D** deben distinguirse los efectos directos, cuando esta influencia viene a través de la variación de los agentes ionizantes (electromagnética o corpuscular) y los efectos indirectos, cuando la actividad solar altera el estado del medio neutro (por ejemplo **NO**) (Danilov, 1989). Los efectos directos son más obvios y fáciles de entender, vienen del hecho de que la concentración de electrones **[e]**, que consideramos como la característica más importante para la absorción ionosférica en la región **D**, viene dada, en condiciones de cuasi-equilibrio, $\frac{dN}{dt}=0$, por :

$$q=[e] \alpha_{\text{eff}}$$

q es la tasa de ionización y α_{eff} el coeficiente efectivo de recombinación. Todos los efectos directos de la actividad solar en la región **D** están contenidos en **q**, aunque α_{eff} puede variar y ser dependiente de la actividad solar a través de los efectos indirectos.

Es bien sabido que la mayor parte de la ionización de la región **D** es debido a la interacción de la emisión solar **Lyman- α** con las moléculas de monóxido de nitrógeno. **L- α** durante un ciclo solar completo varía entre 3×10^{11} y 6×10^{11} fotones $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Simon, 1982). Estas variaciones son más pequeñas que las variaciones de la concentración de **NO** a las alturas de la región **D**. Las otras fuentes de ionización de la región **D** son los rayos X ($\lambda \leq 3 \text{ nm}$) y los rayos cósmicos galácticos. El agente ionizante más cambiante en la región **D** son los rayos X. Las variaciones de su intensidad durante el ciclo solar dependen de la longitud de onda y generalmente son suficientemente grandes. Se conoce que difícilmente podemos esperar cambios regulares en la tasa de ionización de la región **D** durante el ciclo solar, superiores a las variaciones de la intensidad en **L- α** .

Para la comprobación de la existencia de correlaciones entre la actividad solar y los parámetros de la ionosfera inferior, se ha utilizado el sistema de medidas de absorción A3 (ver capítulo 2.1). Este sistema de sondeo de superficie registra las modificaciones que tiene la amplitud de una onda electromagnética durante su propagación a través de una zona ionizada que tiene absorción, como resultado de su pérdida de energía debido al número de colisiones de sus electrones con los átomos neutros de la zona por la que se propaga. Como resultado de estas modificaciones en la propagación de la onda, es

posible conocer la variación diurna de la intensidad del campo eléctrico de la onda electromagnética recibida.

Se ha realizado un estudio de correlación entre ambos parámetros, intensidad del campo eléctrico de la onda electromagnética e índices de actividad solar (nº relativo de manchas solares). El período analizado corresponde a los años 1972 a 1982 (**Fig. 3.3.1**). Los datos de número relativo de manchas solares se han obtenido en el Observatorio del Ebro, excepto los que corresponden al año 1982, que han sido preparados por el Real Observatorio de Bélgica. Los datos de intensidad del campo eléctrico de la onda electromagnética que se han escogido corresponden a valores medios mensuales registrados en las horas de máxima absorción entre las 12 y las 14 horas (tiempo universal) y han sido obtenidos y analizados en la Estación de Sondeos Atmosféricos "El Arenosillo".

Hemos establecido este estudio considerando el año dividido en dos períodos. Uno, que comprende de Marzo a Noviembre, en el que se puede considerar que el comportamiento iónico de la región **D** depende principalmente de la intensidad de radiación solar recibida. El otro corresponde al período mencionado de anomalía invernal, que comprende Diciembre, Enero y Febrero, en el cuál el comportamiento anormal de la región **D** es ya conocido, debido a causas que no están todavía definidas. Para evitar la influencia de este período "anormal" en el período "normal", el análisis de los gráficos y sus correspondientes correlaciones han sido tratados separadamente.

Los siguientes gráficos, **Fig. 3.3.2, 3.3.3, 3.3.4 y 3.3.5**, representan las variaciones que, cada año, ambos parámetros han sufrido durante los meses escogidos durante el llamado período "normal", así como sus correspondientes rectas de regresión. Esto proporciona, de forma cualitativa, el grado de correlación lineal que existe y cuya comprobación cuantitativa está representada por el índice de correlación (**r**) mencionado en la parte inferior de cada gráfico.

El período analizado dispone de suficientes datos para su tratamiento como para considerar sus resultados fiables, por ello aceptamos como válidos los valores "tolerables" obtenidos para los índices de correlación en cada año y las notables diferencias que éstos presentan, variando desde $r = -0.70$ en el año 1975 a $r = +0.09$ en 1976 y $r = -0.84$ en 1977 (**Fig. 3.3.3**).

De la misma manera, se puede también apreciar que, valores mensuales "bajos" del número relativo de machas solares, se corresponden con valores "altos" de la

intensidad del campo eléctrico de la onda electromagnética, desde 1972 a 1977 (**Fig. 3.3.2, 3.3.3**). Este parámetro disminuye cuando el número de manchas solares aumenta considerablemente de 1980 a 1981 (**Fig. 3.3.4**).

Las variaciones observadas durante el año 1982 se muestran en la **Fig. 3.3.5** y es evidente considerar que su estudio comparativo no es significativo. Estableciendo la media anual de los valores registrados para ambos parámetros durante los nueve meses considerados como período normal y determinando la representación gráfica y rectas de regresión de estos valores medios a lo largo del período 1972/82, se observa una correspondencia lineal inversa evidente entre el índice de la actividad solar y el índice de ionización de la región **D** (**Fig. 3.3.6**) y que se confirma con el valor del índice de correlación obtenido $r=-0.89$. En esta representación comparativa, es posible detectar la notable disminución del parámetro de intensidad de campo de la onda electromagnética durante los años de superior actividad solar.

Debido al comportamiento anormal que la región **D** tiene durante los meses de invierno, no vamos a hacer su análisis comparativo, pero en base a los resultados obtenidos, su inclusión en este estudio ha sido considerado de interés.

Determinando los valores anuales medios de ambos parámetros durante los meses de invierno para cada año (ej. Dic./71, Enero/Feb./72) se han establecido las correspondientes representaciones gráficas y rectas de regresión, y se ha sido capaz de determinar que, de modo similar al período normal, existe una clara correspondencia lineal inversa entre estos parámetros confirmada por el valor de su índice de correlación $r=-0.91$ (**Fig. 3.3.7**). De la misma manera, también se verifica durante este período de anomalía invernal una notable disminución del parámetro de intensidad de campo durante los años de superior actividad solar.

Los altos índices obtenidos cuando se establece la correlación para un gran número de años, $r=-0.89$, para el período normal y $r=-0.91$ durante el período de invierno, indican que la variación cuantitativa de las manchas solares tiene una influencia inversamente proporcional con el parámetro de intensidad del campo eléctrico de la onda electromagnética que atraviesa la región **D**. Por tanto, esta influencia será directamente proporcional a la absorción típica de esta capa. Sin embargo, esta correlación no parece tan decisiva cuando se establece individualmente para cada año. De la misma manera, es evidente que durante los ciclos en los cuales el número de manchas solares aumenta significativamente, se producen aumentos muy considerables de la absorción ionosférica,

con su repercusión en las comunicaciones, antes de la pérdida de amplitud de las ondas electromagnéticas.

Podemos esperar que en la absorción ionosférica existan las bien conocidas periodicidades de 27 días y sus armónicos, que son claramente pronunciadas en los parámetros ionosféricos y geomagnéticos. Pancheva y Lastovicka (1989) analizaron las variaciones de absorción de ondas de radio en la baja ionosfera, en 5 radio-enlaces LF por el Método A3 (incidencia oblicua en la ionosfera) en Europa Central y del Sur. Se encontraron varios intervalos de período dominantes entre 2-15 días, todos de origen meteorológico. Para el período "solar" $T \approx 13.5$ días (mitades del período de rotación solar) no se han observado estas fluctuaciones con la amplitud esperada.

Para clarificar la cuestión de los períodos "solares" en absorción, se ha estudiado el patrón de radiación solar **Lyman-alfa** (como agente principal de la baja ionosfera) y el de absorción de ondas de radio en 5 sitios ampliamente distanciados en Europa. Usamos el método de absorción A3 en 1539 kHz (Panská Ves $f_{eq} = 650-700$ kHz, punto de reflexión $50.3^\circ N, 11.8^\circ E$) y dos veces en 2830 kHz (El Arenosillo $f_{eq} = 1.2$ MHz, punto de reflexión $38.5^\circ N, 5.3^\circ W$; Observatorio del Ebro $f_{eq} = 1.4$ MHz, punto de reflexión $40.6^\circ N, 1.6^\circ W$) y el parámetro f_{min} (una medida indirecta de absorción) de Moscú ($55.5^\circ N, 37.3^\circ E$) y Rostov sobre el Don ($47.2^\circ N, 39.7^\circ E$). Investigamos dos períodos consecutivos, marzo-junio 1982 y julio-octubre 1982. El primero muestra una variación muy débil de 27 días en Lyman-alfa, (**Fig. 3.3.8**). El segundo muestra una pura variación en Lyman-alfa con la rotación solar (**Fig. 3.3.9**) con la mayor amplitud observada durante el ciclo completo solar 21.

El período marzo-junio 1982 (**Fig. 3.3.8**) muestra una pobre similitud en el desarrollo de Lyman-alfa y ambas, absorción y f_{min} . Algunos aumentos de absorción y f_{min} son debidos a un aumento considerable del flujo de rayos X de fondo y a la aparición de variaciones de rayos X más débiles que aumentan la absorción. Estos aumentos se observan el 12-13 de junio (1539 kHz), el 11 de junio (El Arenosillo), y el 15-16 de junio (f_{min}).

La **Fig. 3.3.9** muestra que durante el período de una variación de rotación solar bien desarrollada en julio-octubre 1982, hay una similitud notable entre las variaciones de la radiación solar Lyman-alfa, la absorción de ondas de radio (excepto para los datos del Ebro en finales de agosto-primeros de septiembre) y f_{min} . La correlación está perturbada por los factores discutidos en relación con la **Fig. 3.3.8**, pero también por los efectos post-tormenta de 3 fuertes tempestades magnéticas (marcadas por una S en las

Fig. 3.3.8 y 3.3.9) durante el mes de septiembre. El efecto de la intensa protuberancia de protones detectada durante el 11 de julio en la **Fig. 3.3.9** coincide con el máximo del flujo Lyman-alfa.

Cuando la variabilidad del flujo solar Lyman-alfa está muy bien desarrollada (julio-octubre 82) entonces domina en la variabilidad ionosférica inferior. La variación más pronunciada Lyman-alfa es una escala de tiempo día-mes en la variación de rotación solar (unos 27 días). Cuando la variabilidad Lyman-alfa se desarrolla escasamente, como es típico para períodos dominados por la variabilidad de 13.5 días, entonces la variabilidad ionosférica inferior parece estar dominada por variaciones de origen meteorológico. Este hecho y la amplitud considerablemente variable de la oscilación solar de 13.5 días, son probablemente las razones por las que $T=13.5$ días no fue encontrado por Pancheva y col. (1989) como importante en la variabilidad ionosférica inferior.

Las conclusiones anteriormente citadas se mantienen para las 5 Estaciones en Europa (de la Morena y col., 1989). Las fluctuaciones de 27 días encontradas en absorción, que se esperaban fueran de origen solar, presentan su máxima amplitud en invierno bajo condiciones de mínimo solar (Apostolov y col., 1993). Estas fluctuaciones no pueden tener, por tanto, un origen solar directo; posiblemente sean mecanismos meteorológicos, o solar-meteorológico, los responsables de esta variación de 27 días que se indica (Pancheva y col., 1991c).

3.4 LA ABSORCIÓN Y EL OZONO.

El estudio de la capa de ozono acapara, hoy en día, la mayor atención internacional. El ozono es uno de los más importantes constituyentes minoritarios de la atmósfera media debido a su papel principal en el balance térmico y también a que es un escudo eficiente contra la peligrosa radiación solar **UV-B**. Numerosas observaciones indican que las variaciones de ozono se deben principalmente a procesos dinámicos, especialmente en invierno. Las ondas planetarias juegan un importante papel en la distribución de ozono.

Hemos mostrado en capítulos anteriores que el análisis de la absorción ionosférica ofrece información sobre la variabilidad de la actividad de ondas planetarias. Por otra parte, las medidas de absorción de ondas de radio electromagnéticas en la región **D** pueden considerarse como un buen indicador del comportamiento de la región **D**. Las largas series de datos disponibles podrían ser útiles para el estudio de su

variabilidad y para comparar la región **D** con otras regiones atmosféricas incluyendo la estratosfera y ozonfera.

La variabilidad de la región ionosférica **D** es uno de los parámetros más importantes para la investigación del acoplamiento en la atmósfera superior e inferior y se puede monitorizar con medidas de absorción de ondas de radio. El contenido de ozono y la absorción están influenciados por procesos dinámicos atmosféricos, que nos inducen a buscar las posibles correlaciones entre estos dos parámetros para algunas áreas en las latitudes europeas medias y para algunos períodos en los que se dispone de datos simultáneos de ozono y absorción. Los resultados pueden ser útiles ya que aportan nueva información sobre posibles interacciones estratosfera-ionosfera y para algunas aplicaciones en problemas ambientales.

La fuerte y significativa correlación positiva entre las amplitudes de las variaciones anuales de f_{min} y el contenido total de ozono fue encontrada por Kazimirovsky y col. (1982) para el período 1962-1976 (Observatorio de Alama-Ata 43.2°N; 76.9°E). El parámetro **fmin**, frecuencia mínima de las radioondas reflejadas desde la ionosfera en un sondeo vertical normalizado, puede considerarse como un indicador de la absorción integral de ondas de radio en la ionosfera. En un estudio comparativo del comportamiento de parámetros de la atmósfera media durante los períodos de anomalía invernal en El Arenosillo (37.1°N; 6.7°W) parece constatarse que el contenido total de ozono aumenta durante los períodos de anomalía invernal (de la Morena, 1984b).

Se ha dispuesto de datos de absorción de ondas de radio medidos por el método A3 (incidencia oblicua en la ionosfera) a lo largo de cinco radio-enlaces:

1. Deutschlandfunk-Panská Ves (Rep. Checa). 1539 kHz, distancia 390 km; frecuencia efectiva 670 kHz, punto de reflexión 50.3°N, 11.8°E, ángulo cenital solar constante de $\chi = 75^\circ$; $\text{Cos } \chi = 0.2$
2. Prishtina-Sofía (Bulgaria) 1412 kHz, distancia 170 km; frecuencia efectiva 1100 kHz, punto de reflexión 42.7°N, 22.3°E, $\text{Cos } \chi = 0.2$
3. Petnich-Sofía (Bulgaria) 747 kHz, distancia 140 km; frecuencia efectiva 550 kHz, punto de reflexión 42.1°N, 23.3°E, $\text{Cos } \chi = 0.1$

4. Aranjuez-El Arenosillo (España) 2830 kHz, distancia 424 km; frecuencia efectiva 1100 kHz, punto de reflexión 38.5°N; 5.3°W, valores diarios promediados (08-17 U.T.).
5. Aranjuez-Ebro (España) 2830 kHz, distancia 360 km; punto de reflexión 40.6°N, 1.6°W, valores diarios promediados (08-17 U.T.).

Asimismo, se ha dispuesto de medidas del contenido total de ozono registradas con espectrofotómetros Dobson en los observatorios de El Arenosillo, España (37.1°N; 6.7°W) y Hradec Kralove, Rep.Checa (50° 15'N, 15° 13'E), y medidas del Espectrómetro de Trazado del Ozono Total (NASA/TOMS) embarcado en satélite para los siguientes puntos: El Arenosillo, Hradec Kralove, Sofía y en el punto de reflexión 42.7°N, 22.3°E, que corresponde al radio-enlace Prishtina-Sofía.

El uso de las medidas obtenidas en tierra y/o a bordo de satélite, dependió de la disponibilidad real de dichos datos, aunque existen numerosas intercomparaciones de los conjuntos de datos del TOMS con los del Dobson. En este sentido, Bhartia y col. (1984) y Keating y col. (1990) han mostrado que la precisión de la medida del contenido total de ozono obtenida con el instrumento TOMS es comparable a la de una Estación Dobson con buen nivel operativo. Las variaciones diarias y estacionales del ozono medidas por el satélite sobre estaciones Dobson seleccionadas y las obtenidas en estas estaciones, muestran una excelente coincidencia.

Los datos de ozono y absorción fueron estudiados empleando técnicas de correloperiodogramas (Kopecky y Kuklin, 1971) y de correlación cruzada lineal con el criterio de Fisher para calcular el nivel de confianza (Panofsky y Brier, 1958).

La **Fig. 3.4.1** muestra las variaciones de los valores mensuales medios para la absorción diaria de ondas de radio (Observatorios de El Arenosillo y El Ebro), contenido total de ozono (medidas en tierra y TOMS) para El Arenosillo, e índice de manchas solares para los 27 meses con actividad solar mas bien baja: de Enero 1984 a Marzo 1986. Es evidente que existe una correlación entre las series temporales, pero con algún retardo de tiempo, especialmente durante 1984. Realmente, la función de correlación cruzada calculada para este año entre las variaciones de ozono y la absorción alcanza un valor máximo > 0.75 con un nivel de confianza 0.425 (**Fig. 3.4.2**). El retardo de tiempo para el máximo de la correlación cruzada es un mes, apareciendo antes los cambios de absorción que los cambios de ozono. La **Fig. 3.4.3** muestra los resultados de cálculos similares pero para un período más largo para 4 regiones distintas: Europa Central,

Europa del Sudeste y Europa del Sudoeste. Existe una correlación positiva, alta y significativa para todas las regiones pero el retardo temporal para el máximo de correlación varía de 1 a 3 meses.

Es conveniente evaluar el retardo de tiempo con mayor precisión y emplear para ello, no sólo variaciones mensuales, sino variaciones diarias. La **Fig. 3.4.4** muestra las series temporales de variaciones diarias de absorción y ozono suavizadas por la media móvil con intervalo 31 días y deslizamiento de 1 día. Los coeficientes de correlación máxima significativa (partes inferiores) y los correspondientes retardos de tiempo (partes superiores) calculados para los segmentos con longitud 91 días con intervalo de deslizamiento de 30 días se muestran en las **Fig. 3.4.5a,b**. Durante los meses de invierno (Octubre-Marzo) para ambas regiones predomina una correlación alta y positiva con un retardo de tiempo positivo variable entre 15 y 40 días. Durante los meses de verano, el retardo de tiempo es predominantemente negativo para ambas regiones con la excepción de 1983 para 1412 kHz.

La **Fig. 3.4.6** presenta los espectros de amplitud de la absorción de ondas de radio y las variaciones de ozono calculadas por el método de análisis clásico de periodogramas. La presencia de fluctuaciones periódicas en los parámetros investigados tiene su contrapartida en los máximos en el espectro de amplitudes. Como criterio de significación estadística, se selecciona un nivel de confianza de 0.90, marcado por una línea horizontal en todos los espectros. En la **Fig. 3.4.6** puede verse que hay fluctuaciones periódicas estadísticamente significativas, coincidiendo con el rango periódico de las ondas planetarias (corto período 8-12 días y largo período 24-30 días y mayor). Ha sido posible encontrar períodos similares entre las variaciones de ozono y absorción pero no se ha podido confirmar que ello sea sistemático.

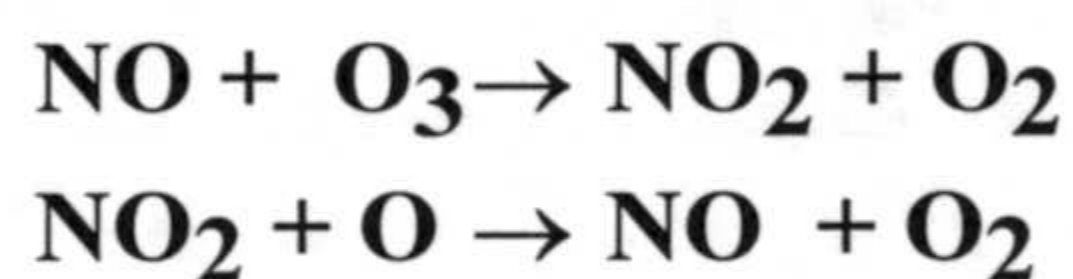
Se han obtenido los espectros de amplitud para los intervalos invernales (del 1 de octubre a 31 de marzo) dentro del intervalo de períodos de 2-30 días. Estos espectros (ejemplos) se muestran en la **Fig. 3.4.7**. Las fluctuaciones de período largo parecen ser más significativas para ambas variaciones, ozono y absorción, si bien no se observa una clara correlación entre los espectros de ambos parámetros en ninguna de las tres Estaciones analizadas.

Se ha intentado demostrar el posible acoplamiento de la estratosfera y la ionosfera inferior. El contenido total de ozono es un valor integrado en una columna para la atmósfera completa, sin embargo la mayor parte de él está localizado en la estratosfera inferior y por lo tanto, puede ser considerado como una medida de los cambios

estratosféricos inferiores, especialmente si los cambios del contenido total de ozono son grandes (Lastovicka y col., 1992). Parece que las correlaciones observadas entre la absorción ionosférica y el contenido total de ozono pueden explicarse parcialmente por el transporte de **NO_x** termosférico a la mesosfera y estratosfera. García (1992) propuso que las variaciones de ozono y absorción de ondas de radio pueden entenderse en términos de la producción de **NO_x** en la baja termosfera y su posterior redistribución por movimientos atmosféricos. El transporte hacia abajo por la circulación meridional media es un poco lento (las velocidades verticales típicas son del orden de 1 cm/s) pero a través del curso de la estación invernal se forma una reserva sustancial de **NO_x** a altas latitudes, donde el **NO_x** es inerte.

Además del transporte por la circulación general, existe la posibilidad del transporte por ondas planetarias (Jones y Avery, 1984; García y col., 1987), lo que podría explicar que se puedan observar concentraciones altas de **NO_x**, incluso en latitudes medias. Las perturbaciones en la concentración del **NO_x** en la mesopausa podrían influir en la estratosfera y en las condiciones químicas en la estratopausa, como están relacionadas con el estado de la termosfera (Brasseur, 1984). Cole (1984), al discutir los posibles efectos de la variabilidad solar en la atmósfera media, ha concluido que el **NO** producido dentro de la termosfera auroral puede difundirse hacia abajo causando grandes cambios en la concentración de ozono.

Danilov (Comunicación Privada, 1993) ha mencionado que si el flujo hacia abajo de **NO_x** penetra sólo hasta las altitudes mesosféricas (50-80 km), donde el ciclo del nitrógeno juega un papel esencial en la destrucción de las moléculas de ozono, la concentración de ozono a esas alturas debería disminuir debido al ciclo catalítico clásico:



En este caso, es difícil esperar alguna respuesta significativa de este proceso sobre el contenido total de ozono, debido a que la concentración del ozono mesosférico es pequeña, si bien, a través de medidas del perfil de ozono vertical sí podría detectarse el agotamiento del [**O₃**] en la mesosfera. Una confirmación de este concepto se ha encontrado durante los eventos PCA (Polar Cap Absorption) en los que protones energéticos, que penetran hasta la mesosfera, producen un exceso de moléculas **NO_x**, observándose un agotamiento del **O₃**.

Si el transporte anteriormente mencionado de **NO_x** es suficientemente fuerte como para aportar moléculas adicionales de **NO_x** a la estratosfera, el efecto sobre el ozono debería ser completamente diferente. Allí las moléculas de **NO_x** disminuyen la intensidad del ciclo de cloro, principalmente debido a la formación del nitrato de hipoclorina vía la reacción:



En este caso, se debería esperar un aumento de la concentración de ozono en la estratosfera y como la concentración del ozono alcanza su máximo en esta región, este aumento repercutirá directamente en el contenido total de ozono.

Como parece deducirse experimentalmente, existe una correlación entre el aumento de absorción por efecto del transporte vertical de **NO_x** hacia la región **D**, y el aumento de **O₃** estratosférico, y ello con un tiempo de retardo de 1 a 2 meses. Así, conociendo la distancia entre ambas regiones (50-60 km aprox.), es posible calcular la velocidad de transporte vertical (hacia abajo), y por lo tanto la correspondiente velocidad vertical del fluido, que experimentalmente se estima entre 1 a 2 cm/s, lo que coincide con las velocidades verticales de viento convencionales establecidas para la atmósfera media.

Debe mencionarse también que recientemente se ha encontrado un comportamiento similar entre el contenido total de ozono, y la absorción de ondas de radio LF y UF, así como el del viento prevalente zonal y meridional en la mesosfera superior (Pancheva y col., 1993). Esto sugiere un acoplamiento entre las condiciones aeronómicas y dinámicas en la atmósfera desde la baja estratosfera a la alta mesosfera. Durante el invierno, la estratosfera y la mesosfera realmente están más asociadas. Algunas diferencias en el carácter de la correlación entre la absorción y el ozono para España, Rep. Checa y Bulgaria observada en nuestra intercomparación están de acuerdo en principio con la diferencia aparente entre la respuesta de la ionosfera inferior en la Europa Central y del Sur a los procesos estratosféricos (Lastovicka y col., 1992).

Finalmente, debe notarse que estos resultados no son directos y deben, en algún sentido, considerarse como preliminares. Son necesarias investigaciones posteriores para verificar los resultados. Asimismo, debe notarse que las diversas y buenas correlaciones encontradas para el período de baja actividad solar de forma general, desaparecieron en el período 1992-93 de alta actividad solar y con un ozono estratosférico perturbado por la explosión del volcán Pinatubo (**Fig. 3.4.8, Fig. 3.4.9**).

CONCLUSIONES

Uno de los principales objetivos de nuestras medidas de absorción en España ha sido el estudio detallado de la absorción invernal, sus variaciones anuales y su dependencia de las condiciones geofísicas, con objeto de localizar y analizar las posibles causas de la anomalía en la absorción de la baja ionosfera.

Los principales resultados obtenidos pueden concretarse en:

1. La monitorización regular a lo largo de un amplio periodo de años (1976-1995) de la absorción de ondas de radio en la baja ionosfera sobre España ha sido realizada con datos de calidad y sobre una base casi continua. En 1991 se introdujo un nuevo sistema digital de medida, registro y proceso controlado por ordenador.

2. Se confirma la influencia de la actividad solar en la región **D** en latitudes medias. La variación de las manchas solares tiene una relación inversamente proporcional con el parámetro de intensidad del campo eléctrico de ondas de radio electromagnéticas en la región **D**, es decir, directamente proporcional a la absorción típica de dicha región. Los coeficientes de correlación son altos y significativos a lo largo del ciclo solar estudiado.

Se ha encontrado que cuando la variabilidad del flujo solar Lyman-alfa está muy bien desarrollada, ésta domina en la variabilidad de la baja ionosfera. La variación más pronunciada Lyman-alfa en una escala de tiempos día-mes es la variación debida a la rotación solar (unos 27 días). Cuando la variabilidad Lyman-alfa se desarrolla escasamente, entonces la variabilidad en la baja ionosfera parece ser dominada por variaciones de origen meteorológico.

3. Se ha descubierto (durante campañas específicas con cohetes y registros desde tierra) que cerca de la frontera donde aparecen los fenómenos de anomalía invernal en absorción, las variaciones de absorción están conectadas con la circulación de la alta estratosfera más que con los calentamientos estratosféricos. Aumentos significativos de la absorción indican el comienzo de una inestabilidad de circulación y el aumento del viento meridional en la alta estratosfera (Sistema de Predicción). La circulación

estratosférica zonal dominante se corresponde con valores "normales" de la absorción, mientras que la temperatura estratosférica no experimenta variación notable durante la anomalía invernal por lo que el sistema de predicciones "Stratalert" tiene grandes limitaciones, no sólo en la zona de El Arenosillo, sino en las latitudes medias en general. En la actualidad, este procedimiento de detección de anomalías atmosféricas por monitorización de la absorción ionosférica está siendo utilizado como complemento del tradicional Stratalert.

4. El análisis comparativo de la circulación estratosférica, temperatura y absorción de ondas de radio en la baja ionosfera, realizada en Europa Central y el Suroeste de España durante algunos años, ha mostrado una clara diferencia entre la respuesta de la baja ionosfera en Europa Central y el Suroeste de España a los calentamientos estratosféricos bien desarrollados. Esta diferencia, posiblemente está causada por la distinta respuesta de la atmósfera media neutra a este evento.

Los periodos de viento meridional estratosférico dominante en el sur de España (mucho menos frecuente en Europa Central) están acompañados de un aumento de la absorción de ondas de radio. Este efecto, cuando aparece, es más débil en Europa Central.

Parece observarse una disminución de la absorción próxima a la aparición del principal máximo del calentamiento en Europa Central y el Sur de Europa, si bien en nuestras latitud aparece más débil y sólo se ha podido establecer de manera tentativa.

5. El análisis de la morfología de la ionosfera durante las Campañas internacionales MAP/WINE y DYANA sobre un amplio sector de Europa, reveló el acoplamiento entre la baja termosfera y la mesosfera sobre grandes áreas. La anomalía invernal en absorción es evidente, presentándose con bruscos desplazamientos del Oeste al Este en el tiempo. Se detectaron calentamientos estratosféricos menores correlacionados con mínimos en la absorción de ondas de radio. Vientos prevalentes del Oeste en la termosfera inferior se asocian con alta absorción (anomalía invernal) y, a la inversa, vientos del Este con calentamientos estratosféricos y baja absorción.

Se encontró de nuevo una diferencia con el comportamiento general entre Europa Central y el Suroeste de Europa. Esto sugiere que, por una parte, el efecto de anomalía invernal, en algunos casos, no tiene como límite Sur aproximado la latitud 40° y, por otra, que la detección de la anomalía invernal es dependiente de la radiofrecuencia de transmisión o altura de reflexión de la onda.

6. Se ha determinado con mayor precisión que en estudios anteriores, la dirección y velocidad de la deriva de las irregularidades de gran escala en la concentración de electrones en la región **D**, así como el "tiempo característico" de su formación y destrucción. Se encontró que hay fluctuaciones con un periodo alrededor 10-15 días y que su velocidad de deriva depende de la dinámica de la estratosfera y baja termosfera.

7. Sobre la base del análisis conjunto de datos ionosféricos para la ionosfera superior e inferior sobre Europa, se ha demostrado que las fluctuaciones de cuasi- 2 días tienen un carácter global, no sólo en el viento neutro de la mesosfera y baja termosfera, sino también en la baja y alta ionosfera. La aparición de estas fluctuaciones en la densidad de electrones de la región **D** está conectada, probablemente, con la redistribución de algunos constituyentes atmosféricos, importantes para los procesos de ionización debido al transporte vertical por ondas planetarias.

8. Sobre la base de una estadística significativa, se han investigado las fluctuaciones cuasiperiódicas en la absorción ionosférica en relación con la actividad de ondas planetarias en la estratosfera.

Se ha encontrado que las fluctuaciones de corto periodo (5-7 días) en la baja ionosfera están asociadas con el aumento de la actividad de la onda planetaria de n° de onda zonal **dos** en la estratosfera (30 hPa), mientras que las fluctuaciones de mayor periodo (10.5 - 13 días) en absorción parecen estar asociadas con aumentos de la actividad de la onda planetaria de n° de onda zonal **uno**.

9. Se han encontrado periodos significativos de correlación positiva entre las variaciones de la absorción de ondas de radio y el contenido total de ozono, lo que puede interpretarse como una consecuencia del transporte vertical de los gases traza, y que juegan un papel importante en la química neutra e ionizada de la región ionosférica **D** y la química del ozono.

REFERENCIAS

- Alberca L.F., Apostolov E., Bonchev G., Gil M., Kazimirovsky E.S., Lastovicka J. and de la Morena. B.A.
The possible coupling of the stratosphere lower ionosphere at middle latitudes.
30th COSPAR Meeting, Hamburg
1994
Aceptado para su publicación en *Advances in Space Research*.
- Alberca L.F., Kazimirovsky S.S., de la Morena B.A. and Vilaplana J.M.
To the applicability of f_{min} parameter for the study of radiowave absorption in the lower ionosphere.
Enviado para su publicación a la *Revista Anali di Geofisica*
1995
- Almond R.
Techniques of temperature and wind sounding with the Skua meteorological rocket.
Meteorological Magazine, vol. 94
1965
- Andrews D.G., Holton J.R. and Leovy C.B.
Middle atmosphere dynamics.
Int. Geophys. Ser., vol. 40, Academic Pres., New York, 1987
1987
- Apostolov E.M., Lastovicka J., Alberca L.F., Pancheva D., and de la Morena B.A.
Further spectral studies and investigations of quasi-periodic variations.
V Workshop PRIME, vol 2, 191-198 Graz, Austria
1993
- Apostolov E. and Letfus V.
Spectral Analysis of the time variations of Solar X-rays in the 1-8nm and 8-20nm region.
Bull. Astr. Inst. Czechosl., 26, 193
1975
- Azcarraga A., Sanchez L. and Widdel H.U.
Measured wind oscillations at mesospheric levels.
Paper to XIII Plenary Meeting COSPAR, *Space Res. X*, 174
1970
- Azcarraga A y Sanchez L.
Sondeos Meteorológicos con cohete en España.
Revista ingenieria aeronautica y astronómica, Nov-Dic, 31-36
1968

- Azcarraga A. y Cisneros J.M.
La circulación en la alta estratosfera y sus situaciones.
Reunión anual del EXAMENET, Buenos Aires
1979

- Baker K.D., Nagy A.F., Olsen R.D., Oran E.S., Randhawa J., Strobel D.F. and
TohmaTsu T.
Measurement of the nitric oxide altitude distribution in the mid-latitude mesosphere.
J. Geophys. Res., 82, 3281
1977

- Barnett J.J. and Labitzke K.
Climatological distribution of planetary waves in the middle atmosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 10, 3240-3245
1990

- Bauer S.J.
Correlations between tropospheric and ionospheric parameters.
Geophys. Pure e Appl., 40, 235-240
1958

- Becker U, Bäte J., Papanikas G.D., Friedrich V.H., Offermann D., Loidl A.,
Schwentek H. and Thrane E.V.
Density of temperature profiles measured in the mesosphere and lower
thermosphere during winter anomaly conditions.
J. Atmos. Terr. Phys., 41, 1075-1084
1979

- Bhartia P.K., Klenk K.F., Wong C.K., Gordon D. and Fleig A.J.
Intercomparison of the NIMBUS 7 SBUV/TOMS Total Ozone Data Sets with Dobson
and M83 Results.
J. Geophys. Res., 89, 5239
1984

- Bittner M., Offermann D., Bugaeva I.V., Kokin G.A., Kosheikov J.P., Krivolutsky
D.A., Tarasenko D.A., Gil M., Hauchecorne F.J., Lübken F.J., de la Morena B.A.,
Mourier A., Nakame H., Oyama K.I., Schmidlin F.J., Soule I., Thomas L. and
Tsuda T.
Long period-Large Scale Oscillations of temperature during the DYANA Campaign.
Jl Atmos. Terr. Phys, 56, 1947-1963
1994

- Blackman J. and Tukey J.
The Measurements of Power Spectra.
Dover, New York
1958

- Bloomfield P.
Fourier Analysis of Time Series; An Introduction
J. Wiley and Sons, New York
1976

- Bowhill S.A.
Interactions between the stratosphere and ionosphere.
Annals of the IQSY, vol. 5, 83-95
1969

- Brasseur G.
Coupling between the thermosphere and the stratosphere: the role of nitric oxide.
MAP Handbook, 10, 116
1984

- Brasseur G.
Mesospheric ozone variation caused by gravity waves.
Nature, 313, 270
1985

- Brasseur G. and Solomon S.
Aeronomy of the Middle Atmosphere. Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere.
Reidel Publ. Co.
1984

- Braun W. and Dütsch H.U.
Observation of strong ozone variations during a prestage of the sudden stratospheric warming in January-February 1979.
Atmospheric ozone, D.Reidel, Dordrecht, 594-599
1985

- Bremer J.
The influence of IMF on the lower ionosphere plasma in high and middle latitudes.
MAP Handbook, 29, 196-202
1989

- Brown G. and Williams D.C.
Pressure variations in the stratosphere and ionosphere
J. Atmos. Terr. Phys., 33, 1321-1328
1971

- Brown G. and John J.
Vertical Penetration of Planetary Waves into the Lower Ionosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 41, 379-386
1979

- Cardus J.O. y Alberca L.F.
Control estacional y por el ciclo solar de las capas ionosféricas F1 y E1.
II Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid-España, 1299-1316
1976
- Cavalieri D. and Deland R.
Travelling Planetary Scale Waves in the Ionosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 37, 297-310
1975
- CIRA
COSPAR International reference Atmosphere.
Advances in Space Research, 1990, v.10, N 12
1986
- Cisneros J.M.
A prediction of the phenomena that take place during so called "sudden warmings"
Space Research XIII, 181
1973
- Clark P.
Meteor wind measurements at Durham New Hampshire (43° N, 71° W).
J. Atmos. Terr. Phys., 32, 1689-1693
1976
- Cole K.D.
Possible effects of solar variability on the middle atmosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 46, 721-726
1984
- Craig R.L., Vincent R.A., Kingsley S.P. and Muller H.G.
Simultaneous observations of the quasi-two-day wave in the northern and southern hemisphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 45, 539-541
1983
- Chamberlain J.W. and Hunten D.M.
Theory of Planetary Atmospheres. An introduction to their physics and chemistry.
Academic Press., Inc.
1987
- Chanin M.L., Hauchecorne A and Jurant P.
Recent temperature and wave propagation results between 30 and 100 km obtained by Lidar Techniques.
Vth ESA-PAC, 14-18, (ESA SP-152), Bouernemouth (U.K.)
1980

- Chanin M.L. and Hauchecorne A.
New developments in Lidar techniques to study the middle atmosphere dynamics and structure.
ESA SP-317, Cannes
1991

- Chapman S. and Lindzen R.S.
Atmos. Tides
D. Reidel, Dordrecht, Holland
1970

- Charney J.G. and Drazin P.G.
Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the lower into the upper atmosphere.
J. Geophys. Res., 66, 83-109
1961

- Danilov A.D.
General overview of the solar activity effects on the lower ionosphere.
MAP Handbook, 29, 183-191
1989

- Danilov A.D.
Private communication.
1993

- Danilov A.D., Gil M., Kazimirovsky E. and de la Morena B.A.,
To the variation of the total ozone content over the mountains.
Aceptada para su publicación en Geomagnetism and Aeronomy
1994

- Danilov A.D. and Ledomsckaya S.Yu
Winter anomaly in D-region.
Geomagnetism and Aeronomy, 19, 961-980
1979

- de la Morena B.A. y Cisneros J.M.
Discrepancias entre cohetes y satélites, calentamientos súbitos estratosféricos.
II Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, 2, 943-961
1976

- de la Morena B.A.
Estudio del curso de evolución del viento y temperatura a niveles estratosféricos y de la absorción ionosférica en la capa D durante las anomalías invernales 1975/76, 1976/77 y 1977/78.
III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, 3, 1113-1133
1979

- de la Morena B.A.
Influencia de las manchas solares en la región ionosférica D.
Unión Radio Científica Internacional, Madrid 1980, 382-386
1980
- de la Morena B.A.
Posible sistema de predicción del calentamiento súbito invernal
IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Zaragoza, 1, 1053-1074
1981
- de la Morena B.A.
The solar activity effects on the lower ionosphere.
Symposium European Geophysical Society, Leeds, U.K.
1982
- de la Morena B.A.
Sistema de predicción de cambios circulatorios estratosféricos invernales en latitudes medias
V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid
1983
- de la Morena B.A.
Abnormal circulation changes in the winter stratosphere, detected through variations of D-region ionospheric absorption.
MAP Handbook, 10, 45-52
1984 a)
- de la Morena B.A.
The winter anomaly in "El Arenosillo" range.
Paper A.1.5.7 to 25th COSPAR, Graz.
1984 b)
- de la Morena, B.A.
Interacción Estratosfera-Baja Ionosfera.
VI Asamblea Nacional Geodésia y Geofísica, Madrid
1988
- de la Morena B.A., Lastovicka J., Rapoport Z. and Alberca L.F.
The 27-day versus 13.5-day variations in the Solar Lyman-alpha Radiation and the radio wave absorption in the lower ionosphere over Europe.
MAP Handbook, 29, 215-218
1989
- de la Morena B.A. y Alberca L.F.
Proyecto COST-238 (PRIME).
2º Congreso INTA, Madrid,
1991a

- de la Morena B.A., Caballero F. and Gimenez A.
Coupling stratosphere-lower ionosphere at middle latitude.
10th ESA SP 317, 419-422
1991b

- de la Morena B.A., Alberca L.F., Solé J.G., Vilaplana J.M. and Kazimirovsky E.
Correlation in foF2 and M(3000)F2 variations in South West Europe.
COST 238 - PRIME Workshop, El Arenosillo-Huelva
Aceptada para su publicación en Annali di Geofisica
1994

- de la Morena B.A. and Kazimirovsky E.
Investigation of the stratosphere-Lower thermosphere coupling in South-West Spain.
STEP GBRSC News, v. 4, N 2, September, 1994
1994

- de la Morena B.A. and Kazimirovsky E.
The upper atmosphere research in El Arenosillo during 1976-1994.
Libro en preparación
1995

- Dickinson R.E.
Planetary Rossby waves propagation vertically through weak westerly wind wave
guides.
J. Atmos. Sci., 25, 984-1002
1968

- Dickinson R.E.
Energetics of the stratosphere
J. Atmos. Terr. Phys., 37, 855-864
1976

- Dobson G.M.B.
Proc. Roy. Soc, 148, 601
1935

- Ebel A., Hass H. and Jakobs H.J.
Planetary wave dynamics in the mesosphere and lower thermosphere.
Adv. Space Res., v.12, N 10, 17-25
1992

- Eliassen A. and Palm E.
On the transfer of energy in stationary mountain waves.
Geophys. Publ., v. 22, N 3, 1-23
1961

- Forbes J.M.
Atmos. tides 1. Model description and results for the solar diurnal component.
J. Geophys. Res., 87, 5222-5240
1982a
- Forbes J.M.
Atmos. tides 2. The semidiurnal component.
J. Geophys. Res., 87, 5241-5252
1982b
- Forbes J.M.
Middle atmosphere tides.
J. Atmos. Terr. Phys., 46, 1049-1067
1984
- Forbes J.M.
Atmos. tides between 80 km and 120 km.
Adv. Space Res., 10, 127-140
1990
- Forbes J.M. and Garrett H.B.
Theoretical studies of Atmos. tides.
Rev. Geophys. Space Phys., 17, 1951-1981
1979
- Forbes and Groves G.V.
Atmos. tides below 80 km.
Adv. Space Res., v.10, N 12, 119-125
1990
- Fraser G.T. and Thorpe M.R.
Experimental investigation of ionospheric/stratospheric coupling in southern mid-latitudes. Spectra and cross-spectra of stratospheric temperatures and the ionospheric f-min parameter.
J. Atmos. Terr. Phys., vol.38, p.1003-1011
1976 a)
- Fraser G.T. and Wratt D.S.
Experimental investigation of ionospheric/stratospheric coupling in southern mid-latitudes. Comparison of mesospheric electron densities and drifts with stratospheric temperatures and winds
J. Atmos. Terr. Phys., vol.38, p.1013-1016
1976 b)

- Fukuyama K.
Airglow variations and dynamics in the lower thermosphere and upper mesosphere.
III. Variations during stratospheric warmings events.
J. Atmos. Terr. Phys., 39, 317-322
1977
- Galdon E.
Estudio de la ionosfera por sondeos de incidencia vertical.
Miscelaneas Observatorio del Ebro, nº 19,
1960
- García R.R.
Transport of thermospheric NO_x to the stratosphere and mesosphere.
Adv. Space. Res., v.12, N 10, 57-66
1992
- García R.R. and Solomon S.
A numerical model of the zonally-averaged dynamical and chemical structure of
the middle atmosphere.
J. Geophys. Res., 88, 1379-1400
1983
- García R.R. and Solomon S.
The effect of breaking gravity waves on the dynamics and chemical composition of
the mesosphere and lower thermosphere.
J. Geophys. Res., 90, 3850
1985
- García R.R., Solomon S., Avery S.K. and Reid G.C.
Transport of nitric oxide and the D-region winter anomaly.
J. Geophys. Res., 92, 977
1987
- Gavrilov N.M.
Internal gravity waves in the mesopause region: hydrodynamical sources and
climatological patterns.
Adv. Space Res., v.12, N 10, 113-121
1992
- Geisler J.E. and Dickinson E.R.
Vertical motions and nitric oxide in the upper mesosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 30, 1505-1521
1968
- Geller M.A.
Extratropical planetary waves and their effects on the middle atmosphere.
MAP Handbook, 2, 61-72
1981

- Glass M., Felous L., Masseur M., Spizzichino A., Lysenko I. and Portnjagin Yu.
Comparison and interpretation of the results of simultaneous wind measurements
in the lower thermosphere at Garchy (France) y Obninsk (USSR) by meteor radar
technique.
J. Atmos. Terr. Phys., 37, 1077-1087
1975

- Gossard E.E. and Hook W.H.
Waves in the atmosphere.
Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York.
1976

- Gregory J.B. and Manson A.H.
Seasonal variations of electron densities below 100 km at mid-latitudes.
Electron densities and Atmos. circulation
J. Atmos. Terr. Phys., 31, p.703-729
1969

- Gregory J.B. and Manson A.H.
Radiation temperatures and electron density.
J. Atmos. Terr. Phys., 37, 645-653
1975

- Greisiger K.M., Portnyagin Yu.I. and Lyssenko I.A.
Large-scale winter-time disturbances in meteor zone and their connection with
processes in the stratosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., vol.46, 389-394
1984

- Hargreaves J.K.
The solar-Terr. environment. An introduction to geospace-the science of
the Terr. upper atmosphere, ionosphere and magnetosphere.
Cambridge University Press, Cambridge
1992

- Hauchecorne A. and Chanin M.L.
A mid-latitude ground based lidar study of stratospheric warmings and planetary wave
propagation
J. Atmos. Terr. Phys., 44, 577-583
1982

- Heaps M.G. and Heimerl, J.M.
The quiet midlatitude D region: a comparison between modeling efforts and
experimental measurements.
J. Atmos. Terr. Phys., 42, 733-742
1980

- Hines C.O.
The upper atmosphere in motion.
Hefferman Press., Worcester, MA, USA.
1974

- Hirota I.
Excitation of Planetary Rossby Waves in the Winter Stratosphere by Periodic Forcing.
J. Met. Soc. Japan, 49, 439
1971

- Hirota I.
Climatology of gravity waves in the middle atmosphere
J. Met. Soc. Japan, 46, 767-774
1984

- Hirota Y and Hirooka T
Normal Mode Rossby waves observed in the upper stratosphere. Part Y. First simetric modes of zonal wavw numbers 1 and 2.
J. Atmos. Sci., 41, 1253-1267
1984

- Holton J.R.
An introduction to dynamical meteorology.
Acad. Press., New York, USA
1972

- Ivanovsky A., Kirushov B. and Pogoreltsev A.
Development of the hypotheses of the coupling mechanism of the mesosphere and lower thereosphere with upper layers and lower ones.
Adv. Space. Res., v.12, N 10, 37-43
1992

- Jones G.A. and Avery S.K.
The transport of nitric oxide by the mean circulation and planetary waves.
J. Atmos. Sci., 41, 2756
1984

- Kalchenko B. and Bulgakov S.
Periodical wind component in lower thermosphere over equator.
Geom. Aeron., 13, 955-956
1973

- Kawahira K.
Dynamical influence of planetary waves on nitric oxide variations in the D-region.
J. Atmos. Terr. Phys., 46, 321-333
1984

- Kazimirovsky E.S. and Kokourov V.D.
The tropospheric and stratospheric effects in the ionosphere.
J. Geom. Geoelectr., v. 43, Suppl., Part I, 551-562
1991

- Kazimirovsky E.S., Vergasova G.V., Khachikjan G.Y and Rudina M.P.
Meteorological effects in the variations of ionospheric parameters. The
lower thermosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 44, 913
1982

- Keating G.M., Pitts M.C. and Young D.F.
Ozone reference models for the middle atmosphere.
Adv. Space Res., v.10, N 12, 317
1990

- Kelley M.
The Earth's Ionosphere. Plasma Physics and Electrodynamics.
Int. Geophys. Ser., v.43, Academic Press, New York
1989

- Kopecky M. and Kuklin G.V.
11-year variation of the mean prolongation of the sunspot life .
Investig. Geomagn. Aeron. solar phys., 2, 167 - In russian
1971

- Koshelkov Y.P., Offermann D., Bittner M., Bugaeva J.V., Boutko A.I., Takharov
G.R., Kokin G.A., Perov S.P., Tarasenko D.A., Toulinov G.F., Chanin M.L.,
Hancheorne A., Soule I., Subbaraya B.H., Gil M., de la Morena B.A., Schmidlin
F.J., Oyama .K.I., and Thomas L.
Basic features of large-scale processes in the middle atmosphere during DYANA.
J. Atmos. Terr. Phys, 56, 1659-1675
1994

- Krassovsky V.I.
Internal gravity waves near the mesopause and the hydroxyl emission.
Ann. Geophys., 33, 347-352
1977

- Labitzke K.
On the Interannual Variability of the Middle Stratosphere during the Northern
Winters.
J. Met. Soc., Japan, 60, 124
1982

- Labitzke K. and Barnett J.J.
Global time and Space Changes of Satellite Radiances Received from the Stratosphere and Lower Mesosphere.
J. Geophys. Res., 78, 483-496
1973
- Labitzke K., Lenschow R., Naujokat B. and Petzold K.
Report on the winter 1984/85. The third winter of MAP Dynamics.
MAP Newsletter, March 1
1985
- Labitzke K., Naujokat B. and Barnett J.J.
Interannual variability.
Adv. Space Res., v.10, N 12, 163-184
1990
- Labitzke K., Naujokat B., Lenschow R., Petzoldt K. and O'Neil A.
The second Winter of MAP-DYNAMICS 1983/84: The Winter of MAP-WINE.
Met. Abh. Inst. Met. Berl. Ser. B 43
1984
- Labitzke K., Naujokat B., Lenschow R., Petzoldt K., Rajewski B. and Wohlfart R.
The Third Winter of MAP-DYNAMICS, 1984/85; A Winter with an Extremely Intense and Early Major Warming.
Beilage zur Berliner Wetterkarte, SO24/85, Berlin.
1985
- Labitzke K., Petzoldt K. and Schwentek H.
Planetary waves in the strato-mesosphere during the Western European Winter Anomaly Campaign 1976/76 and their relation to ionospheric absorption.
J. Atmos. Terr. Phys., 41, 1149-1162
1979
- Lastovicka J.
A3 ionospheric absorption measurements at 1538 kHz. First results.
Studia Geoph. et Geod., 22, 390/401
1978
- Lastovicka J.
Winter anomaly studies in Czechoslovakia (A review).
Bulgarian Geophysical Journal, 9, 17-26
1983
- Lastovicka J.
The winter anomaly and the sudden stratospheric warmings
J. Geom. Aeronom., 24, 592-597
1984

- Lastovicka J., Boska J., Rapoport Z. Ts. and Weiss J.
Some significant ionospheric effects observed during the period of high solar activity of
april and may 1981 I.sid events.
Physica Solariterr, Postdam, N21, 85-91
1983

- Lastovicka J., Entzian G., Taubenhein J., Rapoport Z. Ts. and de la Morena B.A.
Midlatitude lower ionosphere in the MAP/WINE winter of 1983/84.
Paper 11.09.25, 5th IAGA, Prague
1985

- Lastovicka J. and de la Morena, B.A.
The response of the lower ionosphere in Central y Southern Europe to
anomalous stratospheric conditions.
Physica Scripta, 35, 902-905
1987

- Lastovicka J. and Pancheva D.
Changes of characteristics of planetary waves at 80-100 km over Central and
Southern Europe since 1980.
Adv. Space Res., v.11, N 3, 31-34
1991

- Lastovicka J. and Svoboda K.
On the correlation of the midlatitude lower ionosphere with solar and
meteorological parameters during the MAP/WINE winter of 1983/84.
Physica Scripta, 35, 906
1987

- Lastovicka J. and Triska P.
On the variability of radio wave absorption in Central Europe in PMP-1 winters.
Paper STP IV, 2.8., 5th Int. Symp. on Solar-Terr. Phys., Ottawa
1982

- Lastovicka J. and Madera Z.
A3 ionospheric absorption measurements on 1.539 KHz. at Panska Ves.
Studia geoph. et geodetica, 26
1982

- Lastovicka J., Bremer J. and Gil. M.
Ozone response to major geomagnetic storms.
Ann. Geophys., 10, 683
1992

- Lastovicka J., Ebel A. and Ondraskova A.
On the transformation of planetary waves of tropospheric origin into waves in radio wave absorption in the lower ionosphere.
Studia Geoph. Geodet., 38, 71-81
1993

- Lastovicka J., Alberca L., Benediktov E.A., Boska J., Bremer J., Entzian G., Fiser V., Jodogne J.C., Kuyazev A.K., Marcz F., de la Morena B.A., Mukhtarov PL., Ogawa T., Pancheva D., Ranta H., Rapoport Z. and Nianlu X.
Lower ionosphere at middle latitudes: it's morphology and response to meteorological and solar Terr. activity during DYANA campaign 1990.
J. Atmos.Terr.Phys., 56, 1947-1963
1994

- Lauter E.A.
Mesospheric properties as seen from D-region electron density behaviour.
Zeitschrift für Meteorologie, Heft 3-8, Band 24, 65-79
1974

- Lauter E.A., Bremer J., Graje A., Deters Y. and Evers K.
The post-storms ionization enhancements in the mid-latitude D region and related electron precipitation from the magnetosphere.
HHI-STP. Report n° 9., Zentral Inst.Solar Terr. Physik, Berlin
1977

- Lauter E.A., Sprenger K. and Entzian G.
The lower ionosphere in winter.Stratospheric circulation.
Acad. Press. p. 401-438
1969

- Lauter E.A. and Wagner C-U
High-energy particle effects in the D-region during and after geomagnetic storms.
MAP Handbook, 10, 192
1984

- Luzov A.A., Pezemsky A. and Kuklin G.V.
The investigation of periodic variations of cosmic ray intensity by frequency filtration.
Geomag. and Aeronomie, 5, 392-398
1965

- Manson A. and Meek C.
Comparison between Primsrose Lake (54° N-110°W), Rocob winds (20-60 km) and Saskatoon (52° N-107° W), M.F. Radar winds (60-110 km): 1978-1982.
XXV COSPAR, Doc. A-1-5.4
1984

- Manson A., Meek C. and Gregory J.
Winds and Waves (10 min-30 days) in the Mesosphere y Lower Thermosphere at Saskatoon during the Year October 1979 to July 1980.
J. Geophys. Res., 86, 9615
1981

- Manson A., Meek C.E., Teitelbaum H., Schminder R., Krrshner D., Smit M.J., Fraser G.J. and Clark R.R.,
Climatologies of semidiurnal and diurnal tides in the middle atmosphere (70-110 km) at middle latitudes (40°-55°)
J. Atmos. Terr. Phys., 51, 579-594
1989

- Manson A., Meek C.E., Schminder R., Kürschner D., Clark R.R., Müller H.G., Vincent R.A., Phillips A., Fraser G.J., Singer W., and Kazimirovsky E.
Tidal winds from the MLT global radar network during the first LTCS campaign. September 1987
J. Atmos. Terr. Phys., 52, 175-183
1990

- März F.
Quasi-periodic variations of ionosphere absorption with characteristic change during solar cycle.
Acta Geod. Geoph. Mont., Hungary, 14, 227
1979

- MaTsuno T.
Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter northern hemisphere.
J. Atmos. Sci., 27, 871-883
1970

- MaTsuno T.
A dynamical model of the stratospheric sudden warming.
J. Atmos. Sci., 28, 1479-1494
1971

- McInturff R.M.
Stratospheric warmings: Synoptic, Dynamic and General Circulation aspects.
NASA Publ. n°1017, p.166
1978

- Miyahara S. and Forbes J.
Tide/Gravity wave/mean flow interactions in the mesosphere and lower thermosphere.
Adv. Space Res., v.12, N 10, 10-16
1992

- Muller H.G.
Long Period meteor wind oscillations.
Phil. Trans. Roy. Soc., 271A, 585-598
1972

- Muller H.G. and Nelson L.
A travelling quasi-two-day wave in the meteor region.
J. Atmos. Terr. Phys., 40, 761-766
1978

- Muraoka Y., Petzoldt K. and Labitzke K.
The Role of Atmos. Planetary-Scale Waves in the D-region Winter Anomaly.
J. Geophys. Res., 91, 329-358
1986

- Myrabo H.K. and Deehr C.S.
Polar cap OH airglow rotational temperatures at the mesopause during a
stratospheric warming effect.
Planet. Space Sci., 32, 853-857
1984

- Naujokat B. and Labitzke K.
Collection of reports on the stratospheric circulation during the winters 1974/75-
1991/92,
SCOSTEP Secretariat, University of Illinois, USA
1993

- Nestorov G.
Scale y drift of ionospheric absorption anomalies in Europe during winter
1976/76.
Bulg. Geophys. J., 7, 32-43
1981

- Nestorov G., Todorova M. and Pancheva D.
The drift of the extreme absorption anomalies below the turbopause.
Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 40, 43
1987

- Nian Lu X.
The roles of Planetary Waves in the Winter Anomaly.
MAP Handbook Assembly, KYOTO
1984

- Nian Lu X., Xianling L. and Xunjie Z.
The characteristics of the winter absorption of the radio wave of the ionosphere
at the lower latitude and the mesospheric atmosphere dynamics
Journal of Wuhan University, n°4 (Natural Science Edition)
1985

- Nian Lu X., Xun J.Z. and Xian L.C.
The stratospheric warming and radio wave absorption of the ionosphere over lower latitude during winter.
International Symposium on Space Physics, Beijing, China
1986

- Offermann D.
A study of the D-region winter anomaly
J. Geophys. Res., 44, 1-14
1977

- Offermann D.
Recent advances in the study of the D-region winter anomaly.
J. Atmos. Terr. Phys., 41, 735-752
1979

- Offermann D., Curtis P., Cisneros J.M., Satrustegui J.M., Lauche H., Rose G. and Petzoldt K.
Atmospheric temperature structure during the Western European winter anomaly Campaign 1975/76.
J. Atmos. Terr. Phys., 41, 1051-1062
1979

- Offerman D., Brukelmam H., Barnett J., Labitzke K., Torkar K. and Widdel H.
A scale analysis of the D-region winter anomaly.
J. Geophys. Res., 87, 8286-8306
1982

- Offermann D., Gerndt R., Kuechler R., Baker K., Pendelton W.R., Meyer W., von Zahn U., Philbrick R. and Schmidlin F.
Mean state and long term variations of temperature in the winter middle atmosphere above northern Scandinavia.
J. Atmos. Terr. Phys., 49, 655-674
1987

- Offerman D.
DYANA Project Survey
STEP GBRSC-News, v.2, N1, 7-26
1992

- Pancheva D.
Travelling quasi-two-day fluctuations in the summer F-region.
Comp. Rendus Acad. Bulg. Sci., 41, N 11
1988

- Pancheva D., Apostolov E., Lastovicka J., and Boska J.
Long-period fluctuations of meteorological origin observed in the lower ionosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 51, 381-388
1989 a)
- Pancheva D. and Lastovicka J.
Solar or meteorological control of lower ionospheric fluctuations (2-15 y 27 days) in middle latitudes.
MAP Handbook, 29, 210-214
1989
- Pancheva D., Lastovicka J. and de la Morena B.A.
Quasi periodoc fluctuations ionospheric absorption in relation to planetary activity in the stratosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 53, 1151-1155
1991a
- Pancheva D., Alberca L.F. and de la Morena B.A.
Quasi-two-day variations observed in the lower and upper ionosphere over Europe.
Bulg. Geophys. J., 17, N 4, 24-32
1991b
- Pancheva D., Alberca L.F. and de la Morena B.A.
Simultaneous observation of the quasi-two-day variations in the lower y upper ionosphere over Europe.
J. Atmos. Terr. Phys., 56, 43-50
1994
- Pancheva D., Anufriev E. and Apostolov E.
Quasi-two-day variations, registred in the variations of long radio waves ionospheric absorption in August 1980.
IV Symposium Cosmical Meteorology Proceedings, Gidrometeo-izdat, Moscow
1987e
- Pancheva D. and Apostolov E.
Stratospheric warmings and transient planetary waves.
Paper II.02.IO. 5th Sci. Ass.IAGA/IAMAP, Prague
1985
- Pancheva D. and Apostolov E.
Long-period Fluctuations in Ionospheric Absorption Observed during the Winter Season 1984/85.
Space. Res. in Bulgaria, N 7
1987a

- Pancheva D. and Apostolov E.
Planetary wave propagation velocity from the registration of ionospheric absorption of long radiowaves.
Bulg. Geophys. J., 10, 2
1987b

- Pancheva D., Apostolov E., Nestorov G. and Lastovicka J.
Long-period Fluctuations Observed in the Ionospheric Absorption Variations.
Studia Geoph. et Geod., 31, 301
1987c

- Pancheva D., Apostolov E., Lastovicka J. and Boska J.
Long-period Fluctuations Observed in the Ionospheric Absorption.
Paper M3-PI5, XIX Gen. Ass. IUGG, Vancouver
1987d

- Pancheva D. and Lysenko I.
Quasi-two-day fluctuations observed in the summer F-region electron maximum.
Bulg. Geophys. J., 14, N 2
1988

- Pancheva D., Mukhtarov Pl. and Todorova M.
Simultaneous observations of quasi-periodic fluctuations in the TCO, mesospheric neutral wind and ionospheric absorption.
Bulg. Geophys. J., 18, N 4
1993

- Pancheva D., Nestorov G. de la Morena B.A. and Boscka J.
Long-period fluctuations in ionospheric absorption and their relation with the planetary activity in the stratosphere.
Studia Geoph. y Geodet., 33, 81-96
1989 b)

- Pancheva D., Schminder R. and Lastovicka J.
27-day fluctuations in the ionospheric D region.
J. Atmos. Terr. Phys., 53, 1145-1150
1991c

- Pancheva D., Todorova M. and de la Morena B.A.
Drift of inhomogeneities in the lower ionosphere above Europe the 1983/84 and 1984/85 winter periods.
Comptes rendus de l'Academie Bulgare des Sciencies, Tome 42, N10, 27-30
1989 b)

- Panofsky H.A. and Brien G.W.
Some applications of statistics to meteorology.
University Park. Pa. USA
1958

- Petzoldt K., Lenschow R., Hauchecorne A., Kokin G., Meyer W., O'Neill, Philbrick C., Schmidlin F. and Thomas R.
Large-Scale Structure of the Stratosphere and the Lower Mesosphere (20-60 km) over the Northern Hemisphere during the MAP/WINE Campaign.
J. Atmos. Terr. Phys., 49, 621-637
1987
- Plumb R.A.
Baroclinic instability of the summer mesosphere: A mechanism for the quasi-two-day wave.
J. Atmos. Sci., 40, 262-270
1983
- Pogoreltsev A.J. and Suchanova S.A.
Simulation of the global structure of stationary planetary waves in the mesosphere and lower themosphere.
J. Atmos. Terr. Phys., 55, 33-40
1993
- Rawer K. (editor)
Manual on Ionospheric Absorption Measurements.
Report UAG-57, World Data Center A for STP, USA
1976
- Rees D., Scoot D., Cisneros J.M., Satrustegui J.M., Widdel H. and Rose G.
Relationship between the local dynamical structure of the atmosphere and ionospheric absorption during the western european winter anomaly campaign 1976-76.
J. Atmos. Terr. Phys., 41, 1063-1074
1979
- Rees M.
Physics y chemistry of the upper atmosphere.
Cambridge University Press, Cambridge
1989
- Rishbeth H. and Garriott O.K.
Introduction to Ionospheric Phys.
Int. Geophys. Ser., v.14, Academic Press., New York
1969
- Rodrigo R., López Moreno J.J., López-Puertas M. and Molina A.
Analysis of OI-557.7 nm, NaD, OH (6-2) and $O_2 (^1 \sum_g^+)$ (0-1) nightglow emissions from ground-based observations.
J. Atmos. Terr. Phys., 47, 1099-1110
1985

- Rogers C.D. and Prata A.J.
Evidence for travelling two day wave in the middle atmosphere.
J. Geophys. Res., 86, 9661-9664
1981

- Roper R.G.
Radio meteor wind measured over Atlanta (34° N, 84° W), August, 1974-Dec, 1977.
Georgia Institute of Technology, Final Technical Report n° E-16-668
1978

- Rose G., Schobert W., Weber J., Widdel H. and Galdon E.
Ergebnisse von Budenmessuggen der Kurzwellen absorption in Spanien
Kleinhaubacher Berrehte 14, 239-246
1971

- Rose G.
A survey of experimental D region data obtained between 1976 y 1976.
MAX Plank Institute für Aeronomie, Lindau (documento interno)
1976

- Rose G., Widdel H., Azcarraga A. and Sanchez L.
A payload for small sounding rockets for wind finding and density measurements
in the height region between 45 y 75 km.
Phil. Trans. Roy. Soc. London, A271, 509-528
1972

- Rose G. and Widel H.
Experimental results of radio wave absorption measurements in Southwest Europe.
Edited by K. Rawer. Akademie-Verlag, p.p. 331/339, Berlin
1974

- Rose G. and Widdel, H.
D region radio wave propagation experiments their significance and results
during the Western European winter anomaly campaign 1975/1976.
J. Geophys Res. 44, 15/26
1977

- Rüster R., Czechowsky P., Schmidt G. and Labitzke K.
VHF radar observations in the stratosphere and mesosphere during a stratospheric
warmings.
J. Atmos. Terres. Phys., 45, 161-168
1983

- Salby M.L.
The two day wave in the middle atmosphere: Observation and theory.
J. Geophys. Res., 86, 9654-9660
1981

- Salby M.L.
Survey of planetary-scale travelling waves: the state of theory and observations.
Rev. Geophys. Space Phys., 22, 209-236
1984

- Salby M.L. and Roper R.
Long-period oscillations in the meteor region.
J. Atmos. Sci., 37, 237-244
1980

- Sato T.
Morphological features of the winter anomaly in ionospheric absorption of radio-waves at middle latitudes.
J. Atmos. Terr. Phys., 33, 1467-1475
1980

- Sato T.
Morphological features of the winter anomaly in ionospheric absorption of radio-waves at middle latitudes.
J. Geophys. Res., 85, 197-209
1980

- Satrustegui J.M.
Evaluación del Sistema Meteorológico instrumentado Loki-Dart
Reunión Anual de EXAMENET, Buenos Aires . (Documento interno INTA)
1972

- Scherhag R.
Die explosionsartige Stratosphärenwärmung des Spätwinters 1951/52
Ber.d.DWD, US-zone 6, 38, S.51
1952

- Schmidlin F.J., Lee H.S. and Michel W.
The Inflatable Sphere: A Technique for the Accurate Measurement of Middle Atmosphere Temperatures.
J. Geophys. Res., 96, 22673-22683
1991

- Schoeberl M.A. and Strobel D.F.
The zonally averaged circulation of the middle atmosphere.
J. Atmos. Sci., 35, 577-591
1978

- Schoeberl M.R. and Strobel D.F.
Sudden stratospheric warmings forced by mountains
Geophys. Res. Lett., 7, 149-152
1980

- Schoeberl M.R. and Geller M.A.
A calculation of the structure of stationary planetary waves in winter.
J. Atmos. Sci., 34, 1235-1255
1977
- Schwentek H.
A simple Method to determine the absorption of the ionosphere by recording the field Strength of a Distant Transmitter.
IQSY Instr. Manual n° 4 Ionosphere, p. 50, IQSY Secretariat, London 1963
1963
- Schwentek H.
Regular y irregular behaviour of the winter anomaly in ionospheric absorption.
J. Atmos. Terr. Phys., 33, 1467-1475
1971
- Schwentek H.
Wave-like structures in the variation of ionospheric absorption.
J. Atmos. Terr. Phys., 36, 1173-1178
1974
- Schwentek H.
Manual on Ionospheric Absorption Measurements.
WDCA, USA (Chapter 6)
1976
- Schwentek H., Elling W. and Peres M.
Asymmetry in the winter-anomalous behaviour of absorption at midlatitudes, in the northern and southern hemispheres.
J. Atmos. Terr. Phys., 42, 545
1980
- Simon P.
Solar irradiance between 120 y 400 nm and its variation.
Solar Phys., 74, 273-291
1982
- Sivkov A.M. and Shved G.M.
Influence of latitudinal and longitudinal variation of ozone and water vapour on the solar semidiurnal tide.
J. Atmos. Terr. Phys., 55, 815-826
1993
- Sprenger K. y Schminder R.
Results of ten years ionospheric drift measurements in the L.F. range
J. Atmos. Terr. Phys., 29, 183-199
1967

- Sprenger K. y Schminder R.
On the significance of ionospheric drift measurements in the LF range
J. Atmos. Terr. Phys., 30, 693-700
1968

- Taubenheim J.
Meteorological control of the D-region.
Space Sci. Res., 34, 397-411
1983

- Taubenheim J and Singer W.
Aeronomic processes associated with anomalous and non-anomalous days in the lower
ionosphere in winter
Phys. Solarterr. Postdam, 6, 59-66
1977

- Terman F.E.
Ingeniería de Radio.
Capítulo 13, Secc.13, p. 60
1957

- Thomas L.
The summer to winter changes in D region and stratosphere
J. Atmos. Terr. Phys., vol.37, 595-600
1975

- Thomas R.J., Barth C.A. and Solomon S.
Seasonal variations of ozone in the upper mesosphere and gravity waves.
Geophys. Res. Lett., 11, 673-676
1984

- Thrane E.V.
Middle Atmosphere Dynamics.
Norwegian Defense Research Establishment
1986

- Takehiko A., Toshitaka T., Karasawa Y., Matsuda S., Yoneda Y., Takashima R.I.,
Nonoyama T and Kato S.
Meteor Radar study of ionospheric wind at Kyoto
Kyoto University, v. XLI, Part 3
1979

- Tso H., Shuli Z and Jincheng Z.
Seasonal variations of ionospheric absorption at midlatitudes and the possible
coupling between D-region and lower atmosphere
Paper 6204 XVIII IAGA Hamburg
1983

- Vincent R.A.
MF/HF radar measurement of the dynamics of the mesopause region-A review
J. Atmos. Terr. Phys., 46, 961-974
1984
- Vincent R.A.
Planetary and gravity waves in the mesosphere and lower thermosphere
Adv. Space Res., v.10, p. 93-101
1990
- Volland H.
Atmos. tides and planetary waves.
Kluwer Academic Publ., Germany
1988
- Volland H. and Mayr H.G.
Theoretical aspect of tidal and planetary wave propagation at thermospheric heights.
Rev. Geophys. Space Phys., 15, 203-226
1977
- Wells H.W.
Effects of Solar Activity in the ionosphere and Radio communications
Proc. IRE, vol.31, p. 147
1934
- Westfold K.E.
Group and phase velocities from the magneto-ionic theory
J. Atmos. Terr. Phys. 1, p. 82
1950
- White O.n y Cha M.
Analysis of the 5 min Oscillation in Photospheric Motion.
Solar Phys., 31, 55
1973
- Whitten R.C. and Poppoff I.G.
Physics of the lower ionosphere.
Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.
1965
- Whitten R.C and Poppoff I.G.
Fundamentals of Aeronomy.
John Wiley, New York, USA
1971

- Widdel H.U.
Some new observations and results obtained by the foil chaff technique: very high wind velocities and solitary waves in the mesosphere
ESA SP-317, Cannes
1991
- Widdel H.U., Rose G. and Borchers R.
Results of Concentration and Mobility Measurements of Positively and Negatively charged Particles taken by a Rocket-Borne Parachuted Aspiration (Gerdien) Probe in the Height Region from 72 to 39 kms.
Pure and Applied Geophysics 84, 154-160
1971
- Williams B.H., Robert O.O. and Kays M.D.
Stratospheric-ionospheric interaction during the movement of a planetary wave in January 1967
Radio Science, 7, 193-213
1972
- Williams E.R., Watkins G.W., Blix T.A., Thrane E.V., Entzian G, Von Cossart G, Greisiger K.M., Singer W, Taubenheim J, Friedrich M., Hall C.M., Katan J.R., Lastovicka J., de la Morena, B.A., Pakhomov S.V., Ranta H., Rapoport Z. Ts, Sinelnikov D., Samardjiev D., Nestorov G., Saver H.H., and Stauning P.
The ionosphere: morphology, development and coupling
J. Atmos. Terr. Phys., 49, 777-808
1987

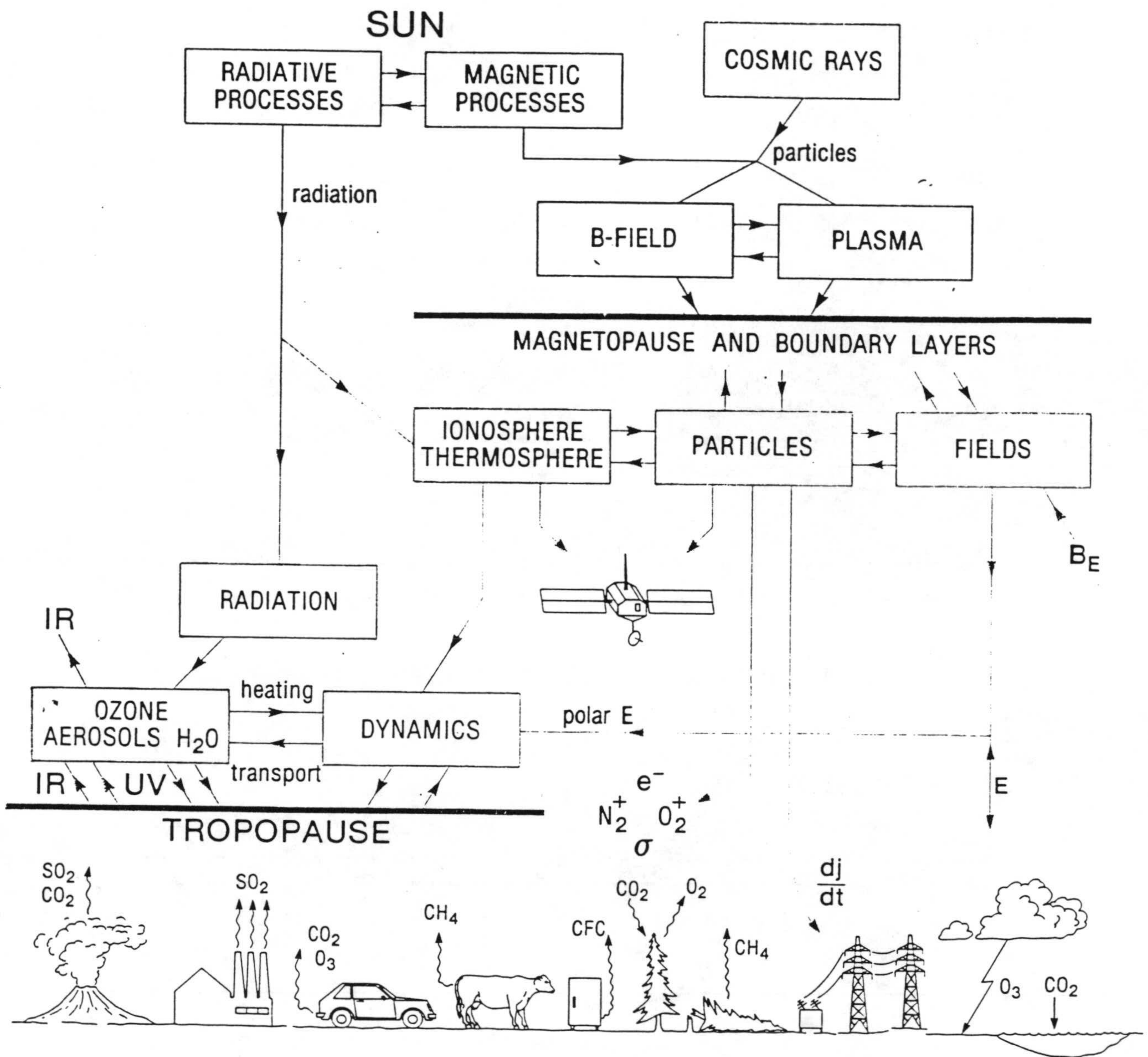


Fig. 1.1.1- Canales básicos de interacción entre las áreas principales de interacción Sol-Tierra: Sol y viento solar, magnetosfera e ionosfera, media atmósfera-troposfera y Tierra.

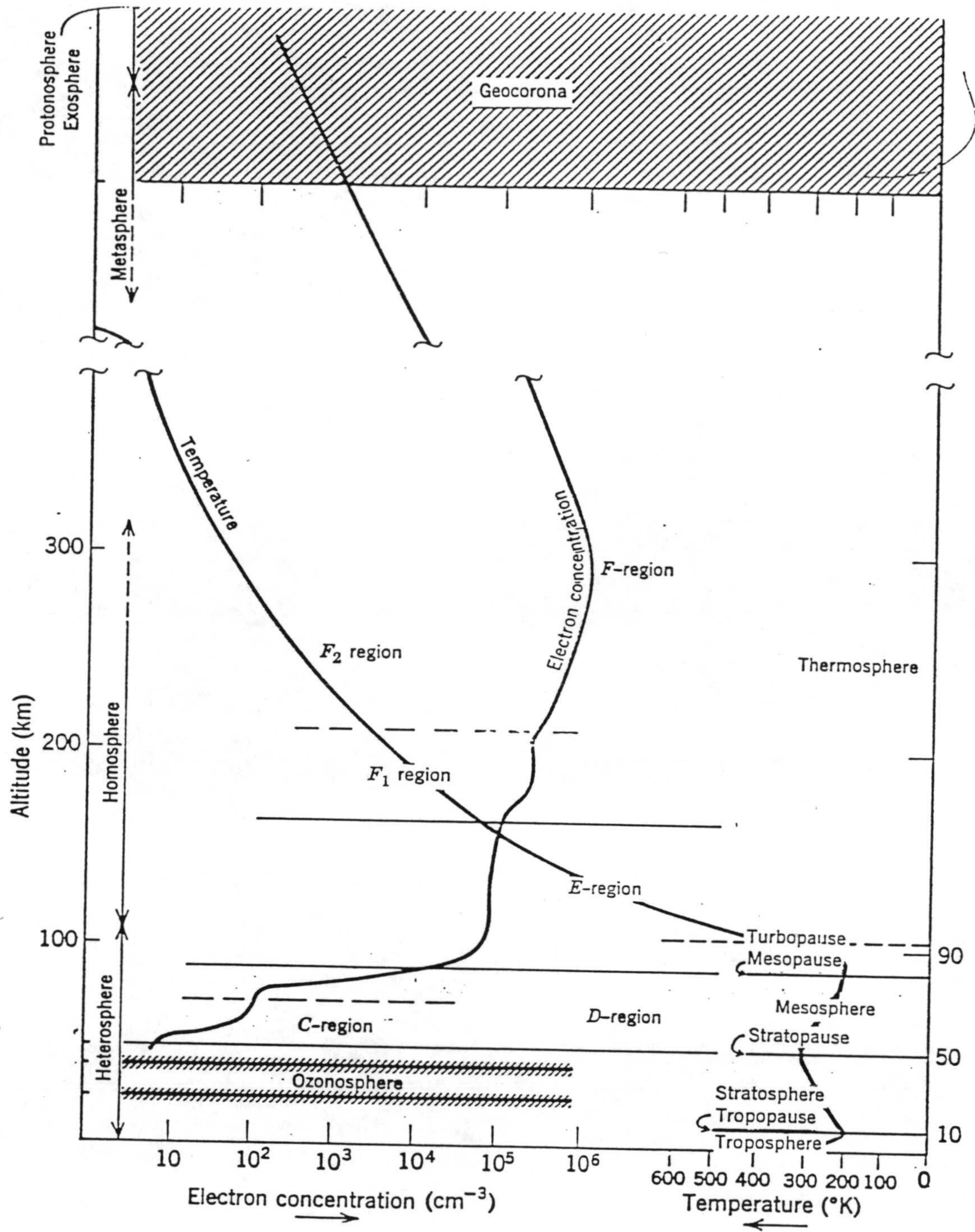


Fig. 1.1.2- Representación esquemática de las regiones atmosféricas.

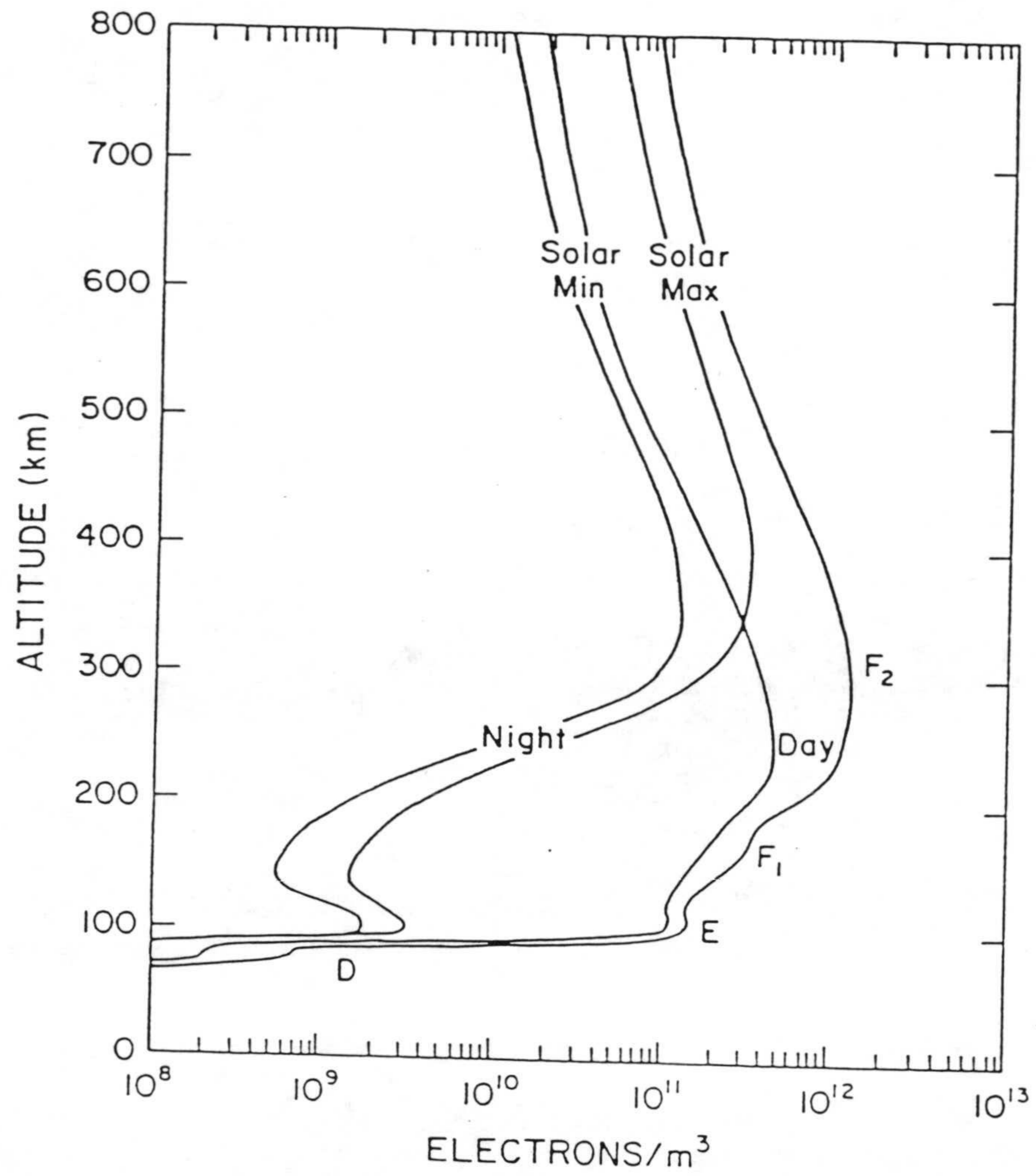


Fig. 1.1.3- Perfiles típicos de densidad de electrones en latitudes medias durante periodos máximos y mínimos de actividad solar durante el día y la noche. Se señalan las diferentes regiones ionosféricas conocidas D, E, F1 y F2.

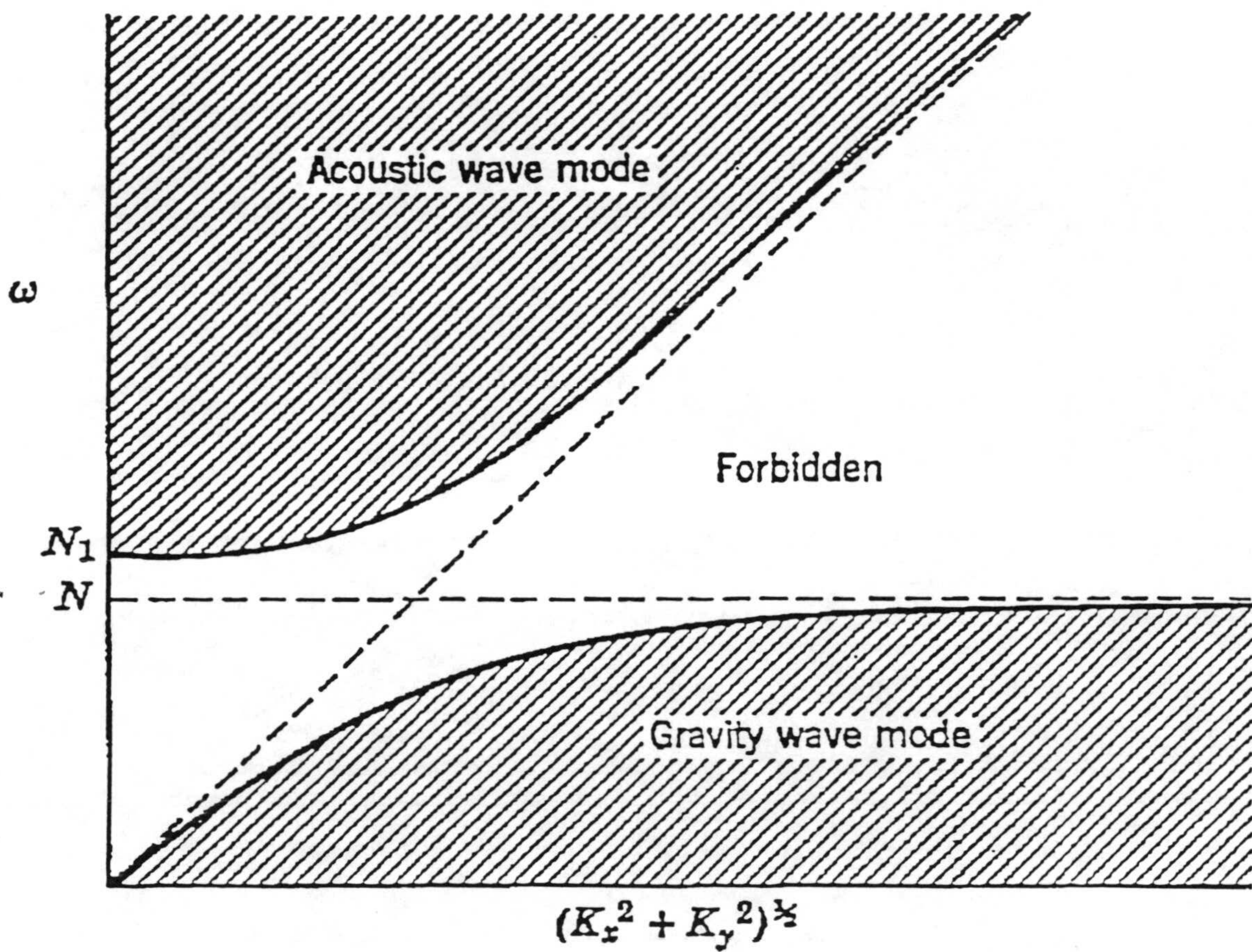


Fig. 1.2.1- Esquema de la relación de dispersión para ondas acústicas y de gravedad. (Whitten y Popoff, 1971).

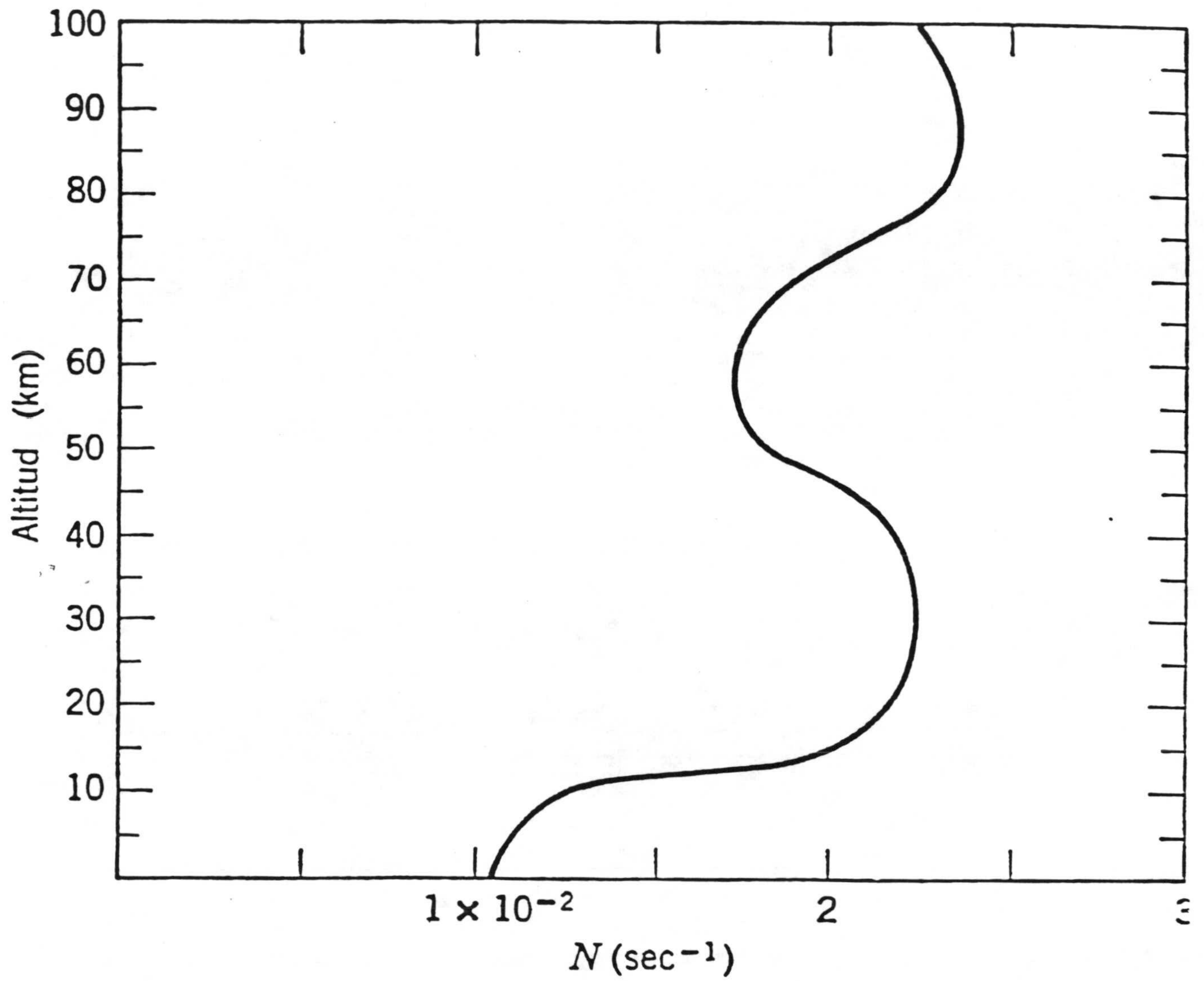


Fig. 1.2.2- Perfil típico de la frecuencia Brunt Väisälä (N), (Whitten y Popoff, 1971).

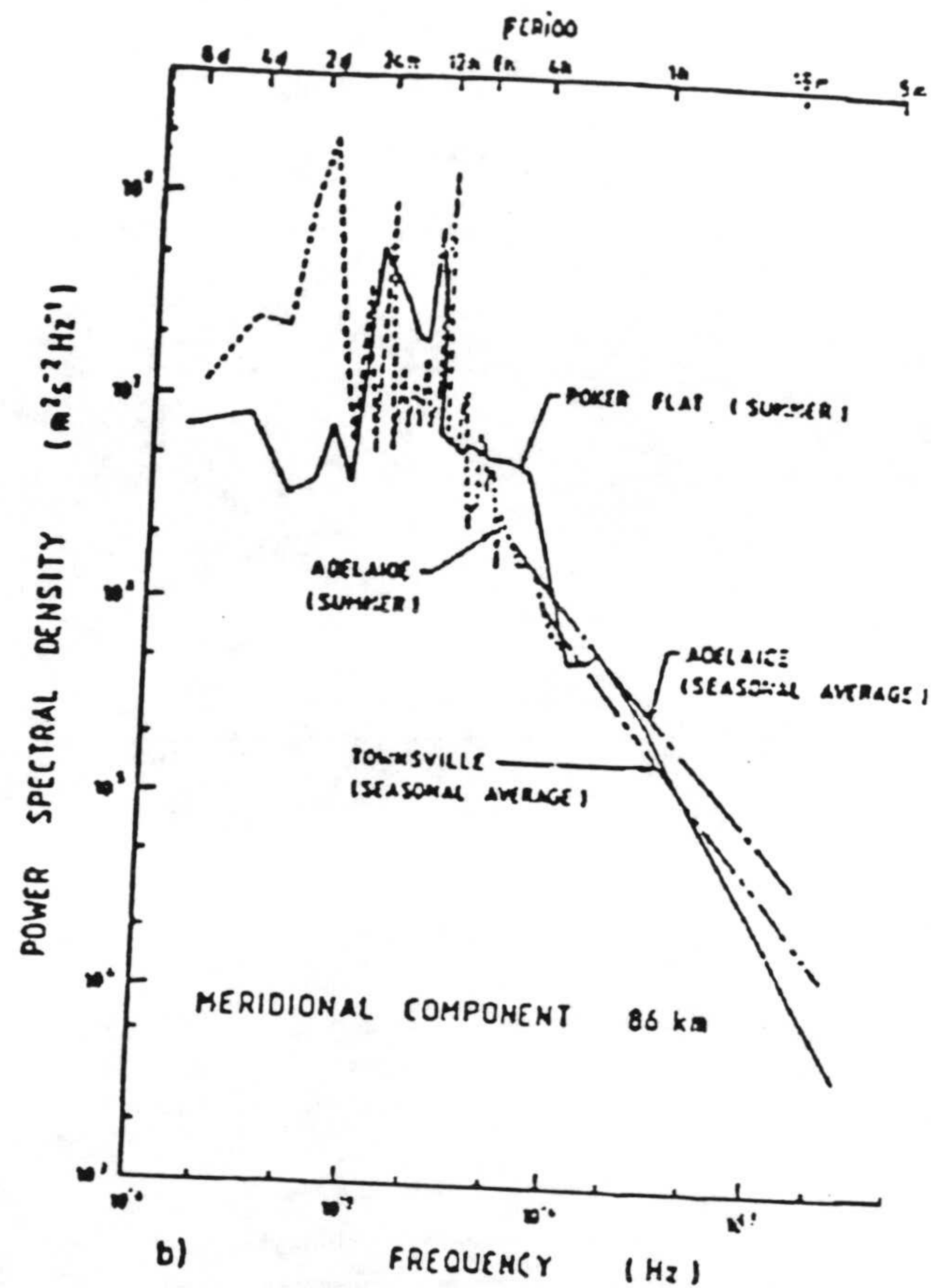
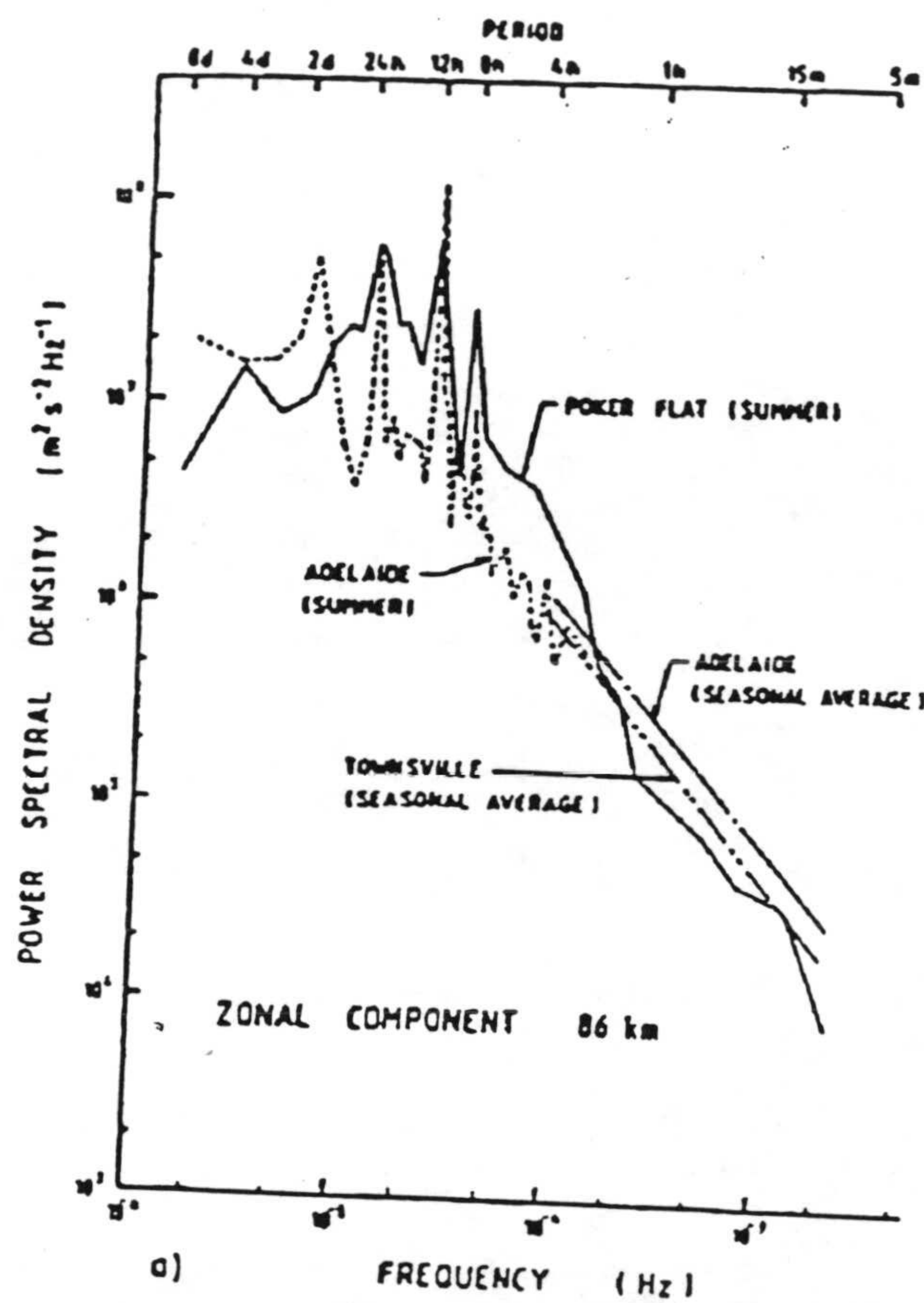


Fig. 1.2.3- Espectro energético de las componentes de viento zonal y meridional observadas en Poker Flat (65° N), Adelaide (35° S, 138° E) y Townsville (19° S, 147° E). (Vincent, 1990).

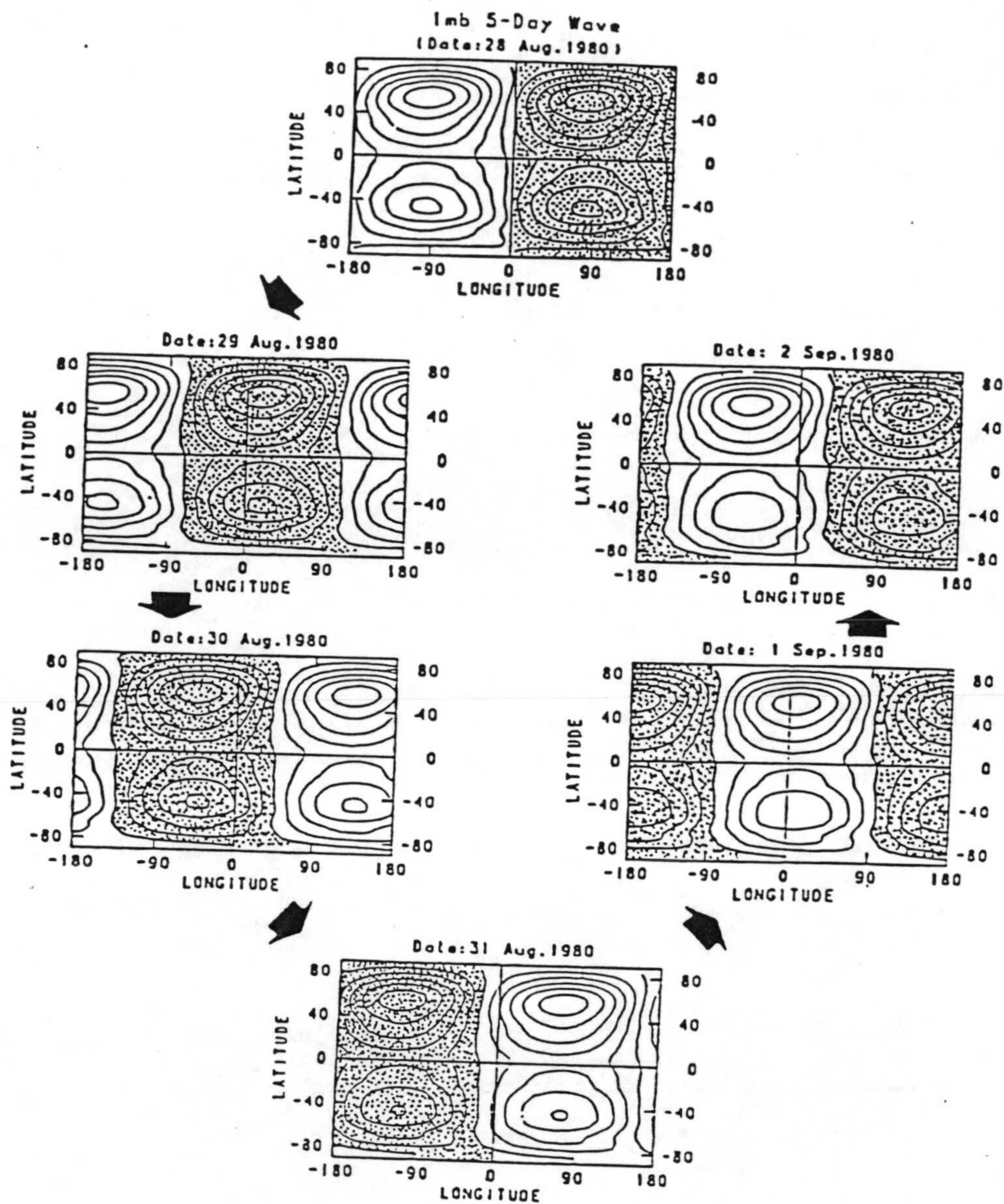


Fig. 1.2.4- Onda con periodo de 5 días a 1 mb², observada desde el Satélite TIROS-N, durante seis días sucesivos durante Agosto-Septiembre 1980. La componente de la onda número 1 de Fourier ha sido filtrada por selección de 5-6 días (ondas del Este y Oeste). Se observa un claro desplazamiento del este, exceptuando a 50° S. La zona sombreada corresponde a vientos negativos. (Andrews y col., 1987).

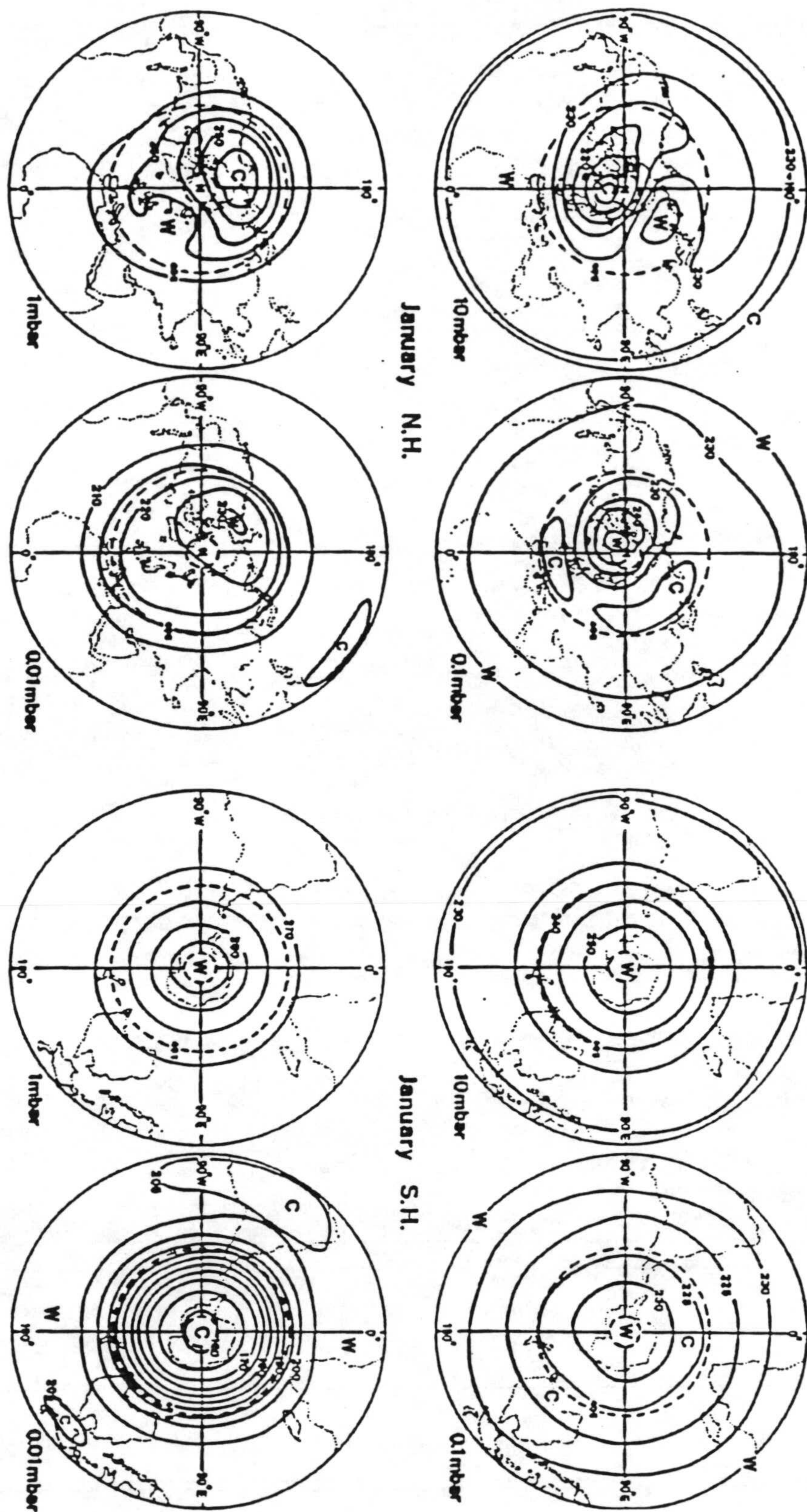


Fig. 1.2.5- Análisis sinóptico de la temperatura, durante los meses de Enero y Julio en ambos Hemisferios en 10, 1, 0,1 y 0,01 mb. (Barnett y Labitzke, 1990).

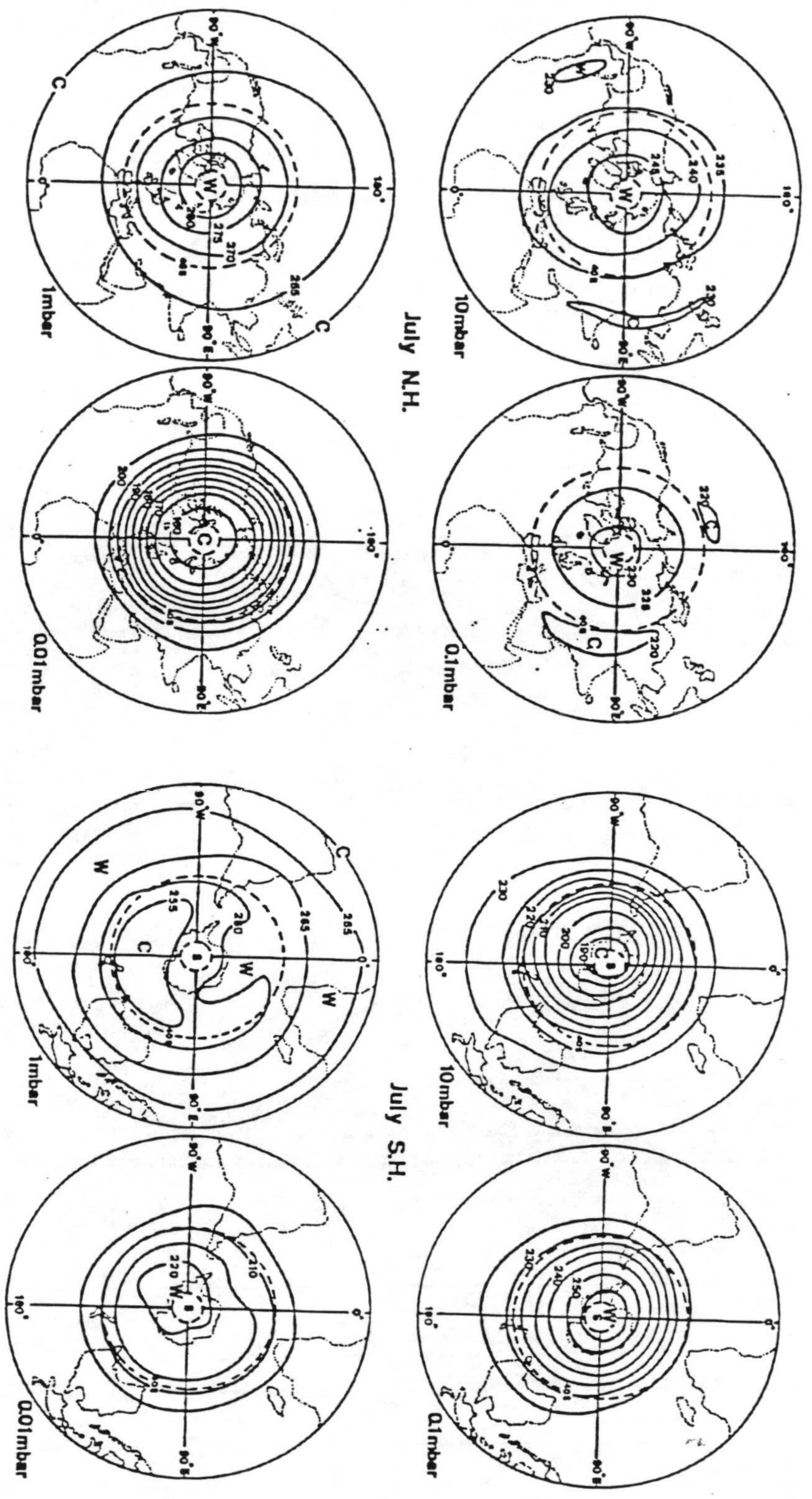
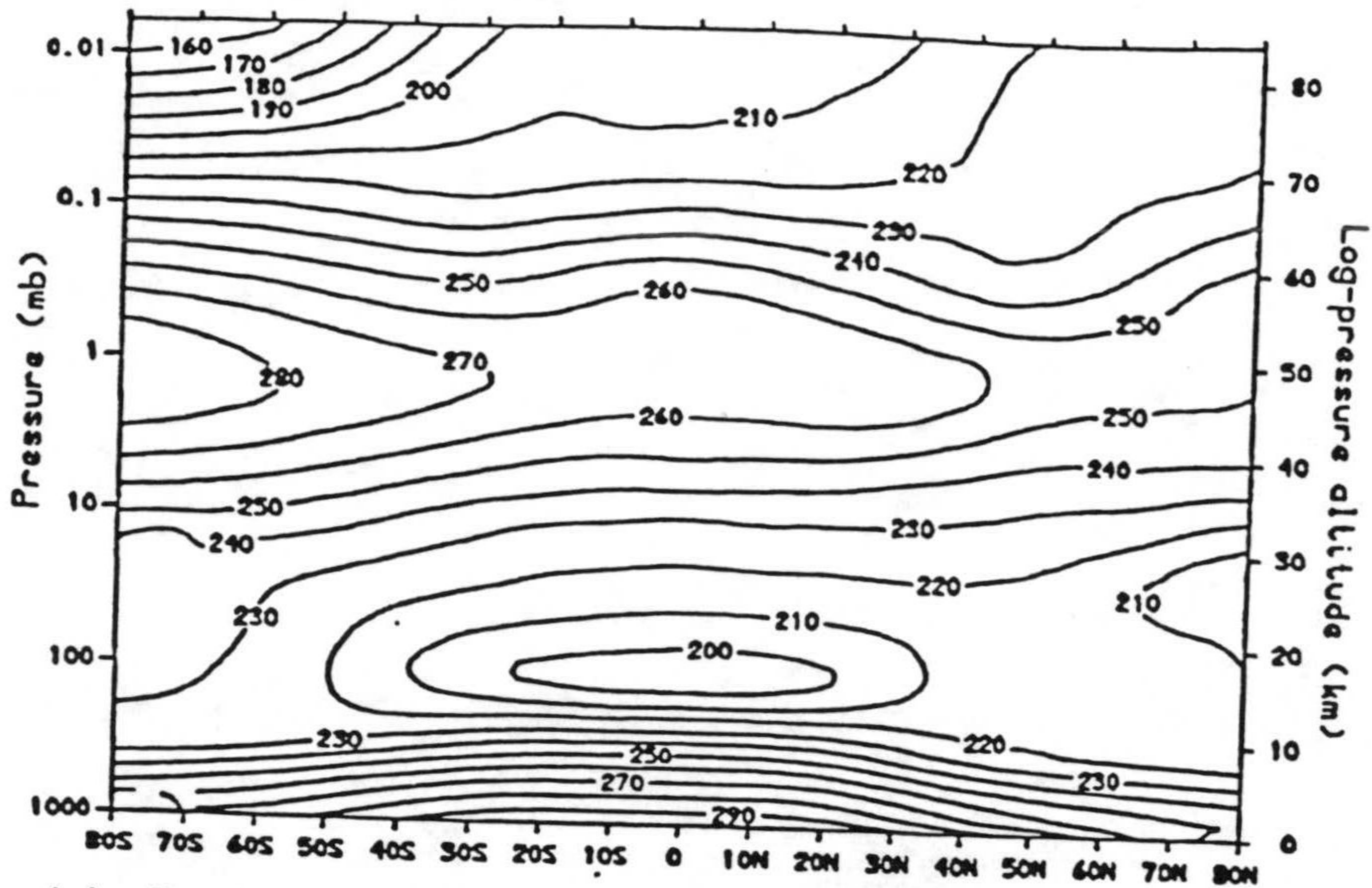
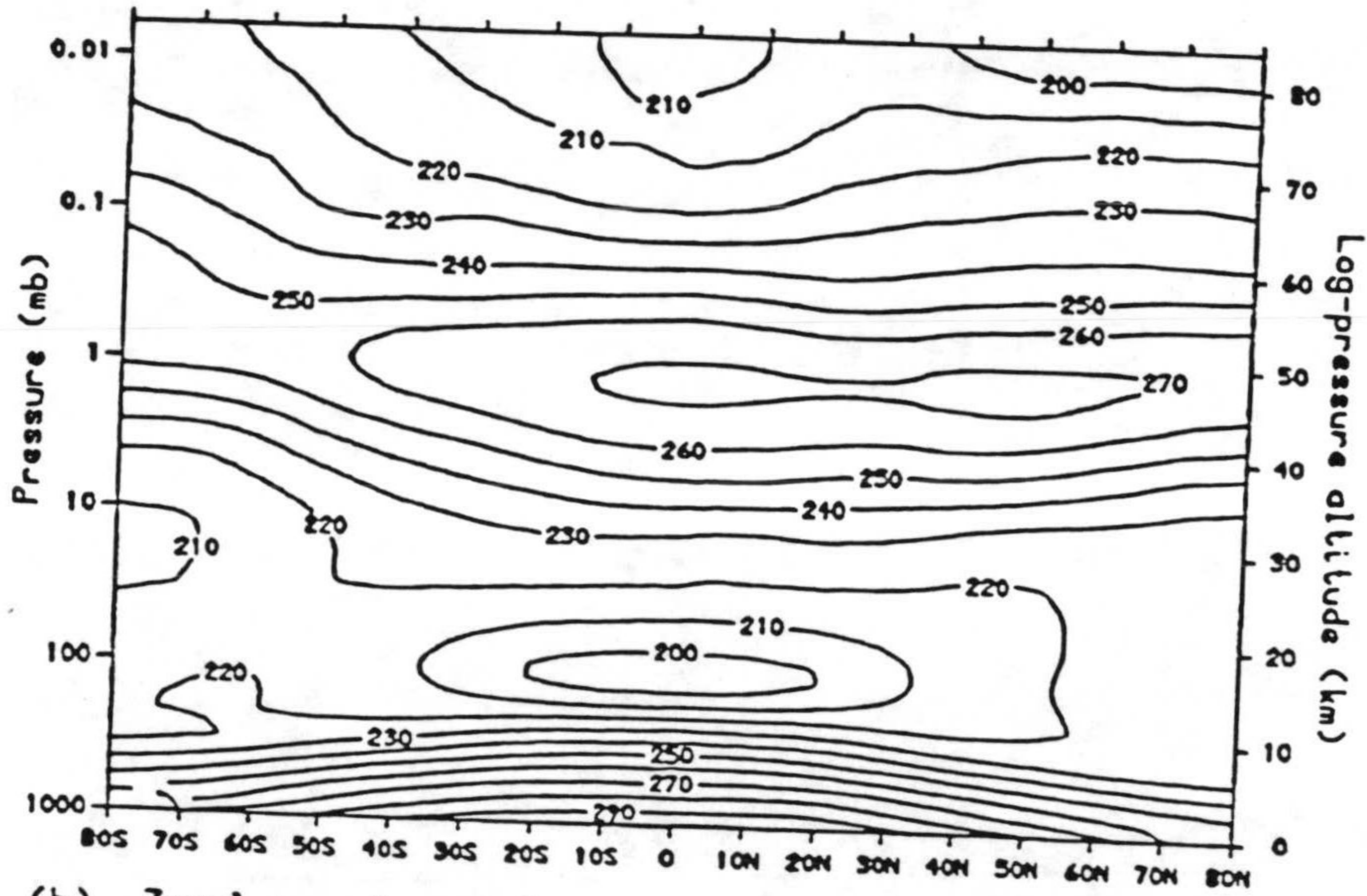


Fig. 1.2.5 (cont.)

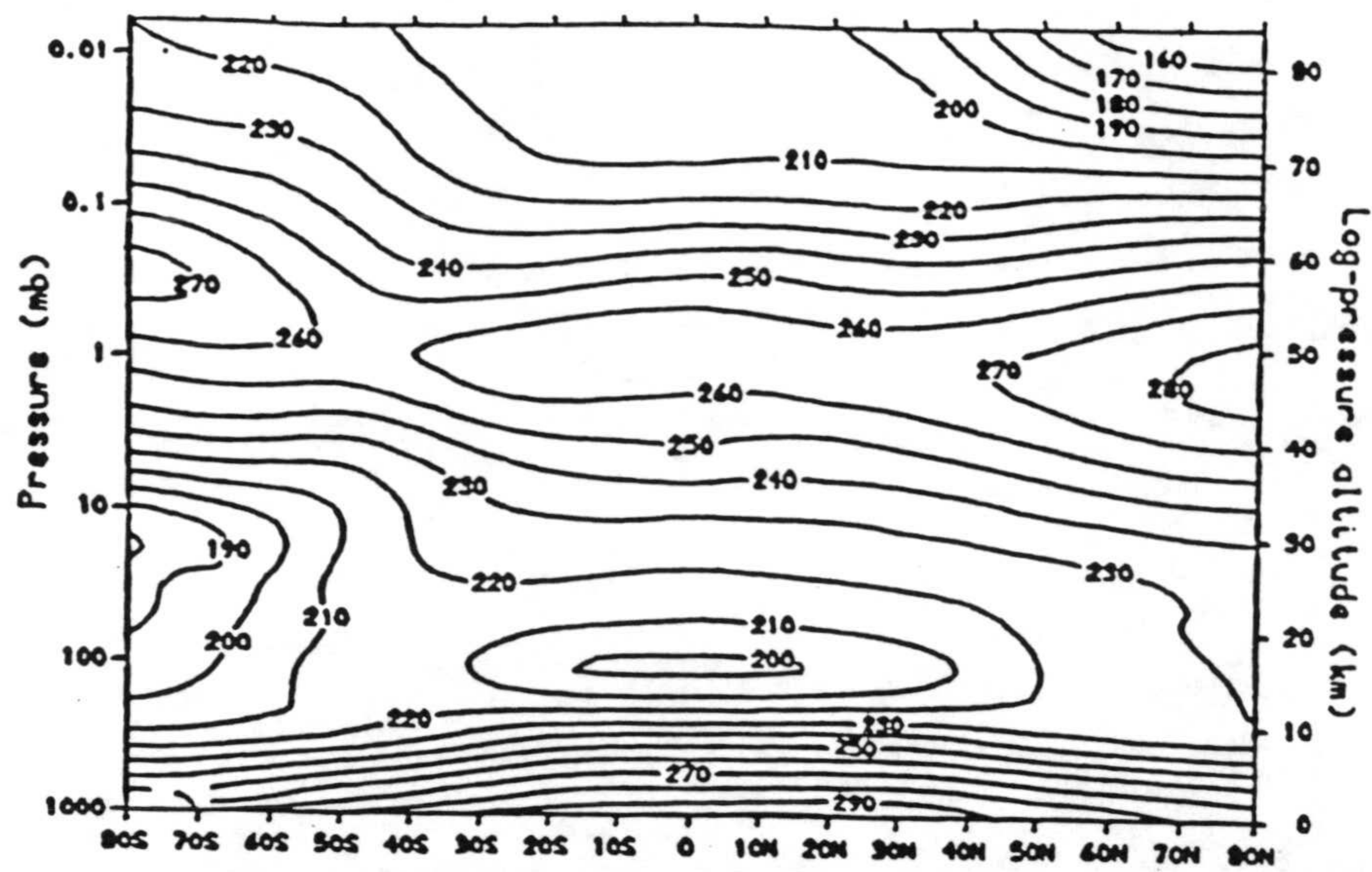


(a) Zonal mean temperature (K) January

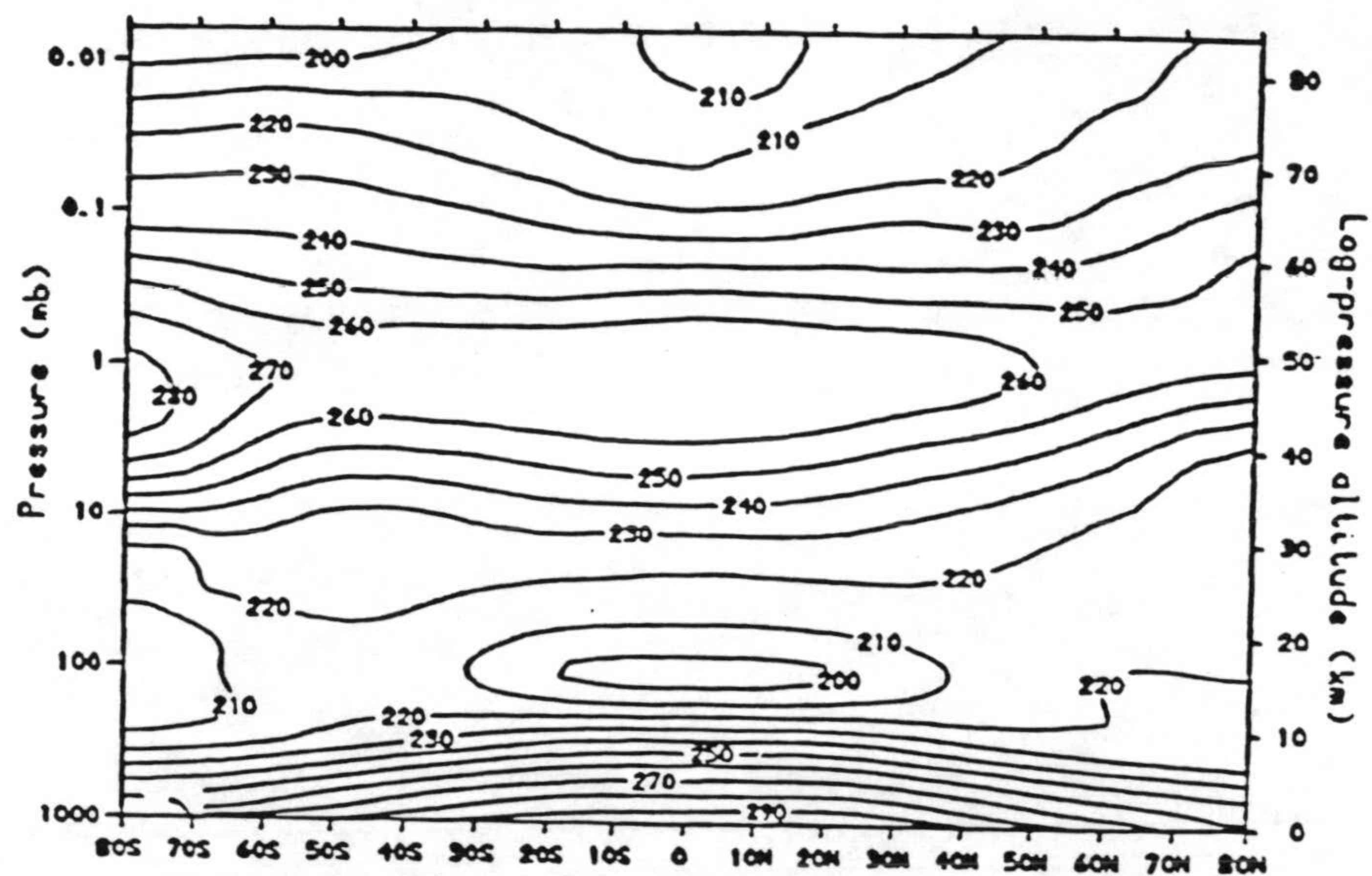


(b) Zonal mean temperature (K) April

Fig. 1.2.6 a,b



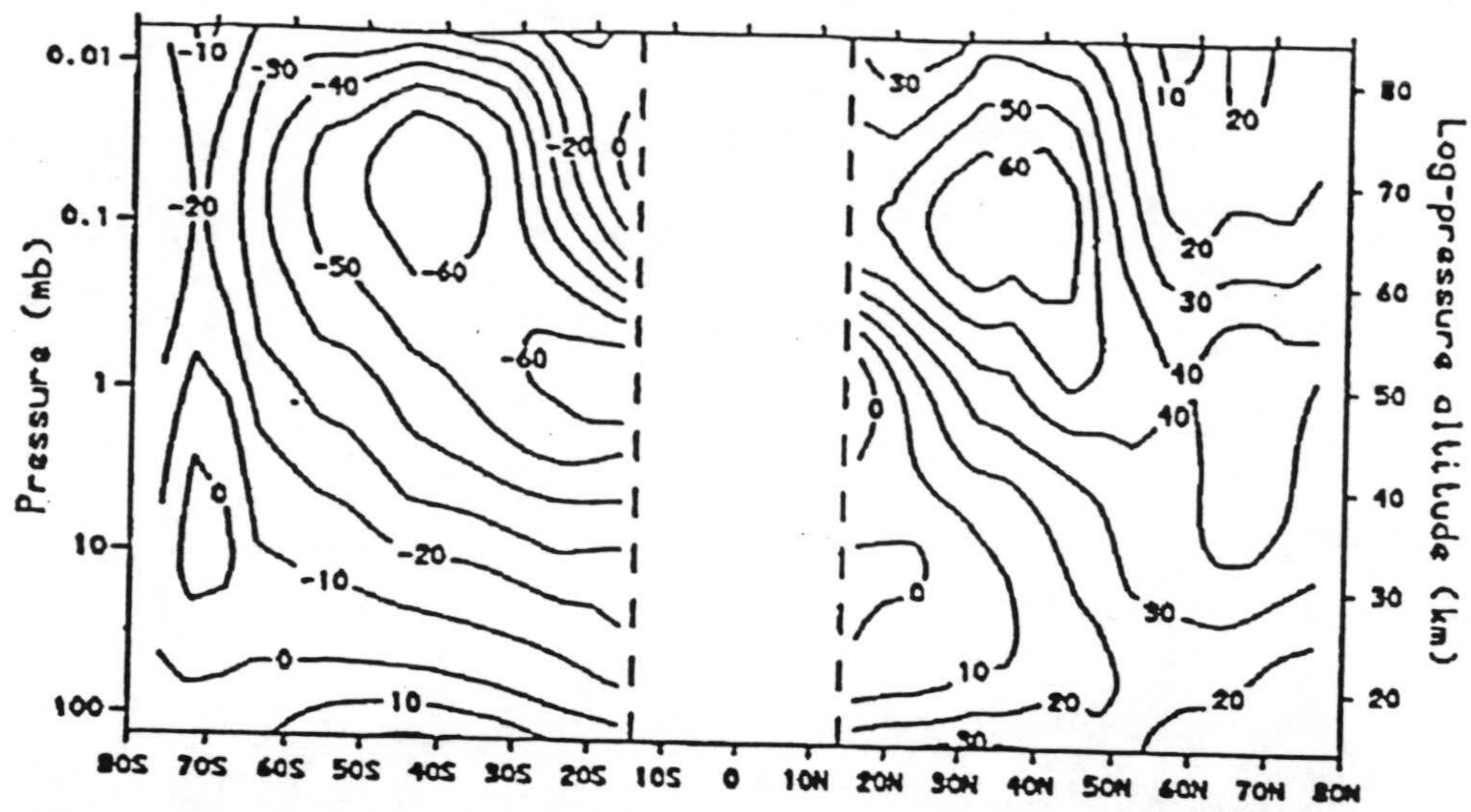
(c) Zonal mean temperature (K) July



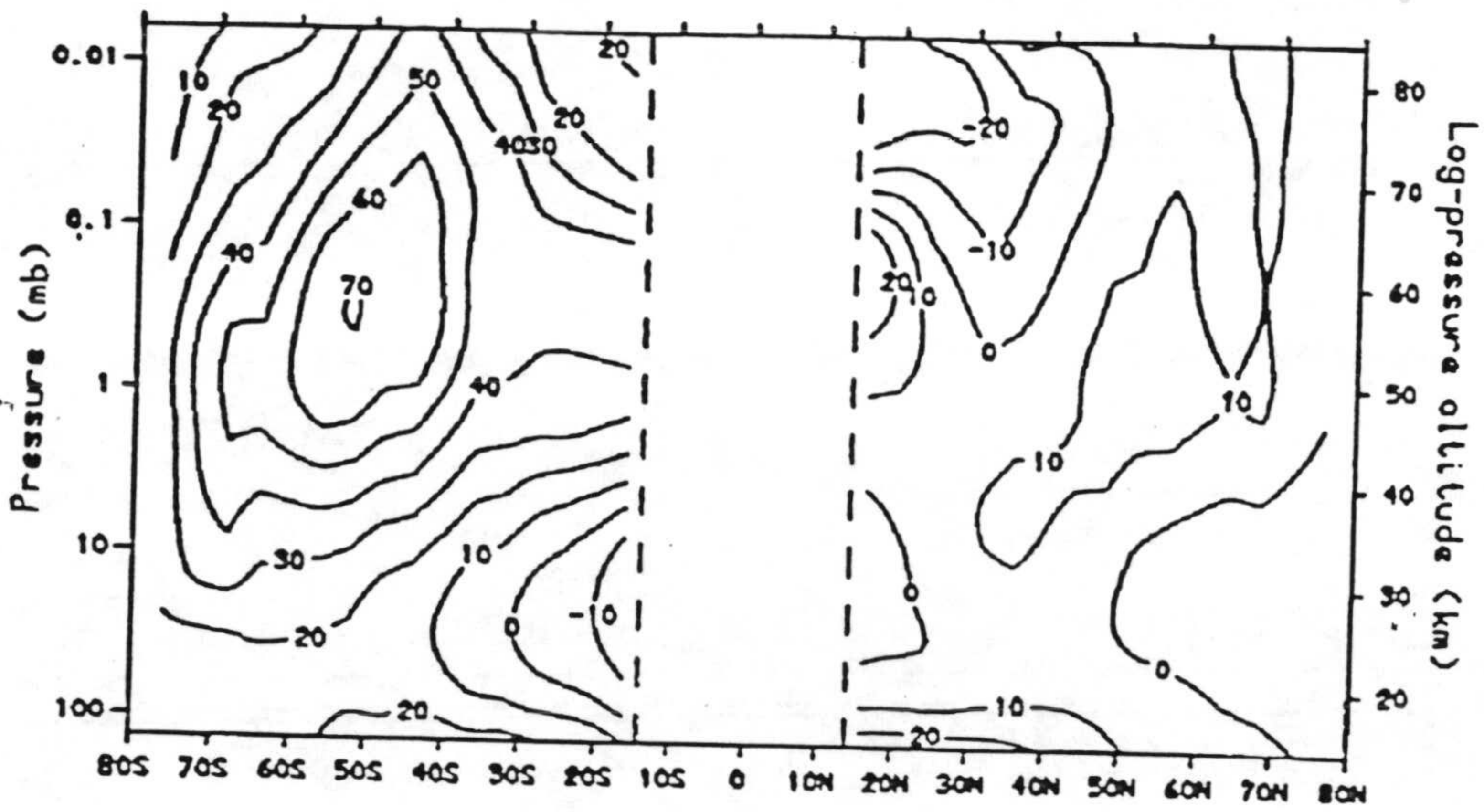
(d) Zonal mean temperature (K) October

April, (c) July, (d) October. From the 1986 CIRA compilation, courtesy of J. J. Barnett and M. Comey, Department of Atmospheric Physics, Oxford University. (See also Barnett and Comey, 1985a.)

Fig. 1.2.6 c,d- Variación de la temperatura media mensual-zonal para una altitud de hasta 90 kms. aproximadamente, basada en datos de 5 años de los satélites Nimbus 5 y 6. (Enero 1973 - Diciembre 1974 y Julio 1975 - Junio 1978 respectivamente), sobre 30 mb, y de datos de la Univ. de Berlín a 30 mb, 50 mb y menores, durante a) Enero, b) Abril, c) Julio, d) Octubre (Andrews y col., 1987).

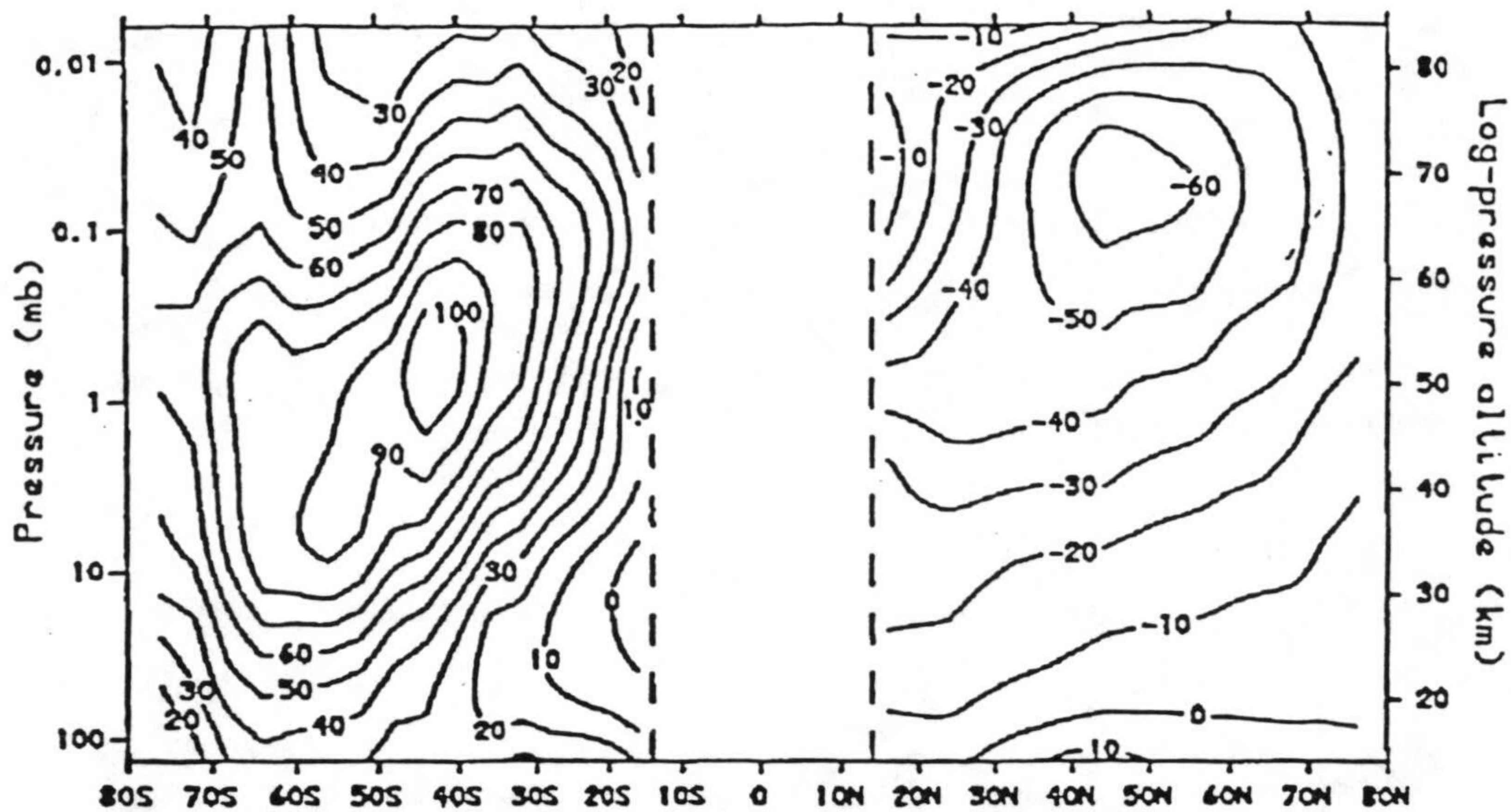


(a) Zonal mean wind (m/s) January

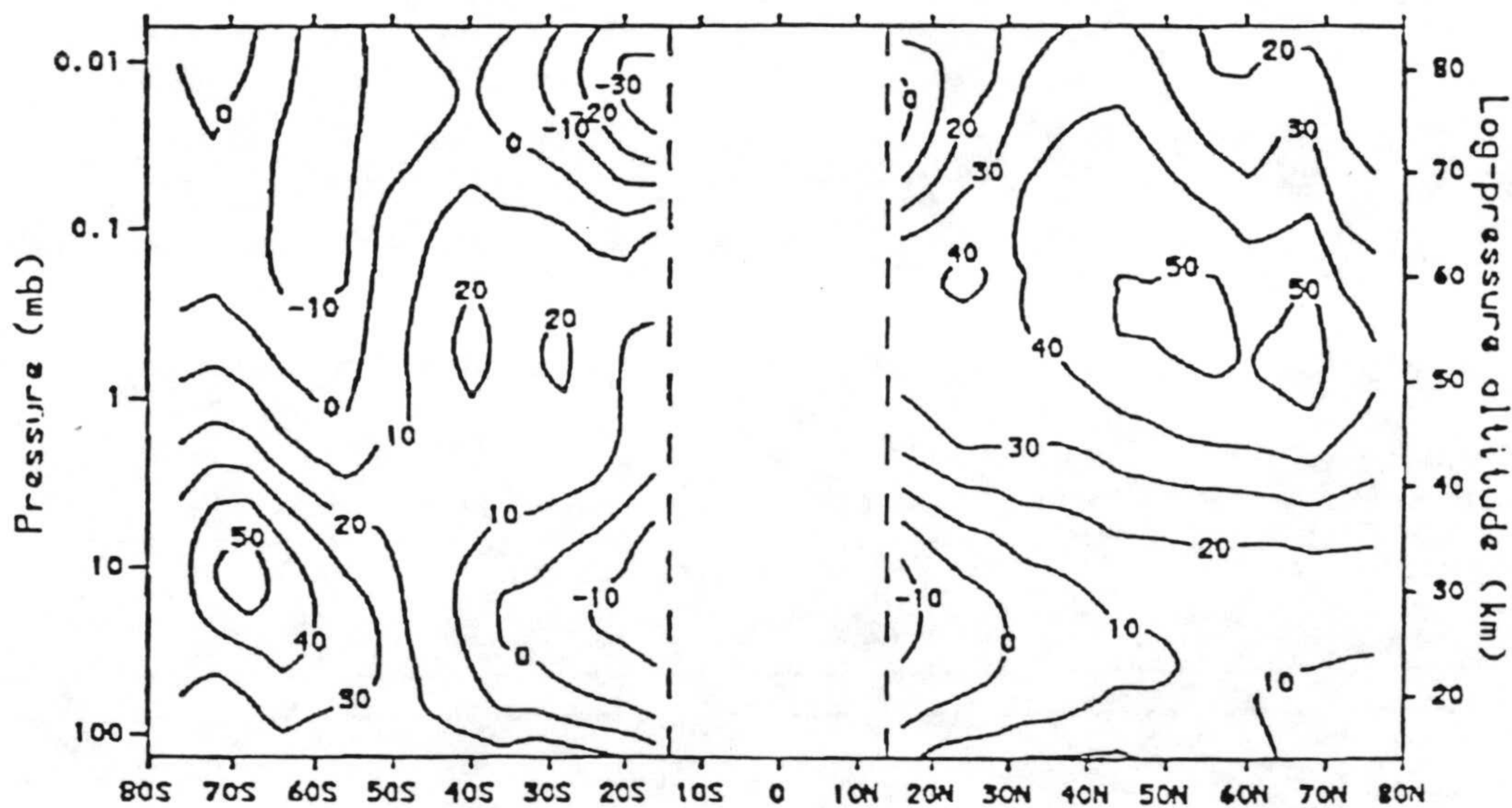


(b) Zonal mean wind (m/s) April

Fig. 1.2.7 a,b



(c) Zonal mean wind (m/s) July



(d) Zonal mean wind (m/s) October

Fig. 1.2.7 c,d- Variación del viento geostrófico zonal en ms-1 (viento del Oeste positivo, viento del Este negativo) sobre alrededor de 15 kms., basada en datos de 5 años de los satélites Nimbus 5 y 6 (Enero 1973 - Diciembre 1974 y Julio 1975 - Junio 1978 respectivamente), sobre 30 mb, y de datos de la Univ. de Berlín a 30 mb, 50 mb y menores durante a(Enero, b) Abril, c) Julio y d) Octubre. (Andrews y col., 1987).

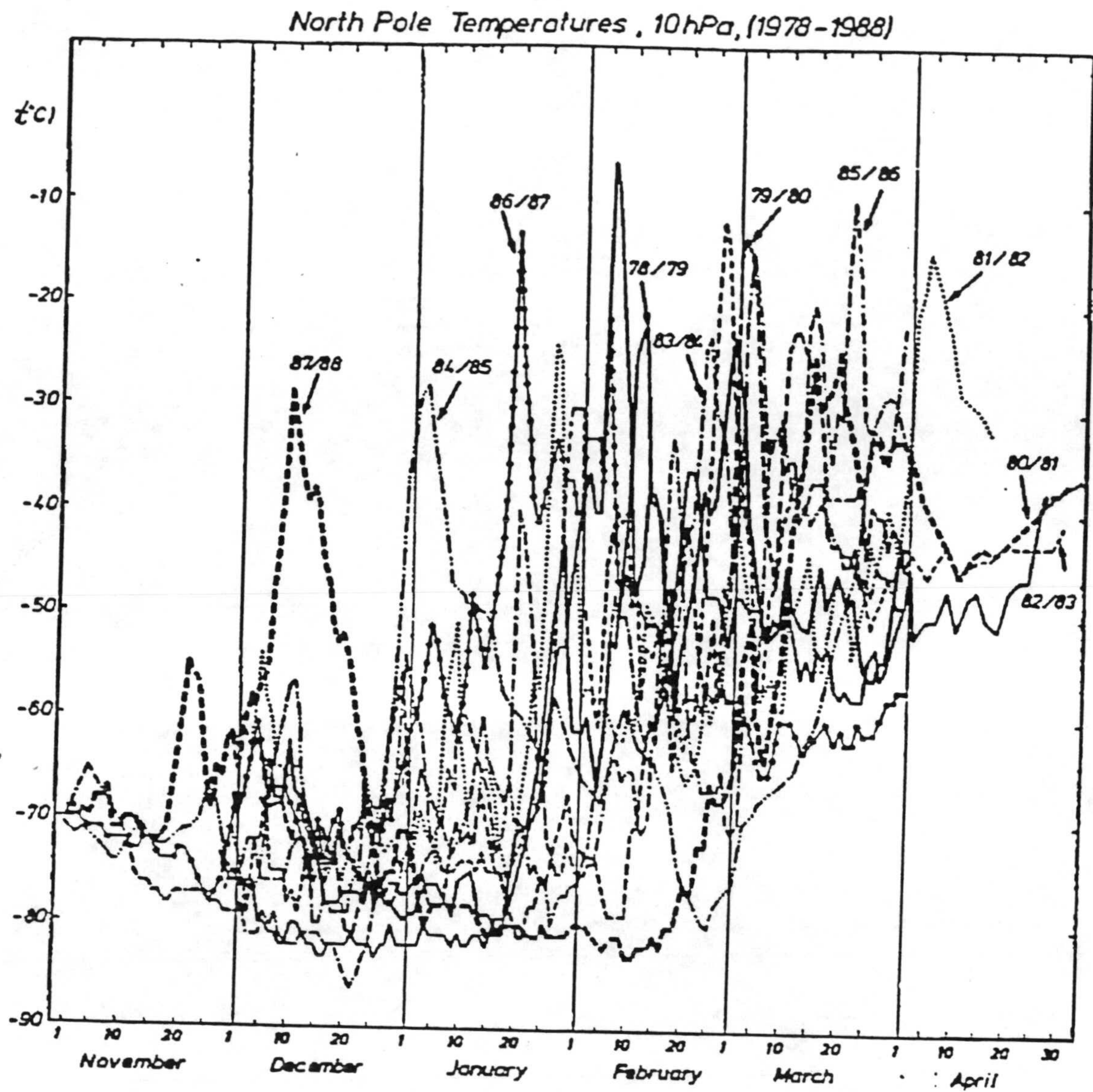


Fig. 1.2.8- Temperatura en el Polo Norte a 10 hPa. durante el periodo (1978 - 1988). (Naujokat y Labitzke, 1993).

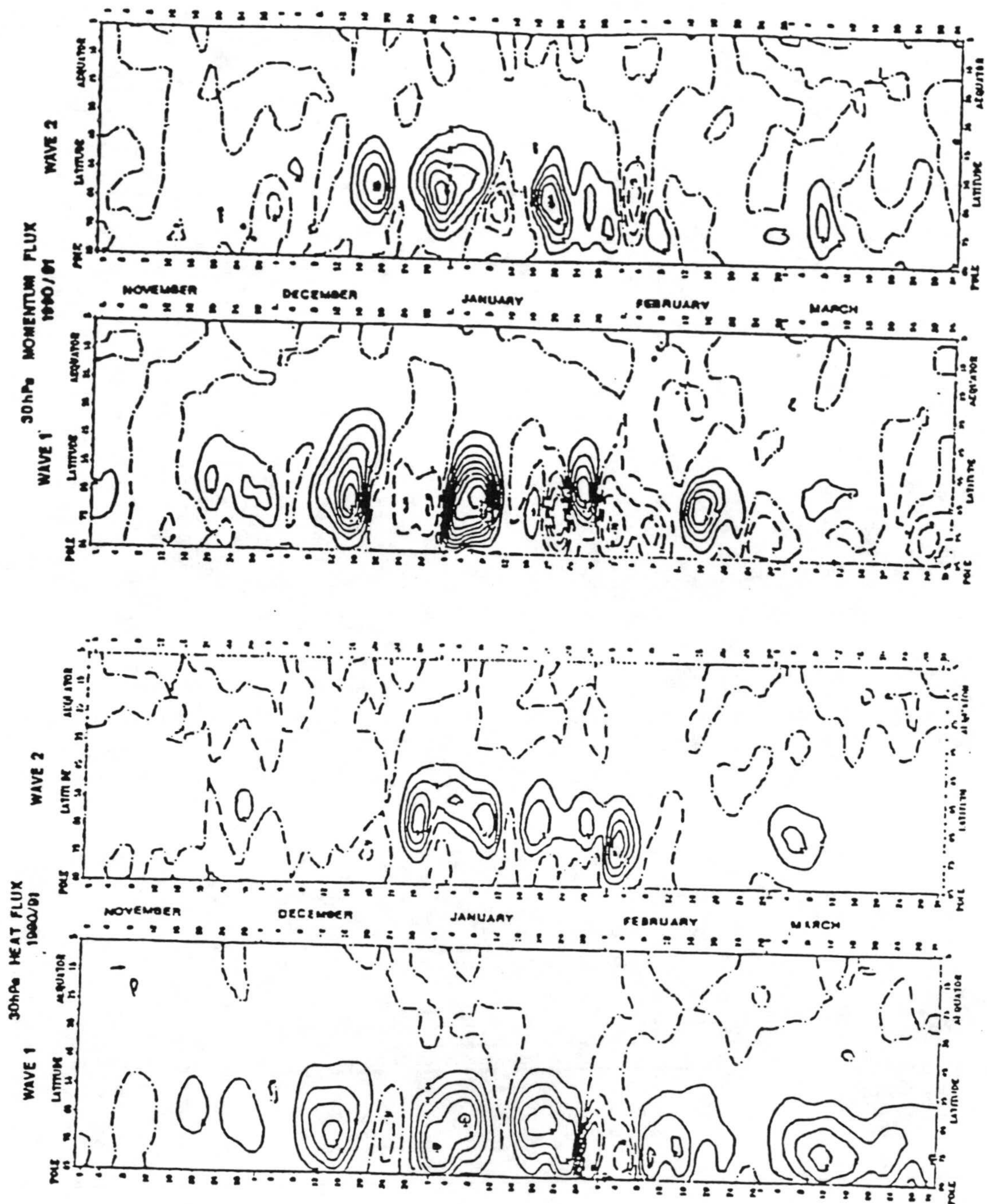


Fig. 1.2.9- Sección temporal-meridional desde Noviembre 1990 a Marzo 1991 de la variación media zonal del transporte del calentamiento Eddy y transporte momentum Eddy para ondas planetarias 1 y 2 a 30 hPa. (Naujokat y Labitzke, 1993).

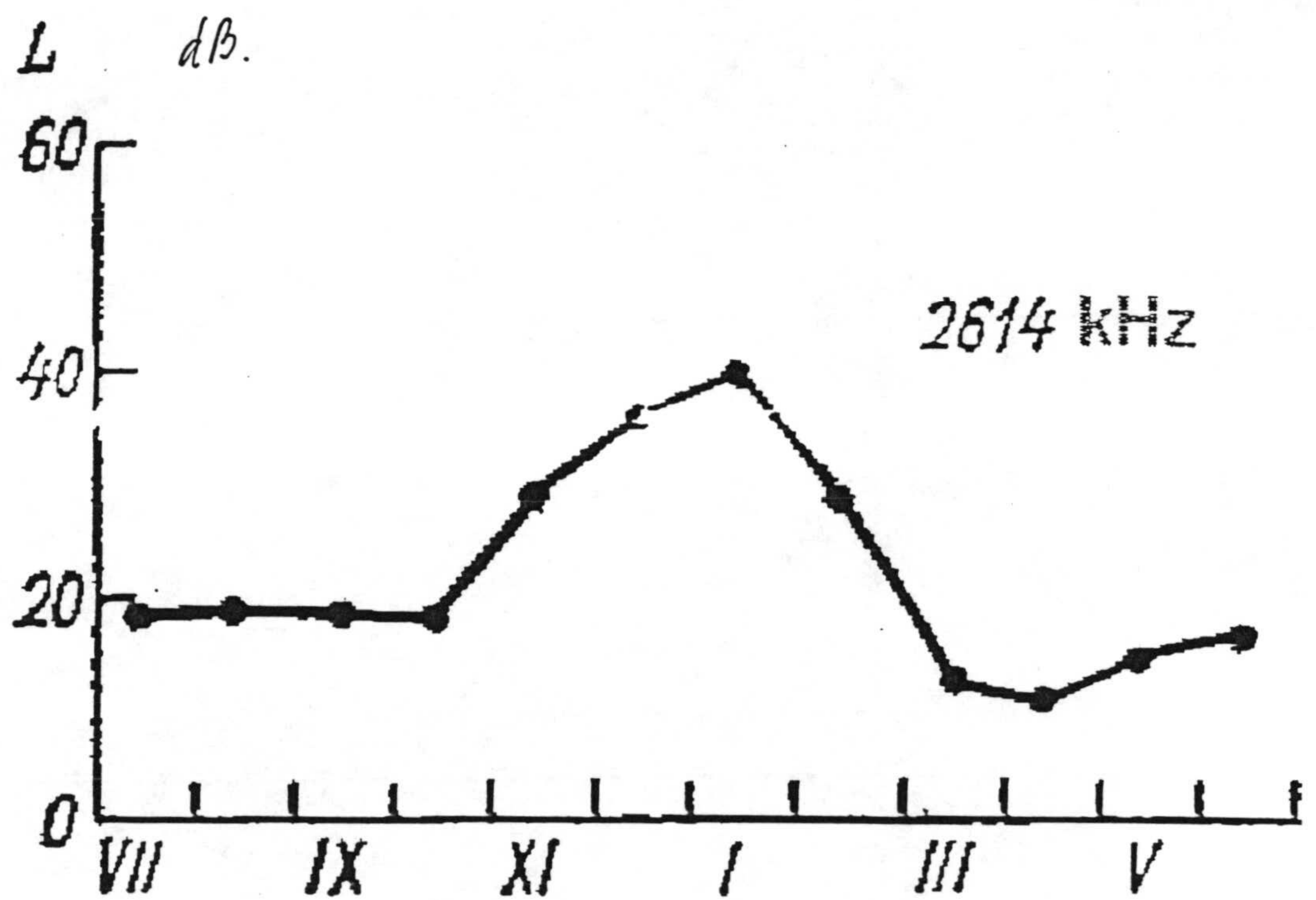


Fig. 1.3.1- Variación media estacional de la absorción ionosférica en la región D, $f=2614$ kHz. (Lauter y col., 1969).

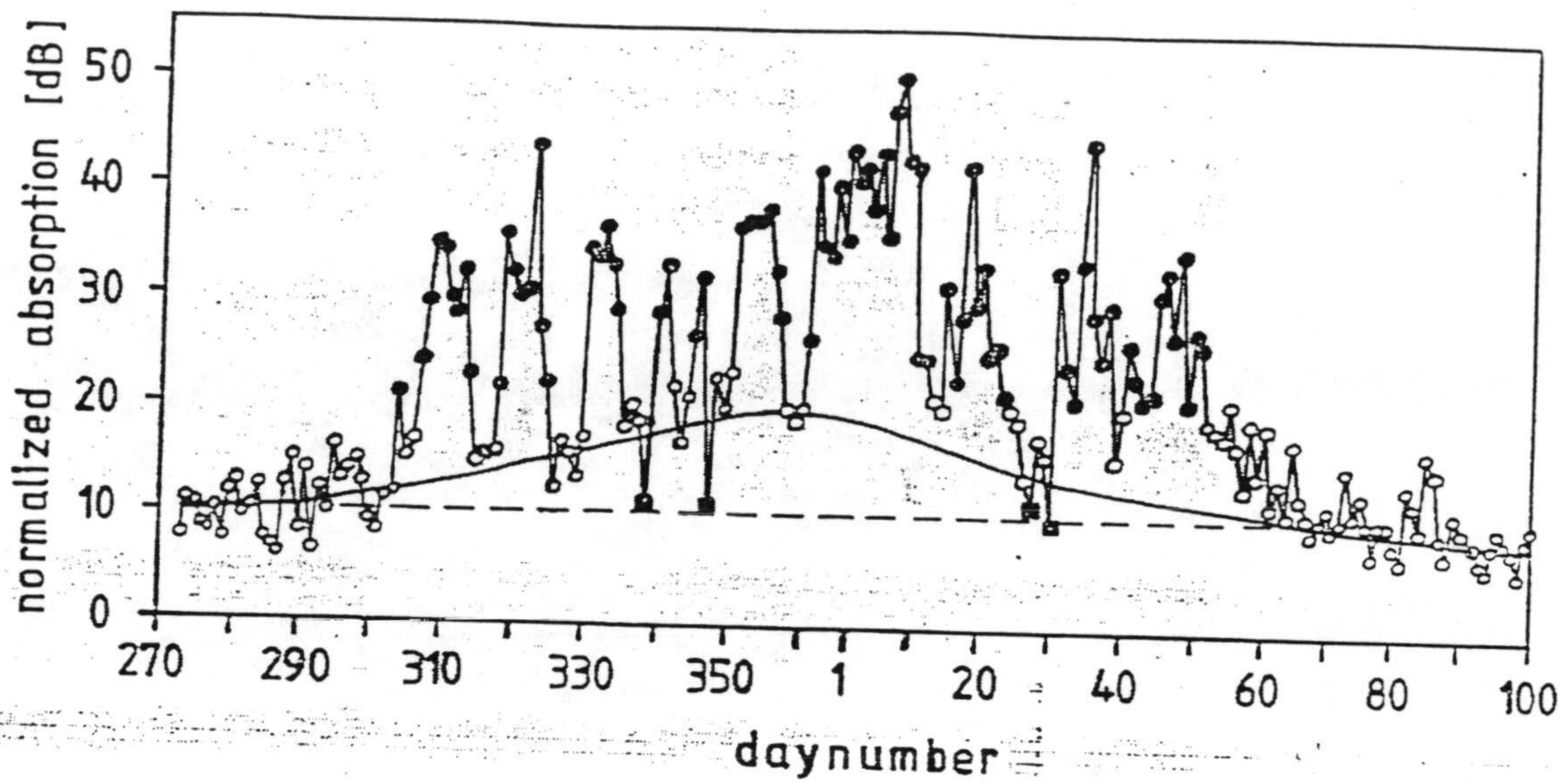


Fig. 1.3.2- Representación típica de la anomalía invernal de absorción de ondas de radio HF en la región D. Los círculos abiertos indican días "normales" durante la anomalía invernal. Los círculos cerrados son días de excesiva absorción. Los puntos cuadrados corresponden a valores más propios de los periodos de verano. (Schwentek, 1971).

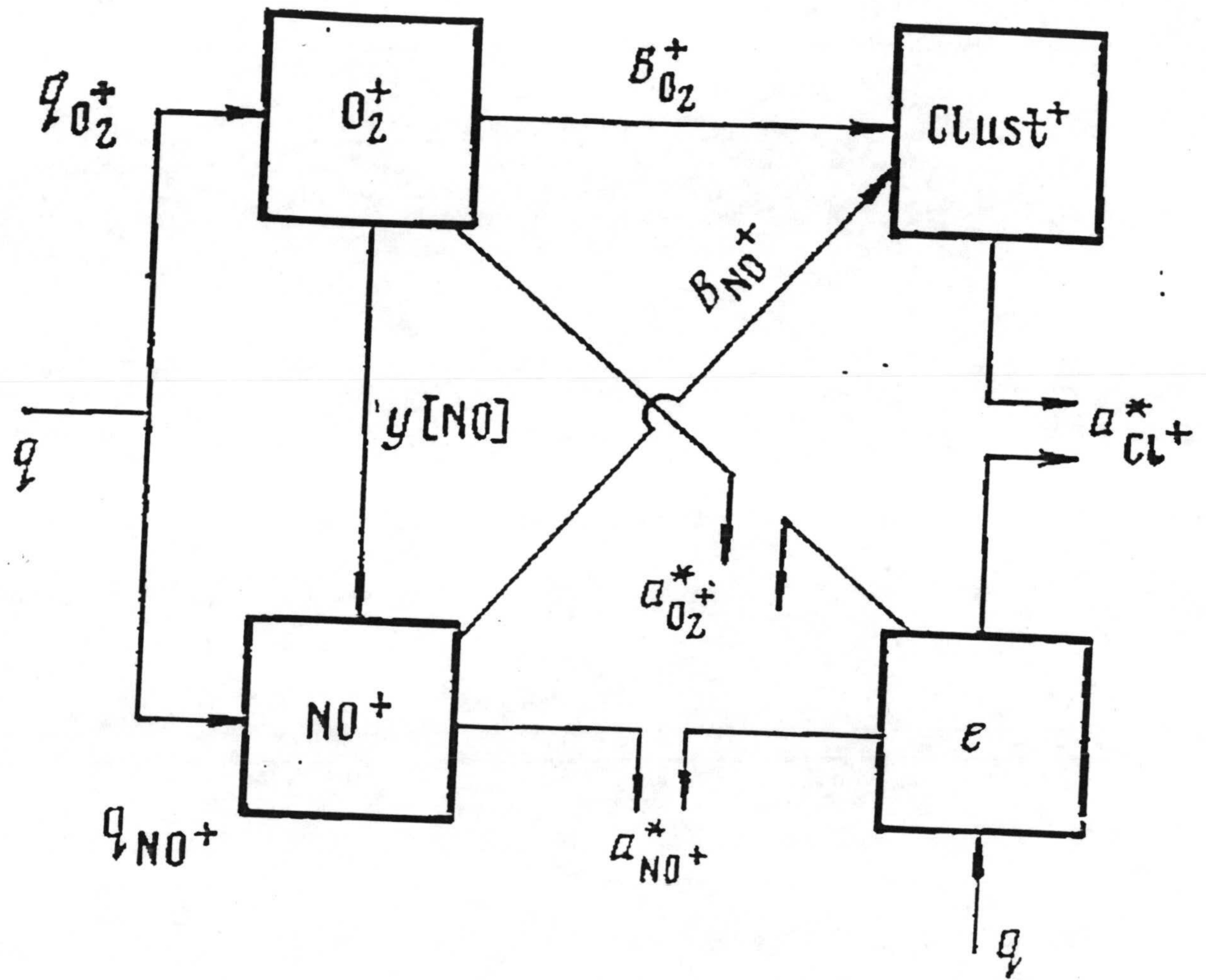


Fig. 1.3.3- Esquema simplificado de la transformación de iones positivos en la región D. (Danilov, Ledomsкая, 1979).

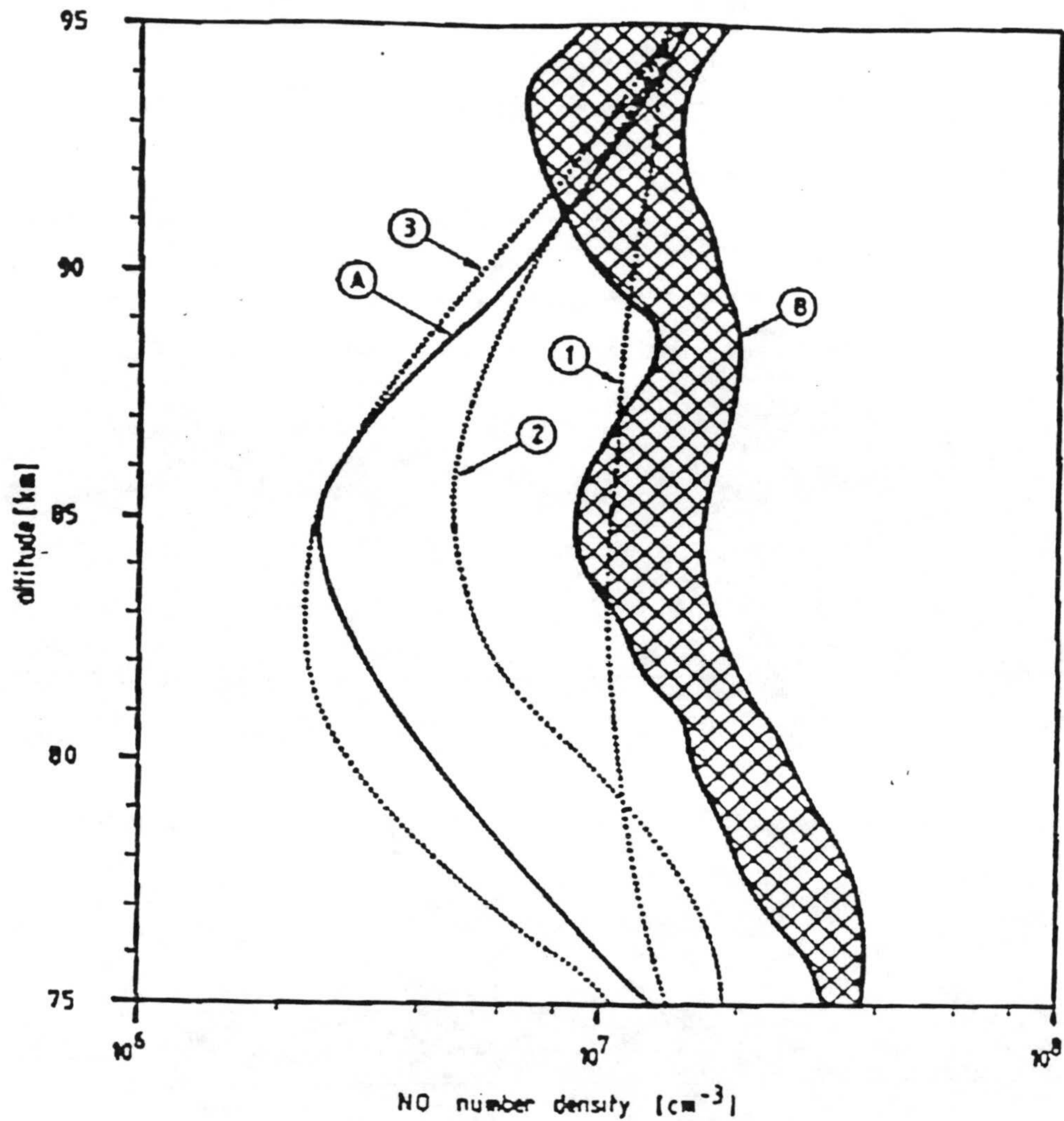


Fig. 1.3.4- Densidad del NO en la región D. El perfil A corresponde a periodos de calma durante las medidas del fotómetro. El área B presenta datos obtenidos con fotómetro y espectrómetro de iones, durante la Campaña Europea sobre Anomalia Invernal 1975/76, para días de anomalía invernal. Los perfiles 1, 2 y 3 han sido calculados por Baker y col. (1977) para diferentes coeficientes Eddy. Perfil 1: $K_e = 4.3 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, perfil 2: $K_e = 1 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. Perfil 3: $K_e = 1 \times 10^6 \times \exp \{ (Z - 100 \text{ km}) / 2 H \}$ medial $\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$. (Offerman y col., 1982).

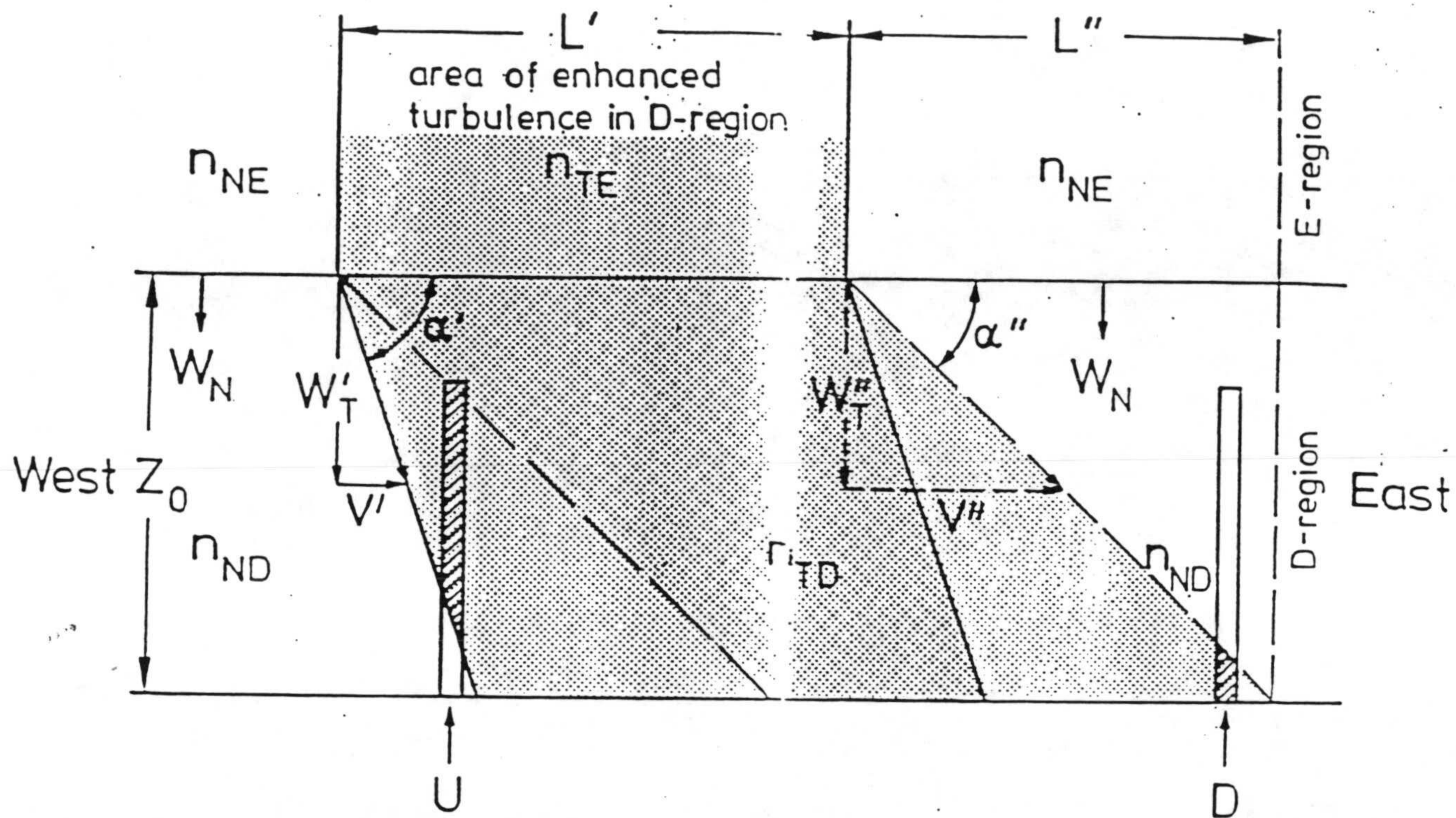


Fig. 1.3.5- Modelo de actuación simultánea de la velocidad de transporte vertical (W) y velocidad de viento horizontal (V) incluyendo y excluyendo los efectos de la anomalía invernal. n indica la densidad de NO. (Offerman y col., 1982).

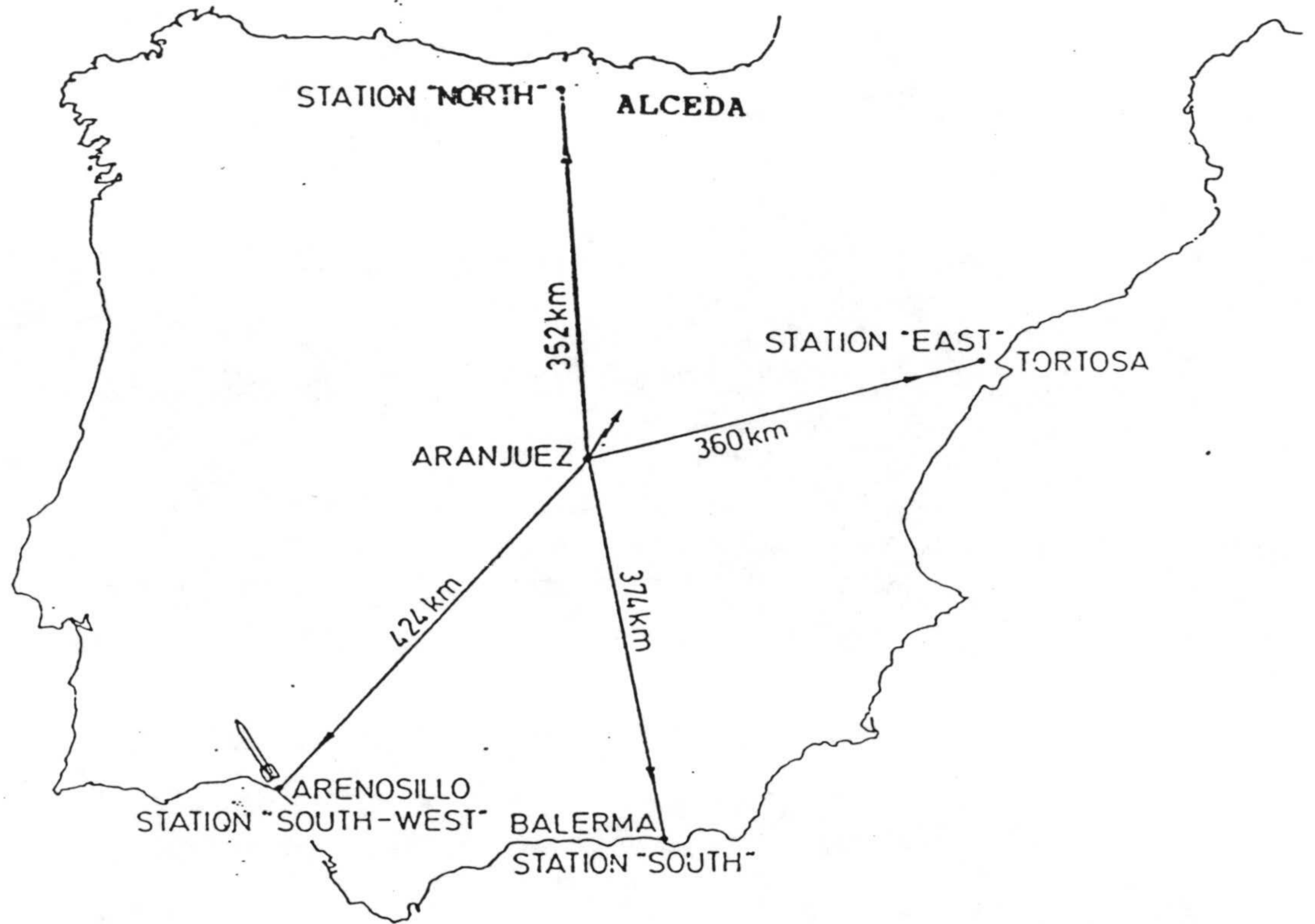


Fig. 2.1.1- Localización de las diferentes fases de propagación de medidor ionosférica - Método A3, 1969.

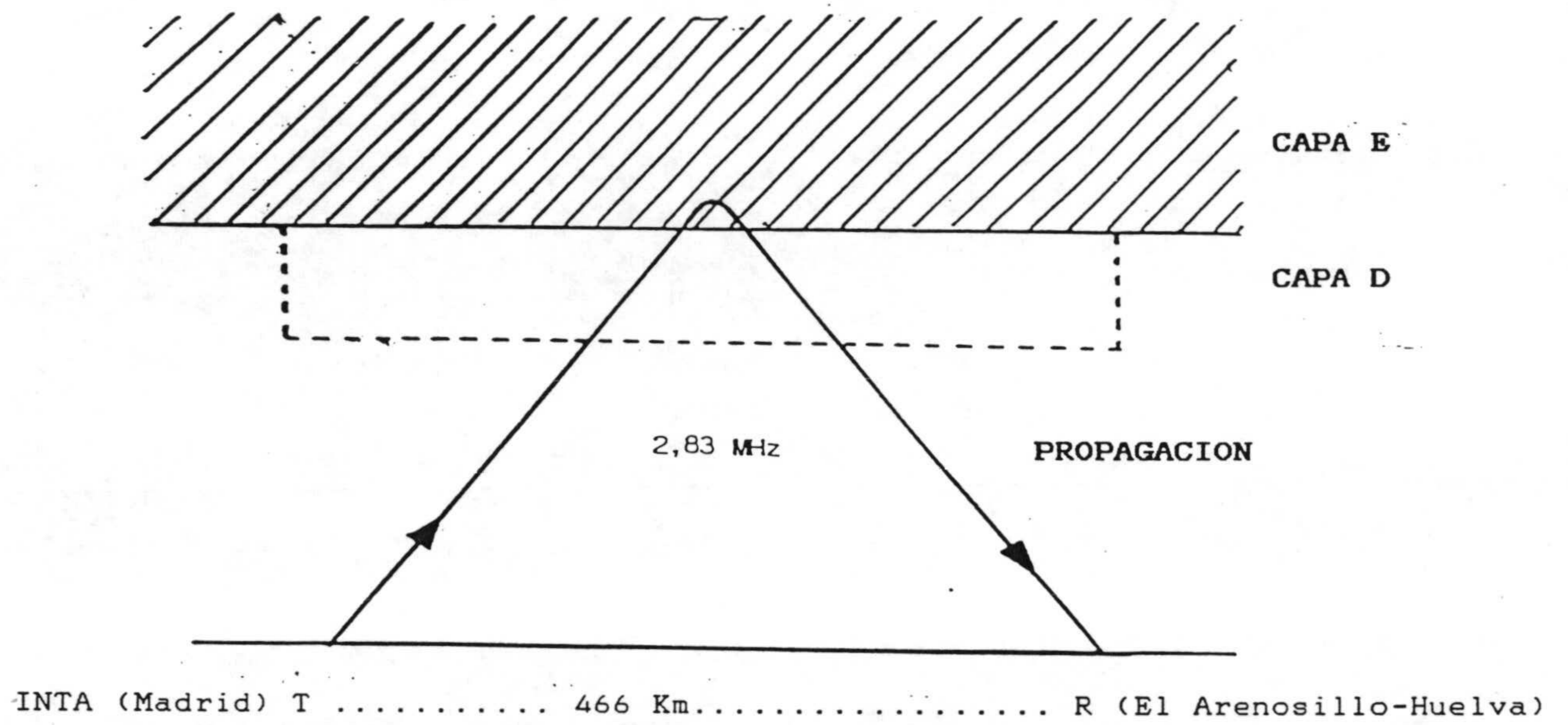


Fig. 2.1.2- Geometría del rayo para medida de absorción en la ionosfera (Método A3).

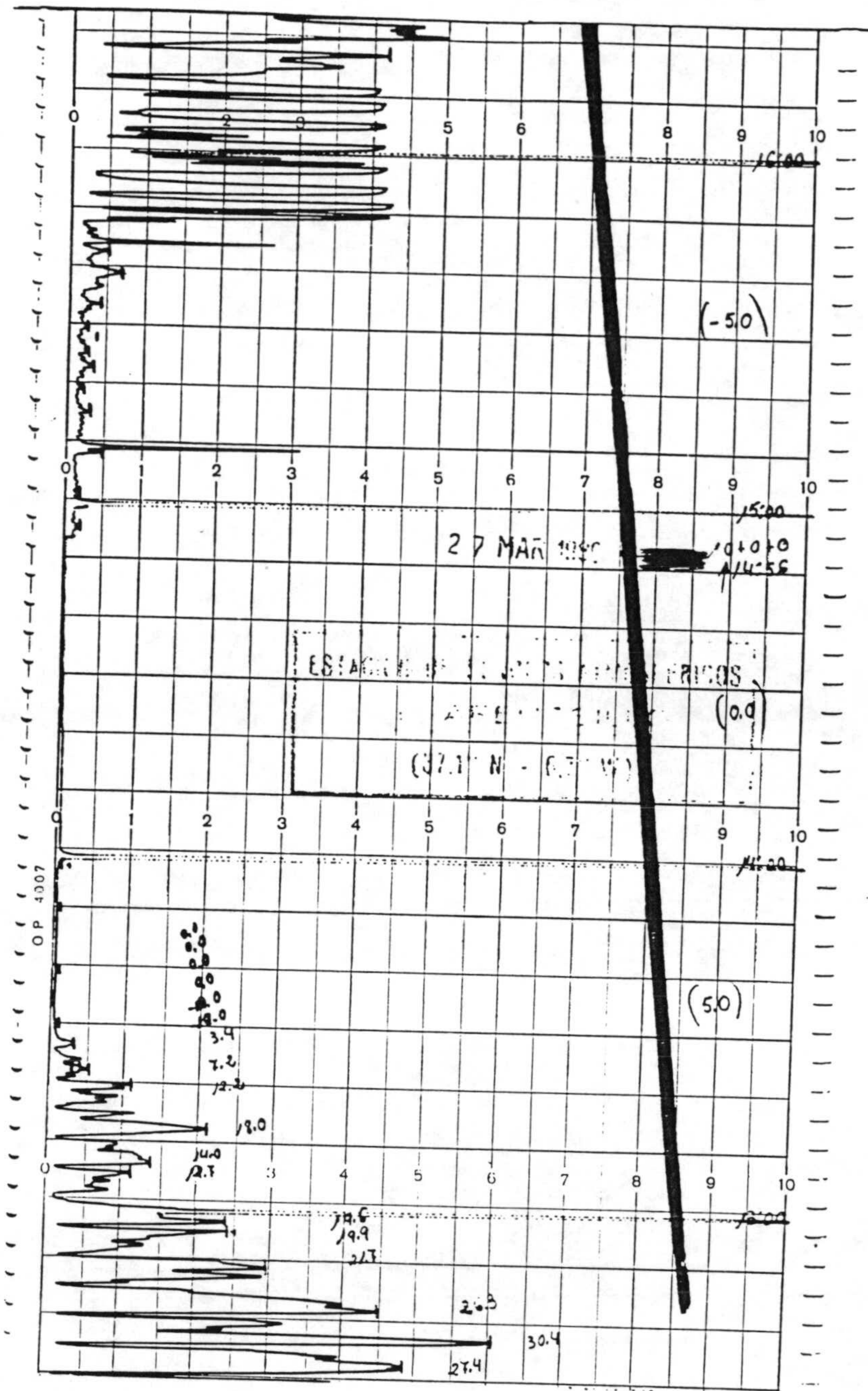


FIG. 8.

Fig. 2.1.3- Registrograma.

IONOSPHERIC ABSORPTION METER (A3 METHOD)
 Monthly mean value of electric field intensity in dB

I.N.T.A. - C.E.D.E.A
 Atmospheric Sounding Station
 El Arenosillo (37°06'N - 6°44'W)
 Huelva SPAIN

Month: JUNE 1994

		Hours (U.T.)																								
		0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24	Mean
d	1	23.6	22.2	24.2	23.7	23.7	<u>33.9</u>	26.6	26.7	21.3	14.1	12.9	12.8	15.6	17.4	13.4	8.6	12.5	22.7	29.8	31.9	22.1	26.4	23.3	26.3	19.2
a	2	25.8	26.5	28.8	34.9	28.1	28.1	19.3	14.2	15.7	14.2	8.5	9.5	10.5	8.8	11.1	11.1	9.7	13.1	26.0	37.9	40.3	42.2	41.3	42.4	14.3
y	3	42.4	34.5	35.1	40.3	33.2	30.3	17.4	13.9	6.8	3.2	2.1	1.0	0.0	-0.4	2.1	2.3	6.5	12.9	23.0	42.4	38.8	45.3	34.9	27.0	8.8
s	4	42.2	34.6	28.1	28.6	39.5	31.1	23.0	20.2	15.5	11.9	8.2	2.7	-0.3	6.0	7.4	10.4	15.6	28.5	33.0	37.5	42.6	42.2	42.1	42.5	15.2
	5	43.9	41.7	37.6	34.7	42.0	32.3	30.5	23.9	19.9	13.7	12.0	8.6	7.8	6.8	10.0	14.0	21.7	25.3	31.4	31.8	34.5	28.3	32.4	27.6	15.1
	6	30.1	26.2	36.8	32.2	31.3	28.0	28.4	23.6	17.4	12.7	8.2	6.3	5.5	7.9	9.8	11.8	17.6	25.9	31.6	31.9	32.9	36.9	37.7	42.6	16.6
	7	28.7	27.1	42.8	39.0	28.7	40.1	32.5	28.0	20.5	17.2	15.4	13.5	10.8	12.2	13.6	13.4	17.8	26.0	30.3	36.4	46.2	40.8	42.3	44.6	22.3
	8	42.8	43.0	39.7	32.8	28.6	30.5	31.1	24.1	15.4	16.9	15.3	12.5	9.1	8.7	6.2	5.7	7.6	14.0	17.2	-0.6	-3.7	6.6	4.8	3.6	15.3
	9	3.8	4.9	7.0	2.0	<u>-3.0</u>	-2.6	-3.6	-1.0	-6.2	-12.8	-12.8	-13.3	-12.6	-12.2	-12.2	-14.4	-14.5	-14.8	-14.8	-14.8	-13.9	-13.8	-13.8	-14.1	-10.6
	10	-14.9	-14.9	-13.7	-14.1	-14.5	-15.1	14.4	28.0	20.8	15.6	13.4	12.9	11.5	11.0	10.6	12.4	15.0	25.1	35.2	37.4	38.8	38.9	42.6	44.5	15.1
	11	46.4	40.9	44.2	44.8	40.8	37.7	32.0	27.5	19.2	16.3	12.4	12.6	12.7	11.0	11.6	12.9	23.0	29.7	34.9	40.2	41.6	45.1	42.2	39.1	21.8
	12	35.4	25.0	25.6	26.5	23.4	37.2	34.2	30.2	27.0	18.9	13.6	11.1	11.8	11.6	12.0	14.5	16.9	22.3	34.8	38.6	43.4	42.9	40.9	41.2	21.7
	13	49.6	34.8	41.7	42.3	29.2	38.1	37.4	28.9	17.1	12.3	9.0	9.6	8.0	7.2	10.8	10.4	18.3	26.2	31.5	37.5	39.4	41.6	41.6	39.7	19.8
	14	32.2	42.4	44.8	45.4	43.0	30.3	28.7	25.7	20.8	16.0	14.0	9.7	6.1	7.2	11.1	11.5	22.2	27.2	31.1	37.7	40.7	40.0	45.4	46.6	18.7
	15	42.7	44.0	42.7	44.4	37.6	37.3	34.4	25.7	19.2	10.6	6.4	6.6	6.0	8.1	10.0	13.6	19.4	25.7	31.9	38.0	44.4	46.6	41.6	48.7	18.9
	16	46.1	44.6	43.8	41.6	39.4	30.8	30.5	24.6	23.6	12.0	10.1	9.0	6.8	4.7	3.6	7.9	16.3	29.0	26.8	34.3	40.9	43.9	40.6	38.9	16.8
	17	41.7	43.1	42.0	46.7	46.9	41.1	38.5	31.5	25.3	15.5	13.2	9.3	8.5	8.2	8.5	11.3	18.1	27.5	37.1	35.7	44.4	45.7	41.7	45.1	21.6
	18	42.7	36.1	28.1	27.9	26.0	32.9	33.4	31.4	23.9	17.5	14.1	12.5	9.6	8.6	13.8	16.3	18.9	27.5	38.7	41.2	43.2	45.7	41.0	45.3	21.4
	19	40.7	41.4	45.2	44.7	33.6	38.5	34.6	25.9	24.8	16.2	14.7	12.6	9.8	9.5	13.1	15.2	22.5	29.5	31.8	37.2	45.7	46.7	41.5	39.6	22.2
	20	43.4	43.4	43.9	44.1	39.5	33.5	34.5	33.3	24.4	17.8	13.1	8.3	10.8	6.9	11.2	15.9	21.4	30.0	36.9	38.5	46.0	36.6	46.7	44.6	22.5
	21	46.2	46.2	46.5	40.8	44.7	37.7	31.4	27.6	22.3	20.4	19.0	14.6	12.8	11.0	14.8	13.7	17.0	25.8	35.6	39.6	45.3	43.9	44.9	42.9	22.7
	22	44.3	43.3	44.8	43.0	38.9	33.6	29.2	28.0	27.2	20.4	12.3	9.4	12.2	12.0	11.7	13.3	17.3	26.3	34.3	38.7	40.0	40.5	42.6	43.3	20.3
	23	36.6	40.5	34.4	37.2	30.5	32.4	31.0	27.5	22.7	16.6	11.3	11.3	9.3	7.7	10.0	10.5	19.9	27.1	32.8	38.0	49.8	44.6	46.3	47.0	17.3
	24	42.6	45.2	42.3	45.9	40.4	34.4	31.6	26.5	25.8	16.0	12.2	12.0	9.2	5.4	6.2	10.0	14.3	24.6	31.8	37.4	43.1	41.4	45.9	43.5	18.8
	25	43.4	45.0	43.7	45.6	41.3	35.3	33.0	29.0	25.7	16.7	12.7	10.3	7.6	8.1	9.6	15.7	18.3	25.3	32.0	36.2	42.6	43.9	42.6	44.6	20.0
	26	42.7	44.0	42.6	41.6	41.0	34.9	35.5	31.5	26.4	19.4	15.5	11.0	8.1	7.9	8.9	11.0	16.9	29.3	34.3	37.2	40.7	47.5	42.2	40.3	20.8
	27	41.6	43.1	45.7	41.5	39.3	36.8	33.0	29.4	25.8	17.8	13.4	9.8	10.0	8.8	10.3	15.6	21.5	37.2	38.3	42.4	43.6	47.8	50.4	50.6	22.0
	28	50.2	49.9	51.5	47.8	52.1	41.1	39.4	35.1	23.3	13.3	11.3	7.9	4.0	8.3	6.8	9.0	14.6	21.1	38.5	40.0	48.3	48.9	45.6	48.4	18.8
	29	49.4	49.2	49.7	46.3	50.4	43.5	39.3	37.3	25.9	18.5	15.4	13.5	12.9	10.3	10.5	16.2	19.8	33.4	41.7	42.7	49.6	48.7	49.7	41.9	24.2
	30	37.2	37.8	48.0	49.7	41.0	37.6	32.3	36.6	18.2	17.8	6.8	8.1	8.2	9.8	9.3	10.0	12.6	33.7	35.8	40.0	39.6	37.6	40.4	37.6	19.8

Monthly mean: 18.0 dB

Notes: - The mean value correspond to underline data only
 - The ionospheric absorption is measured by field strength of the INTA

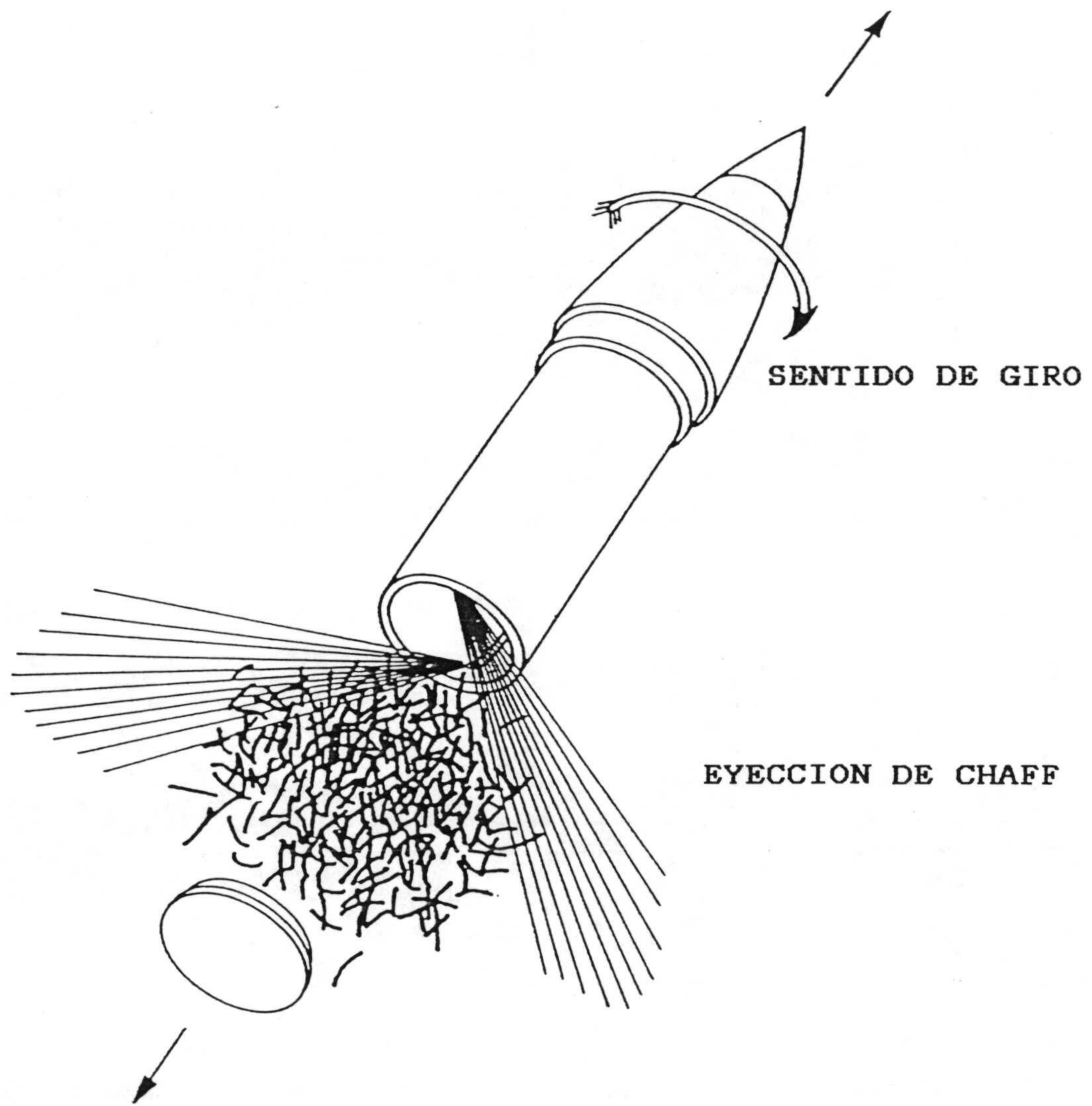


Fig. 2.2.1- Diagrama de formación de nube de chaff.

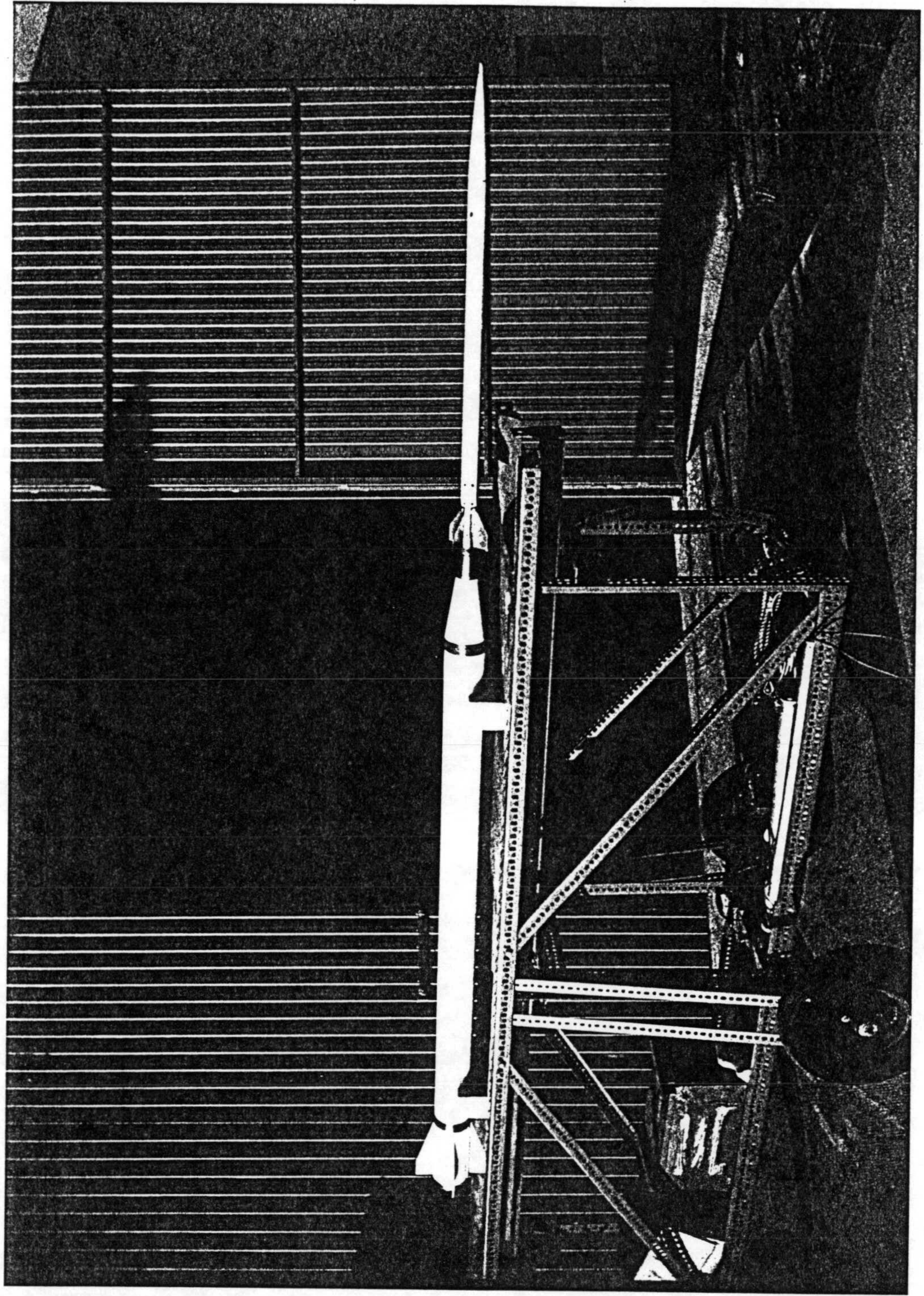


Fig. 2.2.2- Cohete Syperloky.

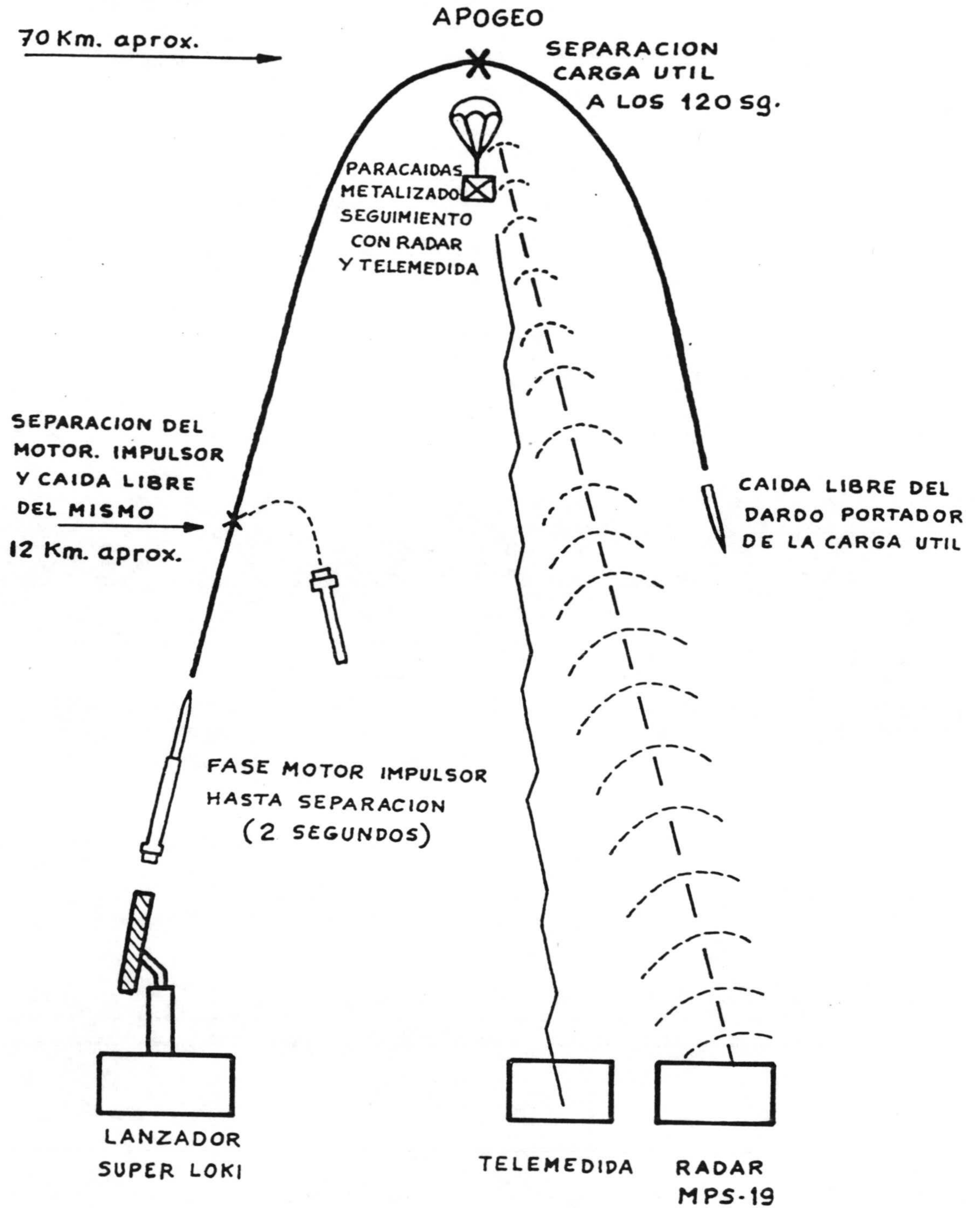


Fig. 2.2.3- Medidas del perfil de viento y temperatura con cohete Superloky.

Fig. 2.2.4-

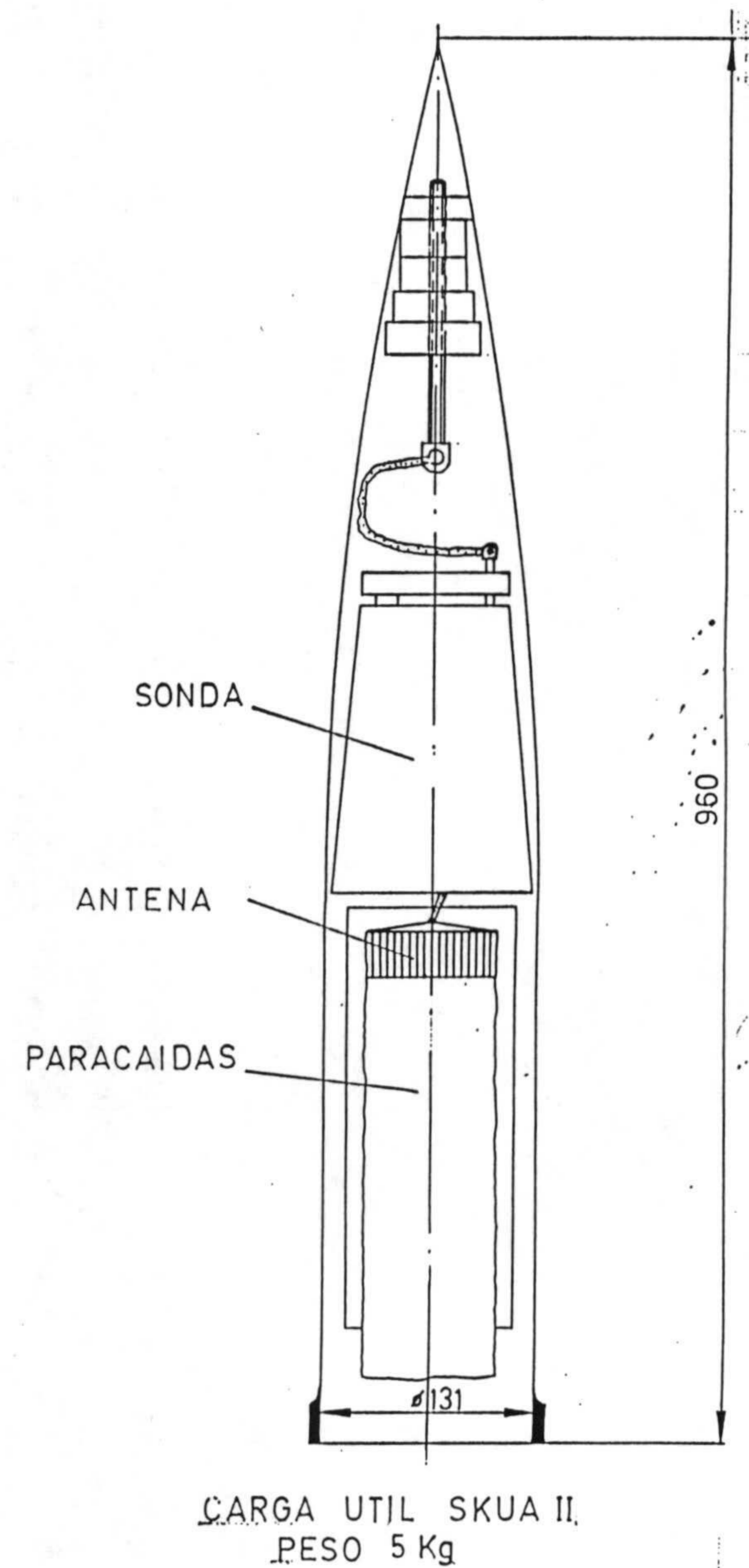
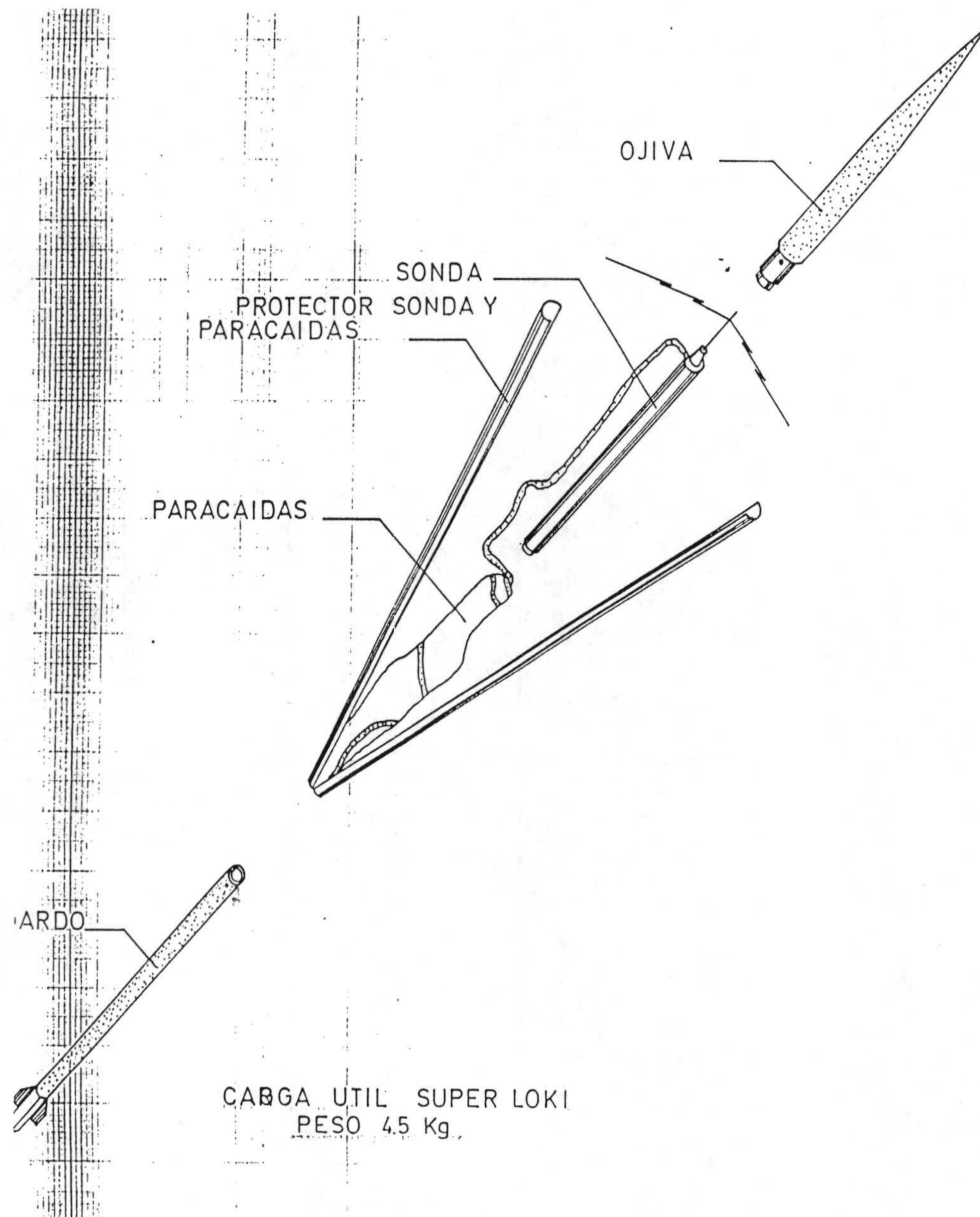
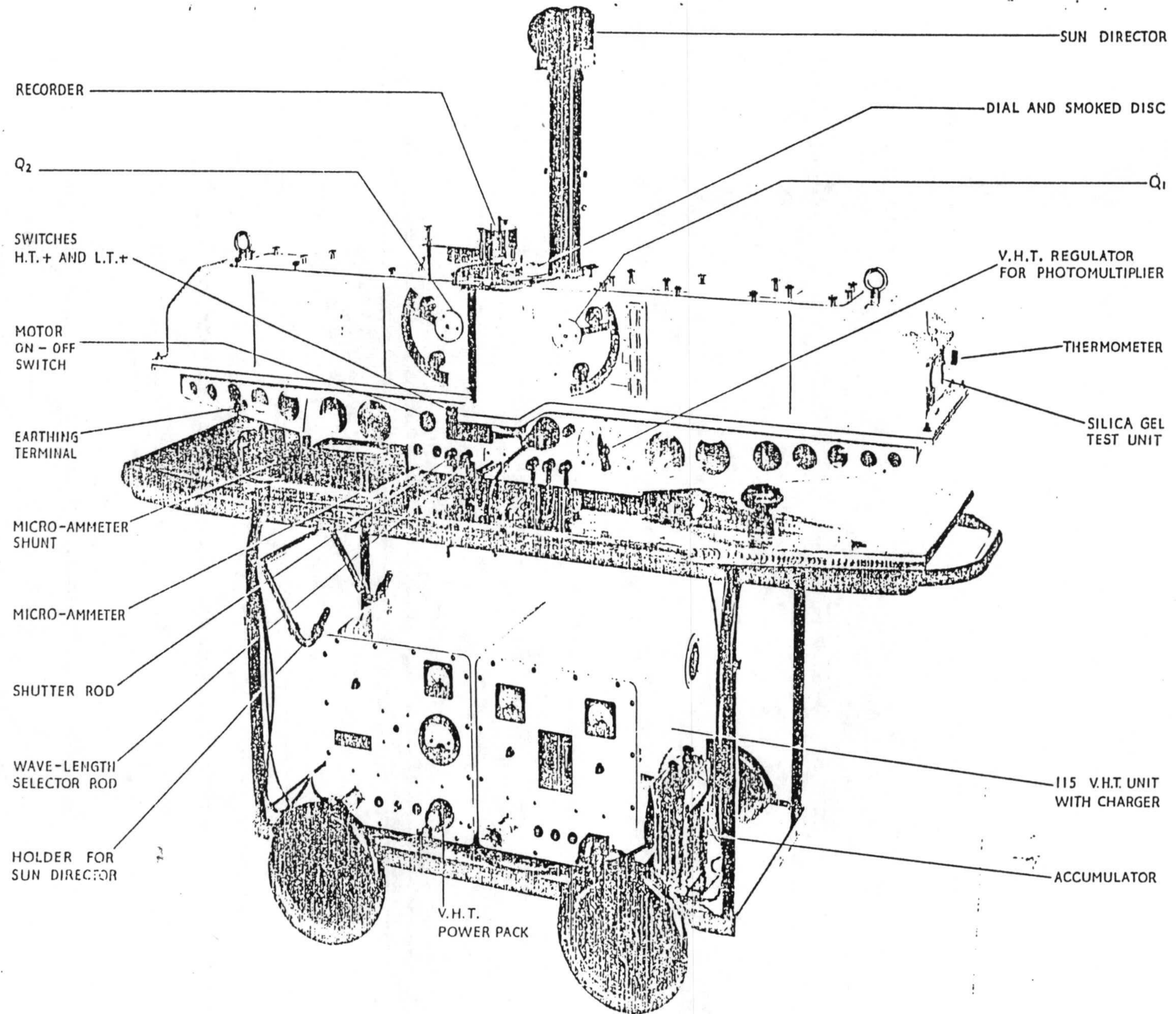
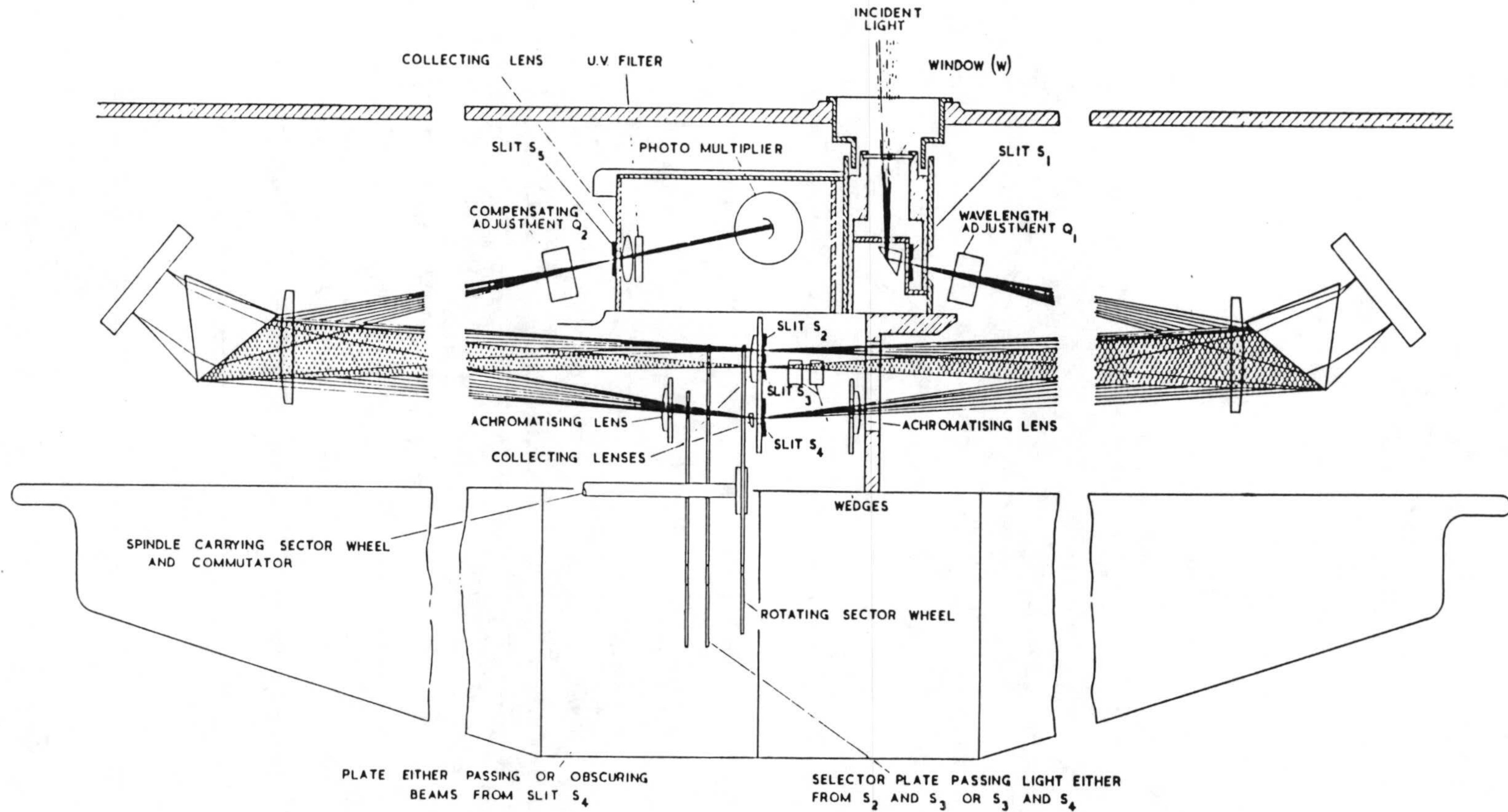


Fig. 2.3.1



DOBSON SPECTROPHOTOMETER: GENERAL VIEW

Fig. 2.3.2



THE OPTICAL SYSTEM.

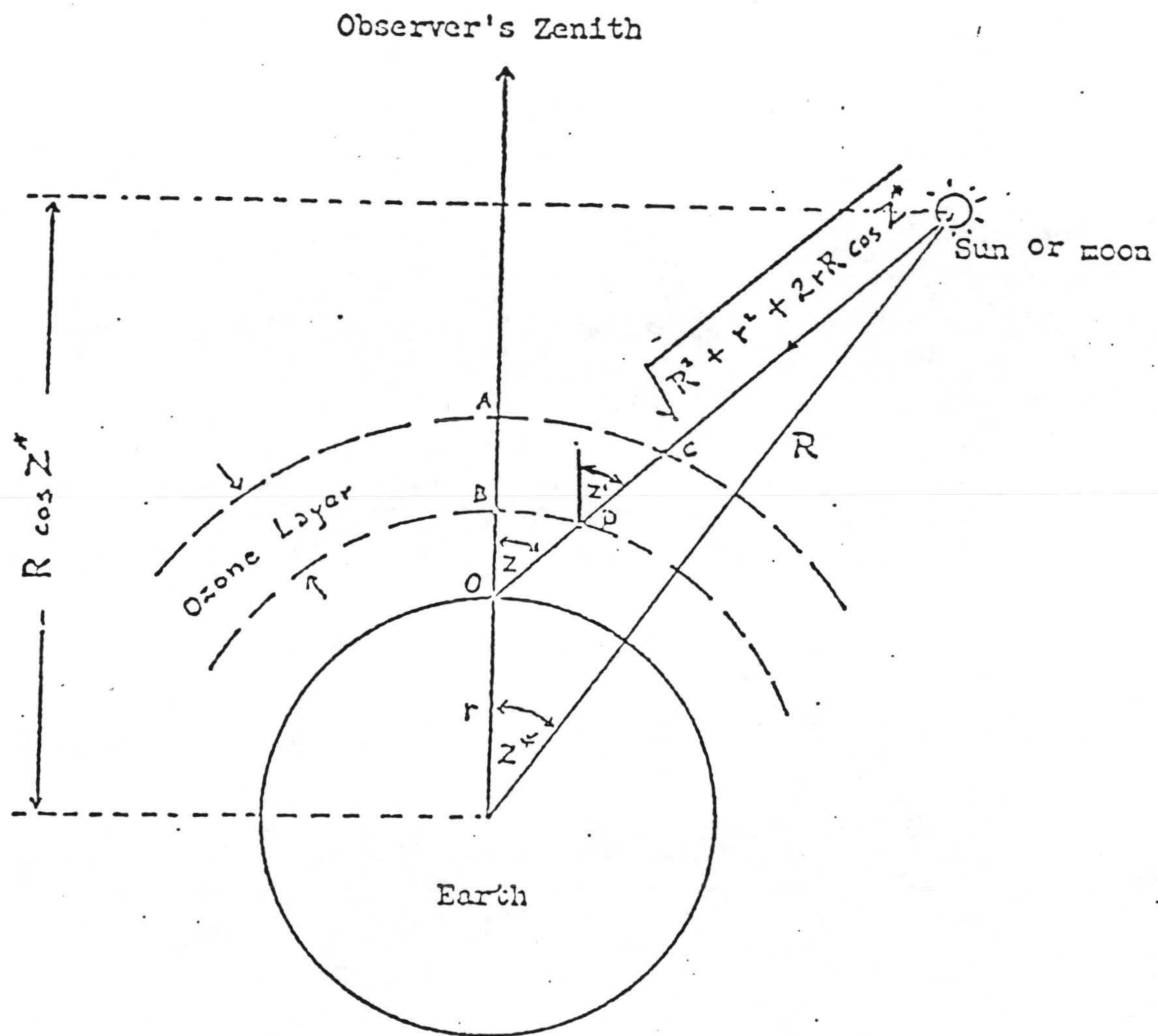
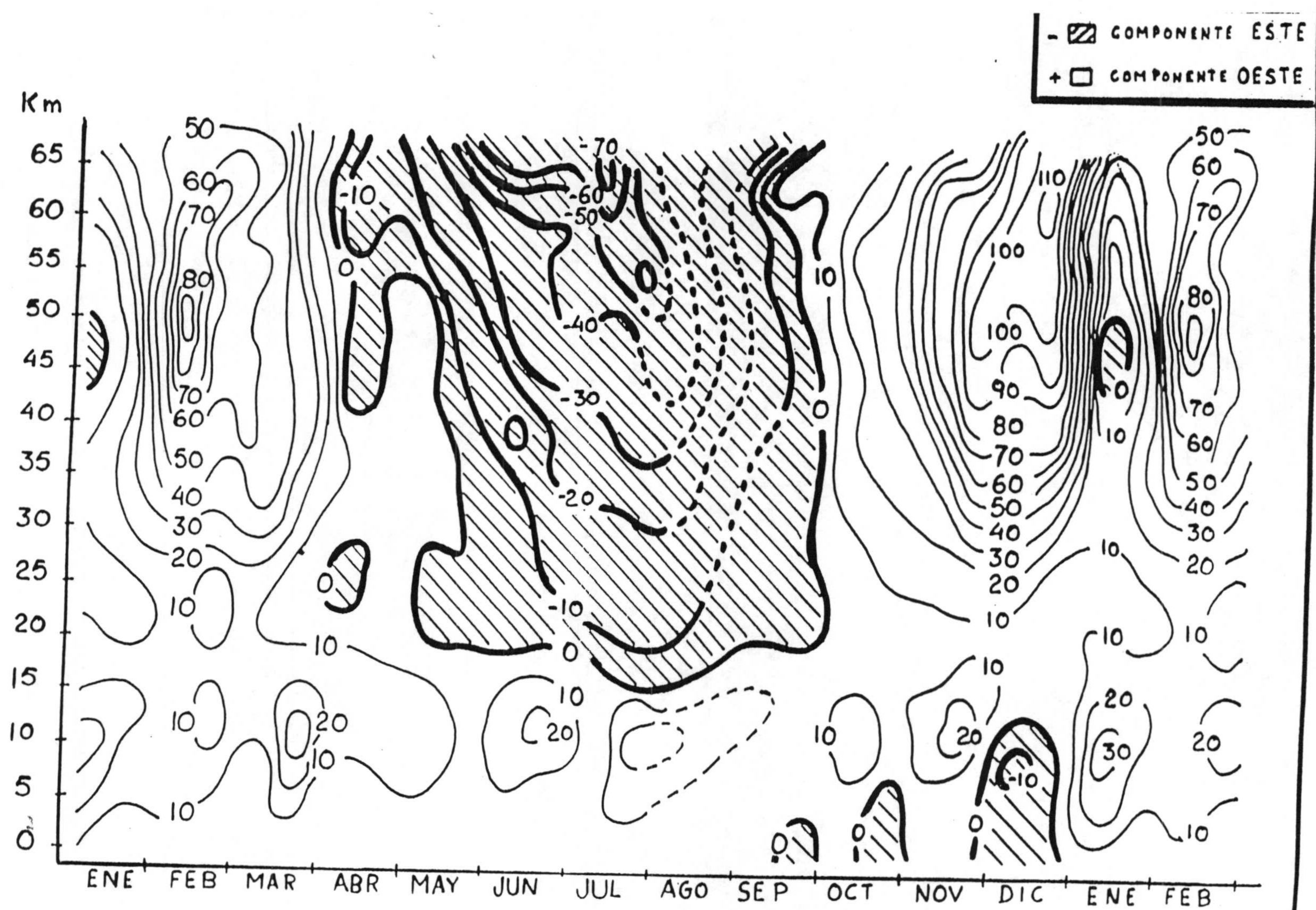


Fig. 2.3.3

Fig. 3.1.1- El Arenosillo 1966-71 componentes zonales medias de los vientos (ms-1).



EL ARENOSILLO
(37°N-67°W)

WINTER ANOMALY 81/82

TIME: 12 ± 1 U.T.

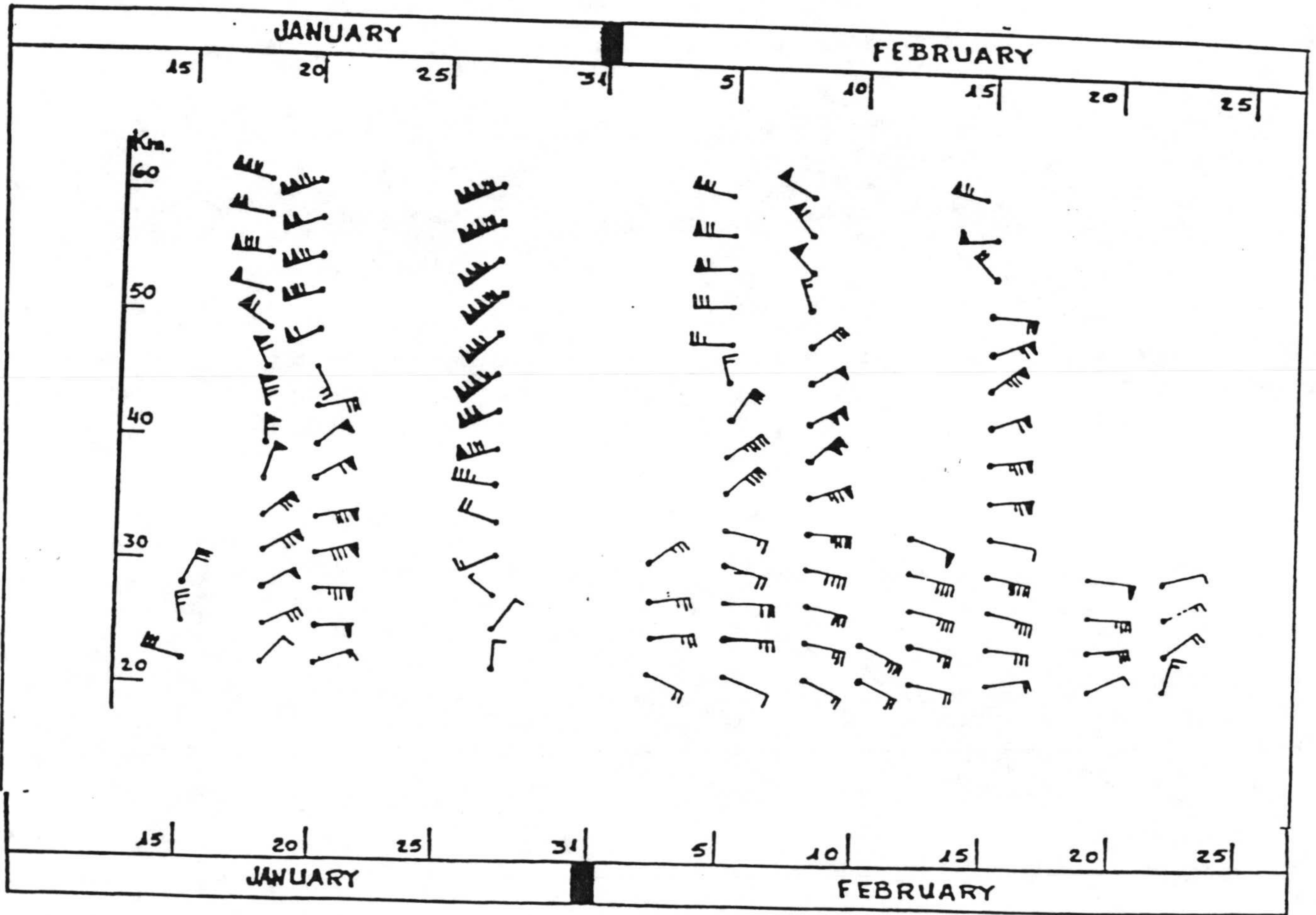


Fig. 3.1.3- Viento estratosférico en El Arenosillo.
Anomalia invernal 1981/82.

EL ARENOSILLO
(57.1N-6.7W)

WINTER ANOMALY 82/83

TIME: 42 ± 4 U.T.

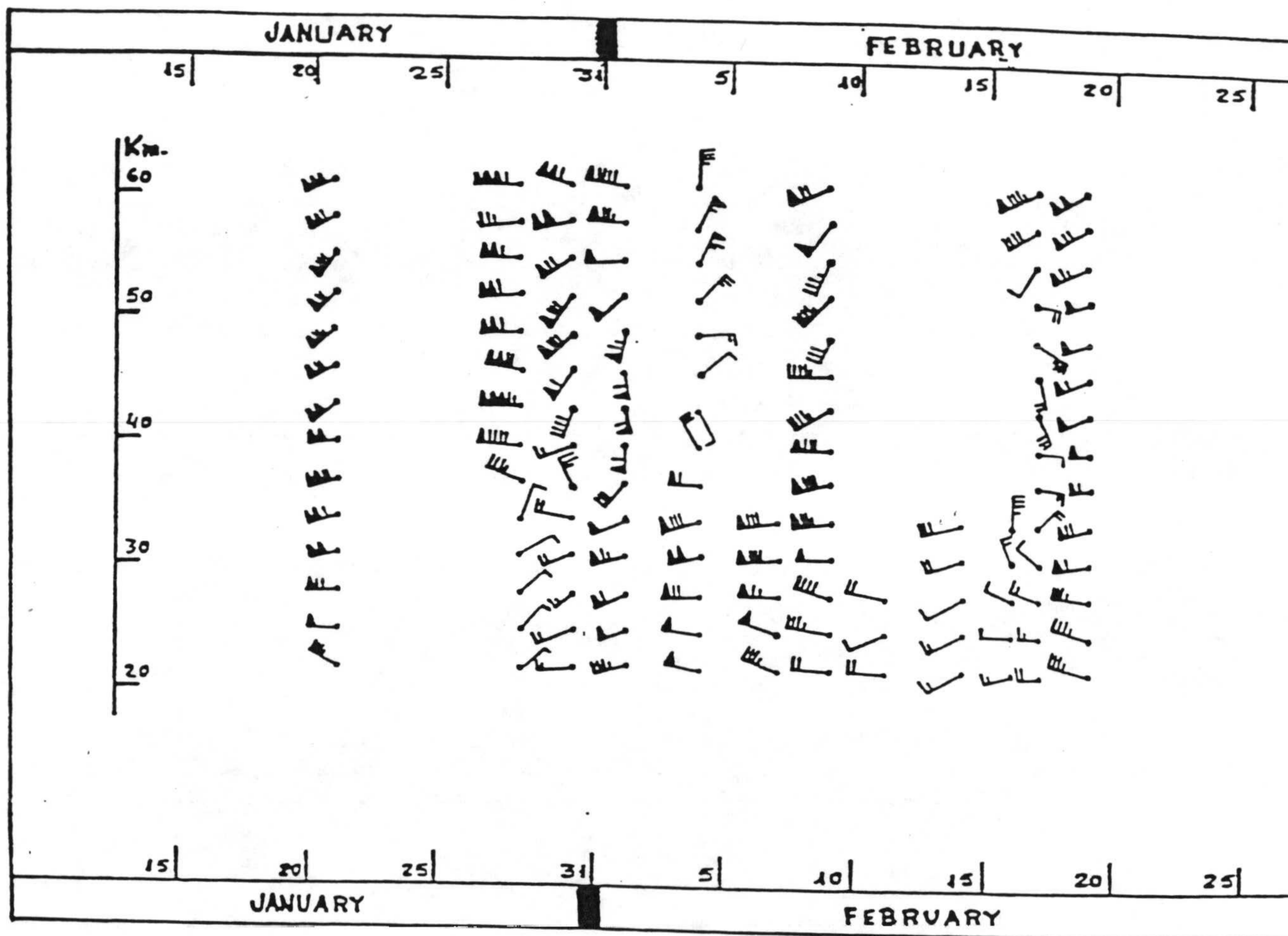


Fig. 3.1.4- Viento estratosférico en El Arenosillo.
Anomalia invernal 1982/83.

EL ARENOSILLO
(37.1N-67W)

WINTER ANOMALY 83/84

TIME: 12 ± 1 U.T.

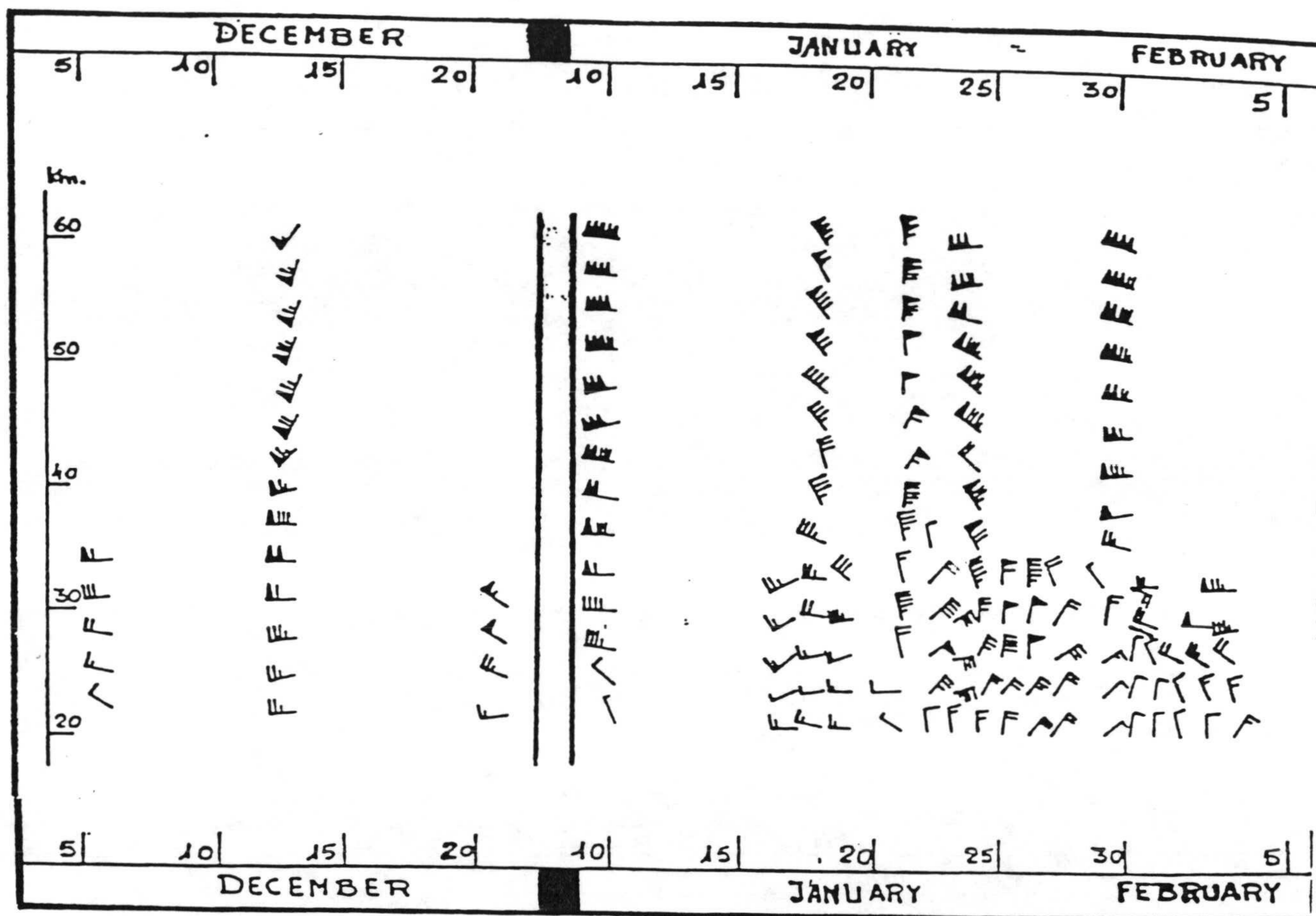


Fig. 3.1.5- Viento estratosférico en el Arenosillo.
Anomalia invernal 1983/84.

EL ARENOSILLO
(37.1N-67W)

WINTER ANOMALY 75/76

TIME: 12 ± 1 U.T.

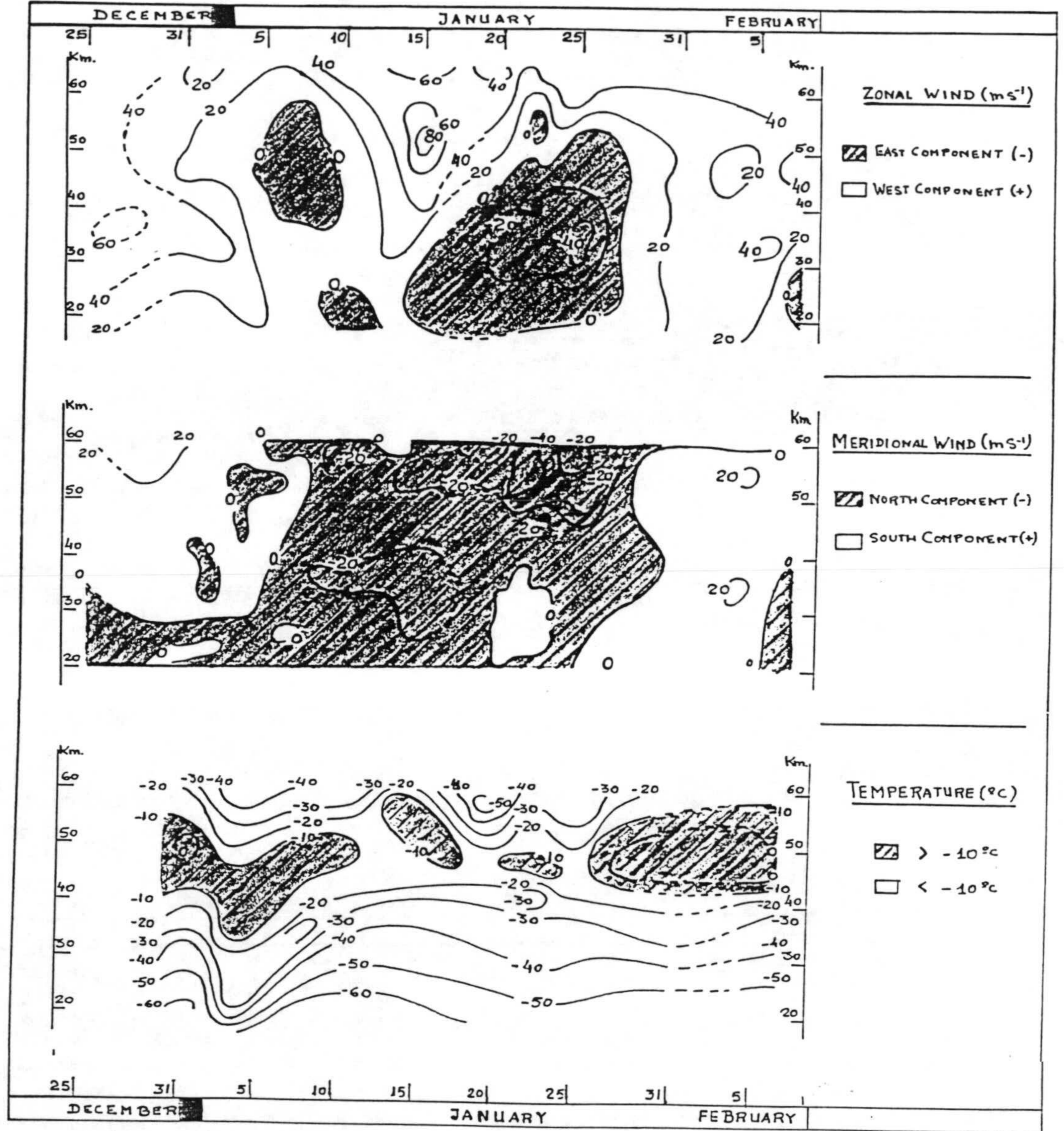


Fig. 3.1.6- El Arenosillo. Anomalia invernal 1975/76

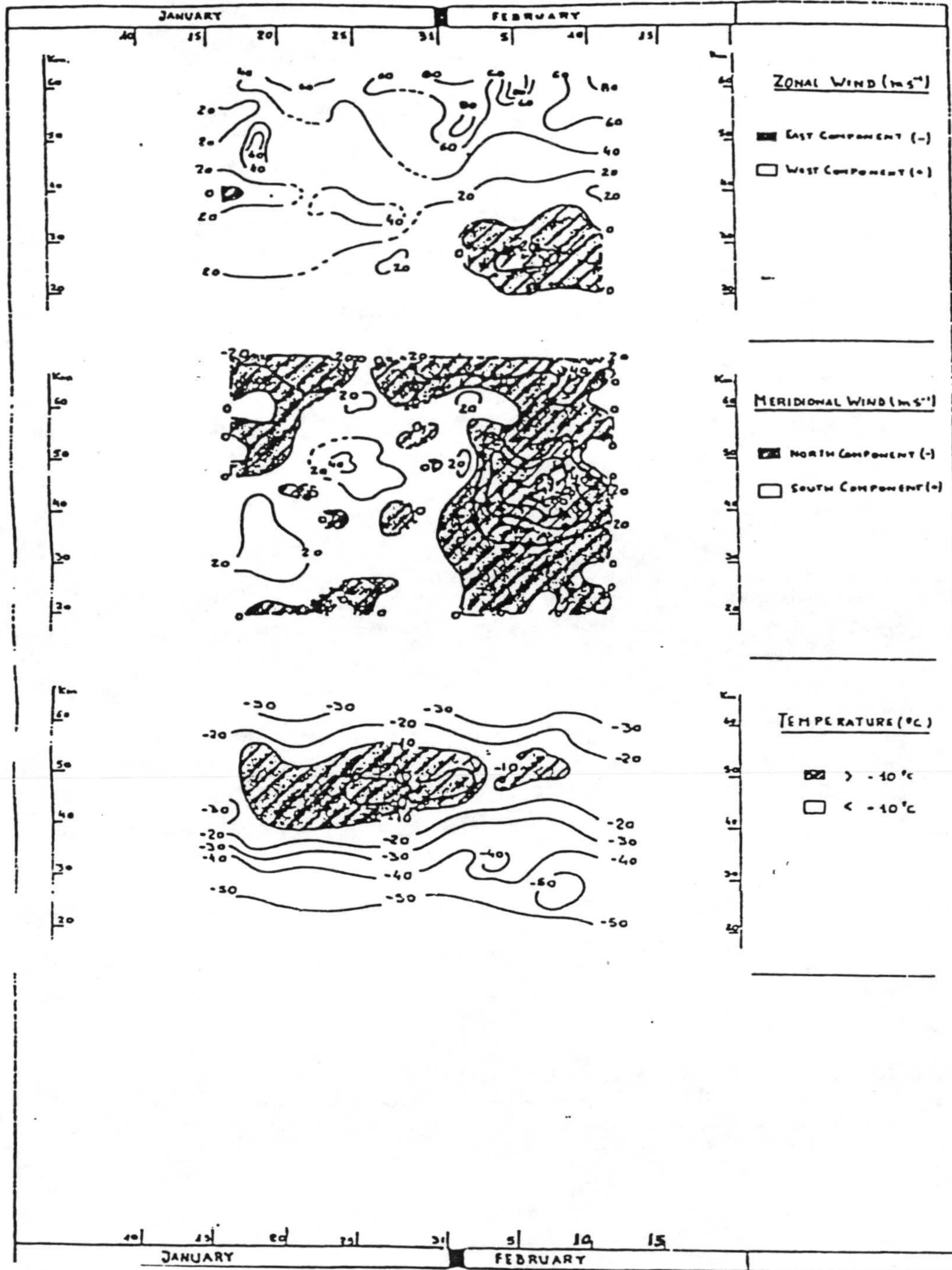


Fig. 3.1.7- El Arenosillo. Anomalia invernal 1976/77

EL ARENOSILLO
(37.1N-67W)

WINTER ANOMALY 77/78

TIME: 12 ± 1 U.T

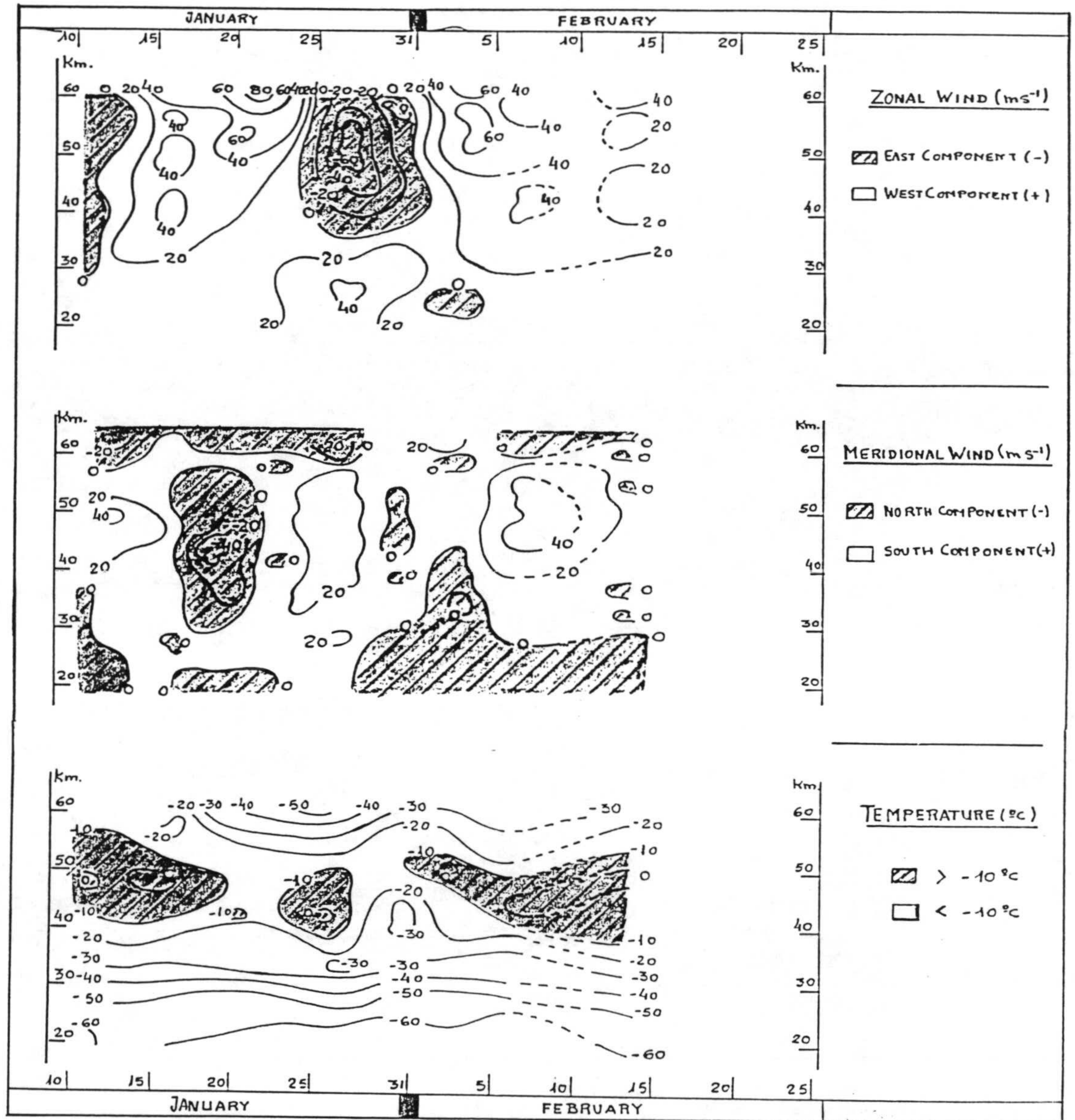


Fig. 3.1.8- El Arenosillo. Anomalia invernal 1977/78

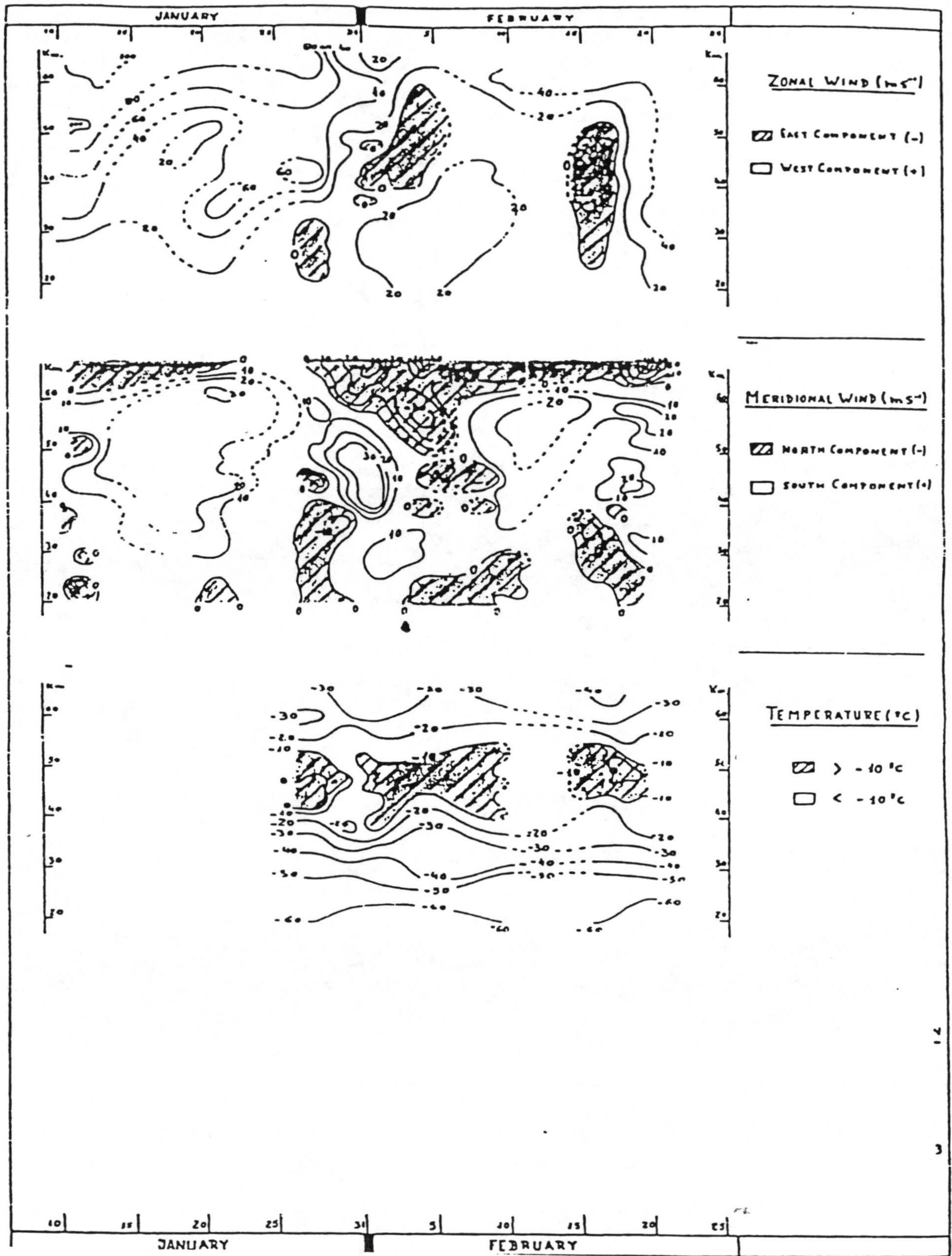


Fig. 3.1.9- El Arenosillo. Anomalia invernal 1982/83

EL ARENOSILLO
(37.1N-67W)

WINTER ANOMALY 83/84

TIME: 12 ± 1 U.T.

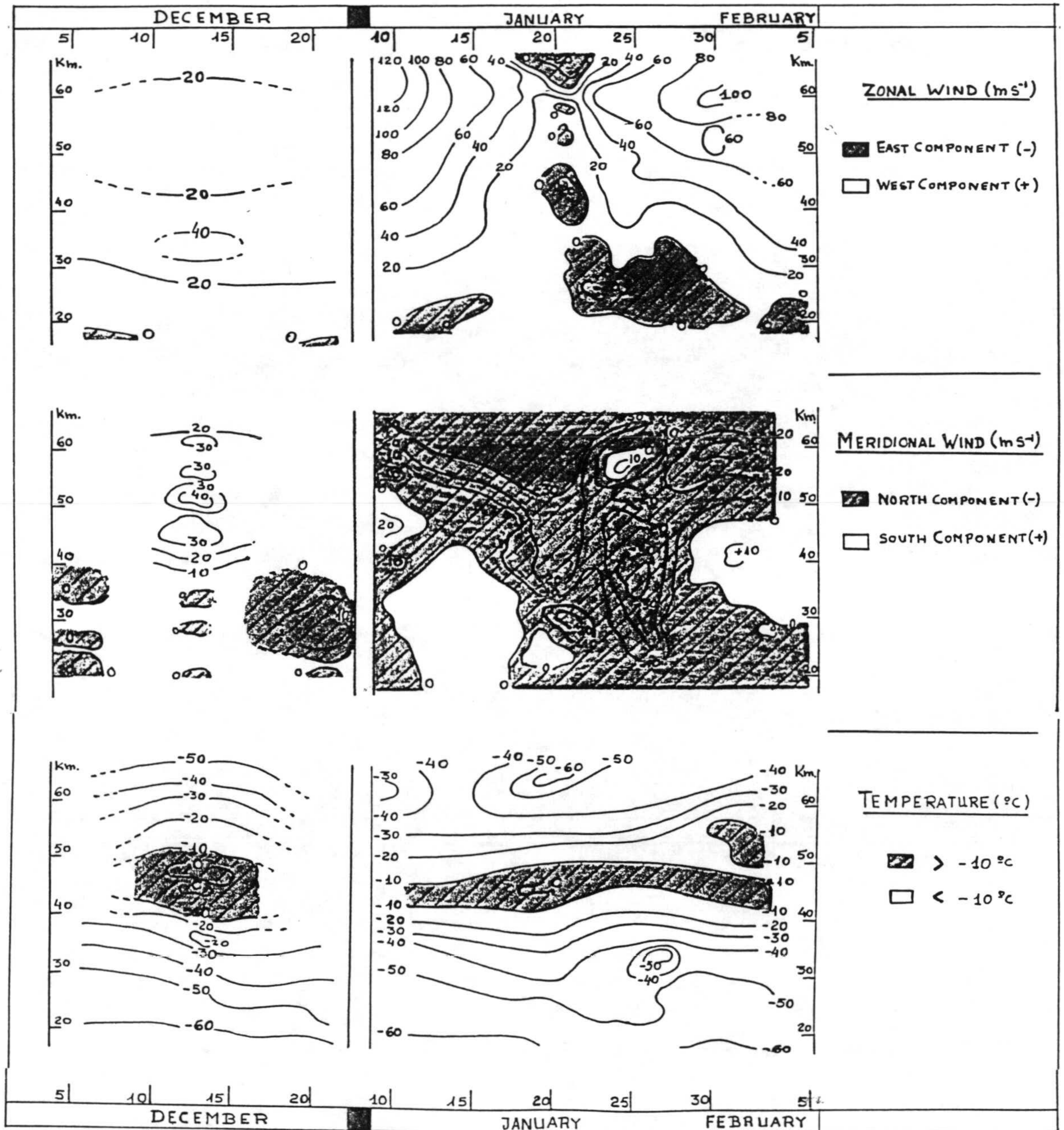
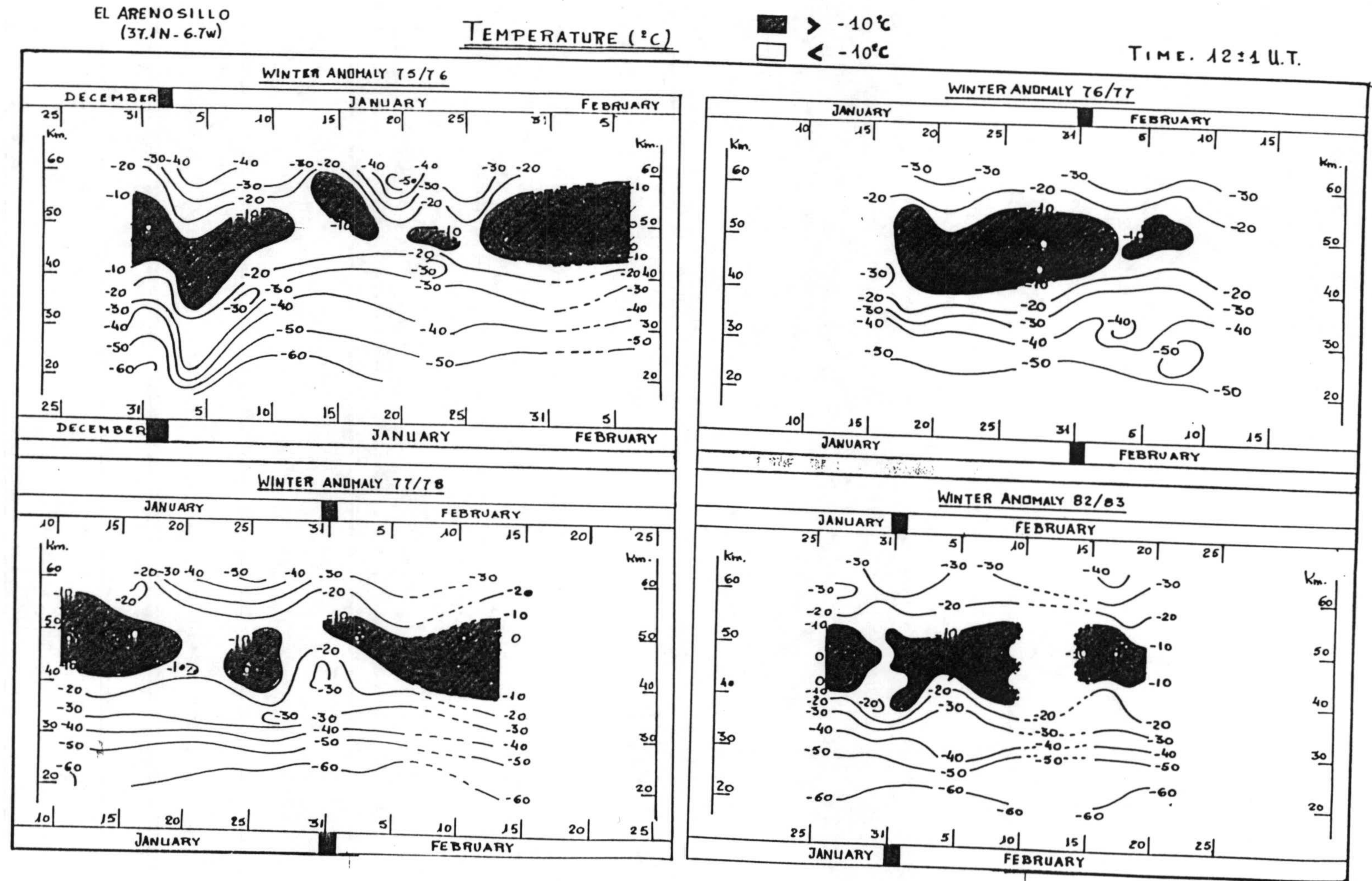


Fig. 3.1.10- El Arenosillo. Anomalia invernal 1983/84.

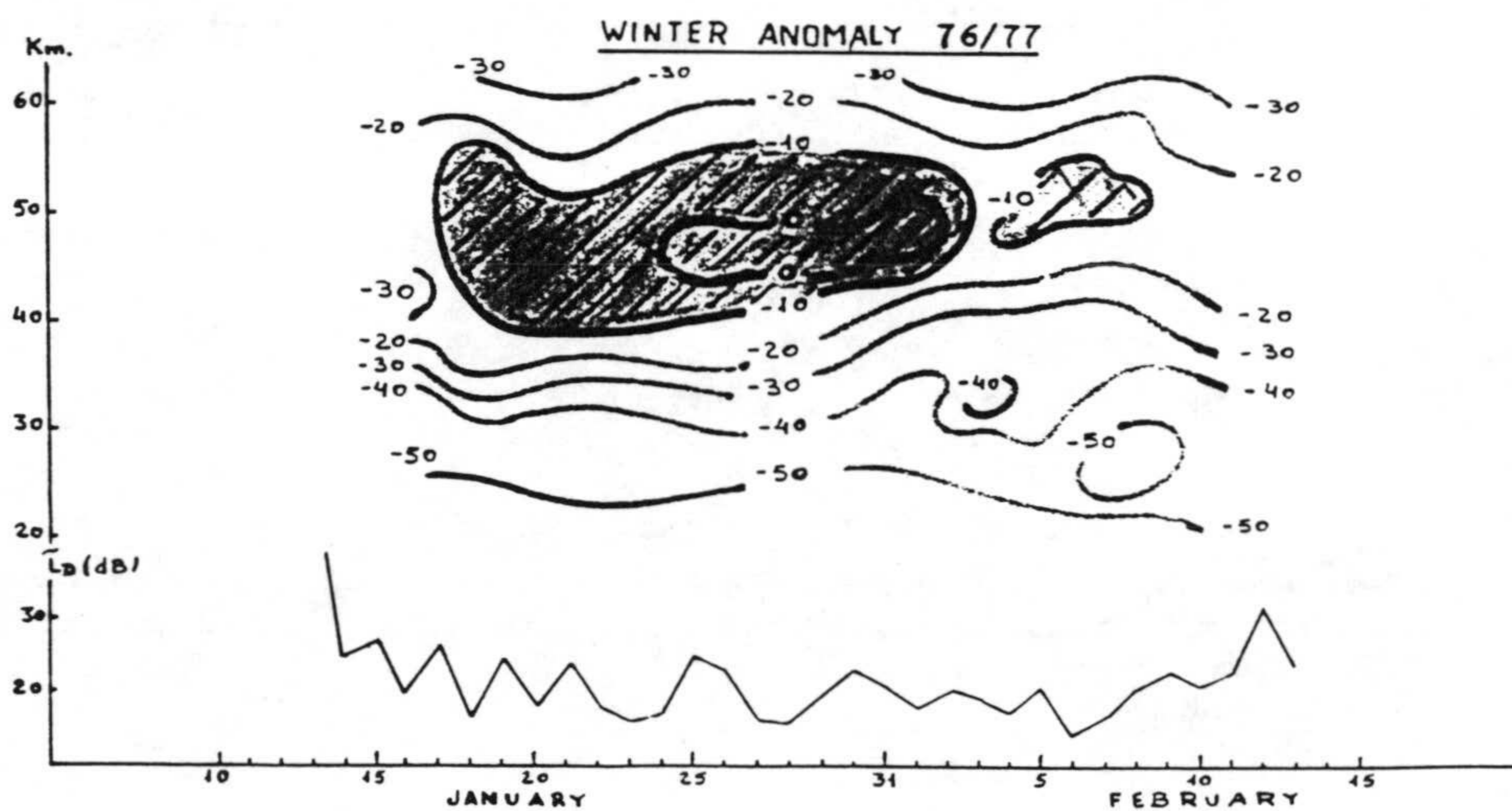
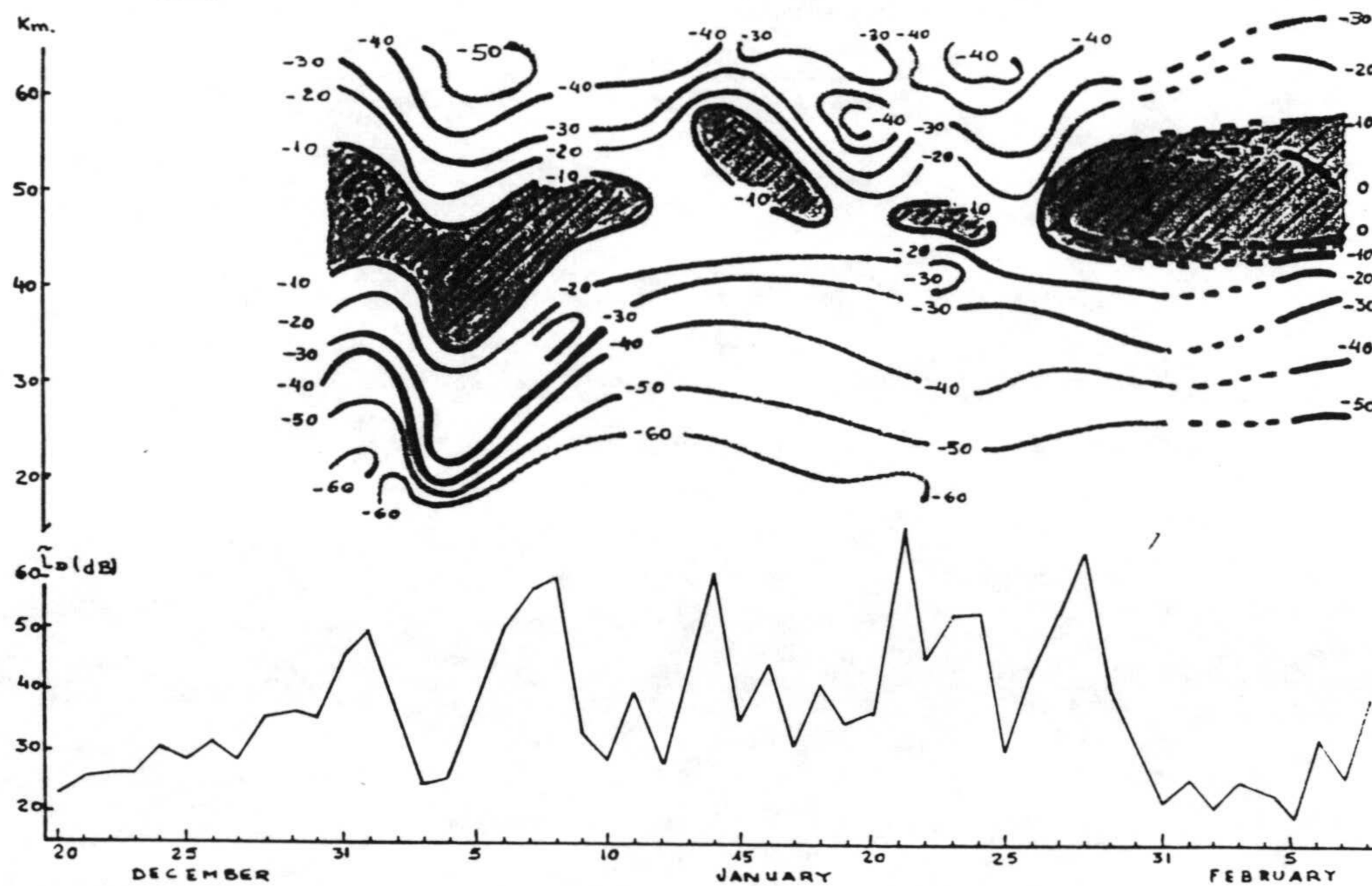
FIG. 3.1.11 - Evolución de la temperatura estratosférica durante 10 periodos invernales 1975/76 a 1982/83 en El Arenosillo.



EL ARENOSILLO
(37.1N-6.7W)

WINTER ANOMALY 75/76

TIME: 12U.T.



ABSORPTION IN D-REGION (L_p) in dB — TEMPERATURE in $^{\circ}$ C { \blacksquare $> -10^{\circ}$ C
 \square $< -10^{\circ}$ C

Fig. 3.1.12- El Arenosillo. Anomalia invernal en absorción y temperatura, 1975/76 - 1976/77.

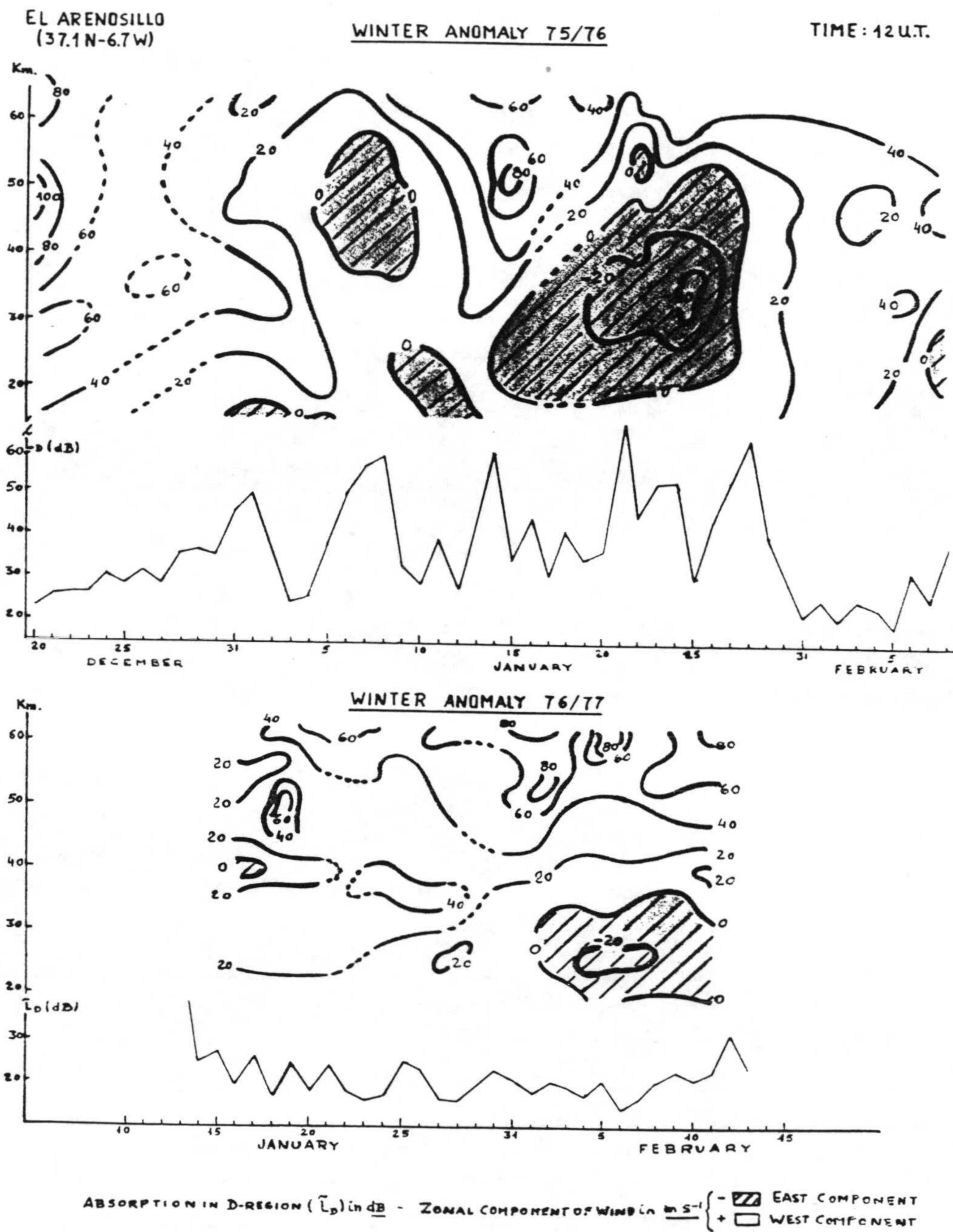


Fig. 3.1.13- El Arenosillo. Anomalia invernal en circulacion zonal y absorcion, 1975/76 - 1976/77.

EL ARENOSILLO
(37.1N-67W)

WINTER ANOMALY 81/82

TIME: 12 ± 1 U.T

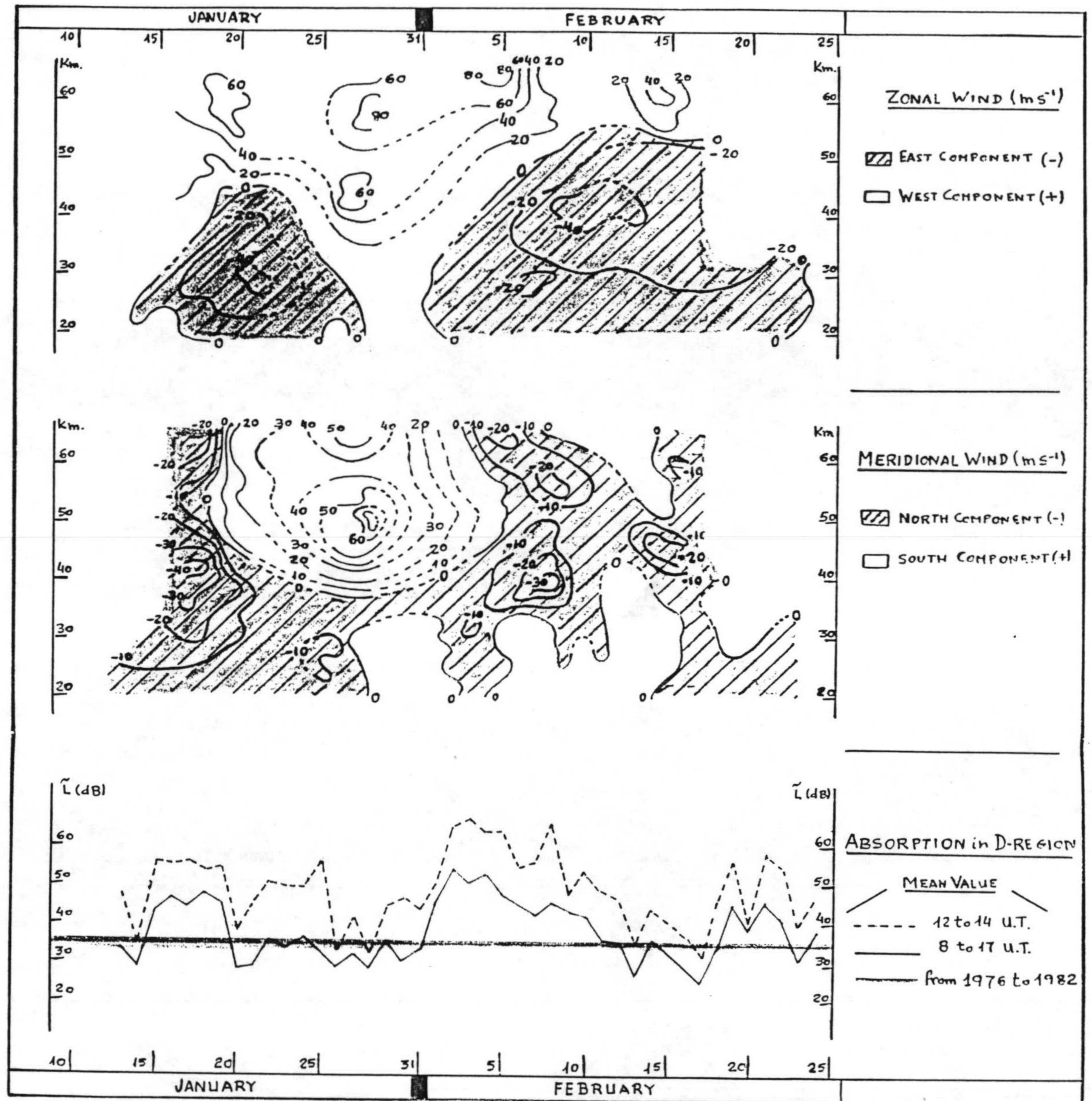


Fig. 3.1.14- El Arenosillo. Anomalia invernal en circulaci3n y absorci3n, 1981/82.

EL ARENOSILLO
(37.1 N-6.7 W)

WINTER ANOMALY 82/83

TIME: 12 ± 1 U.T.

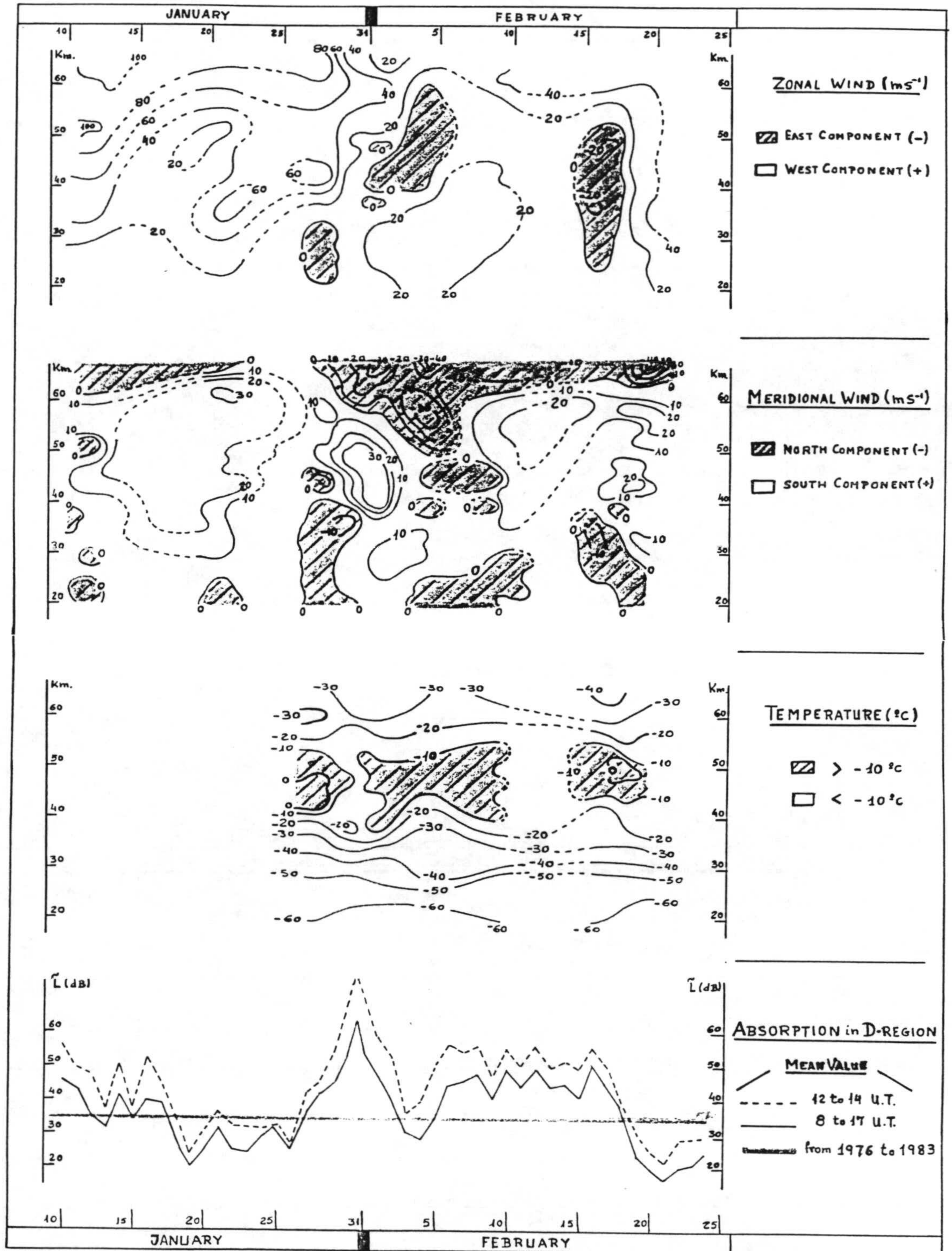


Fig. 3.1.15- El Arenosillo. Anomalia invernal en circulaci3n, temperatura y absorci3n, 1982/83.

EL ARENOSILLO
(37.1N-67W)

WINTER ANOMALY 83/84

TIME: 12 ± 1 U.T

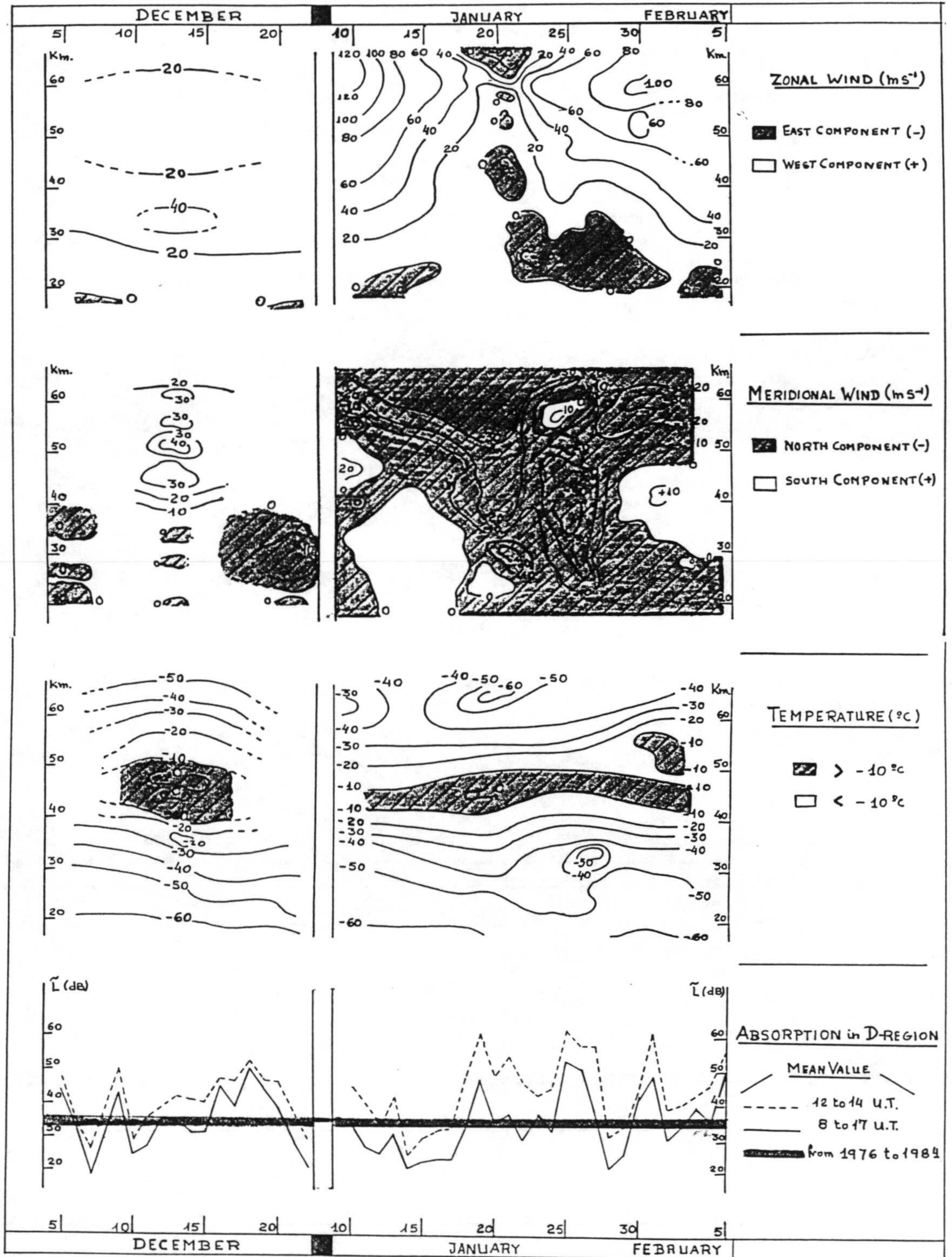


Fig. 3.1.16- El Arenosillo. Anomalia invernal en circulación, temperatura y absorción, 1983/84.

EL ARENOSILLO
(37.1N-67W)

WINTER ANOMALY 83/84

TIME: 12 ± 1 U.T.

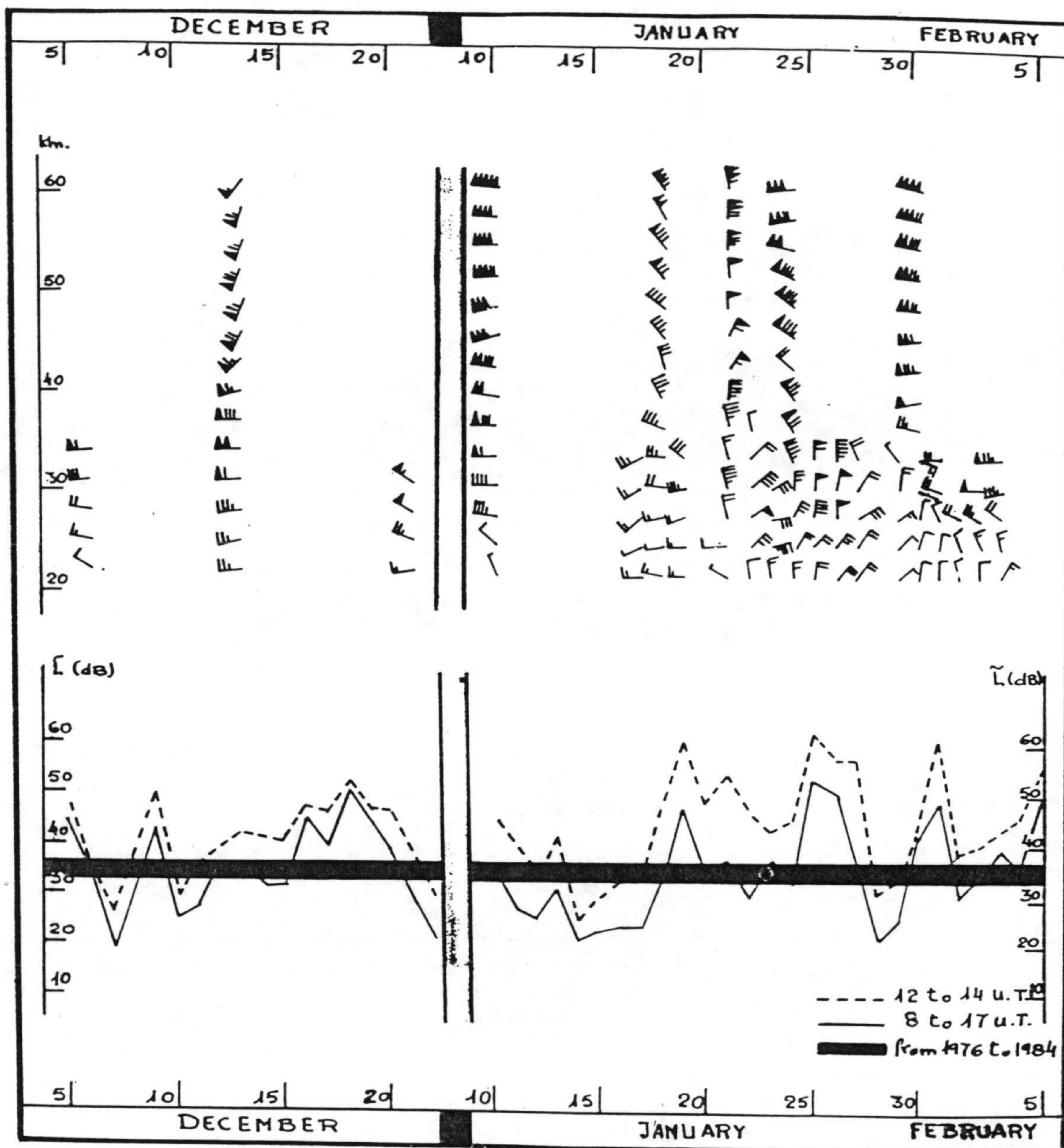


Fig. 3.1.17- El Arenosillo. Anomalia invernal en absorción y circulación (sinóptica). Periodo 1983/84.

EL ARENOSILLO
(37.1N-6.7W)

WINTER ANOMALY 81/82

TIME: 12 ± 1 U.T.

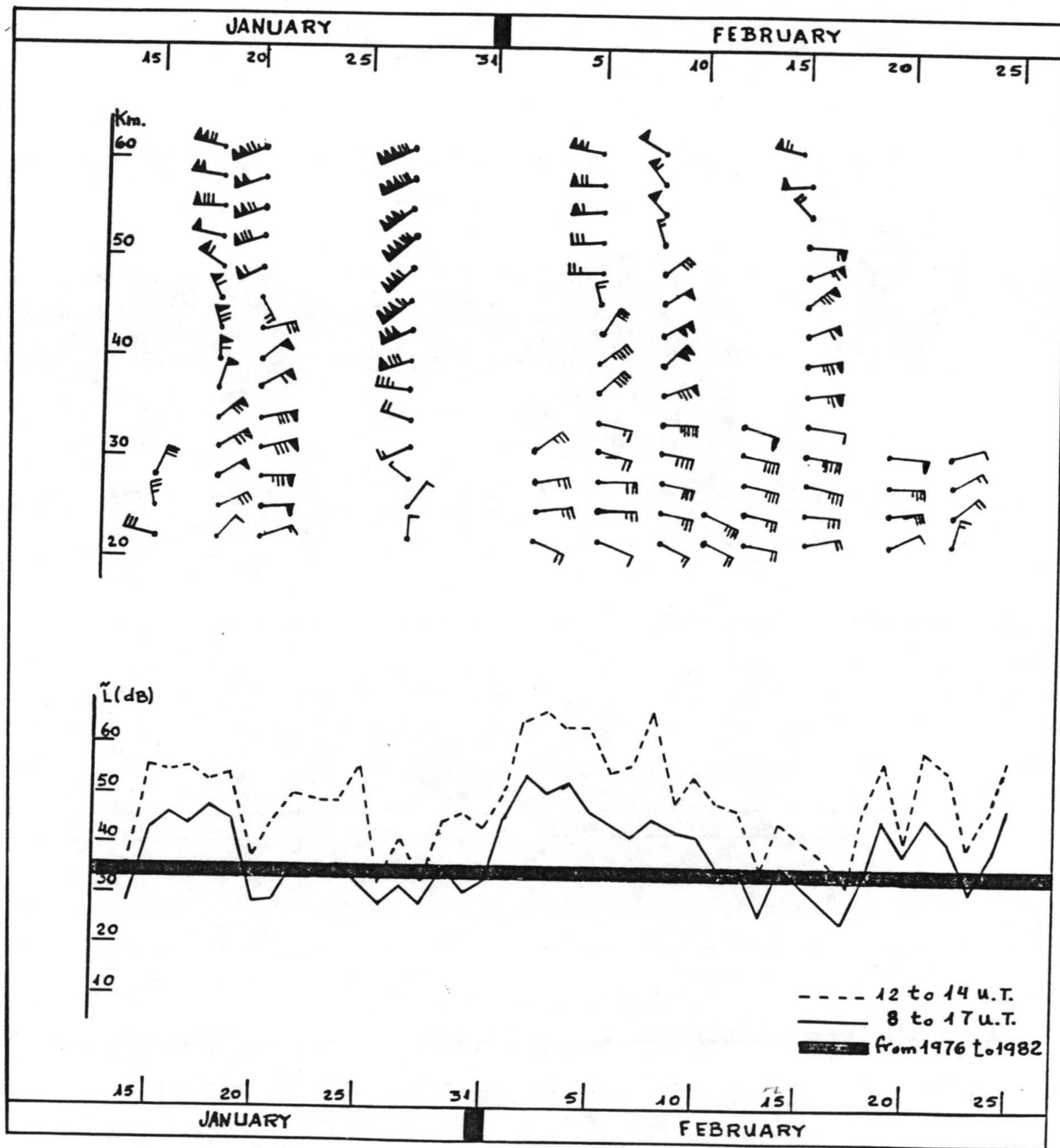


Fig. 3.1.18- El Arenosillo. Anomalia invernal en absorción y circulación (sinóptica). Periodo 1981/82.

EL ARENOSILLO
(37.1N-6.7W)

WINTER ANOMALY 82/83

TIME: 12 ± 1 U.T.

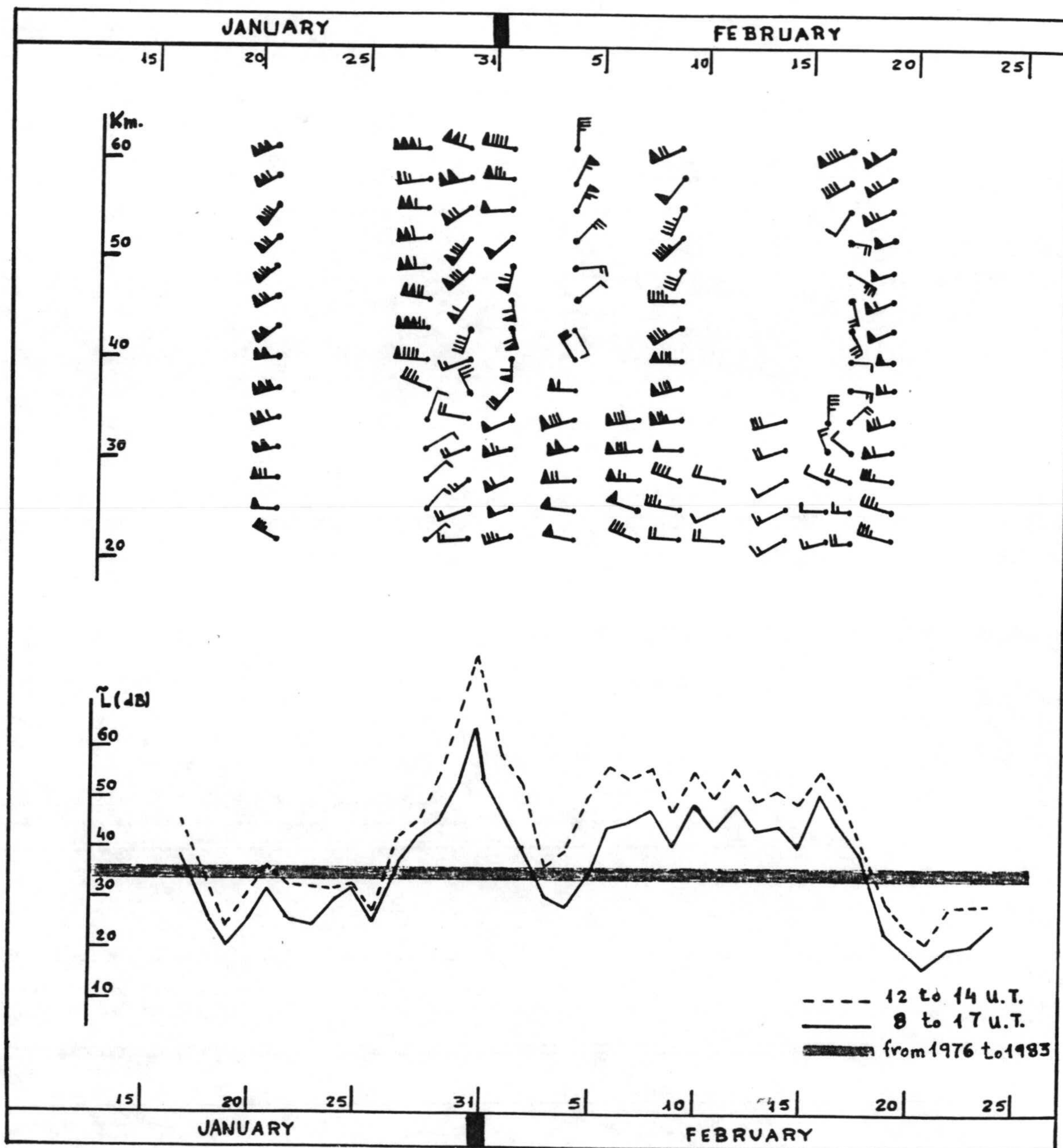


Fig. 3.1.19- El Arenosillo. Anomalia invernal en absorción y circulación (sinóptica). Periodo 1982/83.

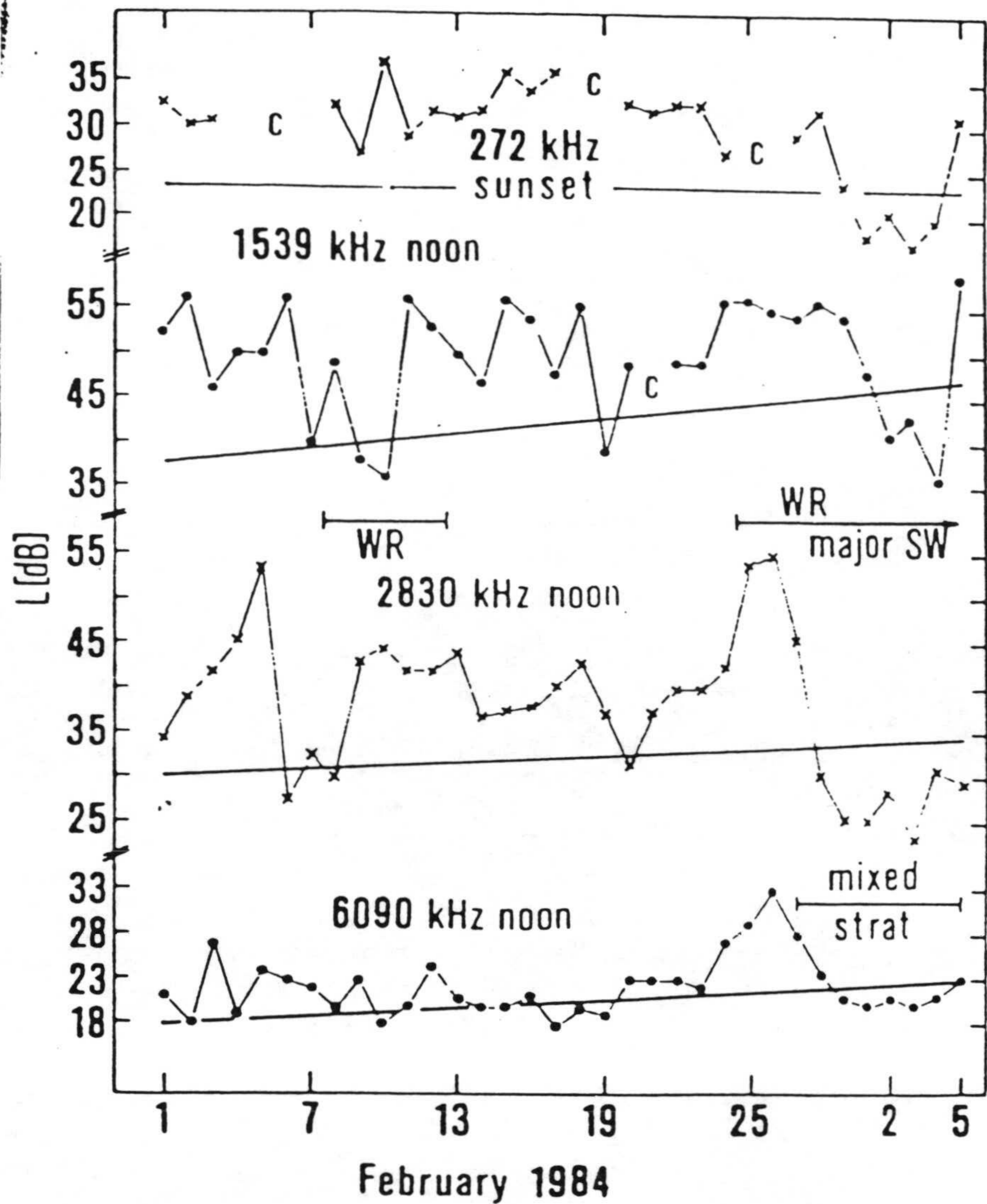


Fig. 3.1.20- Desarrollo de la absorción de ondas de radio a mediodía para 6090 kHz, 1539 kHz (Europa Central), y 2830 kHz (Suroeste España) y en el caso para 272 kHz (Centro Europa, por el método A3. Topolna-Průhonice, punto de reflexión $49,6^{\circ}$ N, $16,1^{\circ}$ E) en Febrero-Marzo 1984 (no hay cambios de vientos en otros periodos durante éste invierno). Las líneas oblicuas representan el efecto del cambio de ángulo solar cenital para mediodía, sobre la absorción. WR es el reverso del viento zonal cerca de 95 km. de altura en Collm; major SW, es el calentamiento estratosférico mayor; mixed strat, es el viento estratosférico medio dominante.

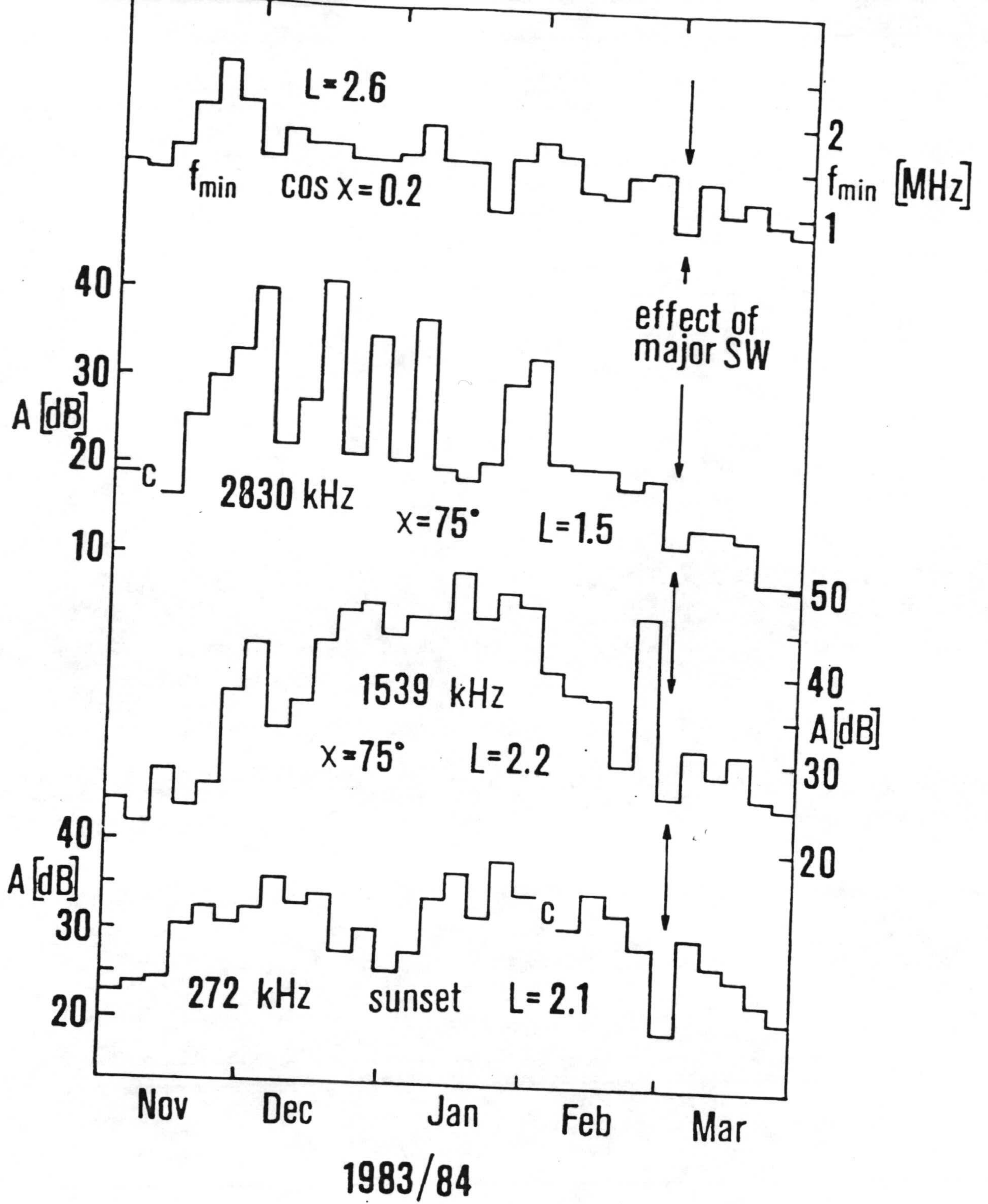


Fig. 3.1.21- Anomalia invernal en absorción y temperatura en Centro y SW Europa. Periodo 1983/84.

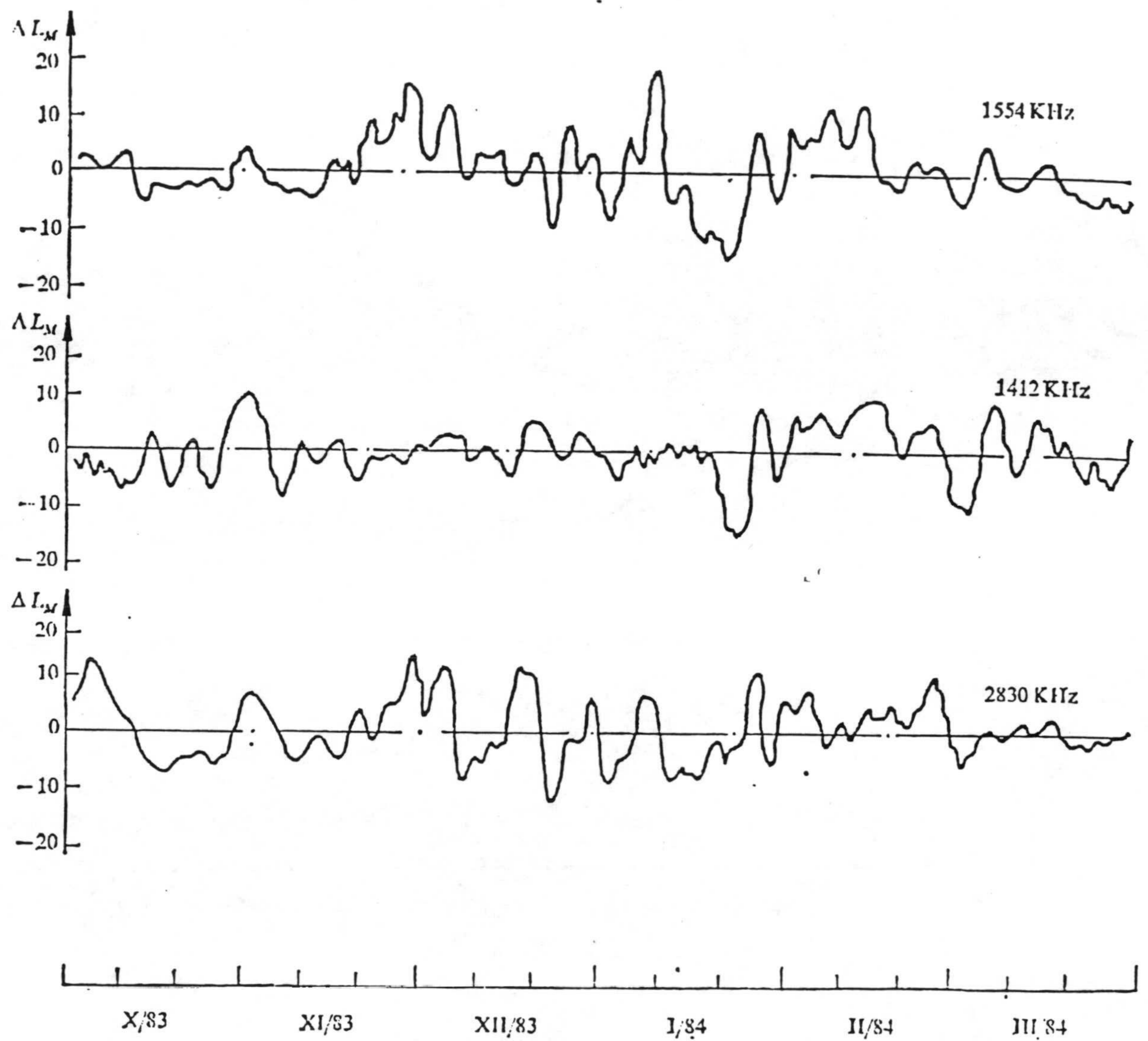


Fig. 3.1.22- Variación de la absorción de ondas de radio para tres trayectorias durante el invierno 1983/84.

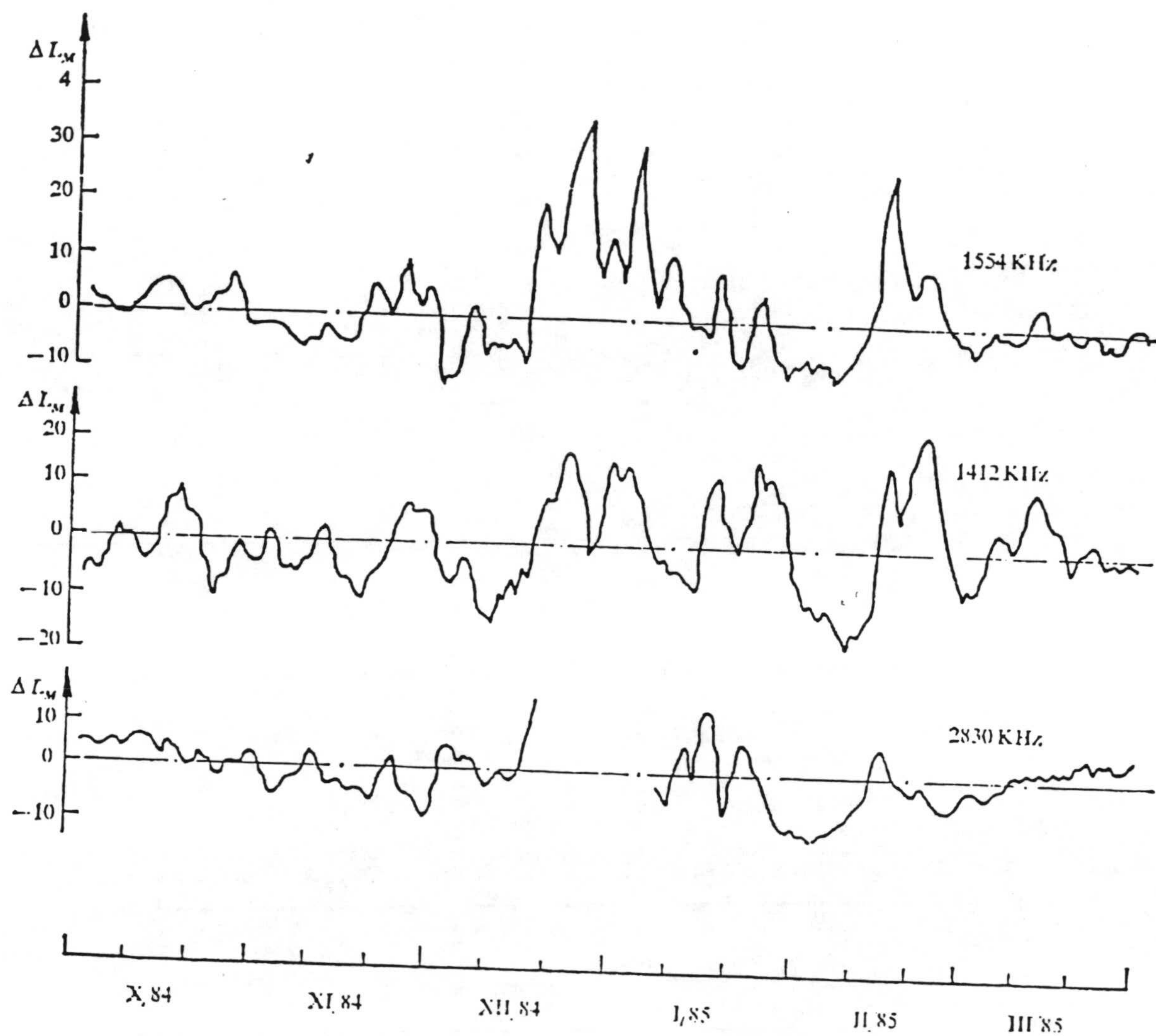


Fig. 3.1.23- Variación de la absorción de ondas de radio para tres trayectorias durante el invierno 1984/85.

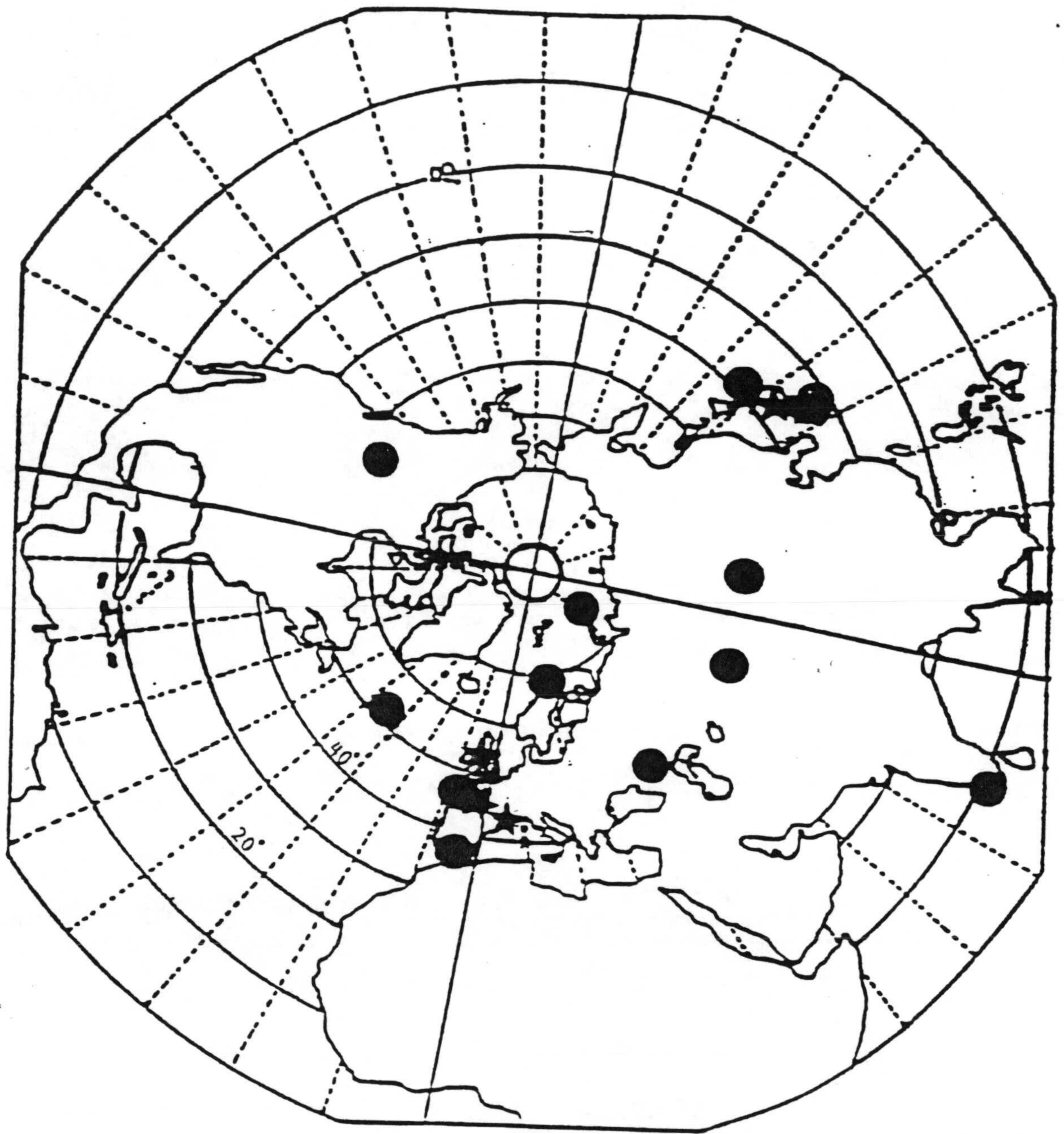
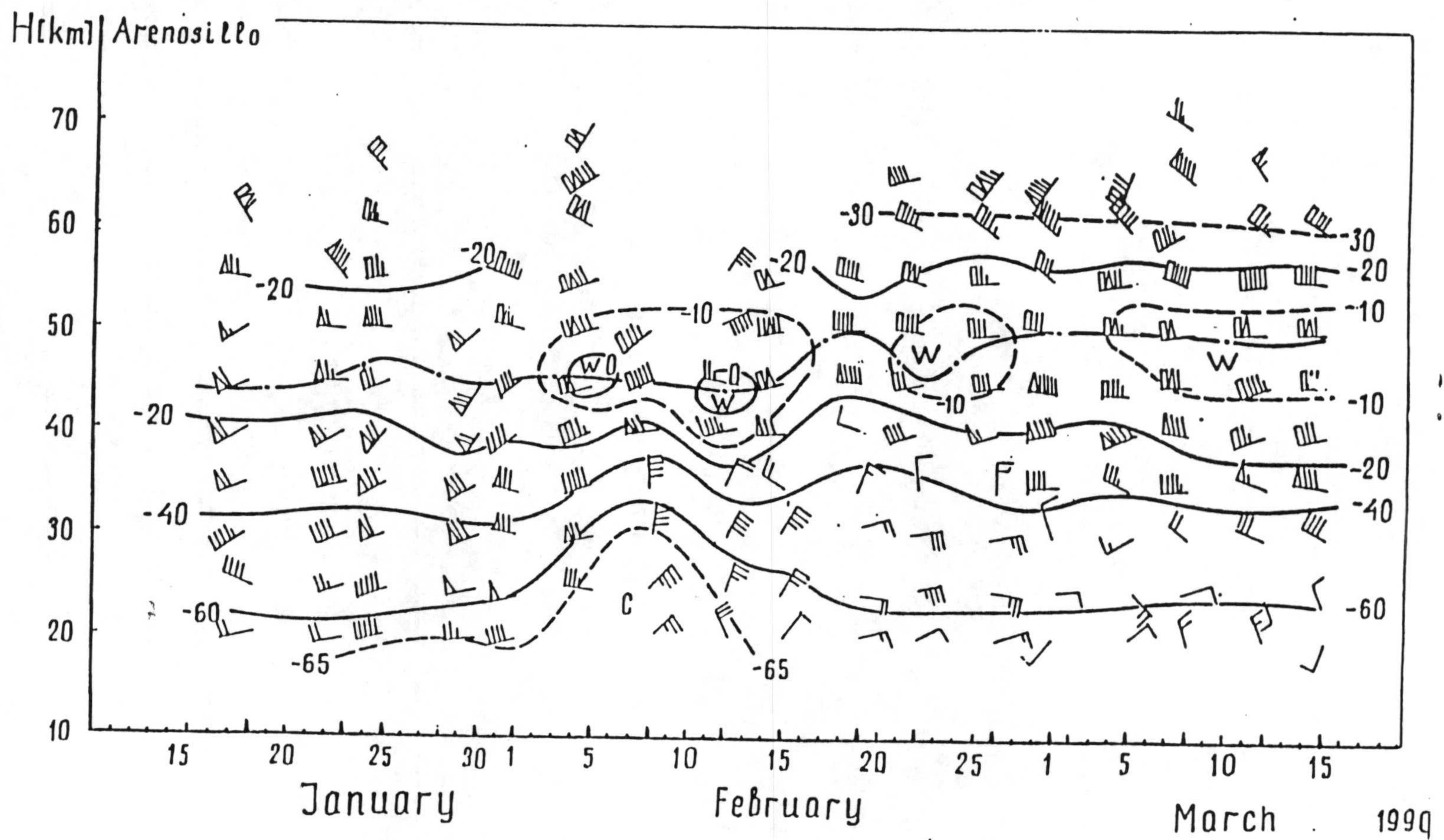


Fig. 3.1.24- Distribución de Estaciones de Sondeo con cohete y LIDAR, durante la campaña DYANA. (estrella=Lidar).

Fig. 3.1.25- Régimen de viento estratosférico durante la Campaña DYANA en El Arenosillo.



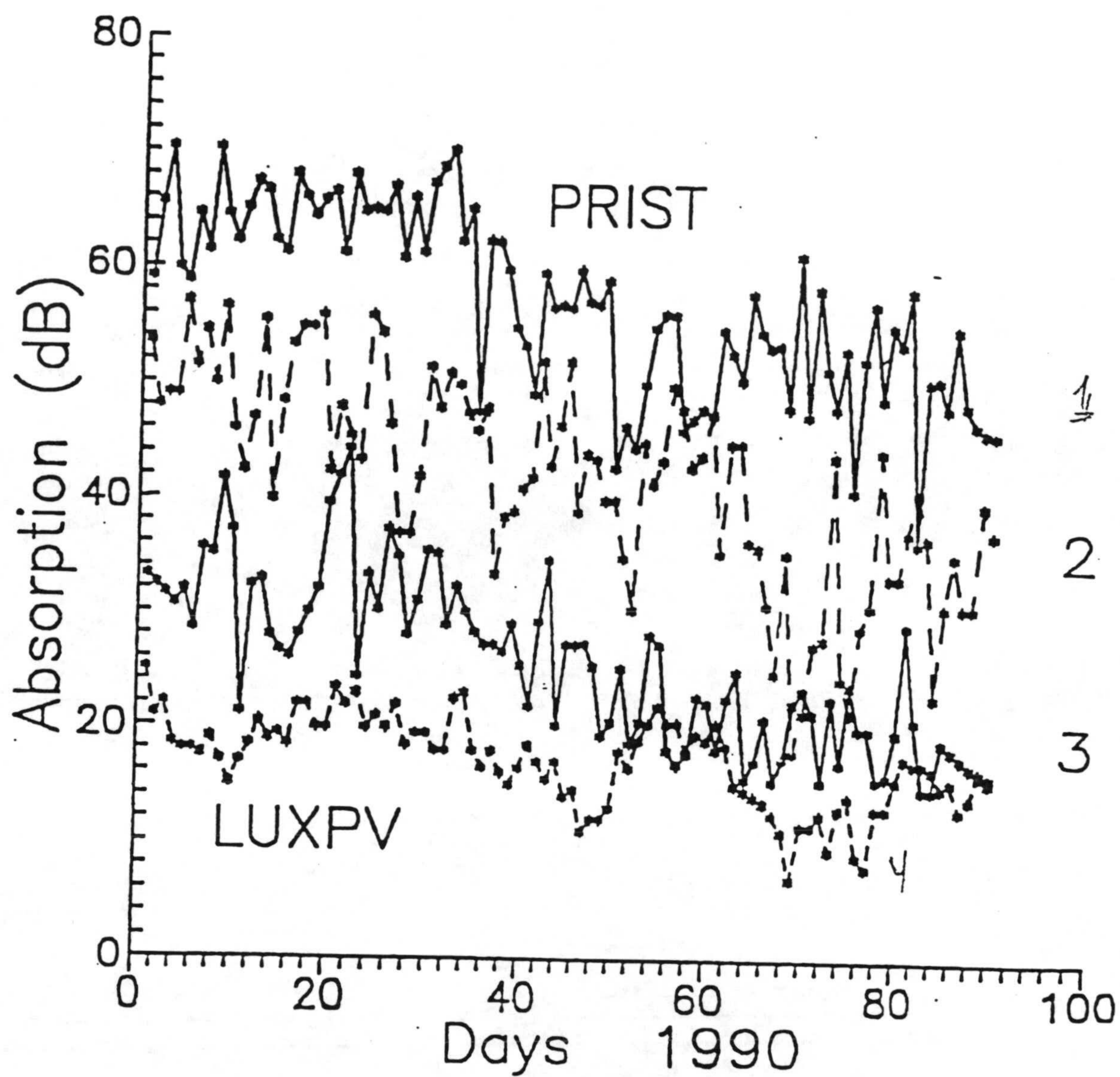


Fig. 3.1.26- Absorción de ondas de radio sobre Europa durante la Campaña DYANA: 1: PRIST, 2: A1 VOLG, 3: Arenosillo, 4: LUXPV.

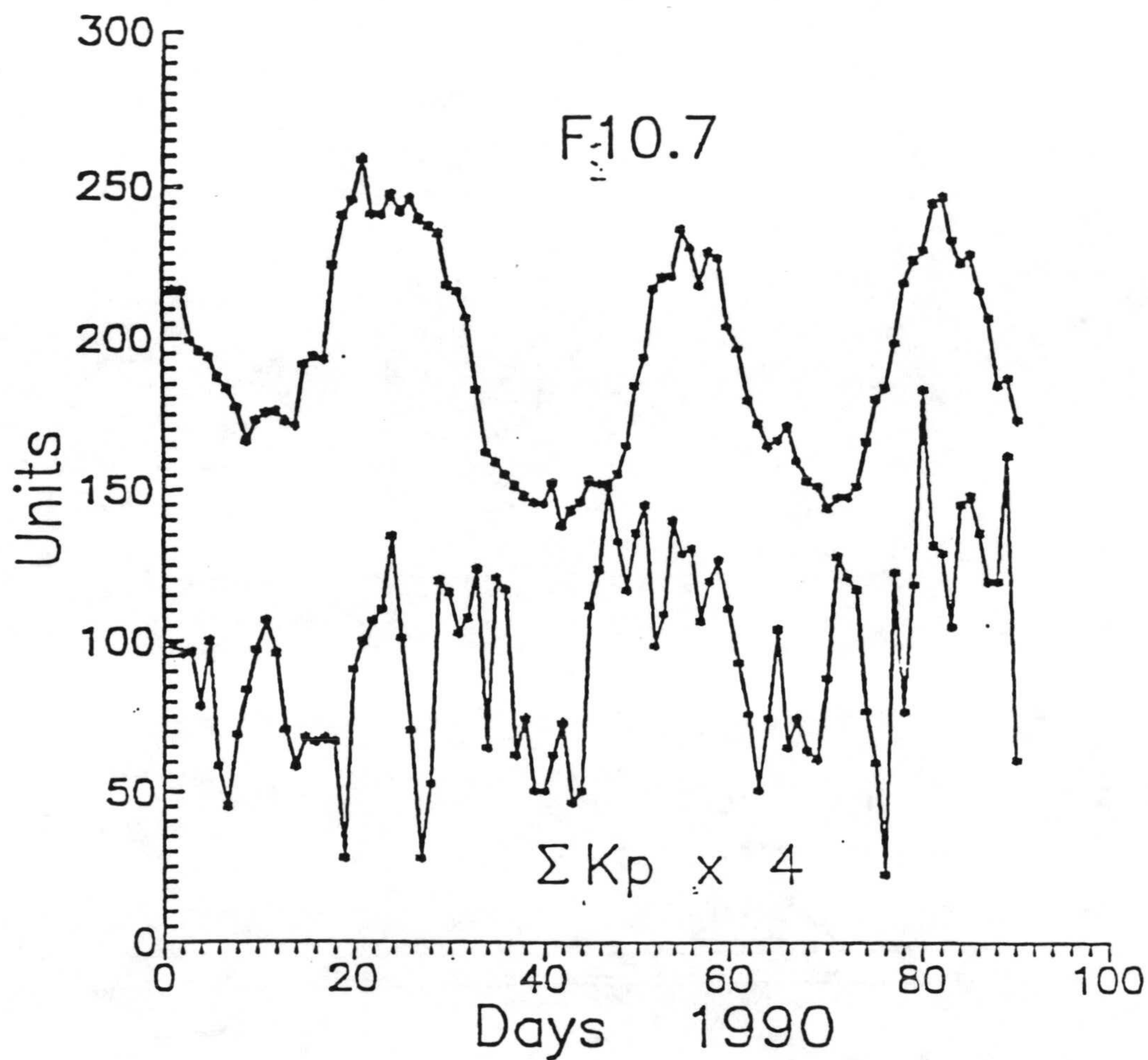


Fig. 3.1.27- Actividad Solar (F10.7) y Geomagnética (ΣKp) durante DYANA, del 1 de Enero al 6 de Marzo de 1990.

Station	Instrument	Period	Number of Measurements
Cold Lake 54° N 110°W	Datasonde	16.01.-16.03.90	15
	Radiosonde	16.01.-16.03.90	17
Ships (<i>Ushakov / Krenkel</i>) 53°N 35°W	M- 100B	05.01.-09.03.90	18
	Radiosonde	05.01.-09.03.90	18
El Arenosillo 37°N 6°W	Datasonde	18.01.-15.03.90	17
	Radiosonde	15.01.-15.03.90	19
Aberystwyth 52°N 3°W	LIDAR	12.01.-13.03.90	8
CEL 44°N 1°W	Falling Sphere	15.01.-15.03.90	9
	Radiosonde	15.01.-15.03.90	10
	LIDAR	12.01.-20.03.90	30
OHP 44°N 6°E	LIDAR	10.01.-19.03.90	31
Essen 50°N 7°E	Radiosonde	15.01.-10.03.90	55
Bodo 67°N 14°E	Radiosonde	11.01.-15.03.90	18
Andoya 69°N 16°E	Datasonde	11.01.-14.03.90	20
	Falling Sphere	12.01.-11.03.90	17
ESRANGE 68°N 21°E	Radiosonde	11.01.-15.03.90	21
Volgograd 48°N 44°E	M-100B	03.01.-14.03.90	19
	Radiosonde	03.01.-21.03.90	21

Tabla 3.1.1- Observatorios, técnicas, periodos y número de medidas.

Table 3 continued

Station	Instrument	Period	Number of Measurement
Heiss Island 81°N 58°E	M-100B Radiosonde	10.01.-14.03.90 10.01.-14.03.90	18 19
Balkhash 47°N 74°E	M-100B Radiosonde	02.01.-20.03.90 02.01.-20.03.90	11 11
Sain Shand 48°N 107°E	M-100B Radiosonde	27.12.89-28.02.90 27.12.89-28.02.90	10 10
Uchinoura 31°N 131°E	Datasonde Falling Sphere MT-135-51 Radiosonde	17.01.-05.02.90 17.02.-26.02.90 21.02.90 17.01.-26.02.90	4 3 1 13
Shigaraki 34°N 136°E	Radiosonde	26.01.-27.02.90	21
Tsukuba 36°N 140°E	LIDAR	10.01.-14.03.90	9
Ryori 39°N 141°E	MT-135 P	10.01.-14.03.90	9

Table 3.1.1. (cont.)

<u>Station</u>	<u>Time Interval</u>	<u>Data</u>	<u>Period</u>	<u>2σ-Error</u>	<u>Variance</u>
Cold Lake 54°N 110°W	16.01.-16.03.90	Radiosd. &	64.0d	1.03d	58.7%
		Metrocket	4.2d	0.15d	13.0%
			15.3d	0.43d	10.1%
Ships 53°N 35°W	05.01.-09.03.90	Radiosd. &	64.1d	1.65d	48.5%
		Metrocket	17.5d	0.45d	15.2%
			6.3d	0.18d	13.1%
El Arenosillo 37°N 06°W	15.01.-15.03.90	Metrocket	39.7d	0.58d	32.7%
			4.4d	0.23d	8.9%
CEL 44°N 01°W	12.01.-07.02.90	LIDAR	36.5d	0.58d	64.4%
			4.2d	0.13d	19.4%
	17.02.-16.03.90	LIDAR	27.6d	0.60d	32.7%
			16.6d	0.32d	21.0%
			5.2d	0.15d	13.7%
OHP 44°N 06°E	10.01.-08.02.90	LIDAR	31.9d	0.53d	38.3%
			6.5d	0.26d	16.3%
			19.1d	0.30d	18.3%
	14.02.-16.03.90	LIDAR	18.0d	0.43d	26.1%
			10.2d	0.23d	24.8%
			4.2d	0.14d	14.7%
Southern France (CEL / OHP combined)	10.01.-08.02.90	LIDAR & Metrocket	34.4d	0.43d	35.0%
			18.2d	0.32d	16.1%
			4.9d	0.25d	14.6%
	09.02.-16.03.90		28.3d	0.41d	21.2%
			15.4d	0.27d	20.8%
			8.3d	0.23d	12.1%

Tabla 3.1.2- Periodos de oscilación dominante obtenidos de series de datos de temperatura y otros datos en diferentes estaciones.

Table 3 continued

<u>Station</u>	<u>Time Period</u>	<u>Data</u>	<u>Period</u>	<u>2σ-Error</u>	<u>Variance</u>
Essen 50°N 07°E	15.01.-08.02.90	Radiosd.	24.7d	0.53d	35.0%
			7.6d	0.23d	19.1%
			3.9d	0.08d	10.2%
	13.02.-16.03.90	Radiosd.	19.7d	0.50d	42.8%
			3.6d	0.06d	13.8%
			10.5d	0.21d	12.7%
Bodo 67°N 14°E	11.01.-08.02.90	Radiosd.	30.4d	0.58d	51.1%
			4.9d	0.13d	41.9%
	15.02.-15.03.90	Radiosd.	31.8d	0.54d	66.0%
			19.6d	0.25d	23.1%
Andoya 69°N 16°E	11.01.-08.02.90	Metrocket	35.5d	0.53d	42.4%
			11.1d	0.36d	17.0%
			4.3d	0.12d	14.8%
	17.01.-08.02.90	OH*	10.7d	0.25d	55.9%
			4.6d	0.1d	16.3%
	17.01.-08.02.90	P _o	16.7d	0.37d	40.2%
			7.4d	0.23d	18.3%
			4.0d	0.12d	15.6%
	14.02.-14.03.90	Metrocket	31.2d	0.48d	44.1%
			17.6d	0.33d	25.9%
			5.3d	0.12d	10.6%
	14.02.-16.03.90	OH*	30.2d	0.32d	22.7%
16.7d			0.04d	20.9%	
3.6d			0.15d	15.9%	
14.02.-16.03.90	P _o	8.3d	0.21d	32.5%	
		5.3d	0.15d	25.2%	
		3.3d	0.05d	10.3%	

Tabla 3.1.2. (cont.)

Table 2 continued

<u>Station</u>	<u>Time Period</u>	<u>Data</u>	<u>Period</u>	<u>2σ-Error</u>	<u>Variance</u>
ESRANGE 68°N 21°E	11.01.-08.02.90	Radiosd.	4.1d	0.12d	32.2%
			7.3d	0.23d	30.9%
			14.6d	0.38d	19.5%
	-15.02.-15.03.90	Radiosd.	4.0d	0.08d	60.9%
			16.7d	0.25d	28.0%
	Volgograd 48°N 44°E	10.01.-14.03.90	Metrocket	50.6d	1.23d
5.6d				0.23d	20.1%
15.3d				0.35d	13.4%
03.01.-21.03.90		Radiosd.	69.0d	1.68d	32.3%
			19.8d	0.63d	21.3%
			14.6d	0.32d	10.3%
Heiss Island 81°N 58°E	10.01.-14.03.90	Metrocket	74.2d	2.20d	36.5%
			8.9d	0.25d	22.6%
			14.5d	0.43d	15.3%
Uchinoura 31°N 131°E	17.01.-26.02.90	Radiosd.	20.1d	0.61d	41.7%
			4.4d	0.14d	26.8%
Shigaraki 34°N 136°E	26.01.-27.02.90	Radiosd.	7.5d	0.23d	59.2%
			11.5d	0.28d	16.6%
			5.72d	0.15d	10.6%
Tsukuba 36°N 140°E	24.01.-13.03.90	LIDAR	7.0d	0.25d	55.5%
			31.5d	0.63d	16.2%

Tabla 3.1.2. (cont.)

Observatory	Abbrev.	f(kHz)	f _{eq} (kHz)	φ(°N)	λ(°E)	cos χ/χ(°)
A3 absorption:						
Wuhan	CHINA	5020	3050	29.0	115.0	0.2
Panská Ves	LUXPV	6090	2100	50.1	10.3	75°
Ebro		2830	1350	40.4	-1.8	0.2
El Arenosillo	ARENOS	2830	1200	38.5	-5.3	0.2
Sofia	PRIST	1413	1100	42.7	22.3	0.2
Panská Ves	DFPV	1539	670	50.3	11.8	75°
Sofia	PETRIC	747	550	42.1	23.3	0.1
Nagycekk	SOPRON	272	205	48.4	17.1	0.1
Průhonice	PRUHON	272	170	49.6	16.1	0.1
Kühlungsborn	KALUND	245	170	54.9	11.4	90°
Kühlungsborn	STIMME	177	130	53.5	12.6	90°
Kühlungsborn	DECCA	128	80	54.6	10.2	90°
Sofia	ALLOU	162	25	45.5	13.2	noon

Tabla 3.1.3- Parámetros del circuito de absorción método A3 utilizado.

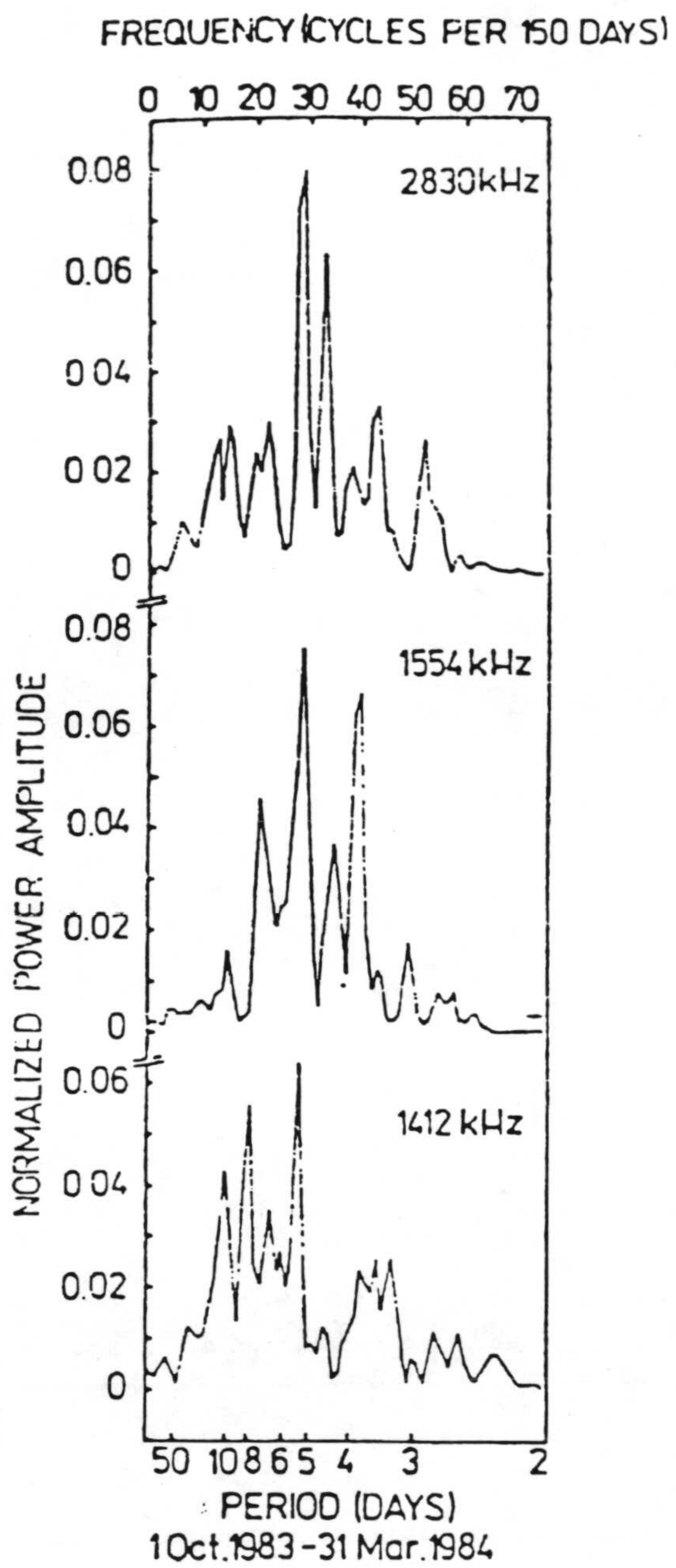


Fig. 3.2.1- Espectro energético normalizado para series de datos: 2830 kHz, 1554 kHz y 1412 kHz, durante el intervalo 10 Octubre 1983 al 31 de Marzo 1984.

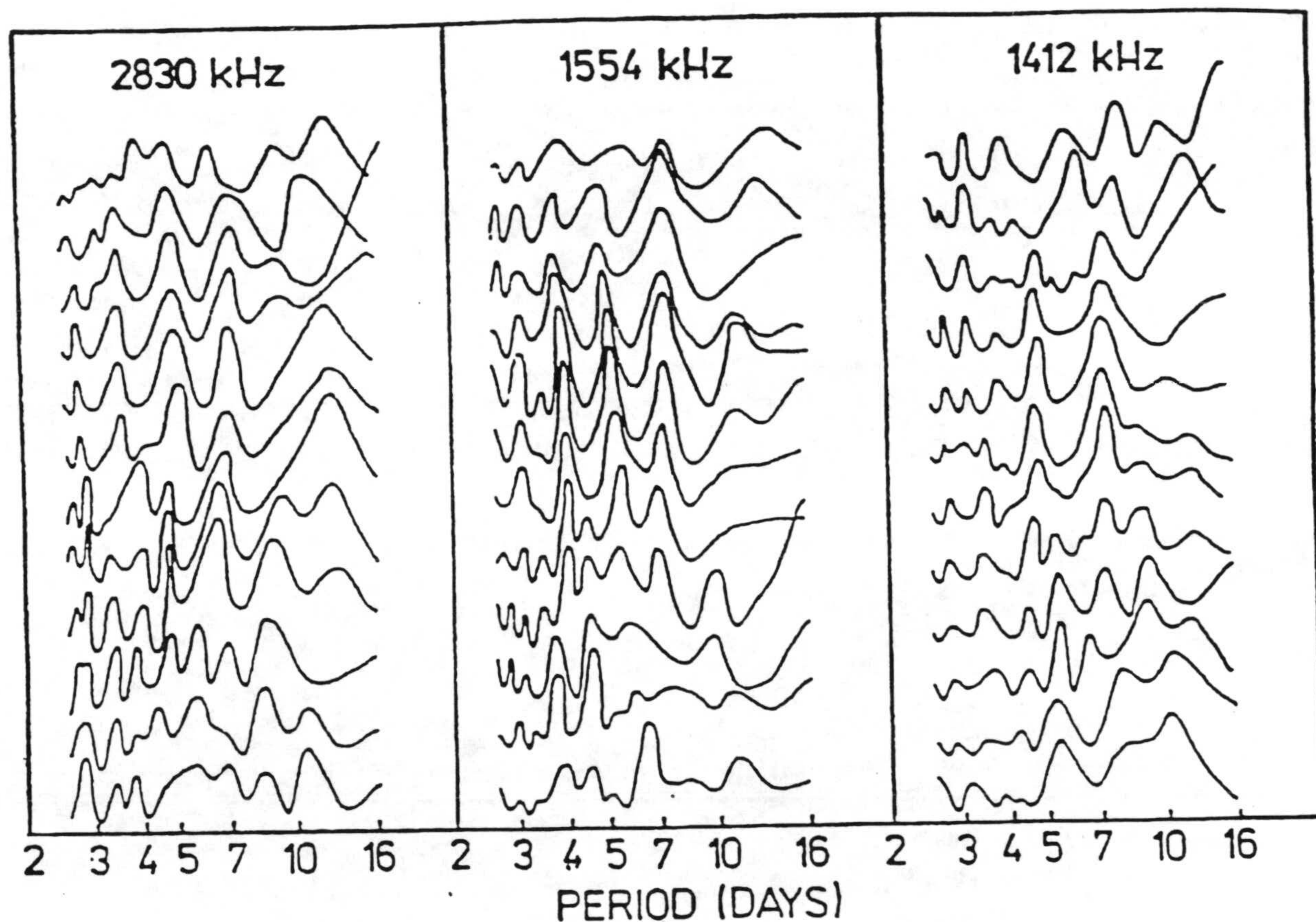


Fig. 3.2.2- Espectro de amplitudes de variación de absorción en 2830 kHz, 1554 kHz, 1412 kHz en el intervalo de 2,6 - 16 días, obtenidos por FFT (Fast Fourier Transformation) para segmentos de 64 días, con deslizamientos de 10 días durante el periodo invernal 1983-84. Los intervalos estudiados corresponden a: 1 Nov., 11 Nov., 21 Nov., 1983... 9 Feb., 19 Feb. 1984.

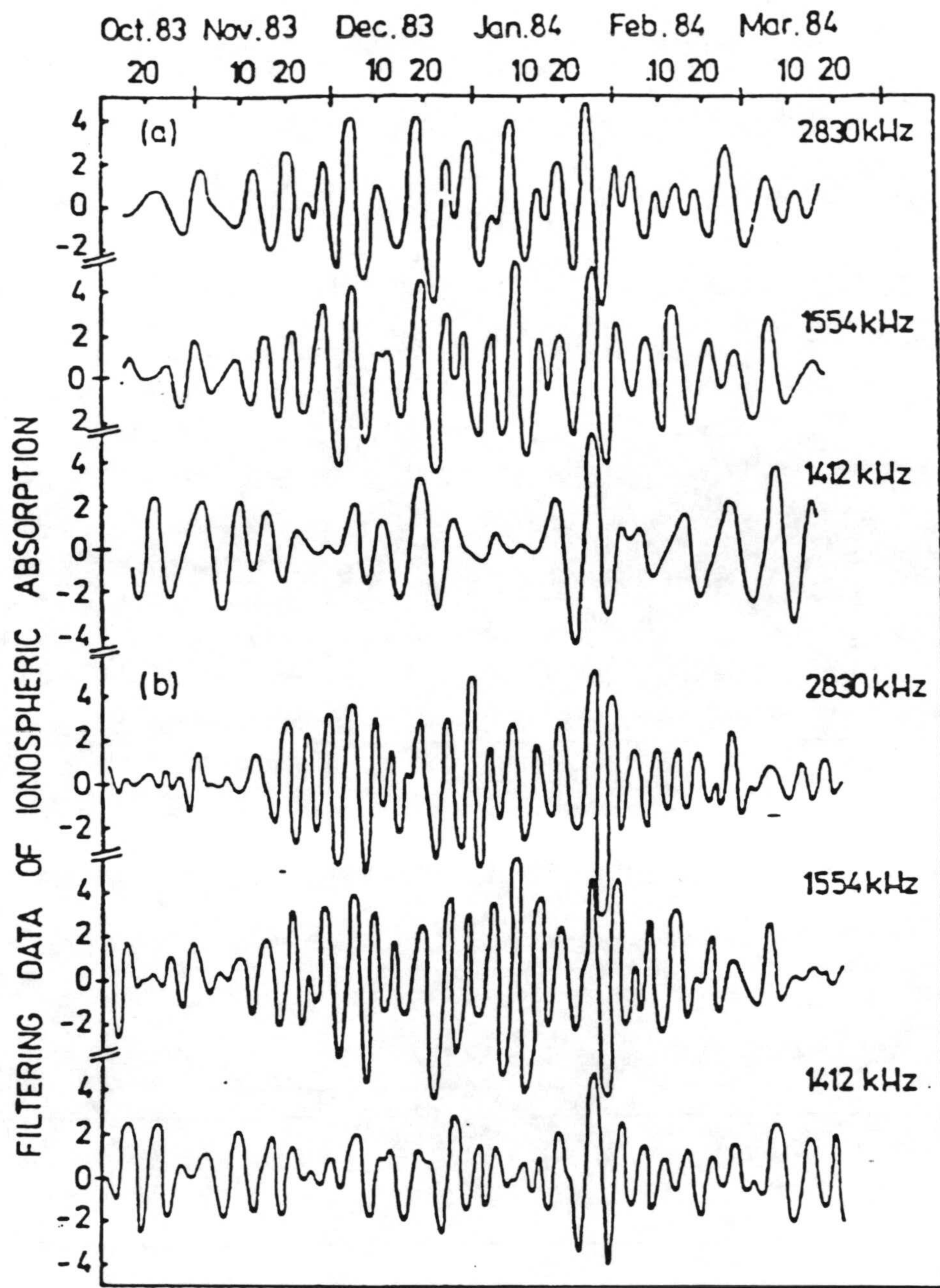


Fig. 3.2.3- Datos de absorción filtrados, para fluctuaciones de 7 (a) y 5 (b) días, y rangos de frecuencia de 2830, 1554 y 1412 kHz durante el periodo invernal 1983/84.

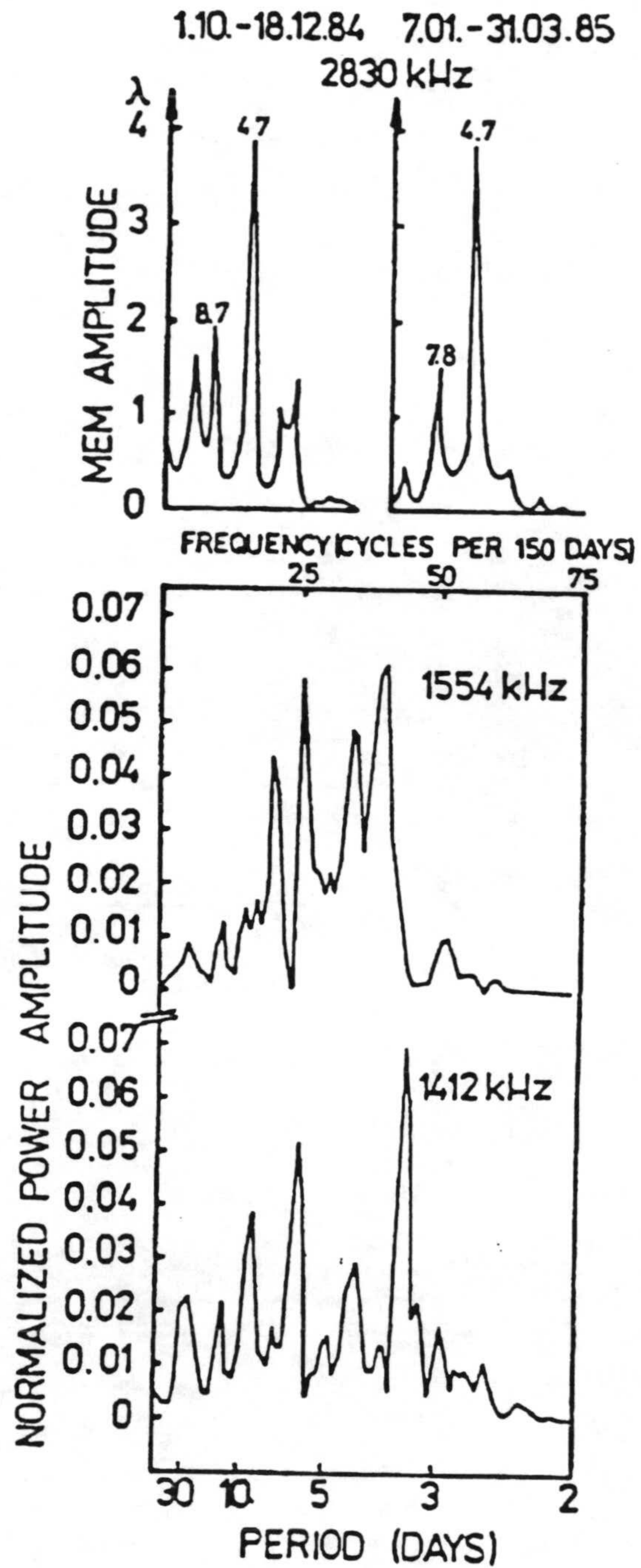


Fig. 3.2.4- Espectro energético normalizado para 1554 y 1412 kHz durante el intervalo 10 Octubre 1984 - 31 Marzo 1985 y MEM (maximun entropy method) para dos subseries a 2830 kHz durante los intervalos 1 Octubre - 18 Diciembre 1984 y 7 Enero a 31 Marzo 1985 respectivamente.

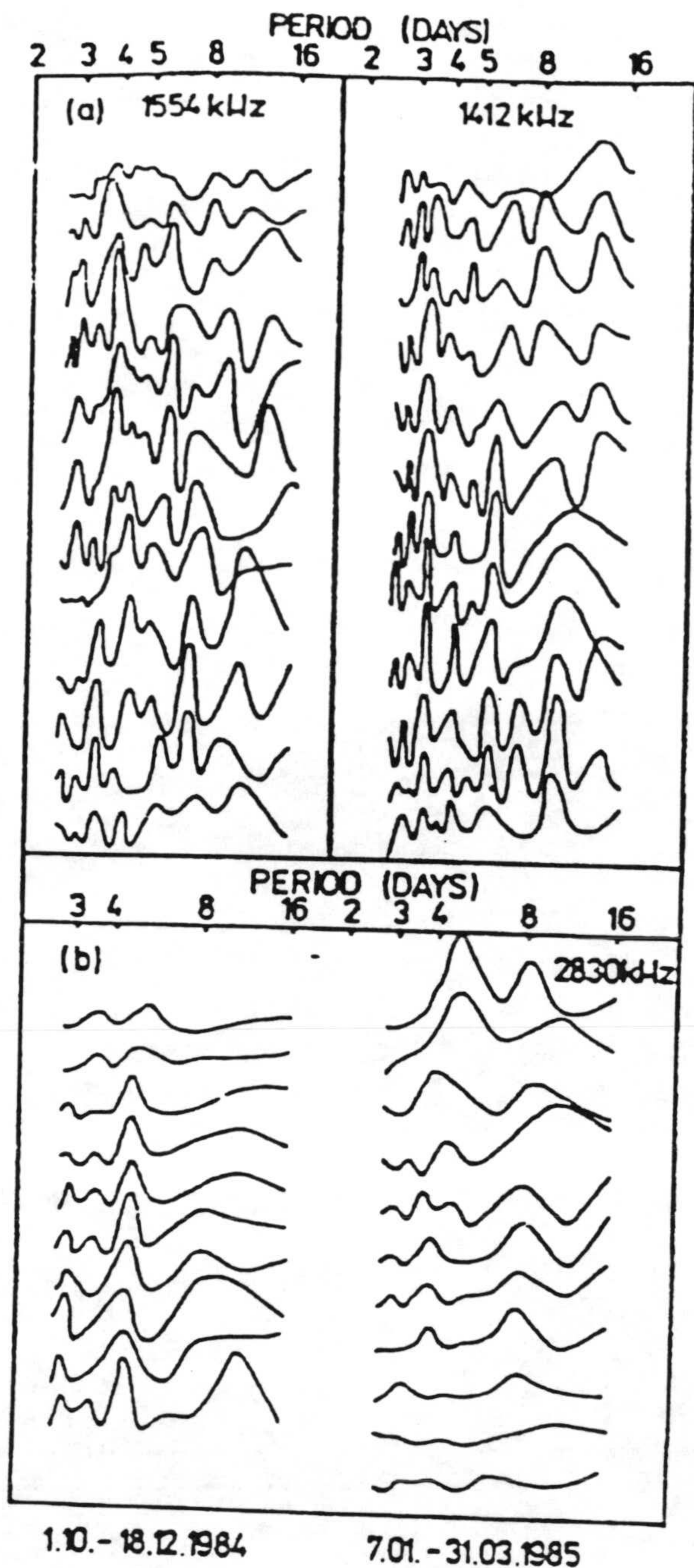


Fig. 3.2.5- a) Espectro de amplitudes de la variación a 1554 y 1412 kHz en el intervalo 2.6-16 días obtenidos por FFT con segmentos de 64 días y deslizamiento de 10 días, durante el intervalo 1 Nov., 11 Nov., 21 Nov. 1984 ... 10 Feb., 20 Feb. 1985. b) Espectro de amplitudes para dos subseries a 2830 kHz en el intervalo de 2.6-16 días obtenidos por FFT para segmentos con una duración de 32 días y deslizamientos de 5 días, durante el intervalo 10 Octubre a 18 Diciembre 1984. (Los periodos están centrados en 16 Oct., 21 Oct., 26 Oct... 25 Nov., 30 Nov. 1984) y del 7 de Enero a 31 Marzo 1985 (periodos centrados en 22 Enero, 27 Enero, 1 Febrero.... 8 Marzo, 13 Marzo 1985).

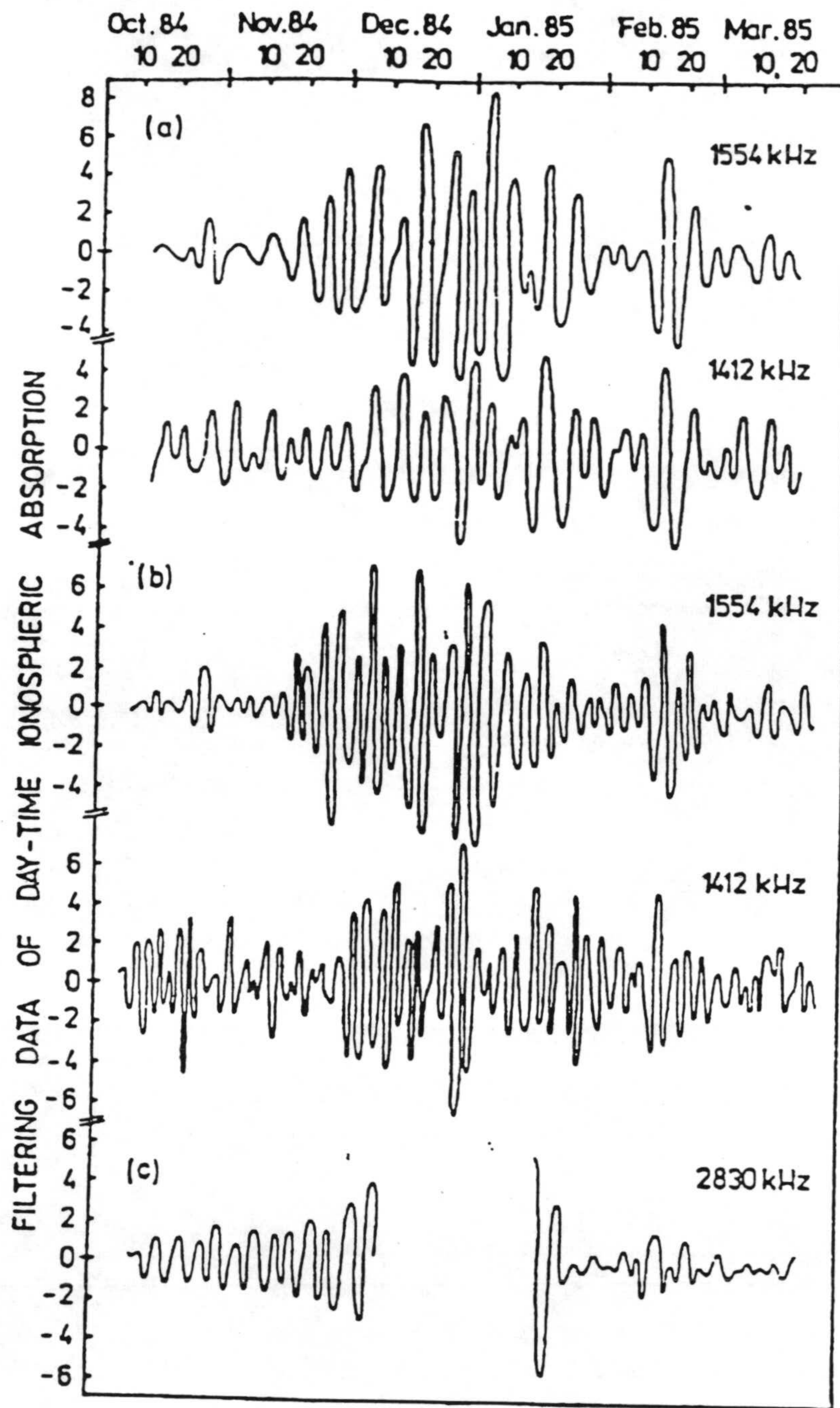


Fig. 3.2.6- a) Datos de absorción filtrados, para fluctuaciones con periodos de seis días para radio fase de 1554 y 1412 kHz durante el invierno 1984/85, b) datos de absorción filtrados para fluctuaciones de periodos 3-7, y 3-4 días para radio fase de 1554 y 1412 kHz durante el invierno 1984/85 c) datos de absorción filtrado para fluctuaciones de 4-7 días para radio fase de 2830 kHz durante el invierno 1984/85.

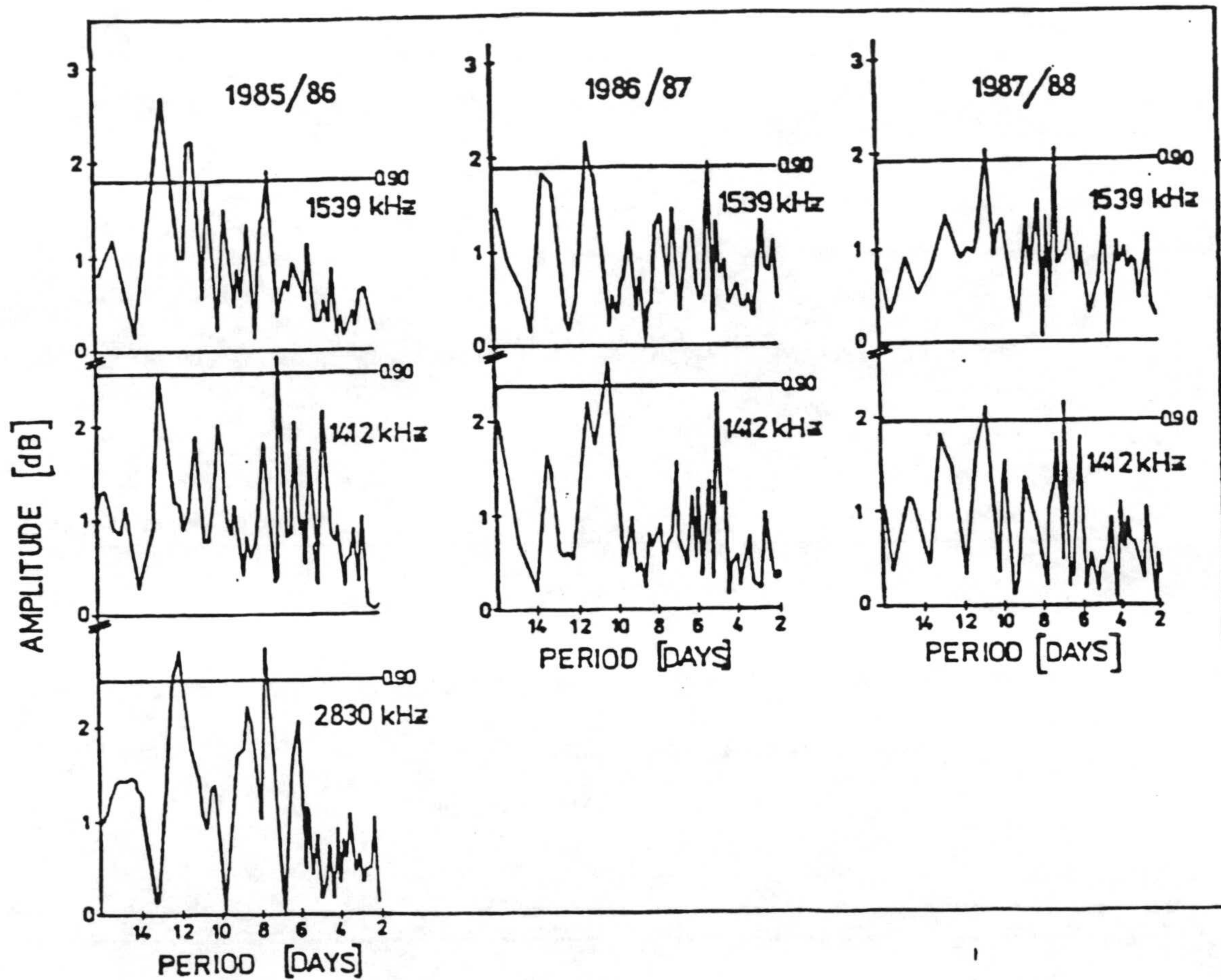


Fig. 3.2.7- Espectro de amplitudes para fluctuaciones de absorción con periodo de 2-15 días, durante los inviernos 1985/86, 1986/87 y 1987/88. La línea horizontal representa un nivel de confianza de 0.9 (90%).

Fig. 3.2.8- Variaciones de amplitud de la fluctuación de absorción de periodo (7-8 y 12-13 días) a 1539, 1412 y 2830 KHz y de las ondas 1 y 2 a 30 hPa. de altitud, a 60° N durante el periodo invernal 1985/86.

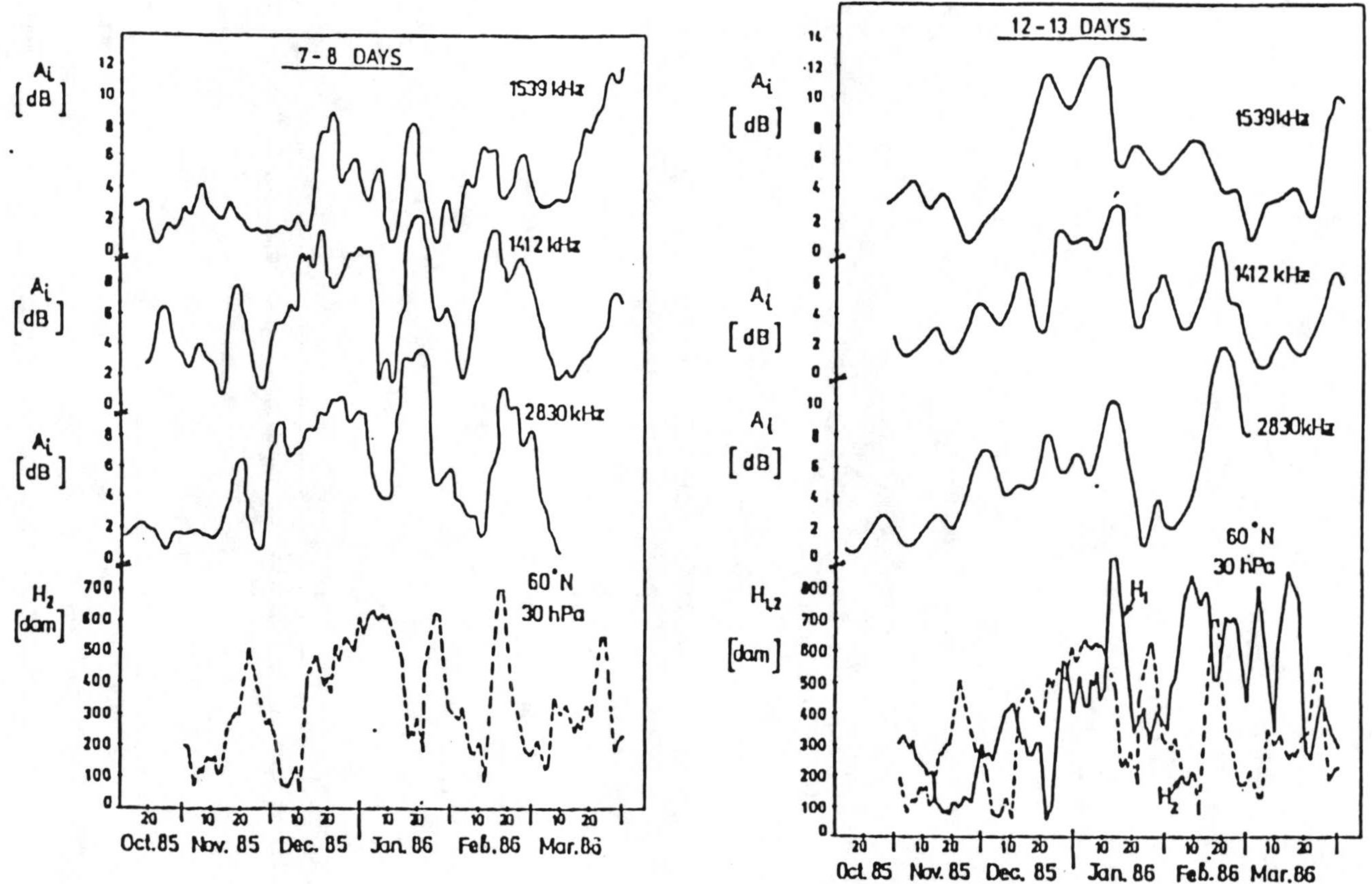


Fig. 3.2.9- Variaciones de amplitud de la fluctuación de absorción de periodo de 5 y 10.5-12 días durante el invierno 1986/87.

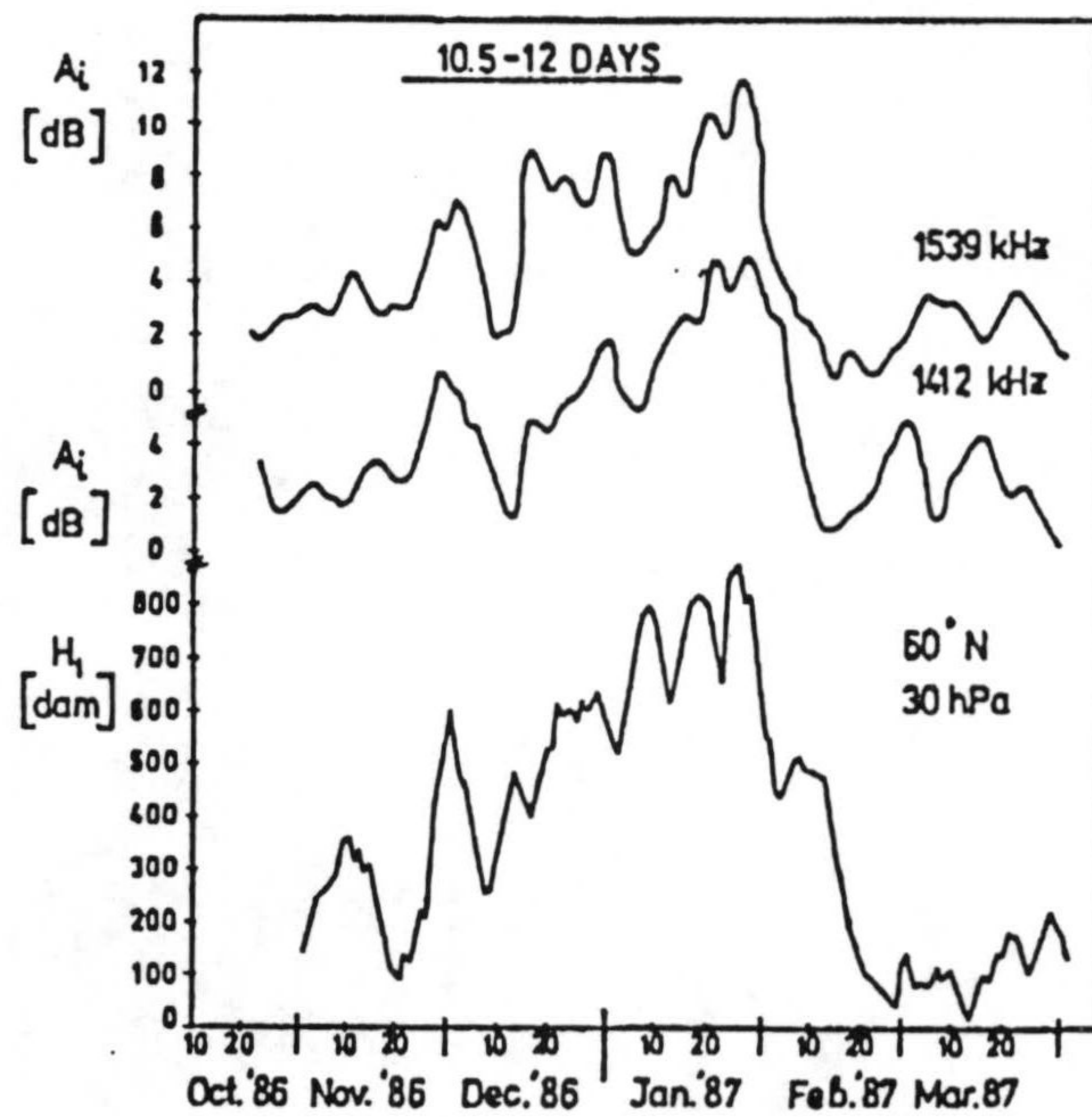
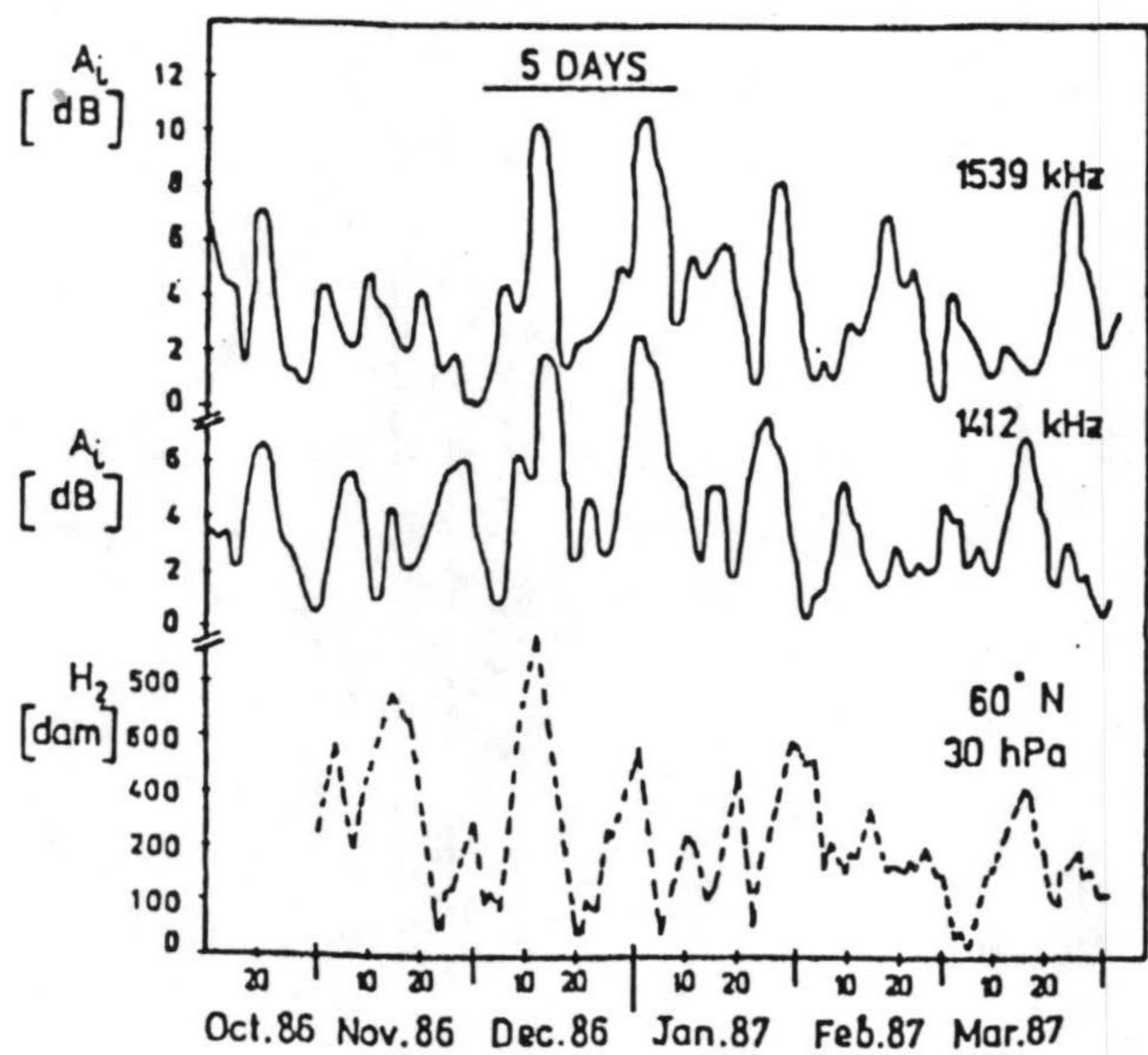
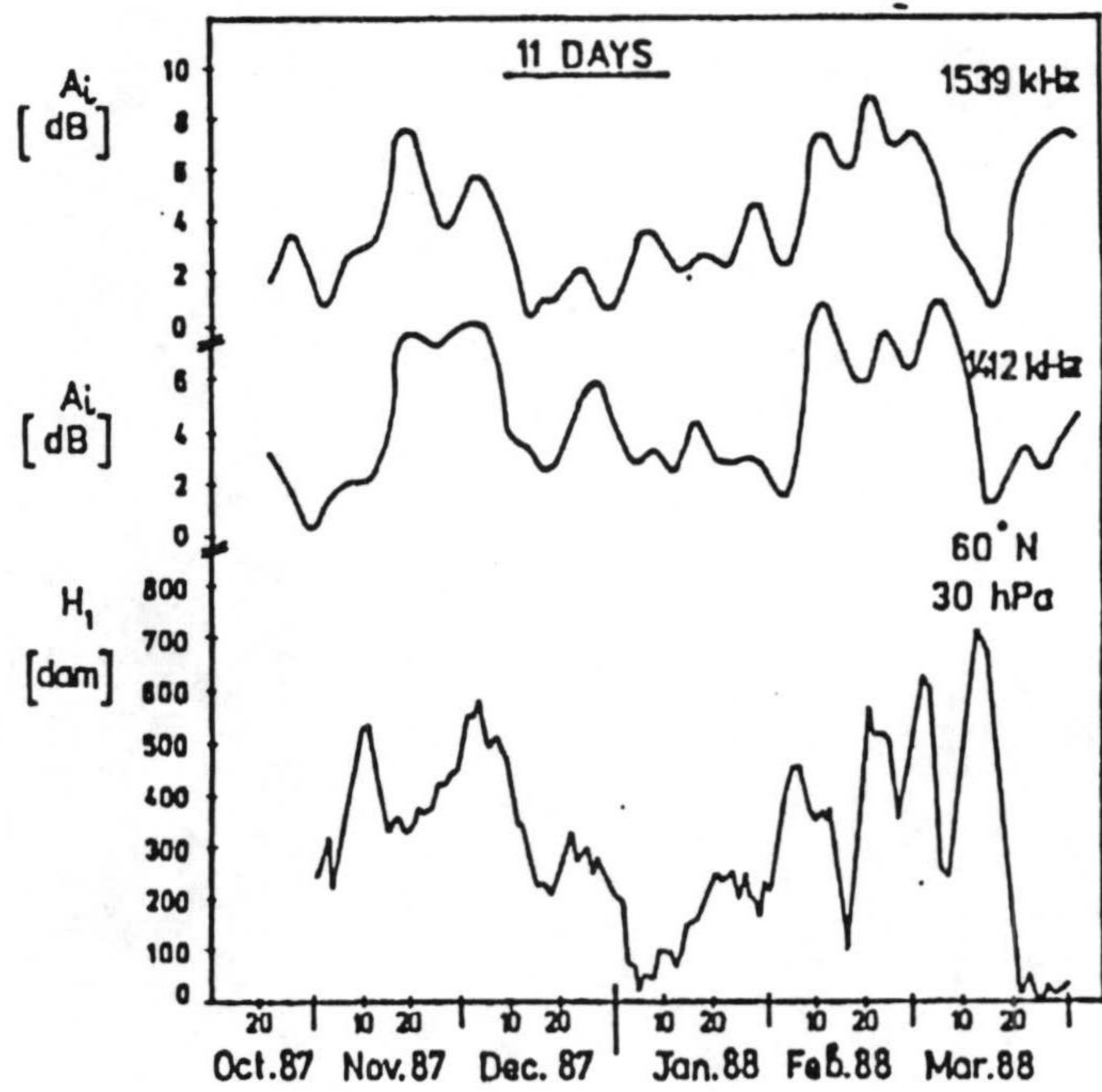
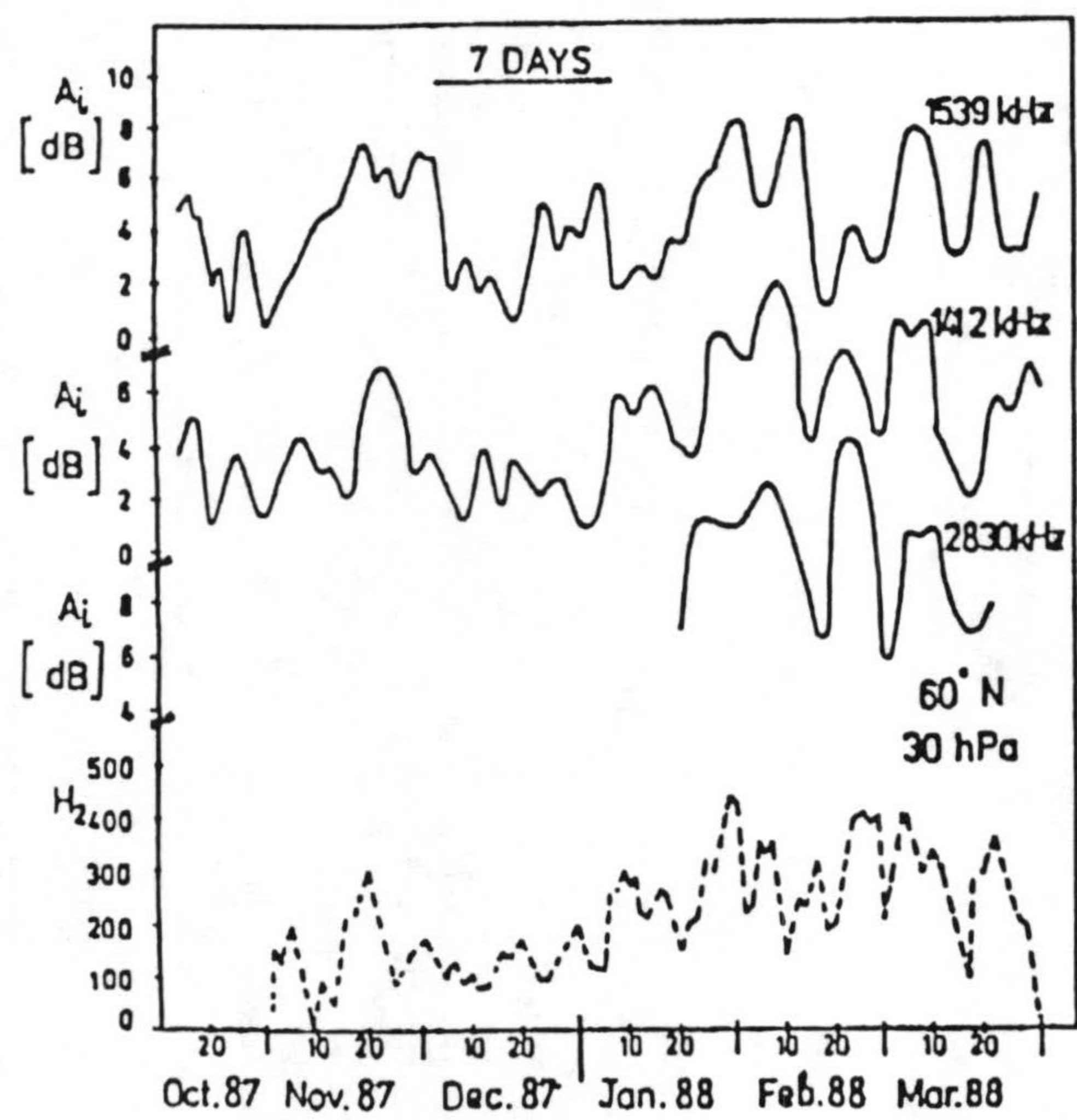


Fig. 3.2.10- Variaciones de amplitud de la fluctuación de absorción de periodo de 7 y 11 días durante el invierno 1987/88.



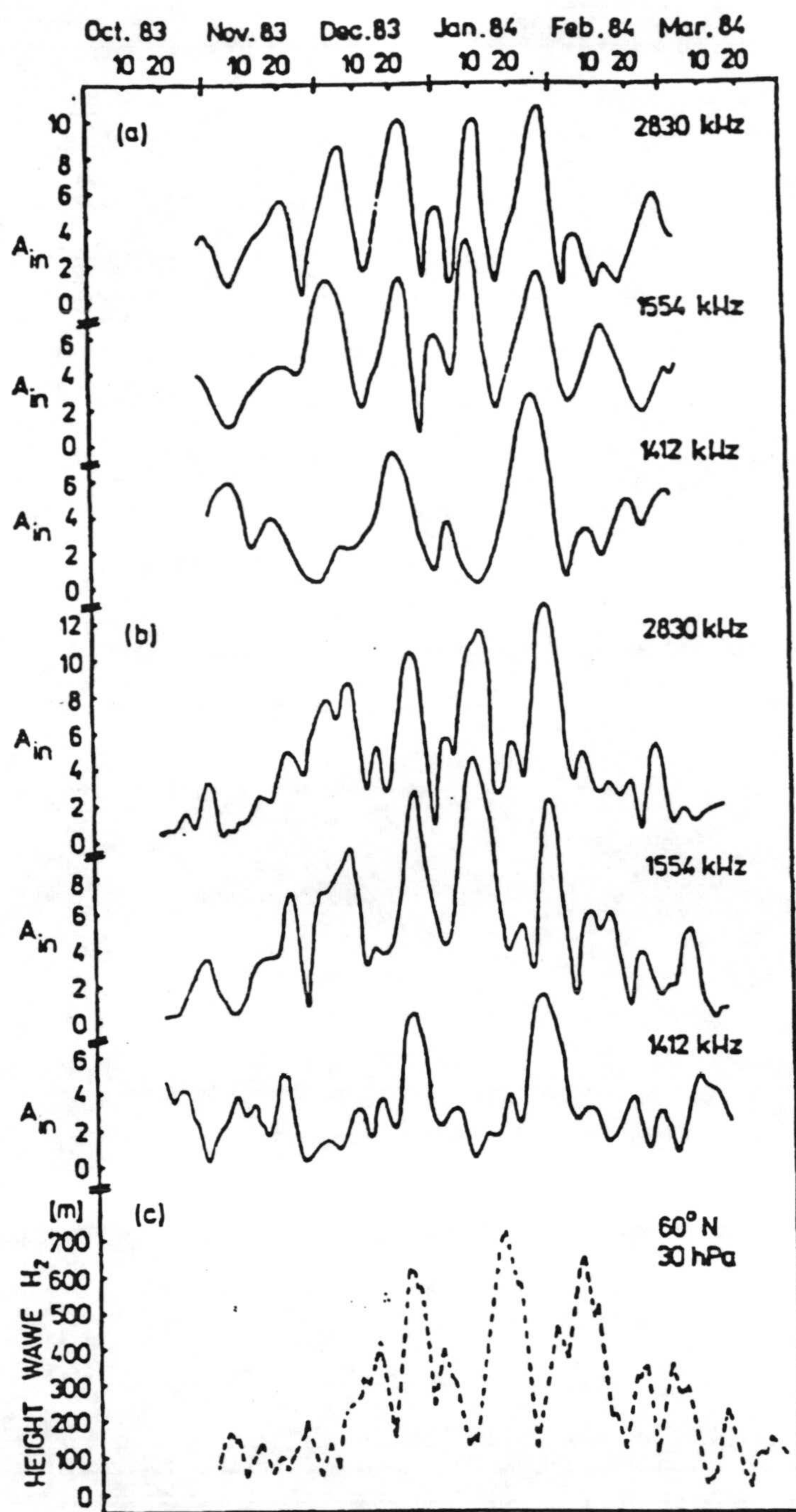


Fig. 3.2.11- a) Variación temporal de la amplitud de la fluctuación de la absorción con periodo de 7 días para radio fase de 2830, 1554 y 1412 kHz durante el invierno 1983/84; b) variación temporal de la amplitud de la fluctuación de la absorción con periodo de 5 días para radio fase de 2830, 1554 y 1412 kHz durante el invierno 1983/84; c) variación de la amplitud de la onda planetaria zonal número 2 a nivel geopotencial de 30 hPa, a 60° N, durante el invierno 1983/84.

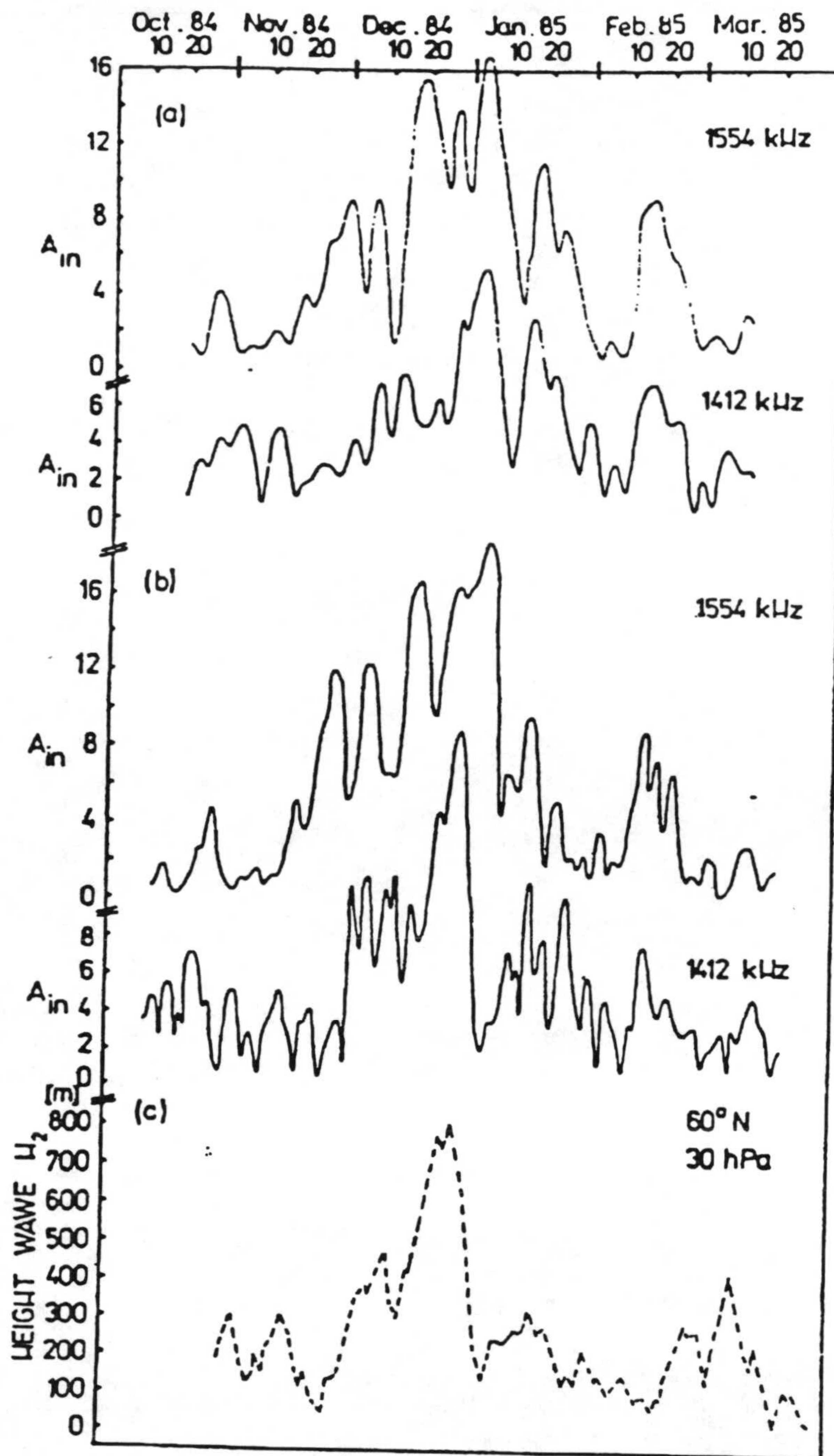


Fig. 3.2.12- a) Variación temporal de la amplitud de la fluctuación de la absorción con periodo de 6 días, para radio fase de 1554 y 1412 kHz, durante el invierno 1984/85. b) variación temporal de la amplitud de la fluctuación de periodo entre 3-7 y 3-4 días para radio fase de 1554 y 1412 kHz durante el invierno 1984/85; c) variación de la amplitud de la onda planetaria zonal número 2 a nivel geopotencial de 30 hPa, a 60° N, durante el periodo invernal 1984/85.

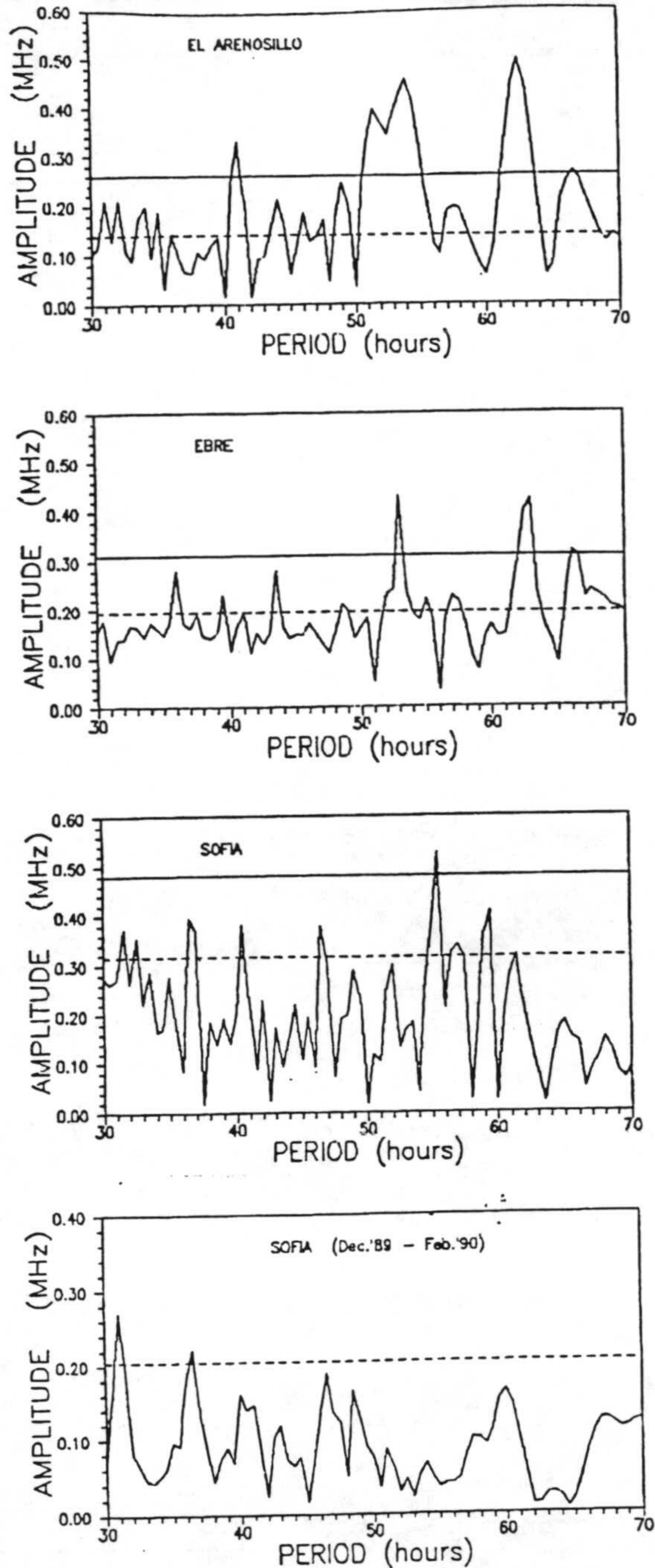


Fig. 3.2.13 a,b- a) Espectro de la amplitud de valores horarios de foF2 en los Observatorios del Ebro y Sofía durante el intervalo 1 Junio - 31 Agosto 1980 y El Arenosillo para el periodo 1 Junio - 7 Agosto 1980. La línea horizontal indica un nivel de confianza de 99% y la línea discontinua indica que es de un 75%. b) Espectro de la amplitud de valores horarios de foF2 en el Observatorio de Sofía para el intervalo de 1 Diciembre 1989 al 28 Febrero 1990. La línea discontinua horizontal indica un nivel de confianza de 75%.

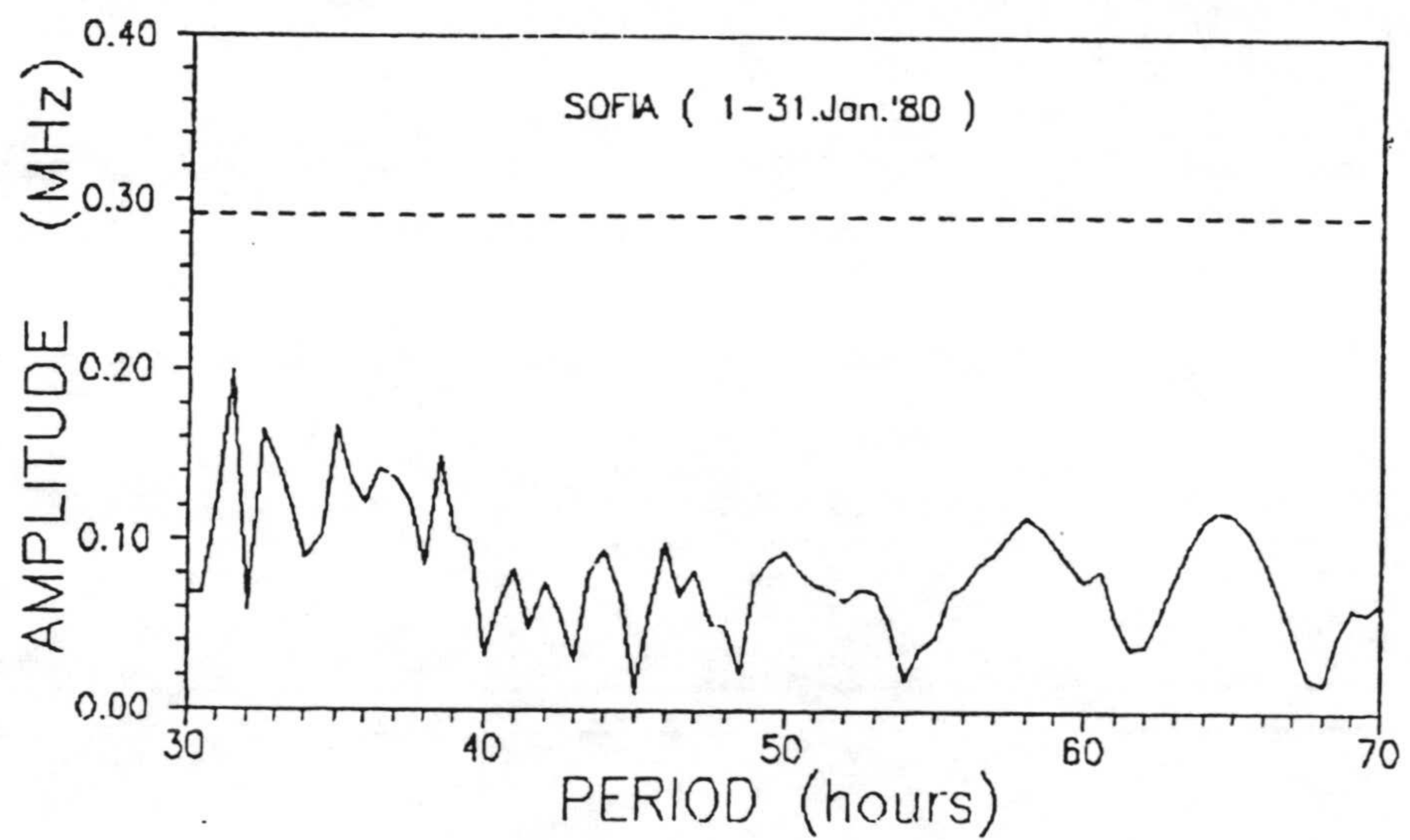
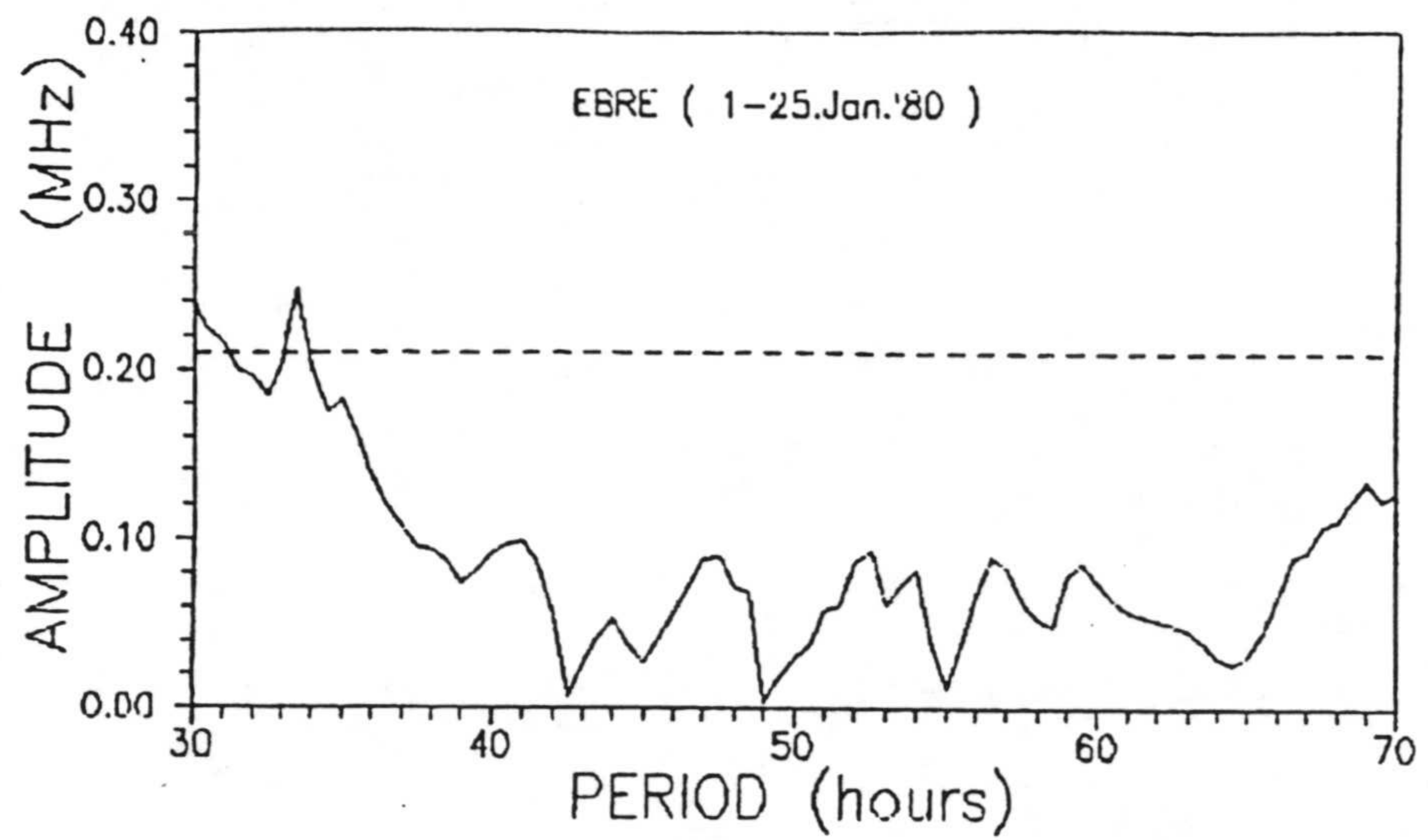
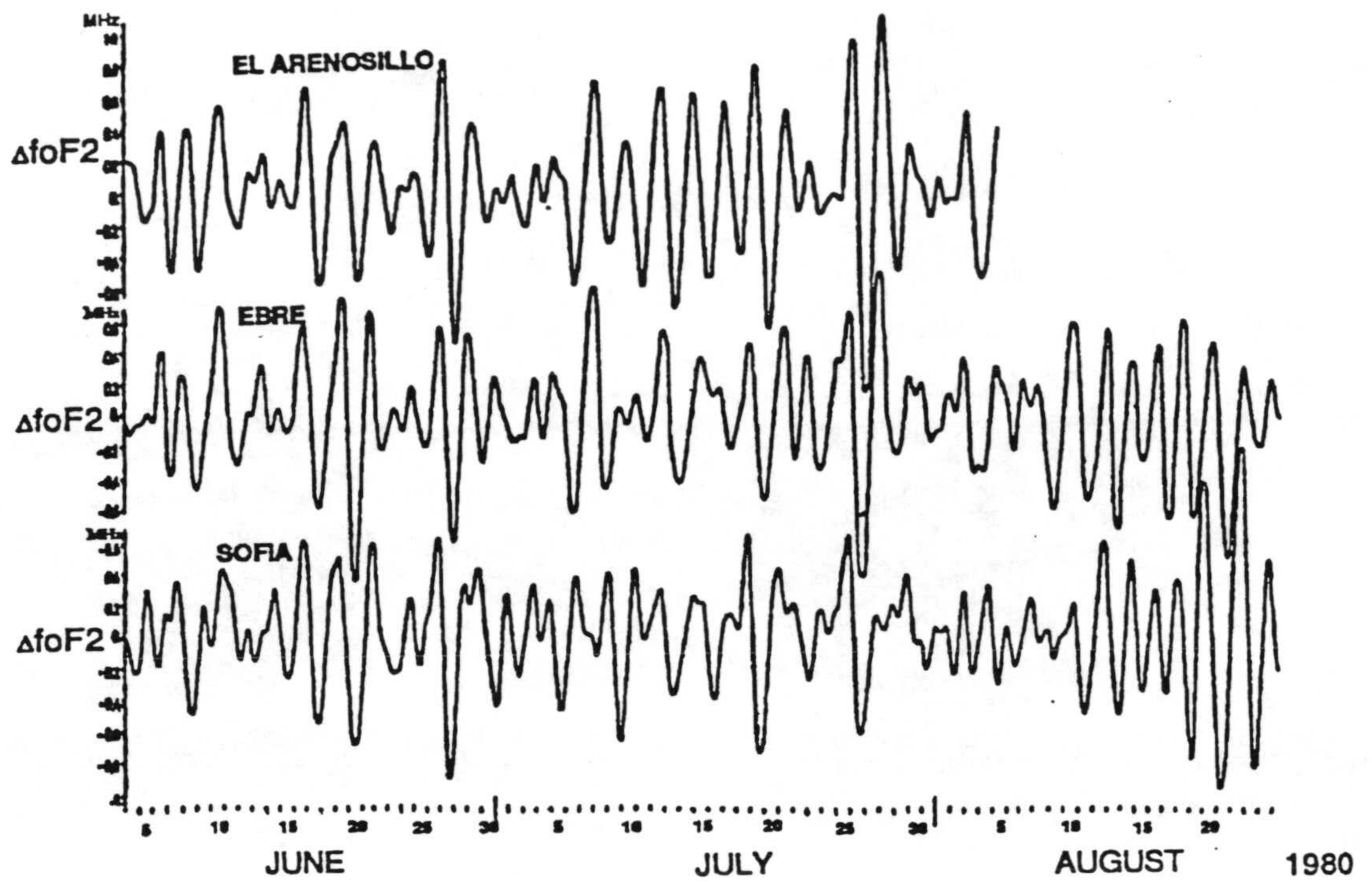
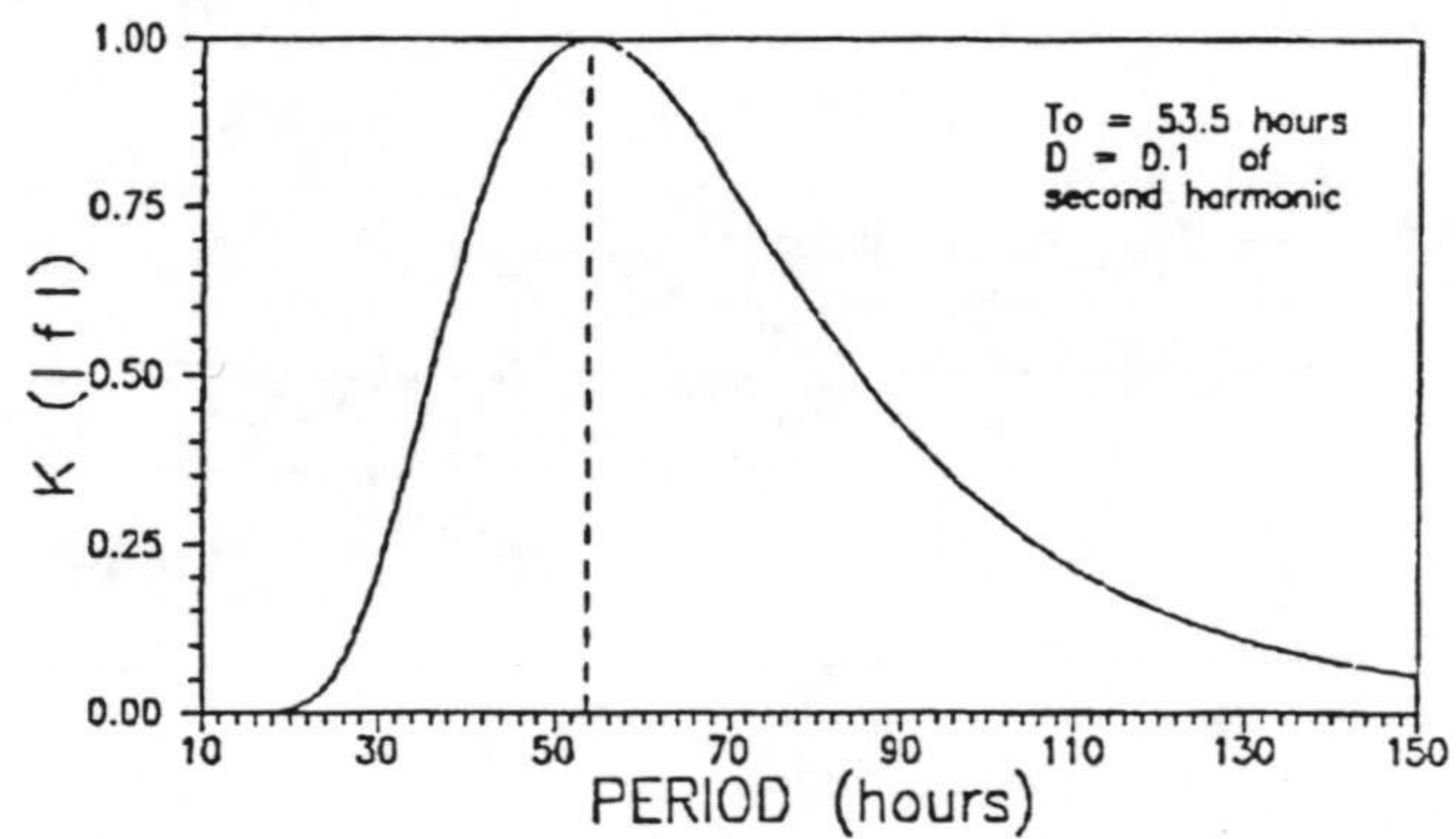


Fig. 3.2.13 c- c) Espectro de la amplitud de valores horarios foF2 en los Observatorios del Ebro y Sofía para Enero 1980. La línea horizontal indica un nivel de confianza del 75%.



a)



b)

Fig. 3.2.14- a) Datos horarios de foF2 filtrados, centrados sobre un periodo de 53,5 horas correspondiente a un mismo intervalo para diferentes Estaciones, similar a lo indicado an la fig. 3.2.13 a). b) Forma del filtro de banda característico (Luzov y col., 1965) con $k(|f|) = 1$ en el centro de banda, para $T_o = 53,5$ horas.

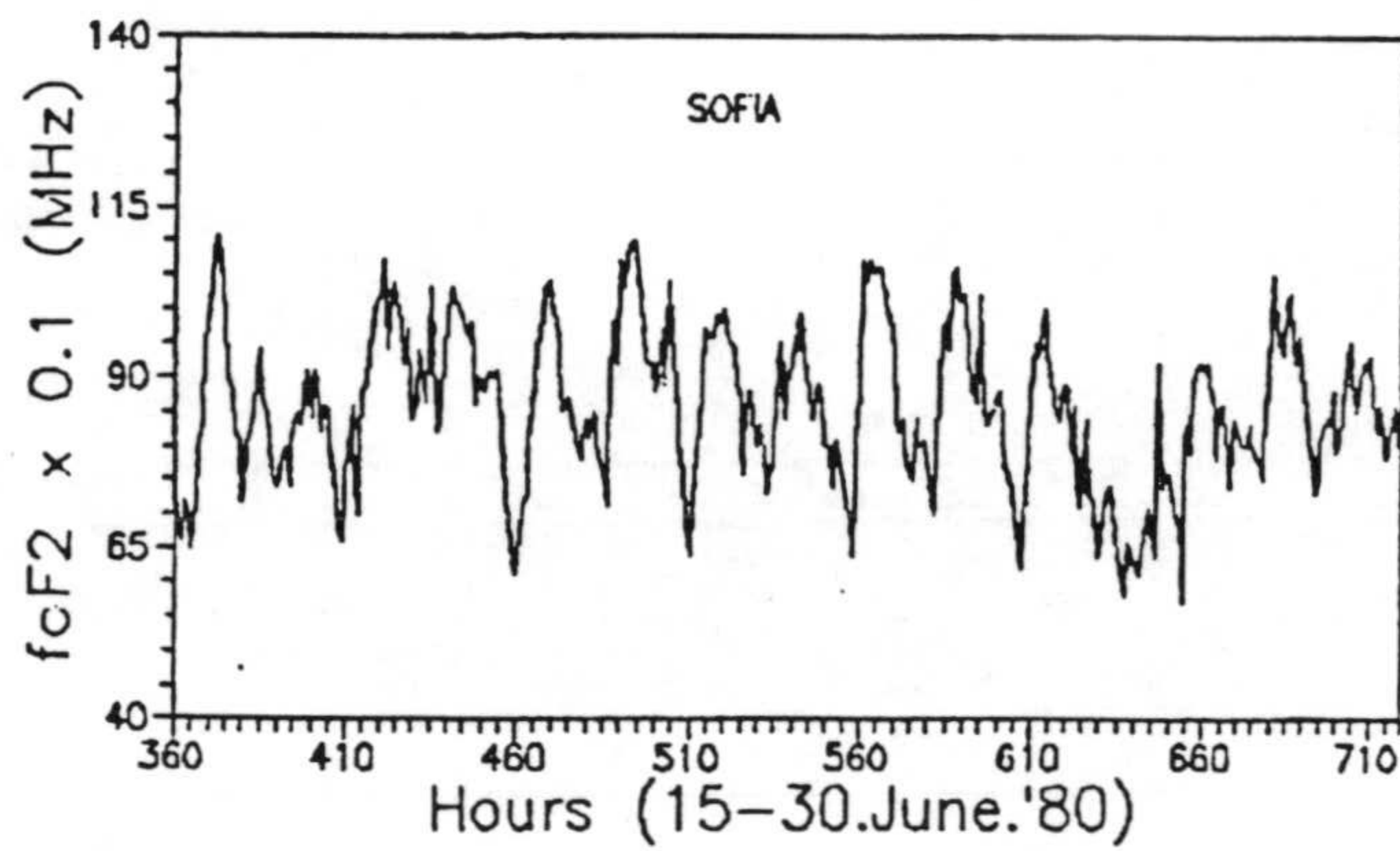
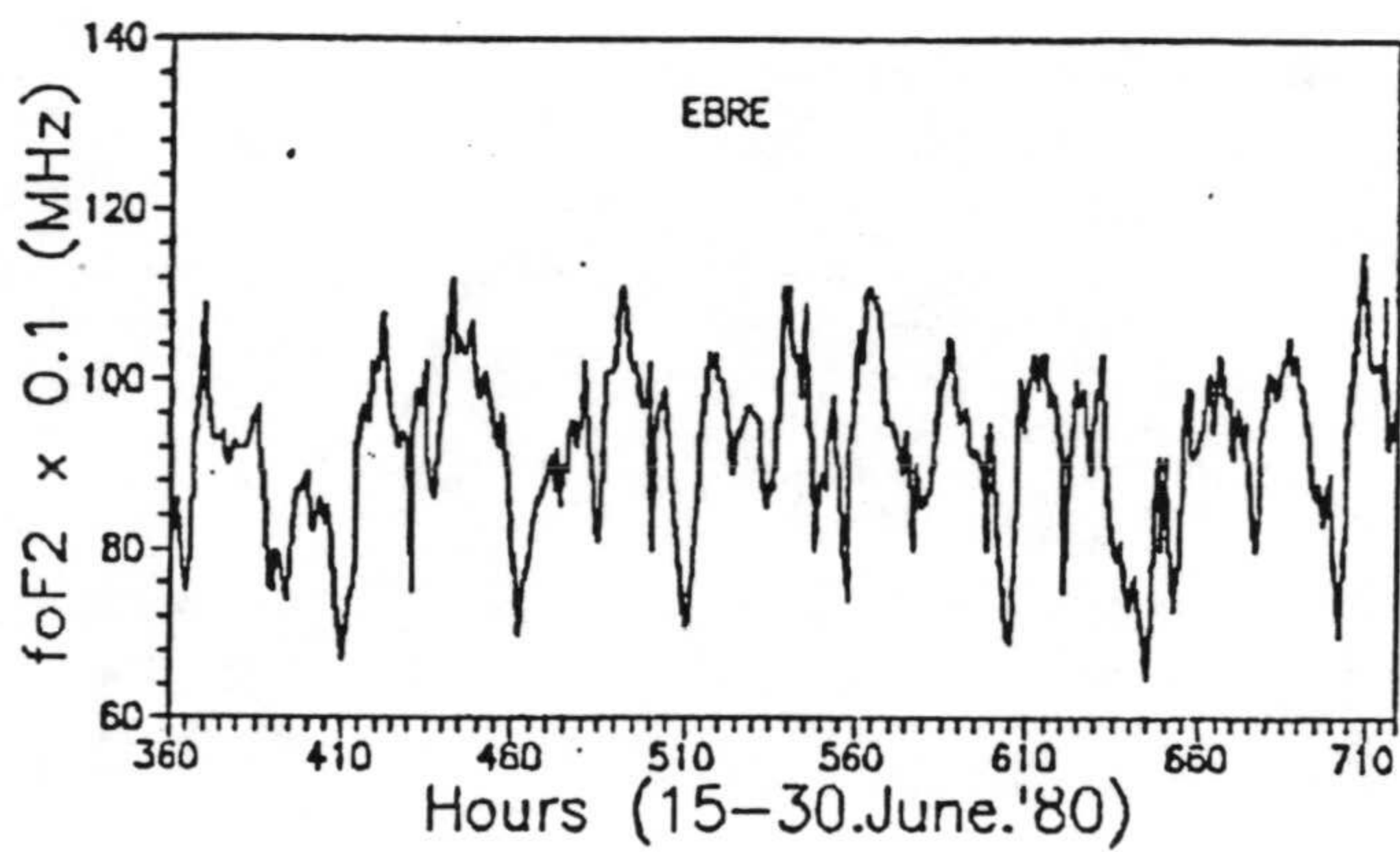
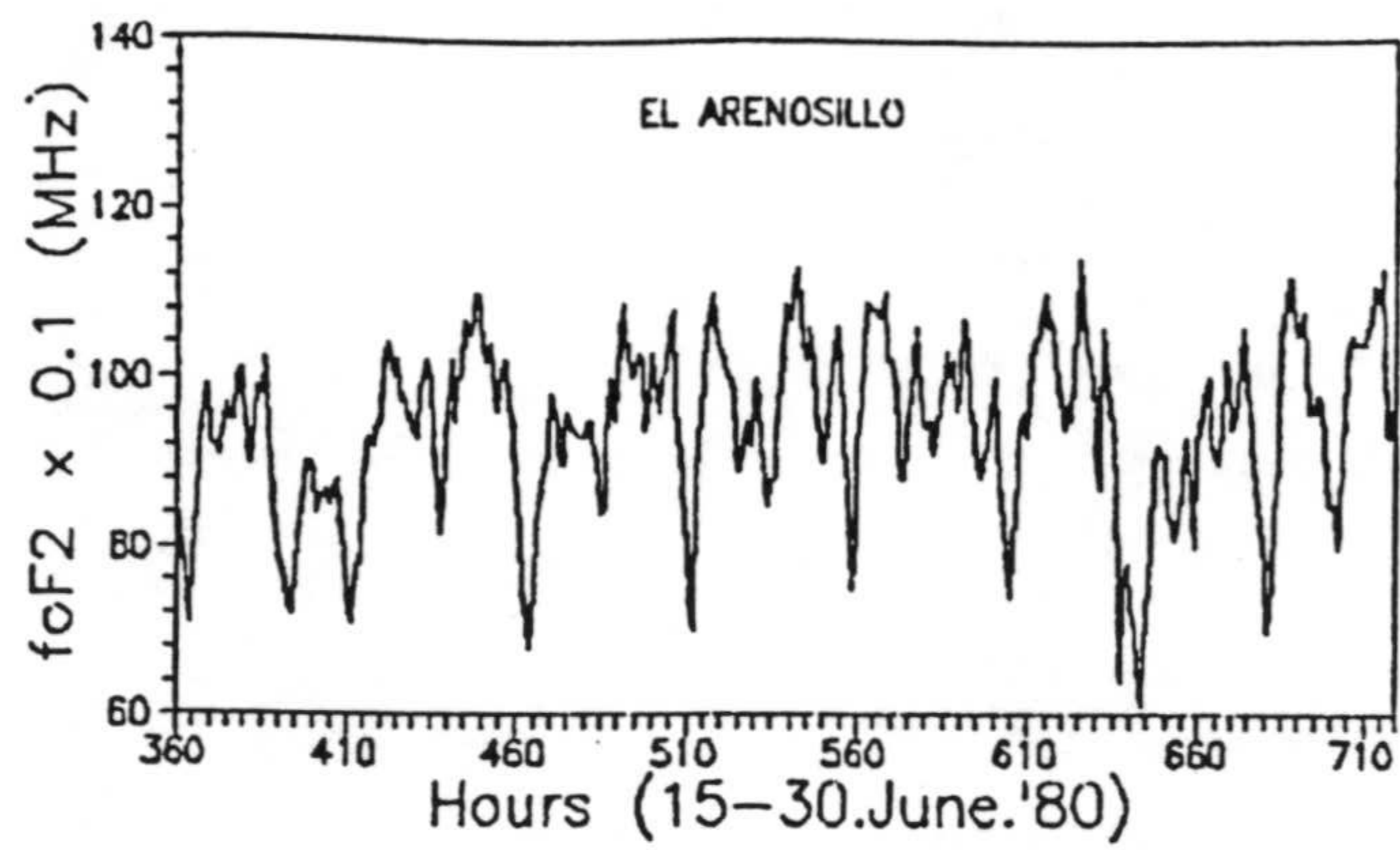


Fig. 3.2.15- Variación temporal de valores horarios de foF2 para tres estaciones durante el intervalo comprendido del 15 al 30 Junio 1980.

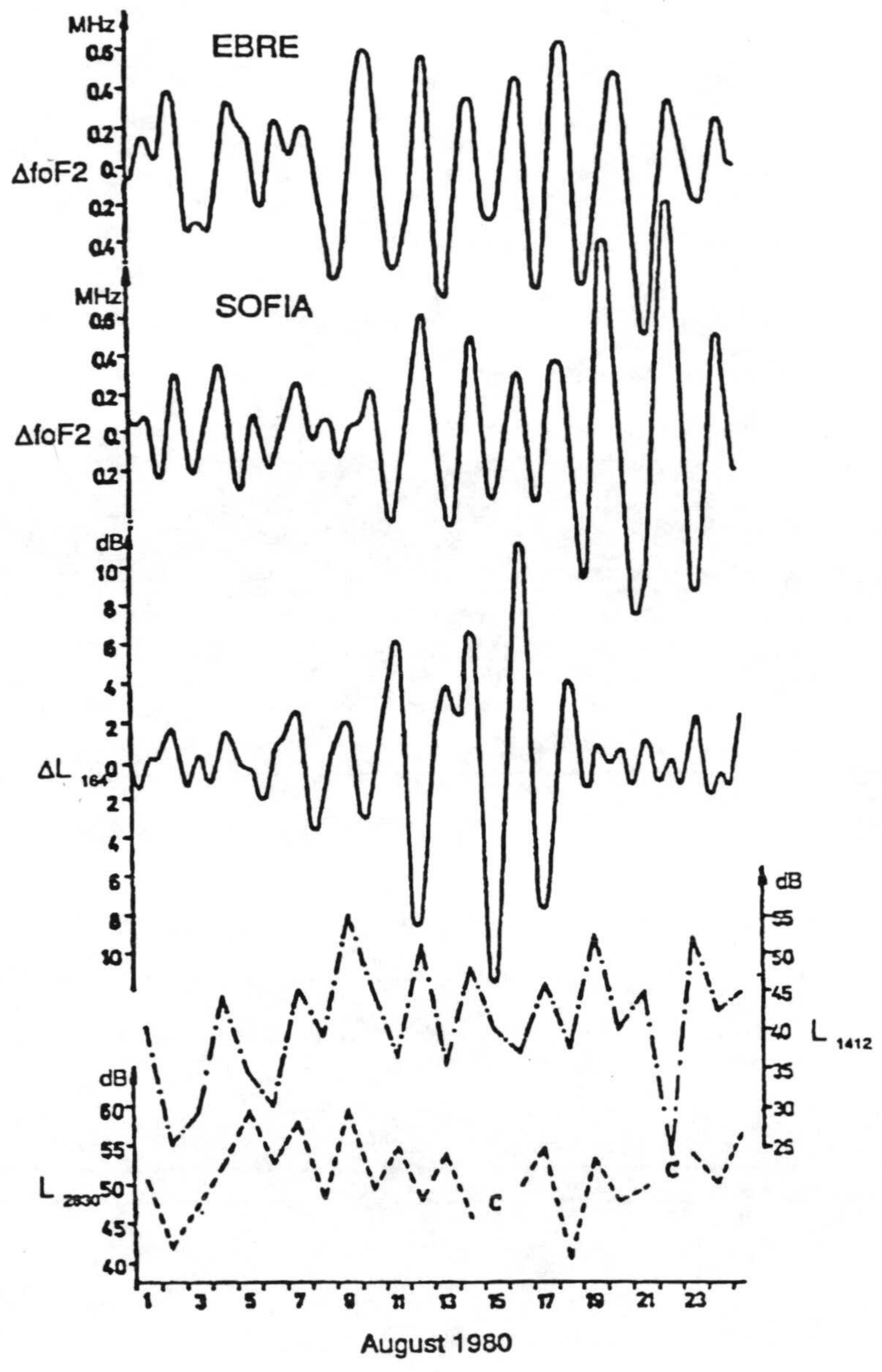


Fig. 3.2.16- Similar representación que en la fig. 3.2.14 a) incluyendo datos de absorción diarios para un ángulo cenital constante (78.5°) en los circuitos Pristina-Sofía (1413 kHz/170 km) y Aranjuez-Ebro (2830 kHz/350 km) durante Agosto 1980.

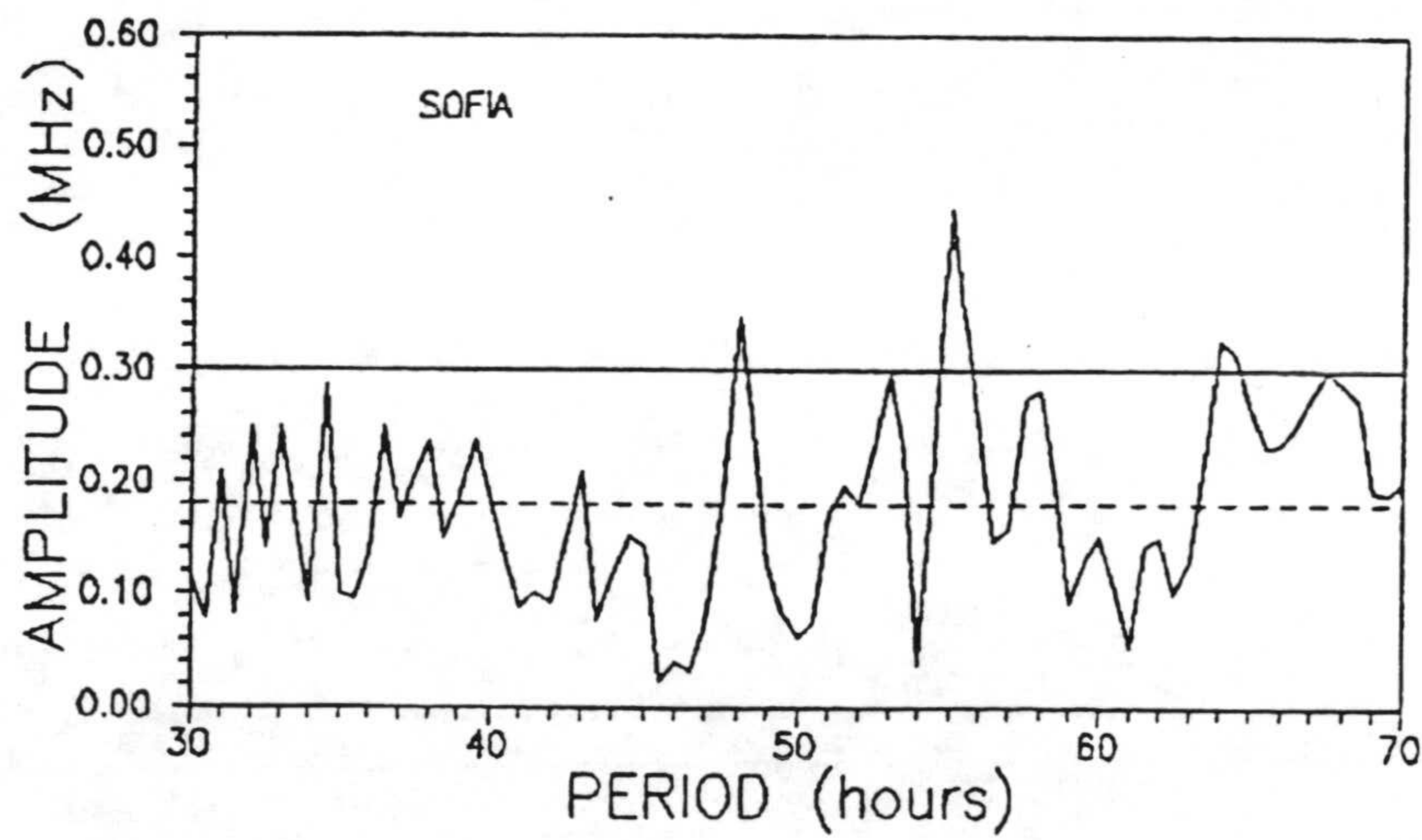
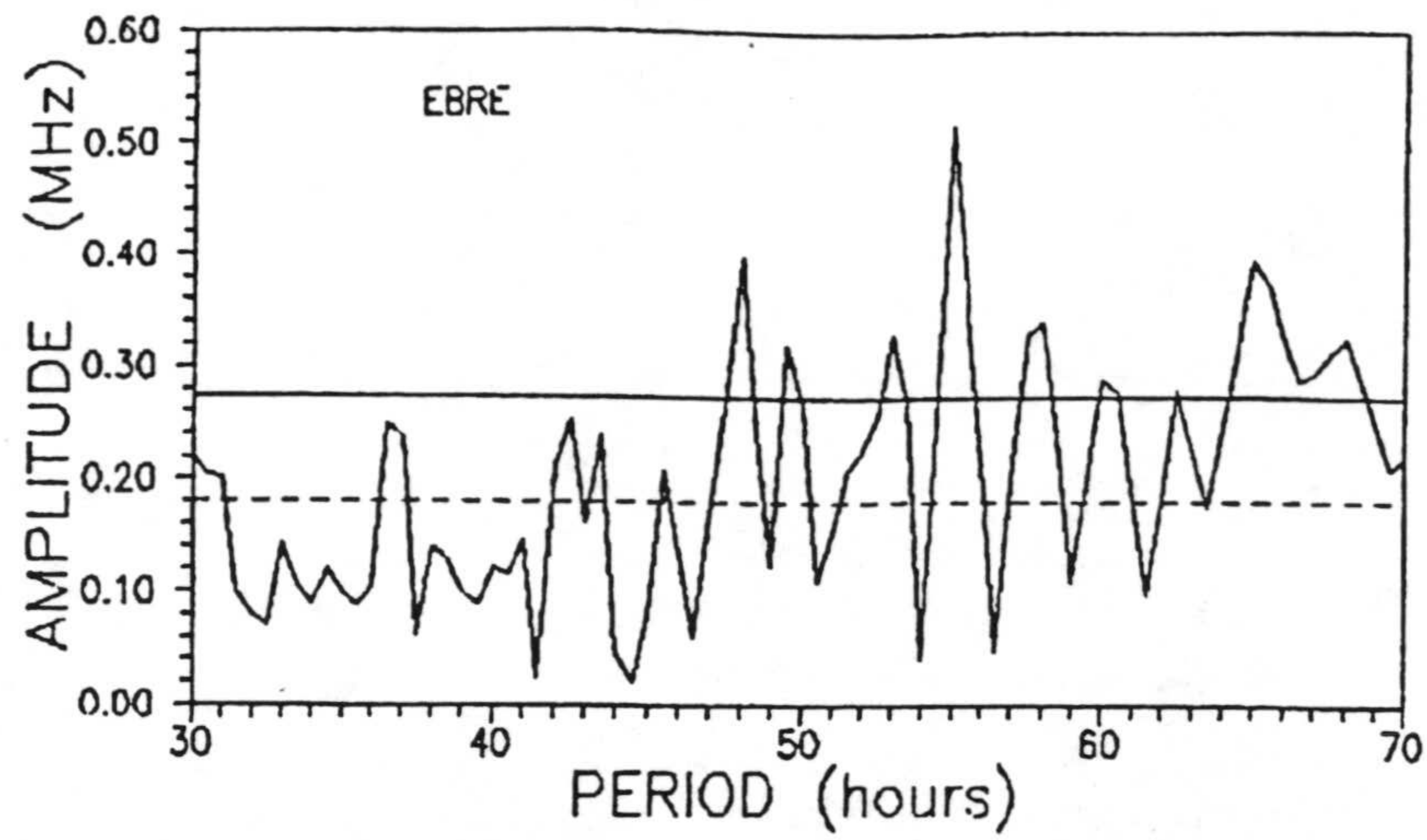


Fig. 3.2.17- Espectro de amplitudes para valores horarios de foF2 en los Observatorios del Ebro y Sofía durante el intervalo 1 Junio a 31 Agosto 1983.

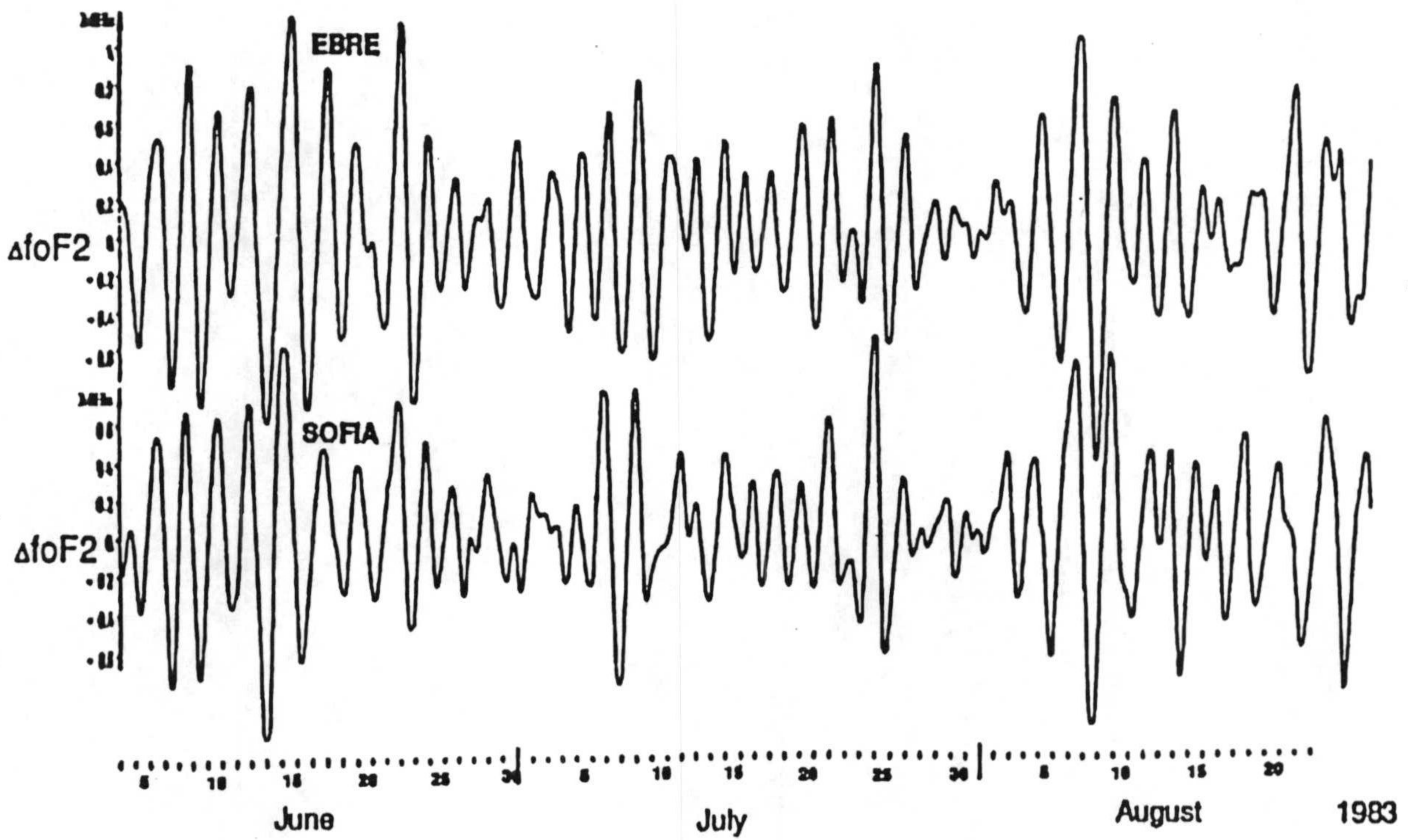


Fig. 3.2.18- Datos horarios de fofF2 filtrados por un filtro de banda, centrado para un periodo de 55 horas, correspondiente al mismo intervalo y Estaciones que las de la fig. 3.2.17.

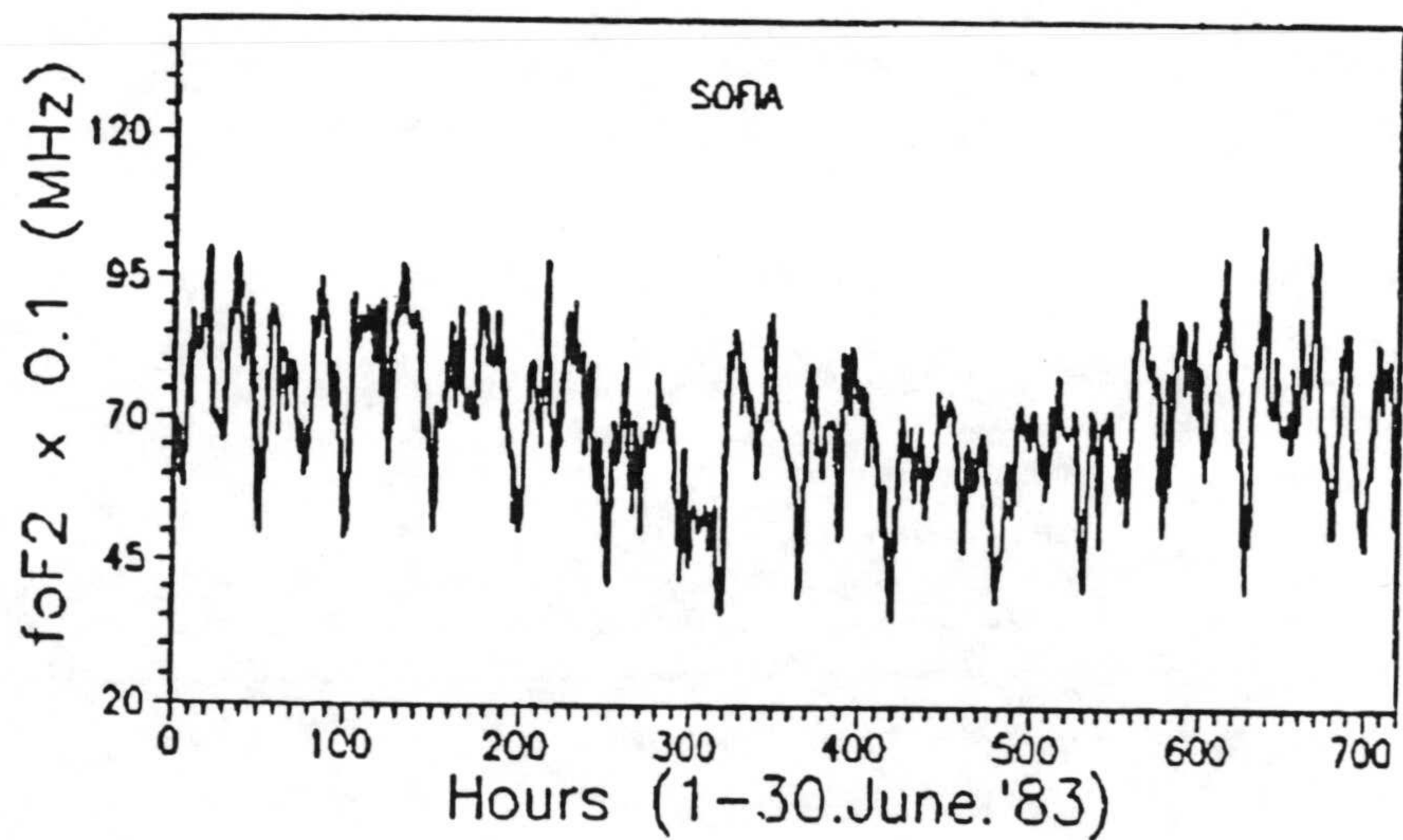
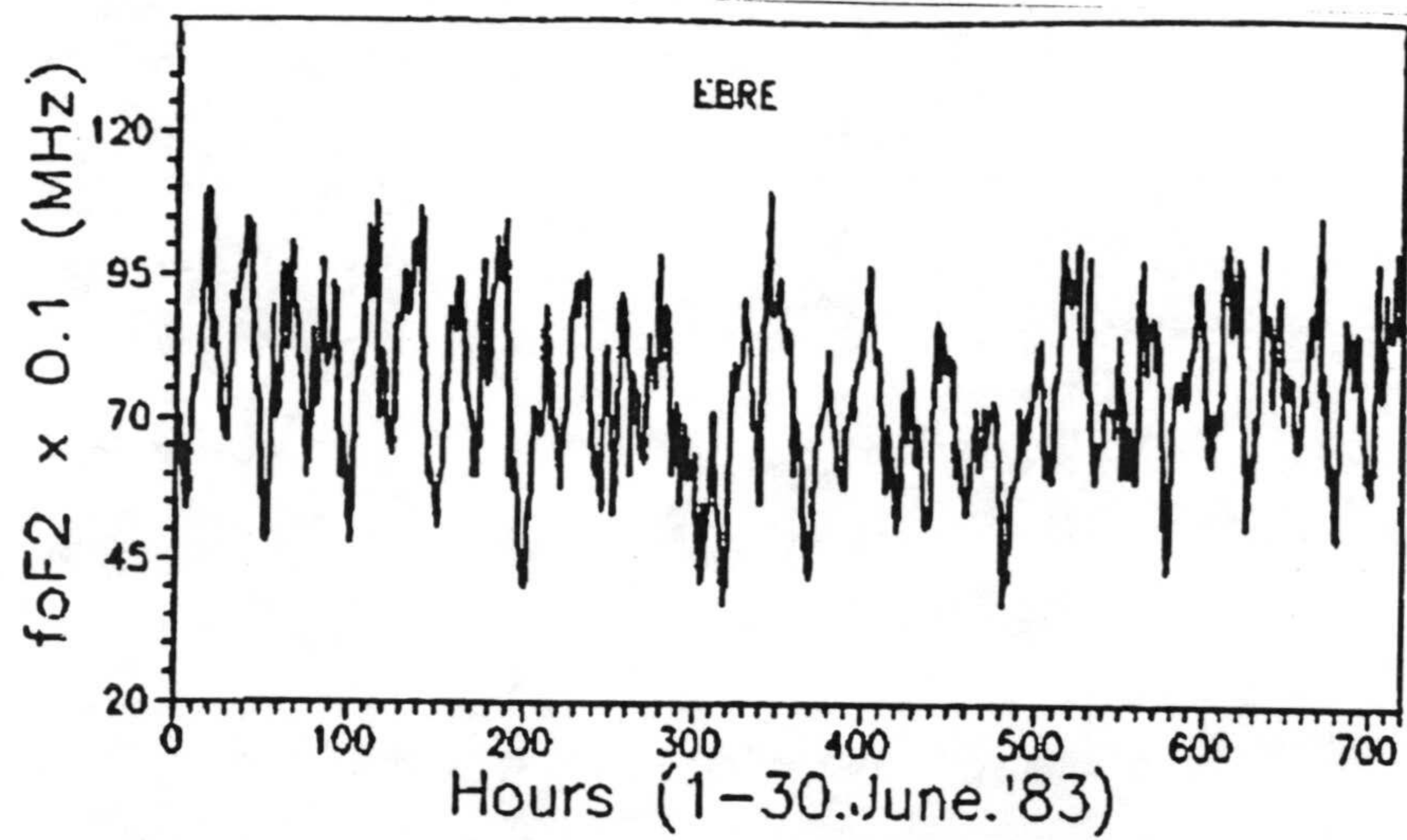


Fig. 3.2.19- Variaciones temporales de los valores horarios de foF2 en los Observatorios del Ebro y Sofía durante el intervalo 1 al 30 de Junio 1983.

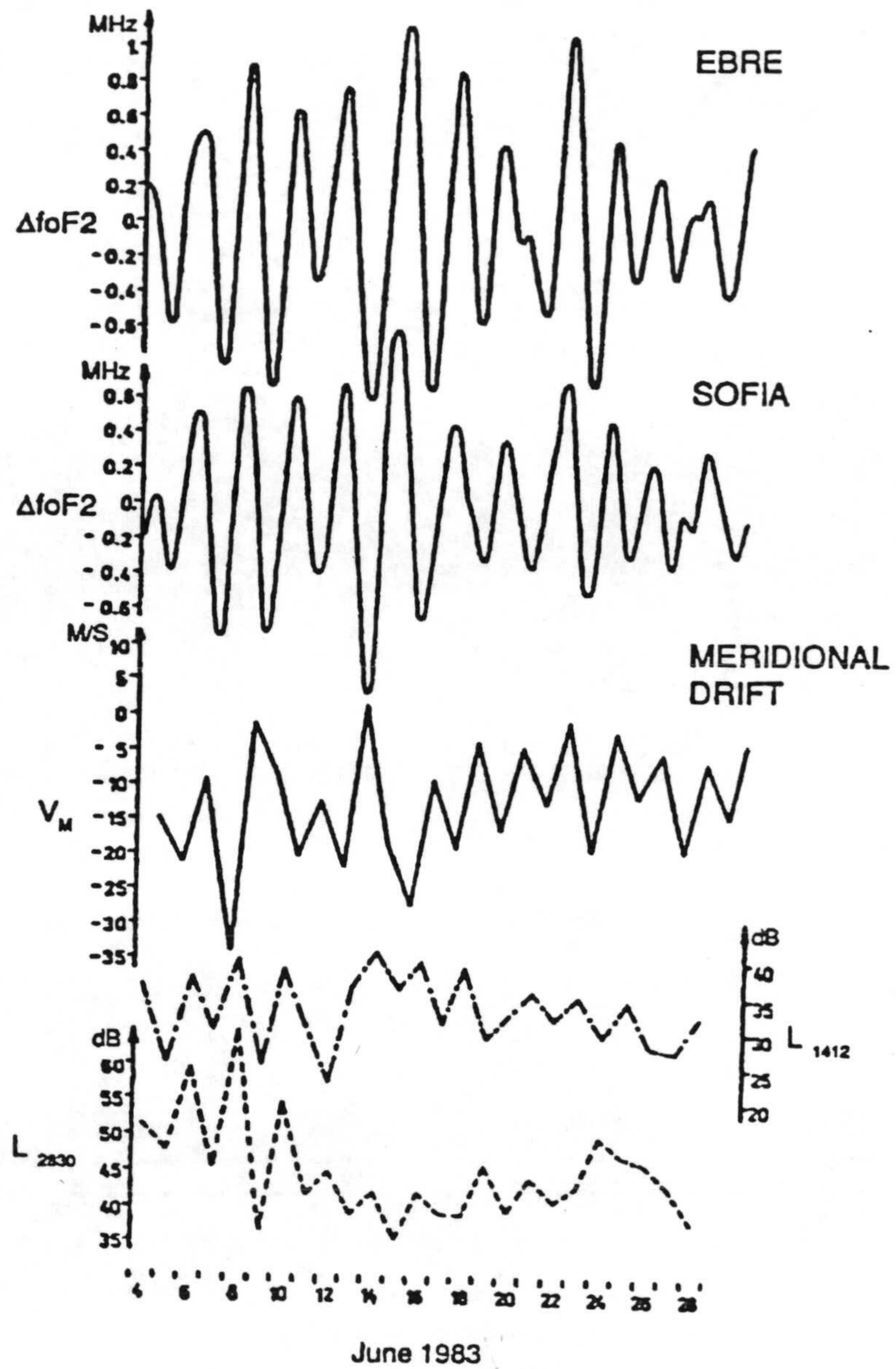


Fig. 3.2.20- Similar a la fig. 3.2.18. incluyendo valores diarios de viento meridional medidos en Collm y datos diarios de absorción para los mismos circuitos y ángulo cenital que en la fig. 3.2.16 para Junio 1983.

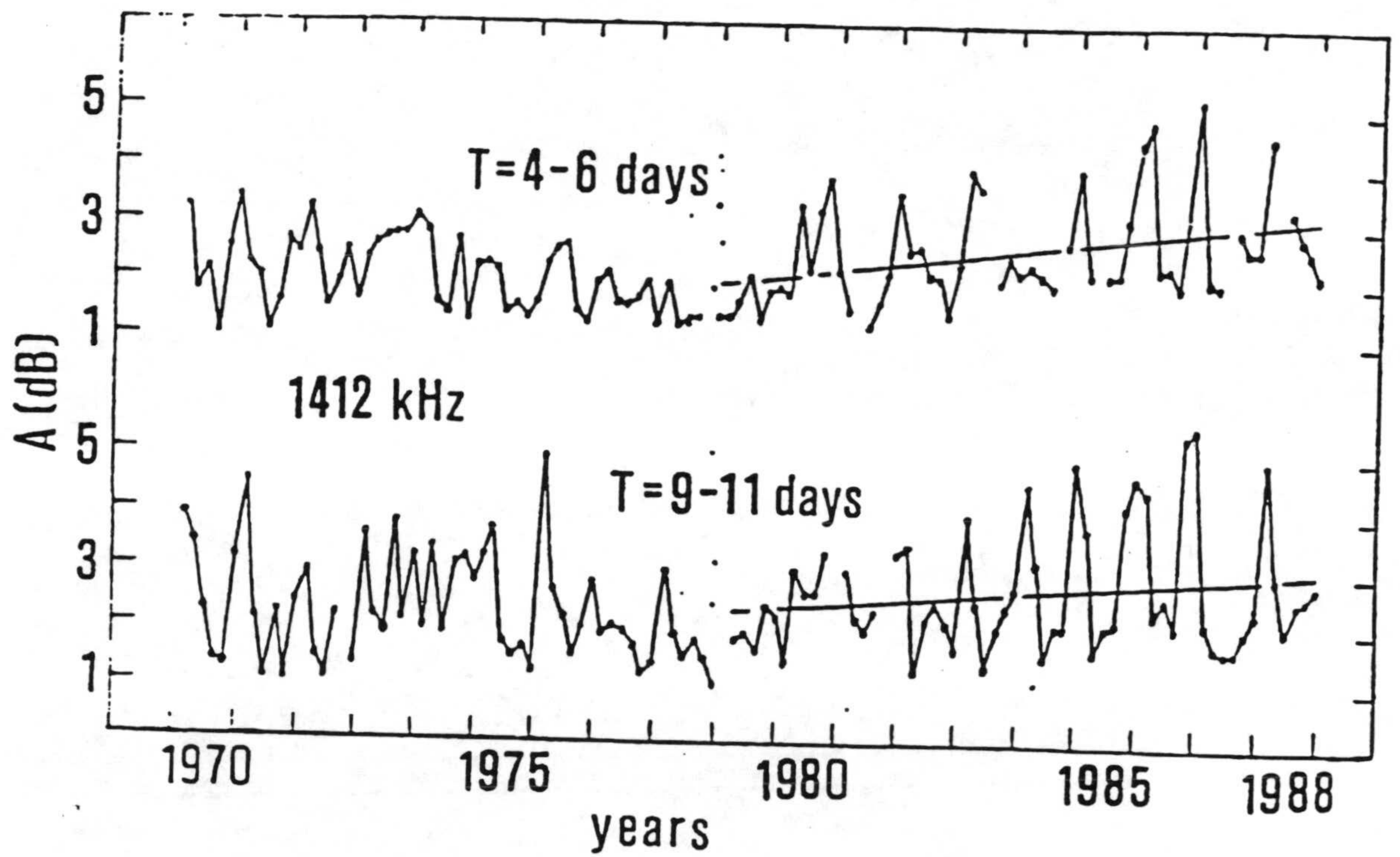


Fig. 3.2.21- Tendencias de largo recorrido de la actividad de las ondas planetarias en Sureste de Europa. (Apostolov y col. 1993).

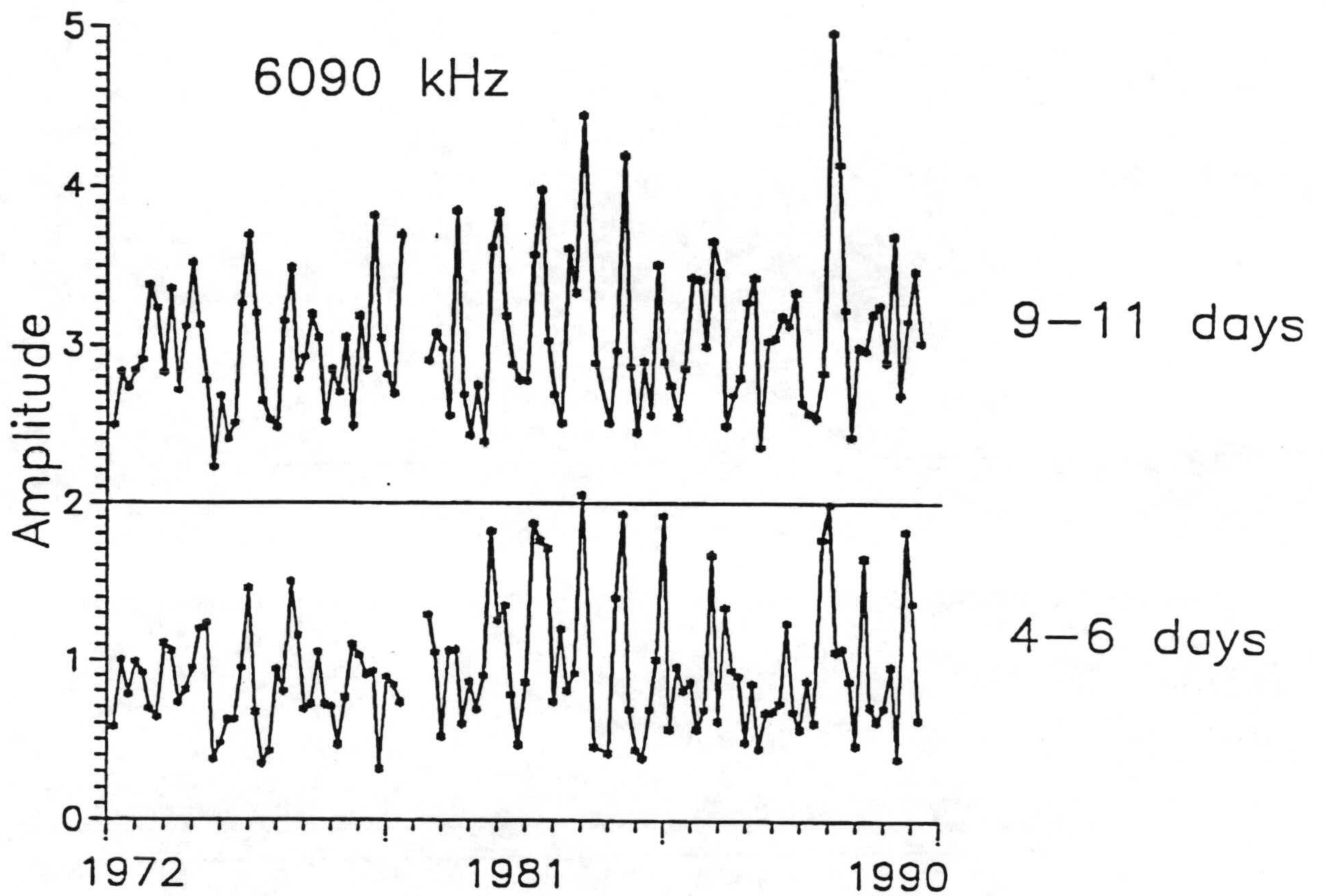


Fig. 3.2.22- Tendencias de largo recorrido de la actividad de las ondas planetarias en Centro Europa. (Apostolov y col. 1993).

x = E = Electric Field Intensity in dB (12 to 14 U.T.)
 y = R = Sunspot Relative Numbers.

ATMOSPHERIC SOUNDING STATION
 EL ARENOSILLO
 (37.1N - 6.7W)

FIG. 3.3.1

YEAR →	1972		1973		1974		1975		1976		1977		1978		1979		1980		1981		1982	
MONTH ↓	Y.R	x=E	R	E	R	E	R	E	R	E	R	E	R	E	R	E	R	E	R	E	R	E
MAR	80.1	29.0	46.0	37.2	21.4	39.0	11.5	41.5	21.9	39.4	8.7	38.5	76.5	-	138.0	19.1	126.2	20.8	133.8	16.1	153.7	15.2
APR	63.2	22.1	57.7	27.0	40.3	32.2	5.1	40.1	18.8	37.0	12.9	28.8	99.7	-	101.5	22.4	164.1	7.2	156.2	1.3	122.5	18.6
MAY	80.5	26.1	42.4	28.1	39.5	28.3	9.0	38.4	12.4	36.0	18.6	23.7	82.7	-	134.4	20.7	179.9	11.8	126.0	7.4	81.4	13.4
JUN	88.0	28.8	39.5	31.0	36.0	33.6	11.4	41.1	12.2	36.9	38.5	23.6	95.1	-	149.5	-	157.3	12.4	89.8	15.8	110.4	7.7
JUL	76.5	28.8	23.1	-	55.8	27.9	28.2	37.8	1.9	40.5	21.4	22.6	70.4	-	159.4	-	136.3	16.5	144.2	7.4		
AUG	76.8	-	25.6	-	33.6	34.3	39.7	37.4	16.4	41.6	30.1	17.6	58.1	-	142.2	-	135.4	-	158.2	-		
SEP	64.0	31.6	59.3	35.9	40.2	33.3	13.9	14.3	13.5	39.2	44.0	11.9	138.2	-	188.4	-	155.0	20.5	163.9	8.1		
OCT	61.3	36.0	30.7	42.6	47.1	36.6	9.1	42.7	20.6	37.4	43.8	-	125.1	-	186.2	-	164.7	17.9	161.4	8.1		
NOV	41.6	39.2	23.9	40.7	25.0	30.9	19.4	39.7	5.2	35.2	29.1	-	97.9	-	183.3	-	147.9	14.9	135.6	11.9		
MEAN	69.4	30.2	42.8	34.6	37.7	32.9	16.4	37.0	13.7	38.1	24.9	23.8	93.7	-	124.6	20.7	153.9	15.3	138.9	9.5	117.0	13.7
DEC																						
Prev. year	82.2	-	45.3	30.1	23.3	42.1	20.5	31.4	7.8	38.1	15.3	38.0	43.2	-	122.7	-	176.3	-	174.4	11.8	150.1	10.3
JAN	61.5	31.4	43.4	25.4	27.6	27.4	18.9	25.0	8.1	28.3	16.4	40.2	51.9	-	166.5	-	159.6	17.8	114.4	10.3	111.2	4.2
FEB	88.4	32.4	42.9	40.8	26.0	36.0	11.5	36.0	4.3	35.1	23.1	32.6	93.6	-	137.5	-	155.0	15.9	143.5	18.2	163.6	9.3
MEAN	77.4	31.9	43.9	32.1	25.6	35.2	17.0	30.8	6.7	33.8	18.3	36.9	62.9	-	142.2	-	163.6	16.9	144.1	13.4	144.6	7.9

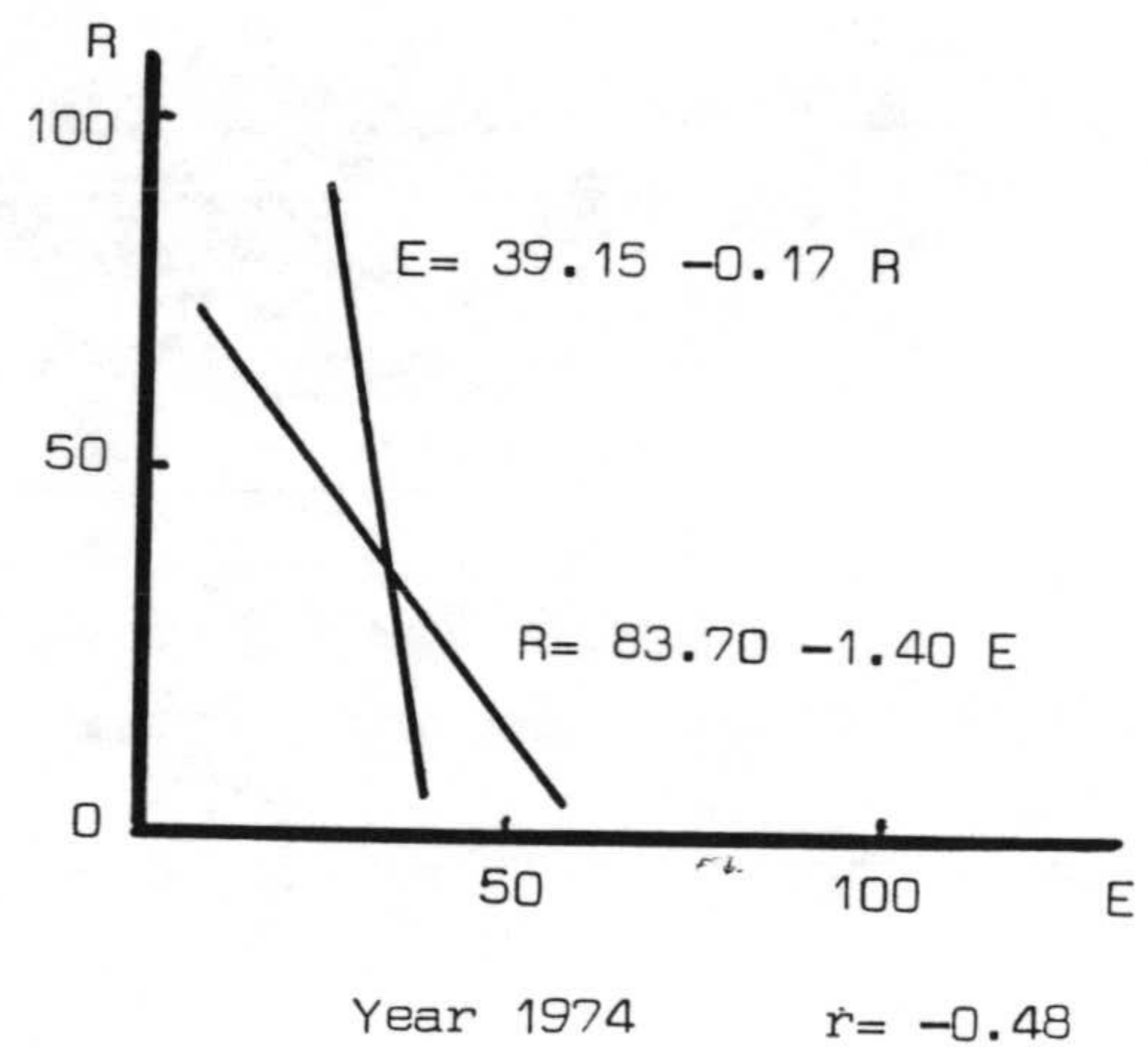
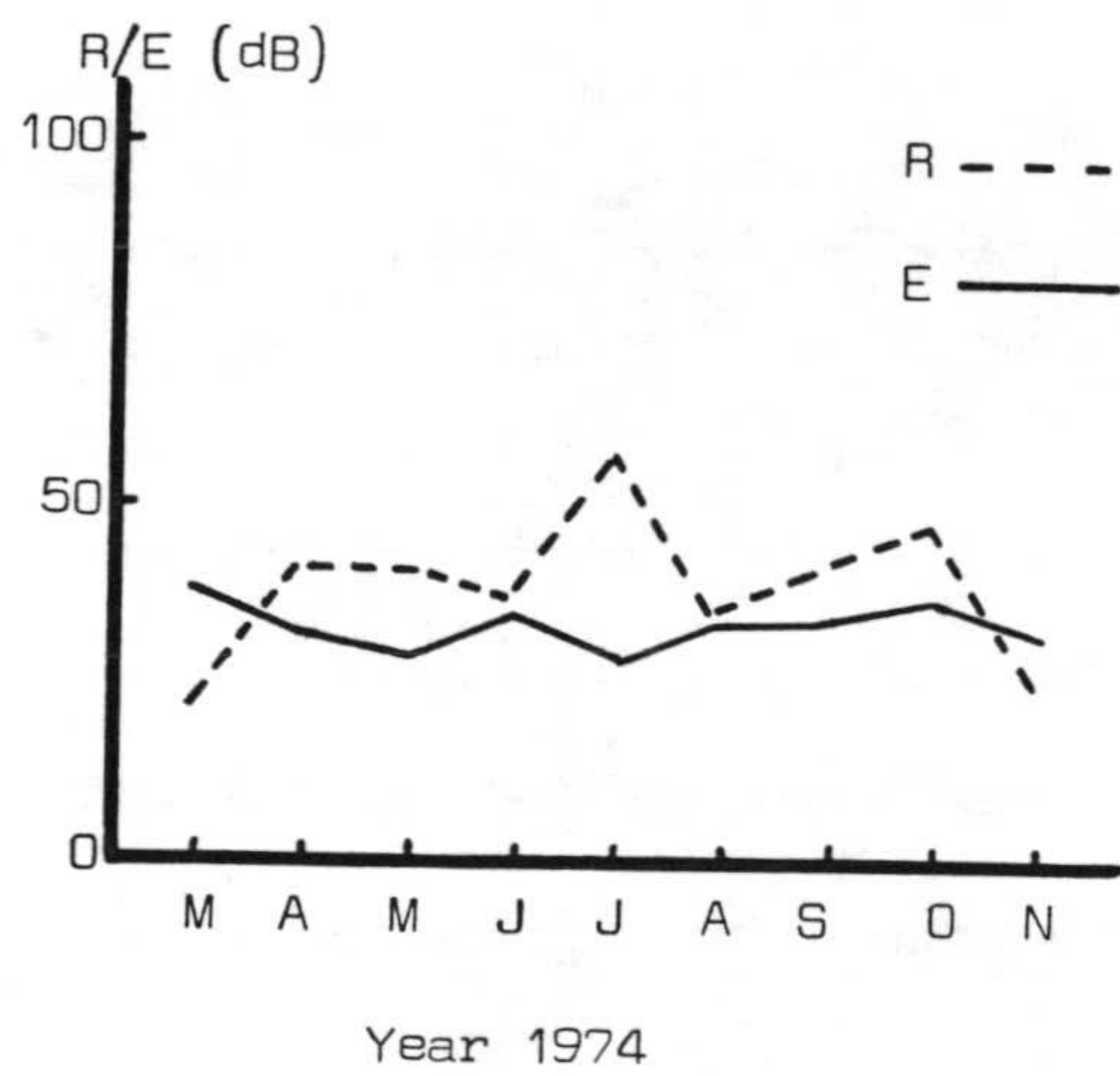
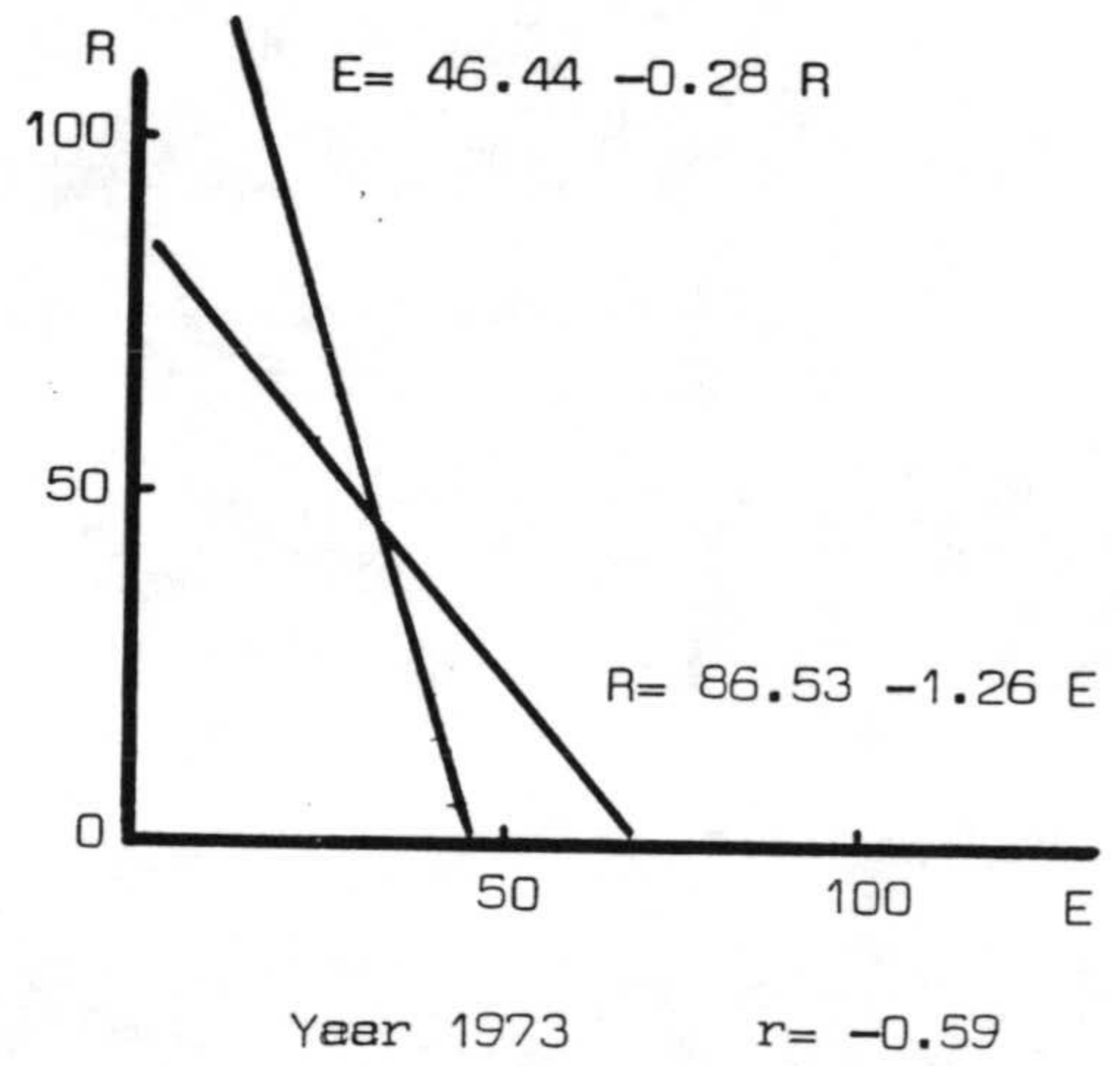
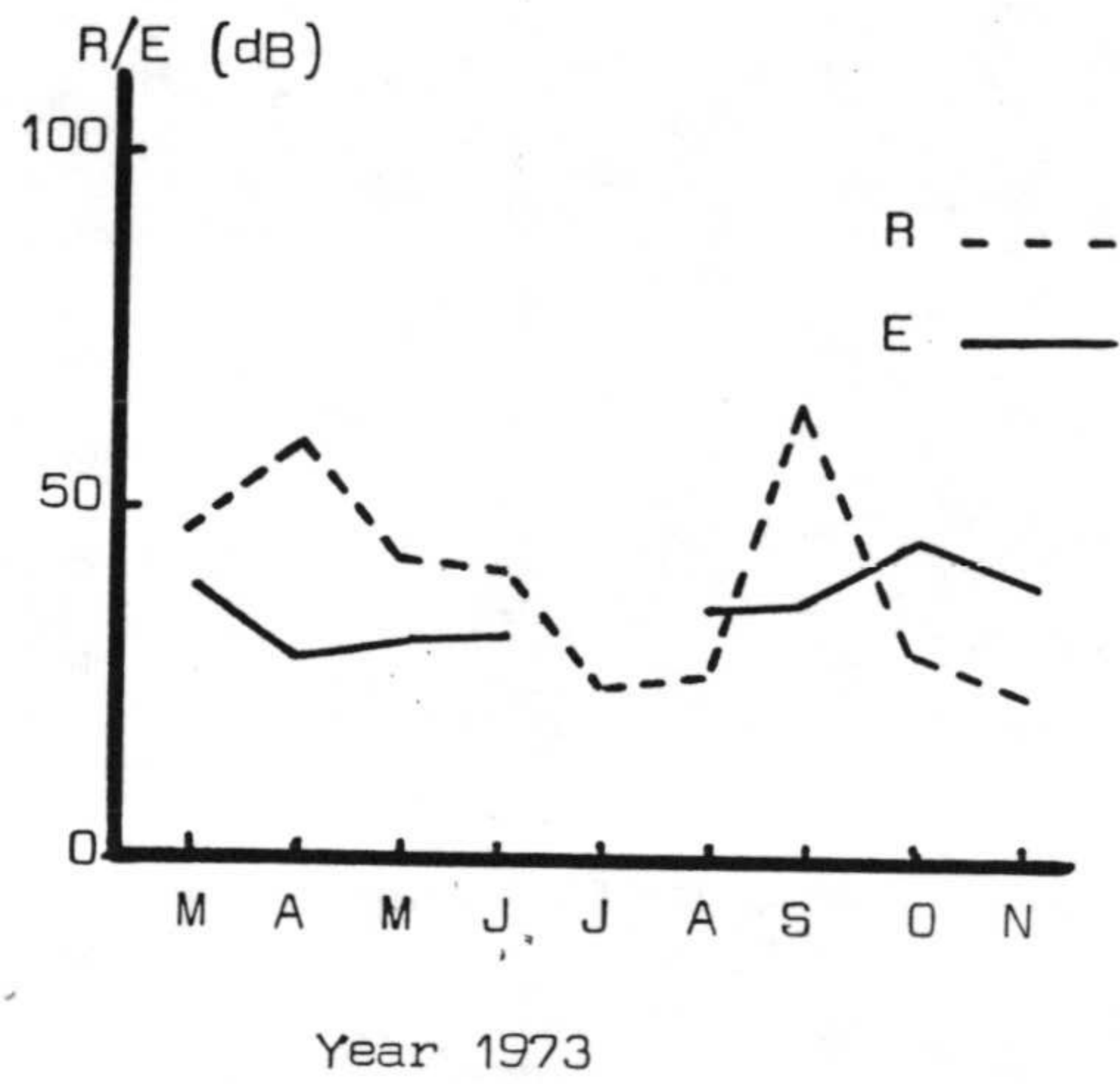
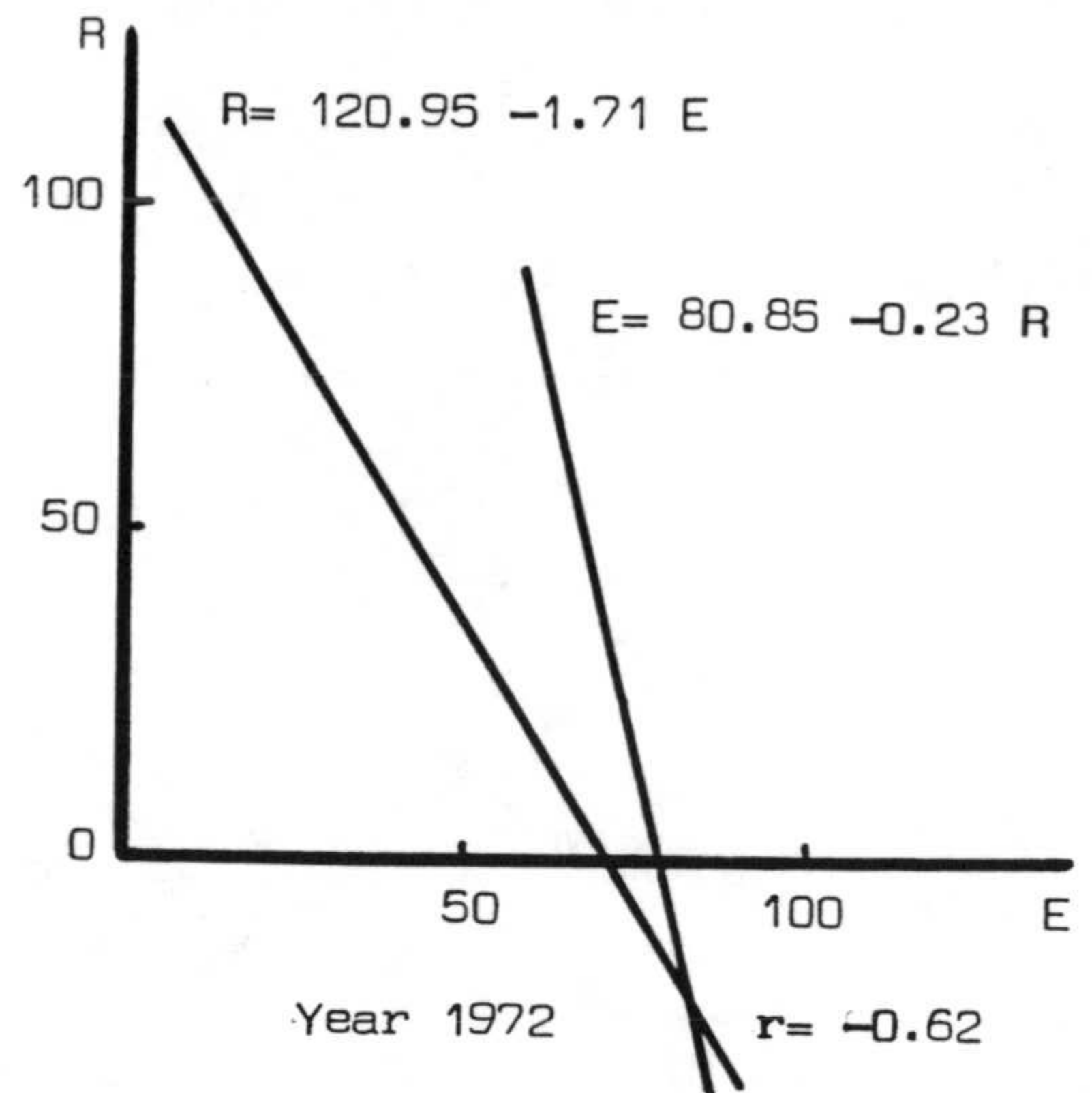
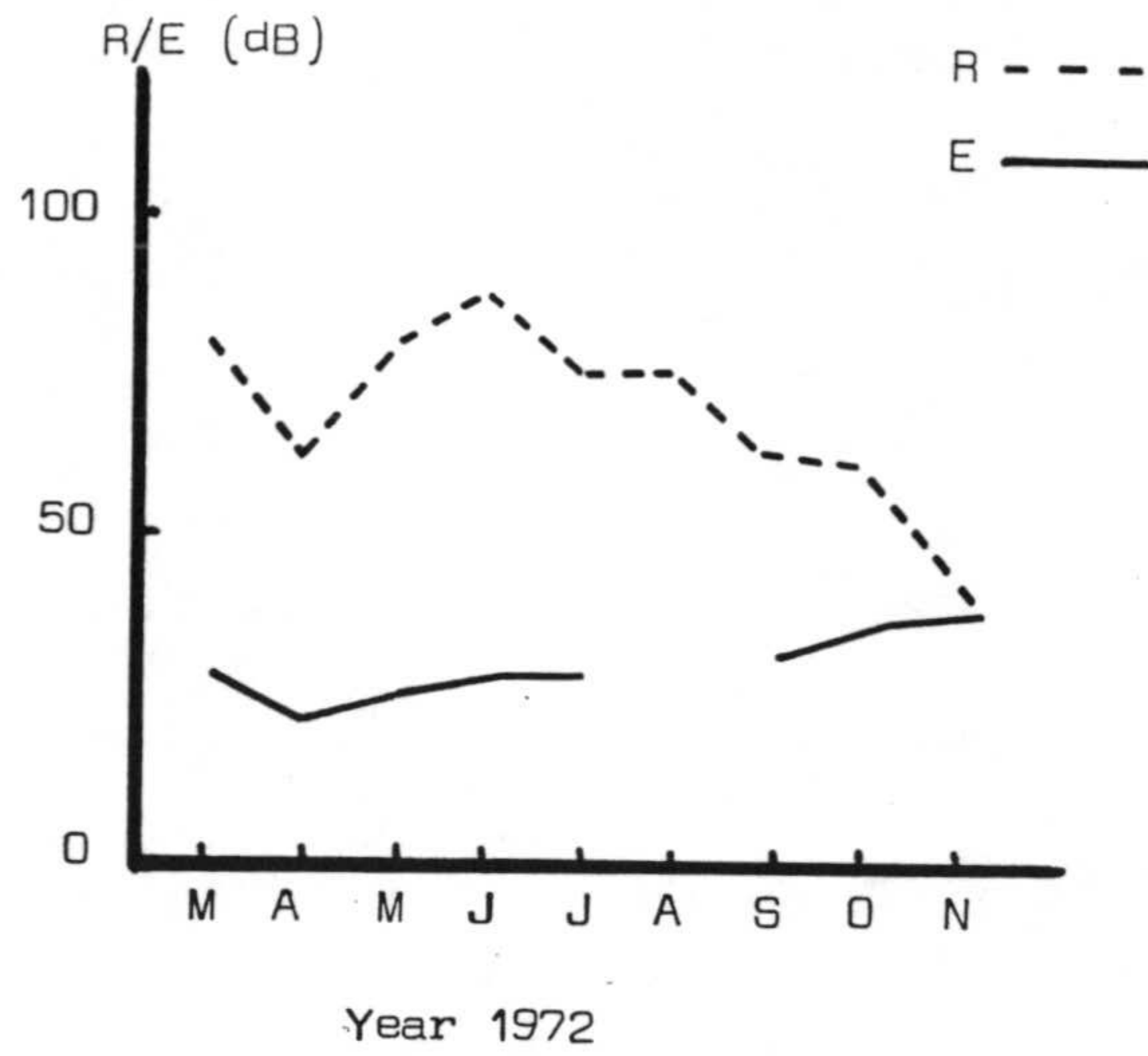
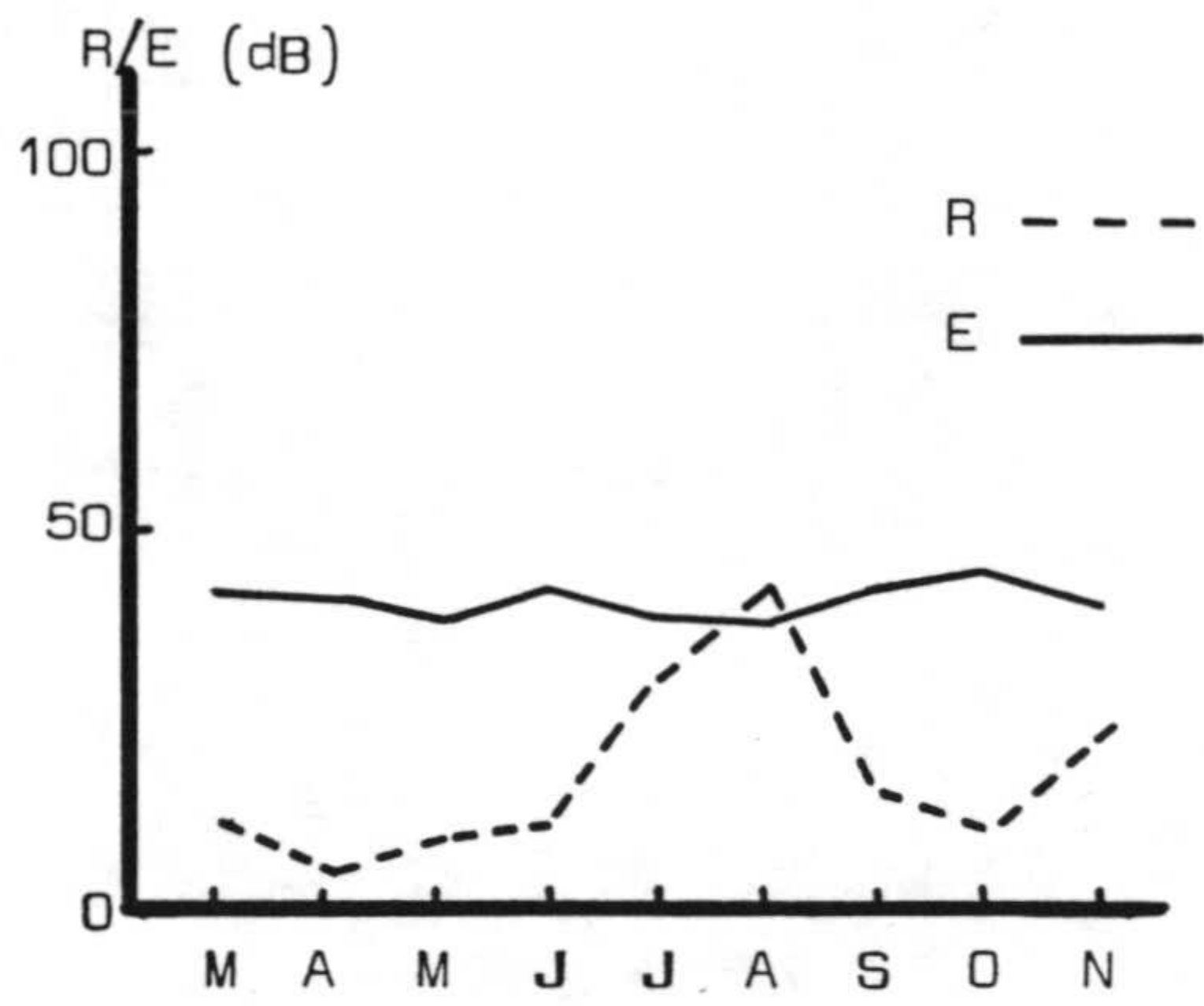
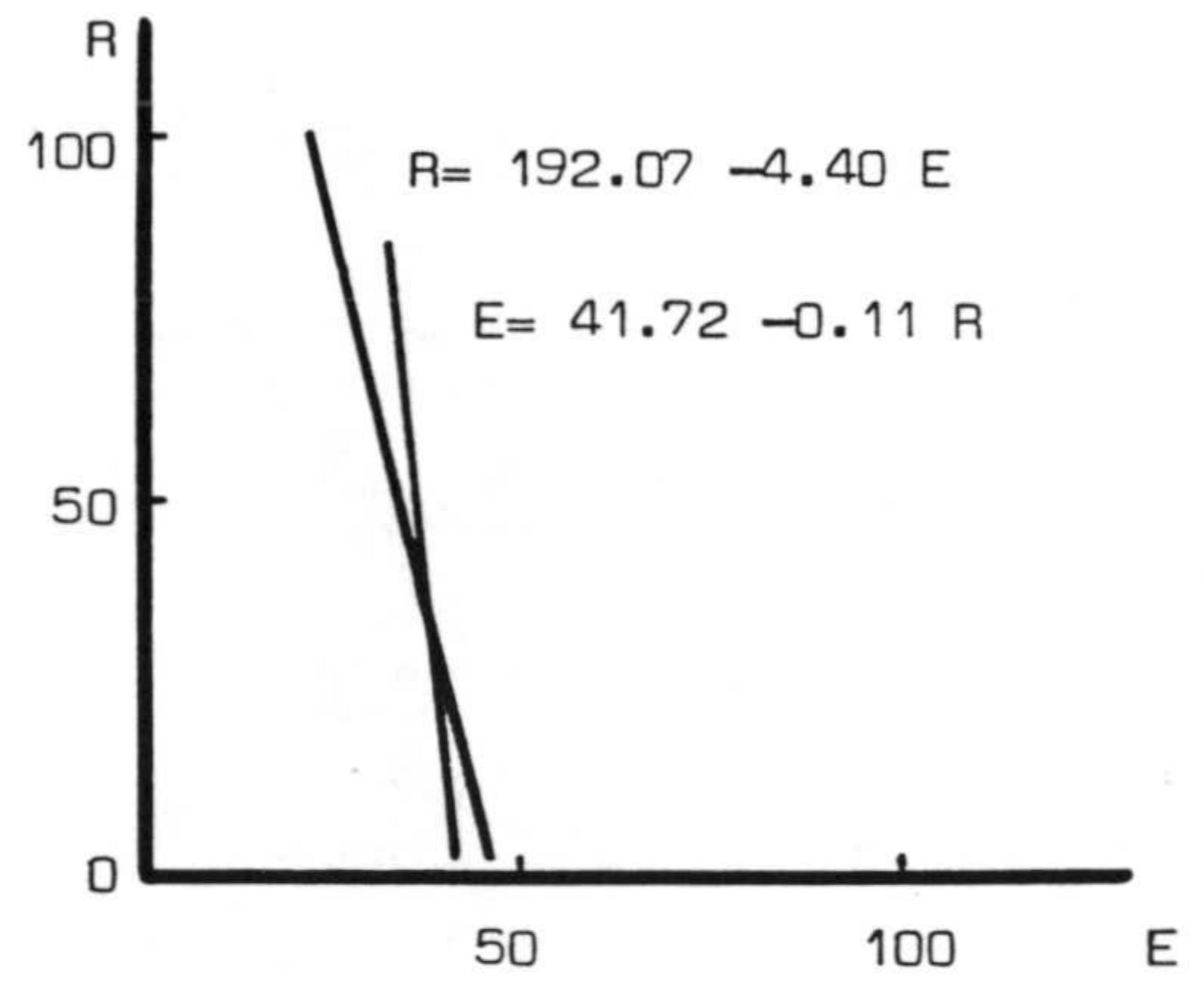


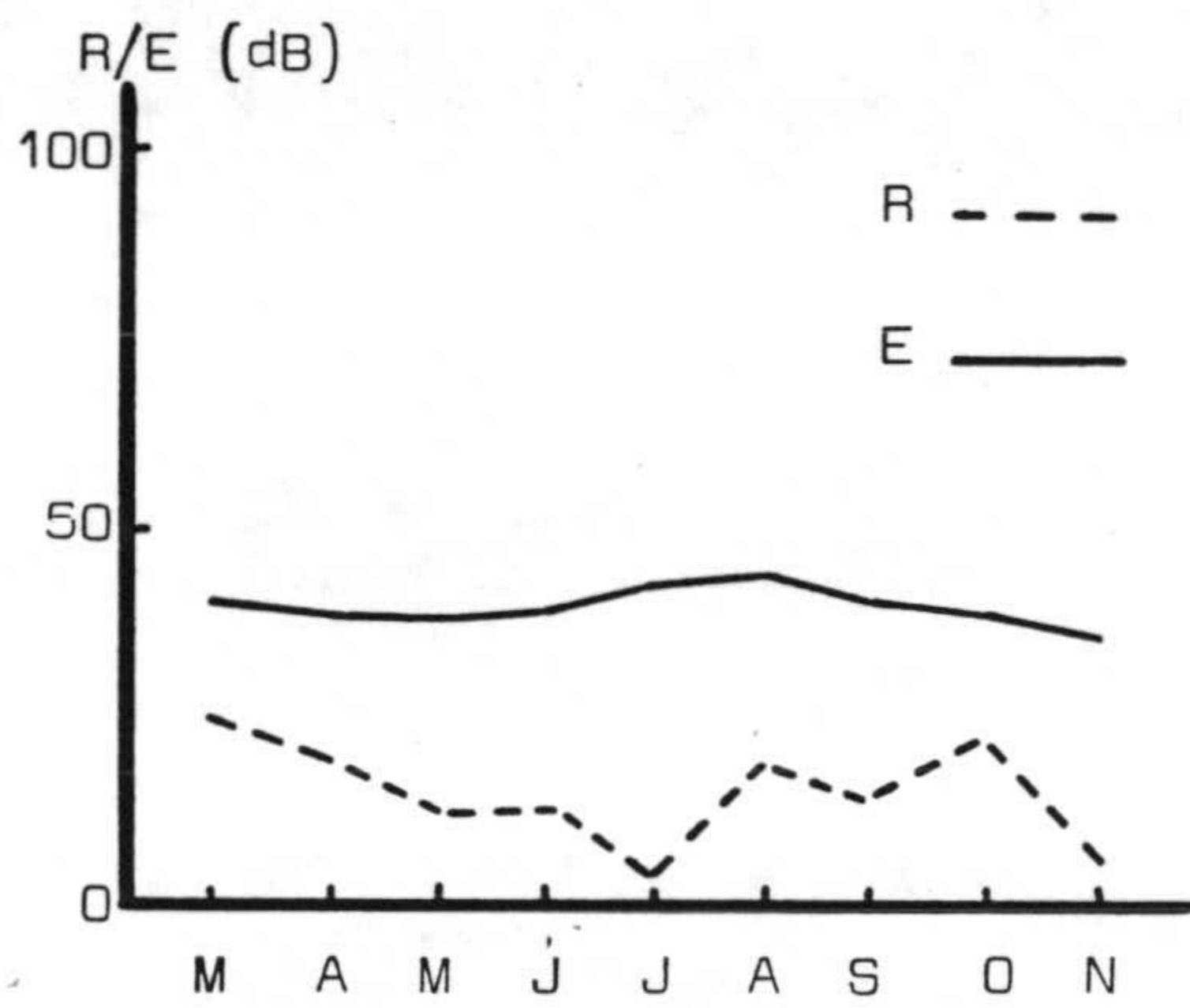
Fig. 3.3.2- Variación temporal del nº de Wolf e intensidad de campo eléctrico durante cada año del intervalo 1972 a 1982 y gráfica de región lineal.



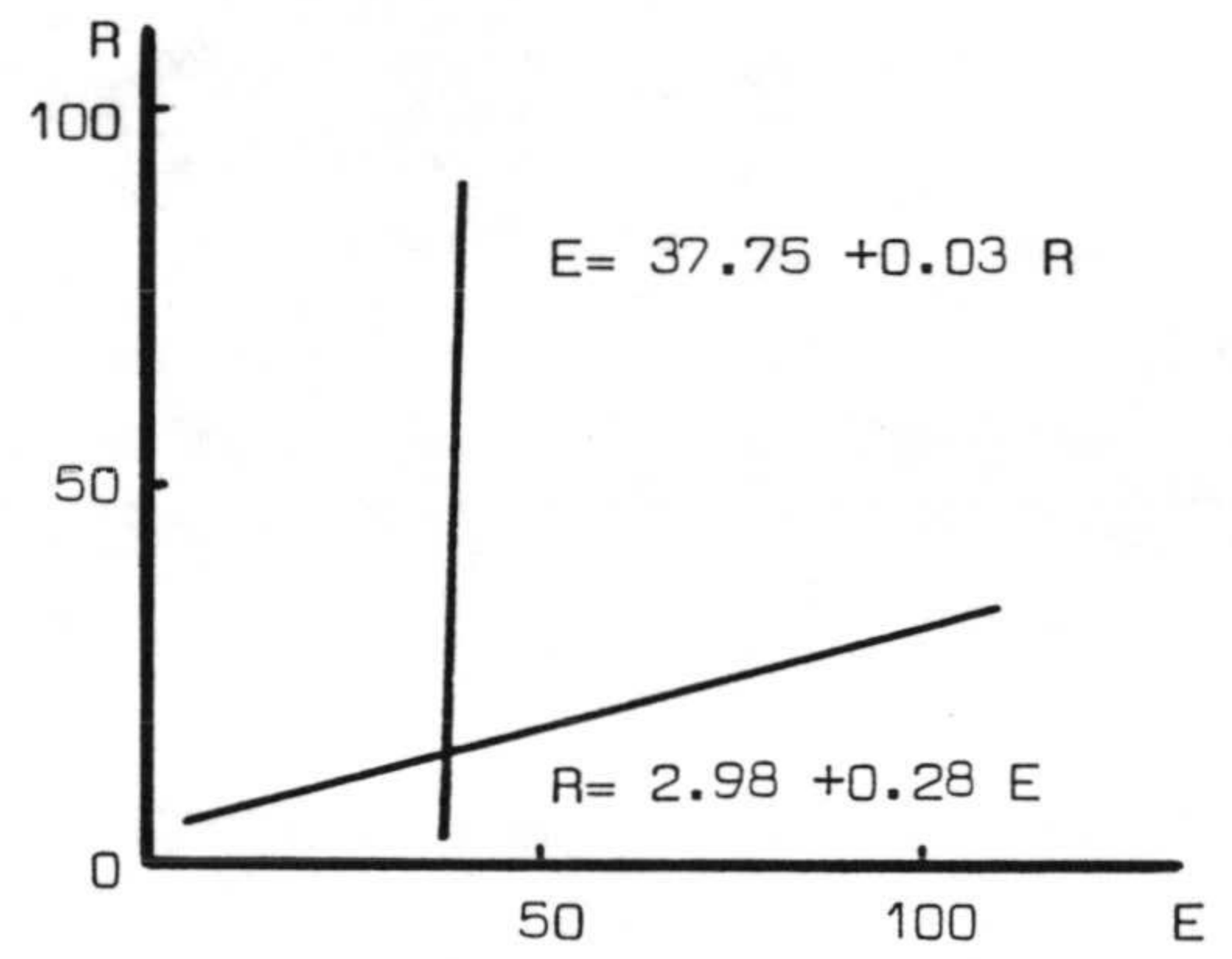
Year 1975



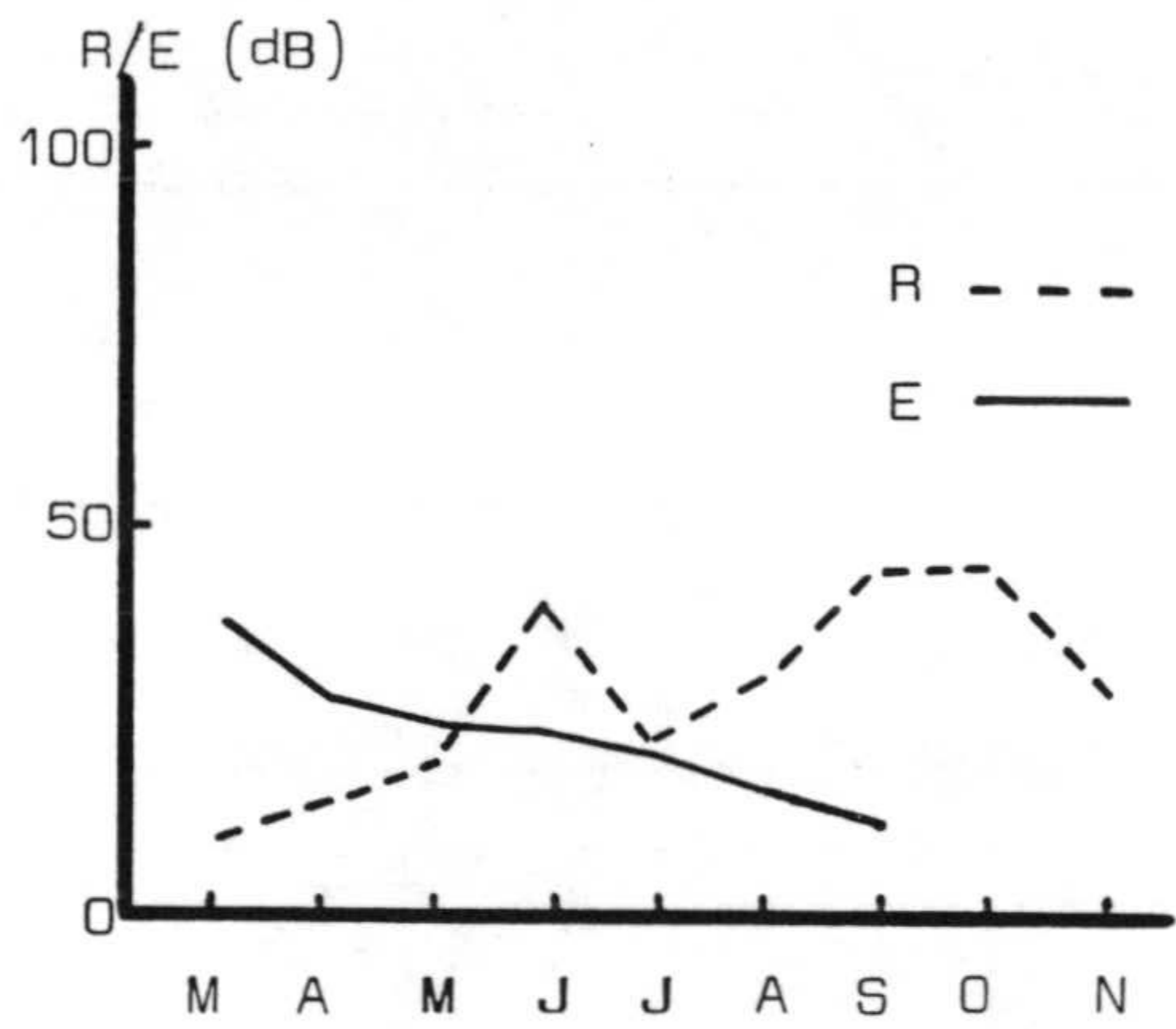
Year 1975 $r = -0.70$



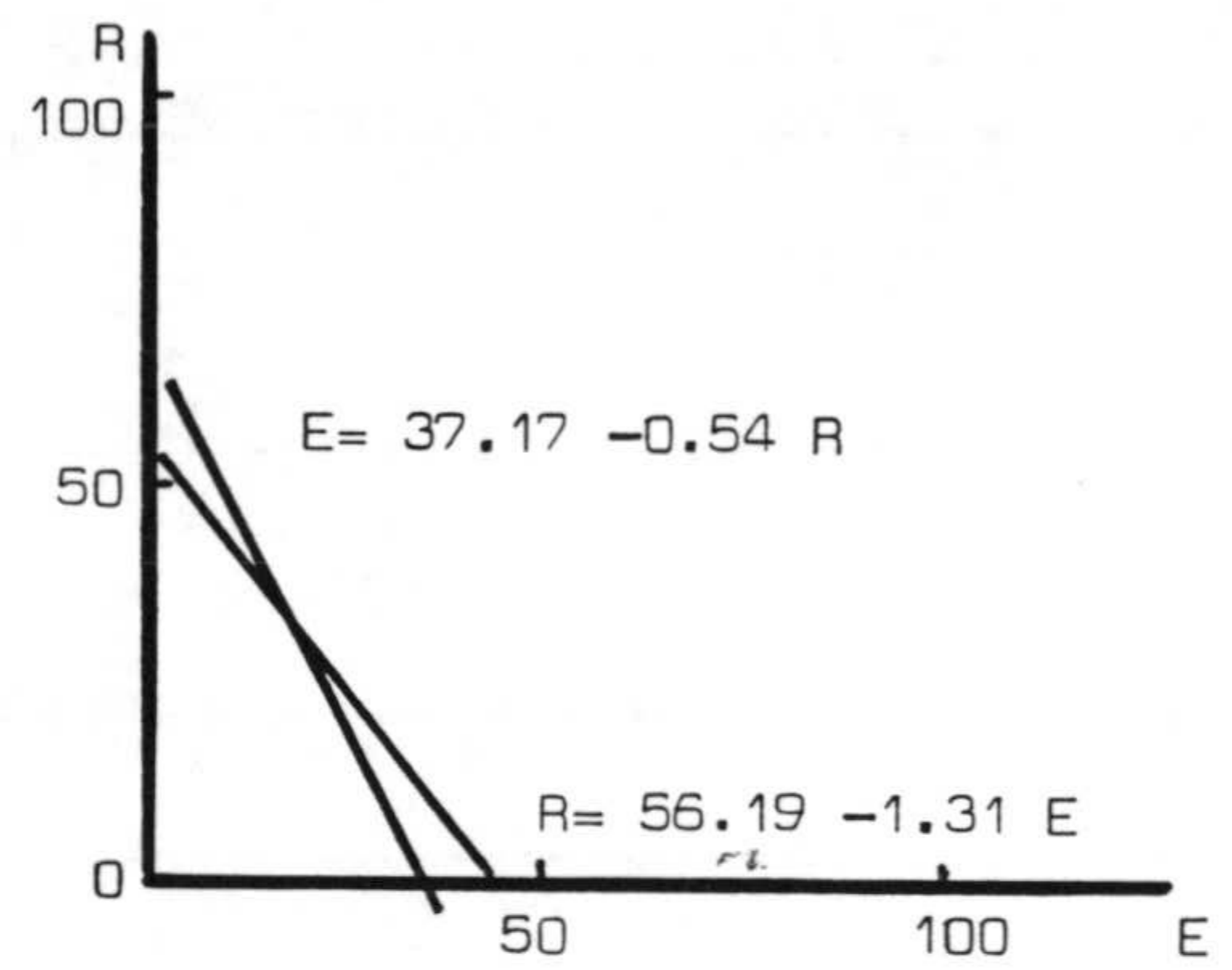
Year 1976



Year 1976 $r = +0.09$



Year 1977



Year 1977 $r = -0.84$

Fig. 3.3.3

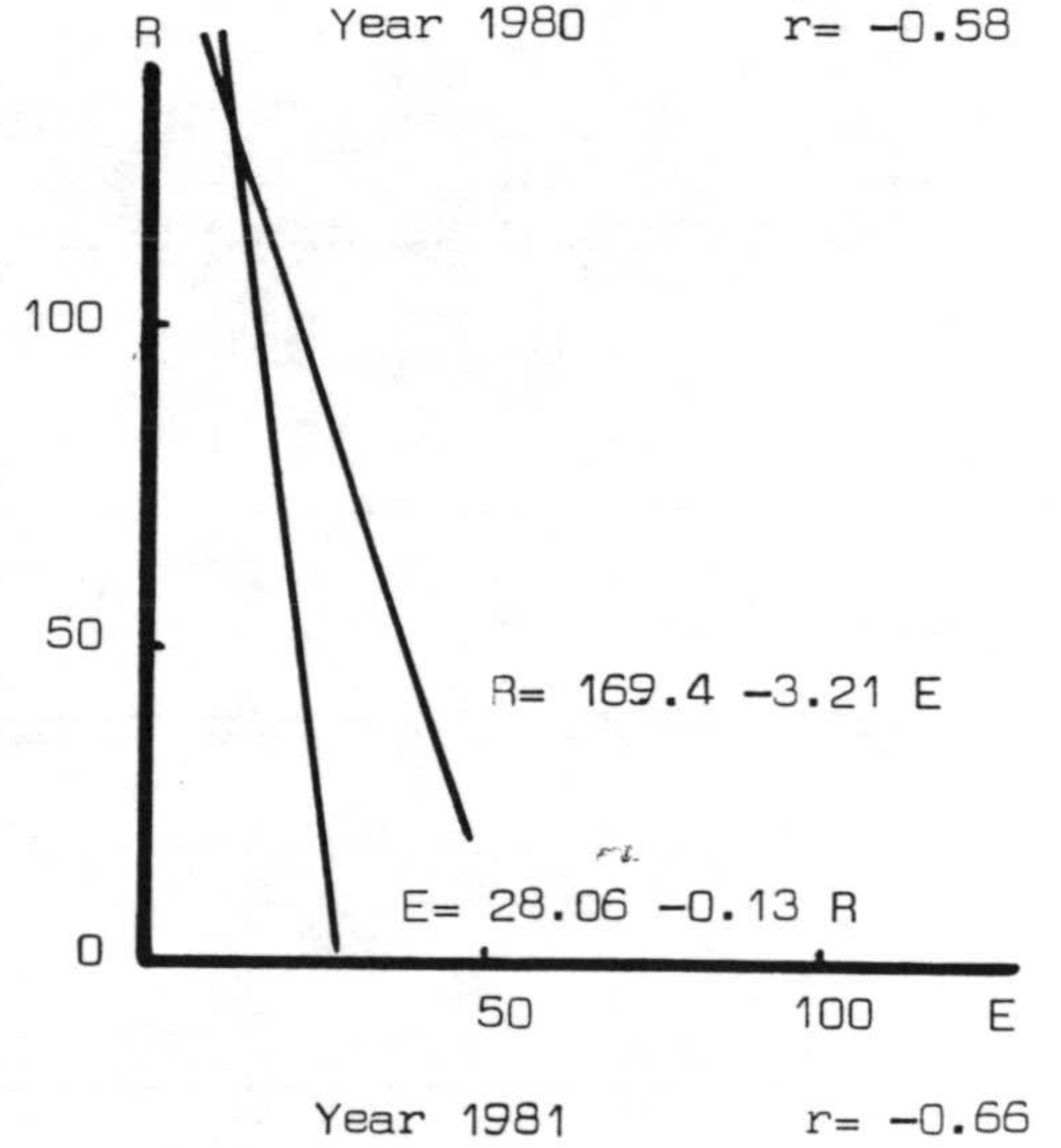
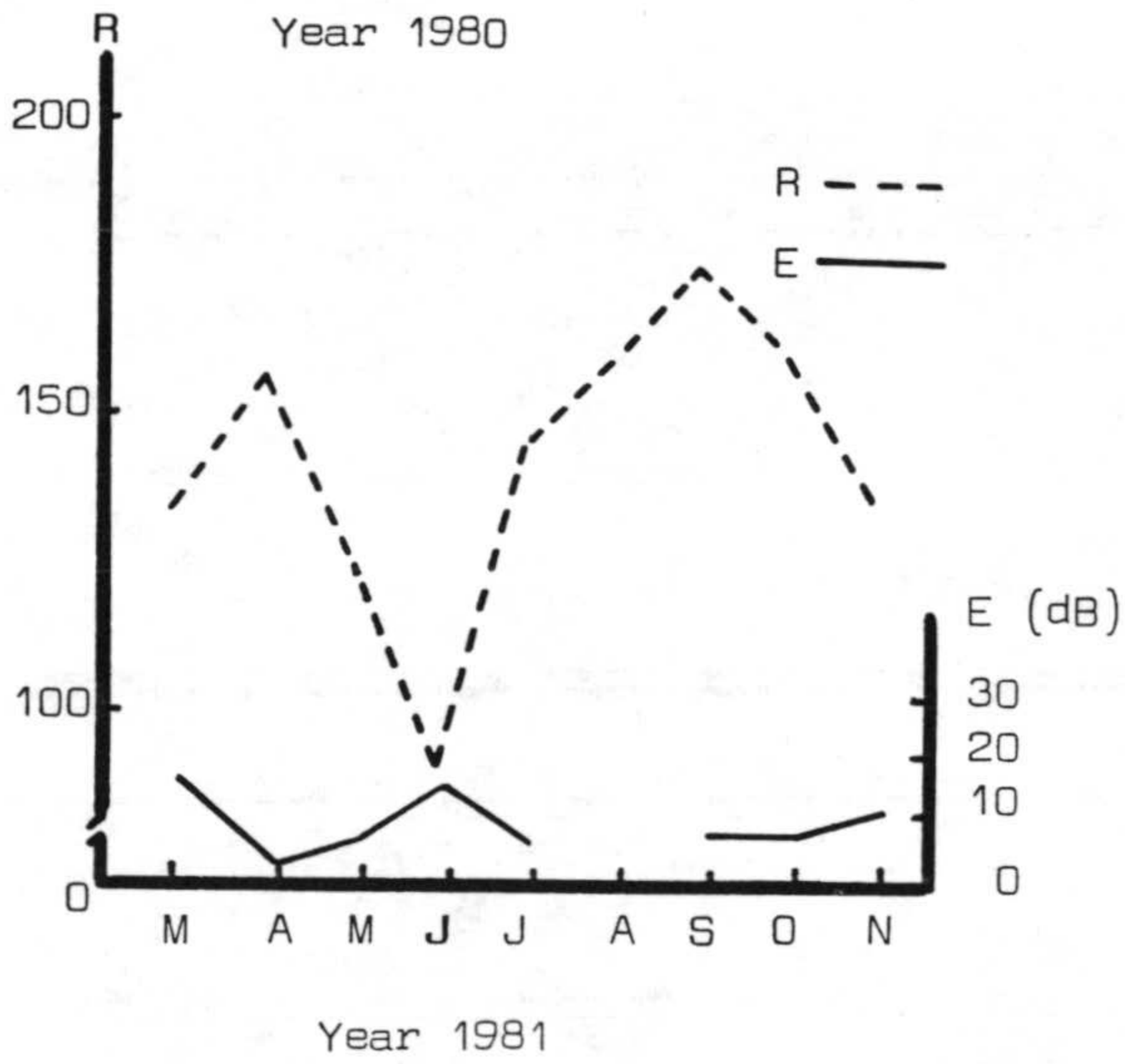
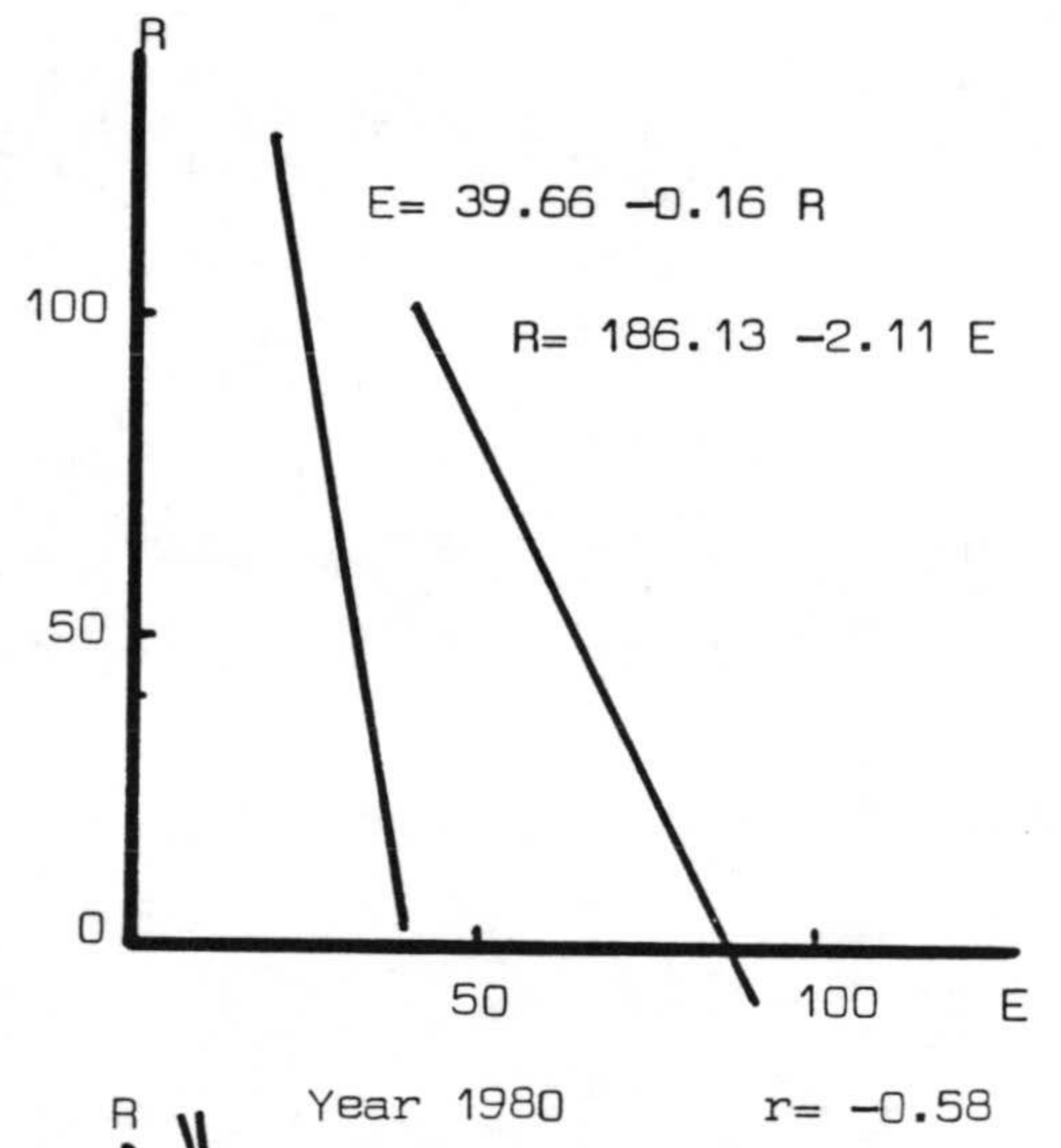
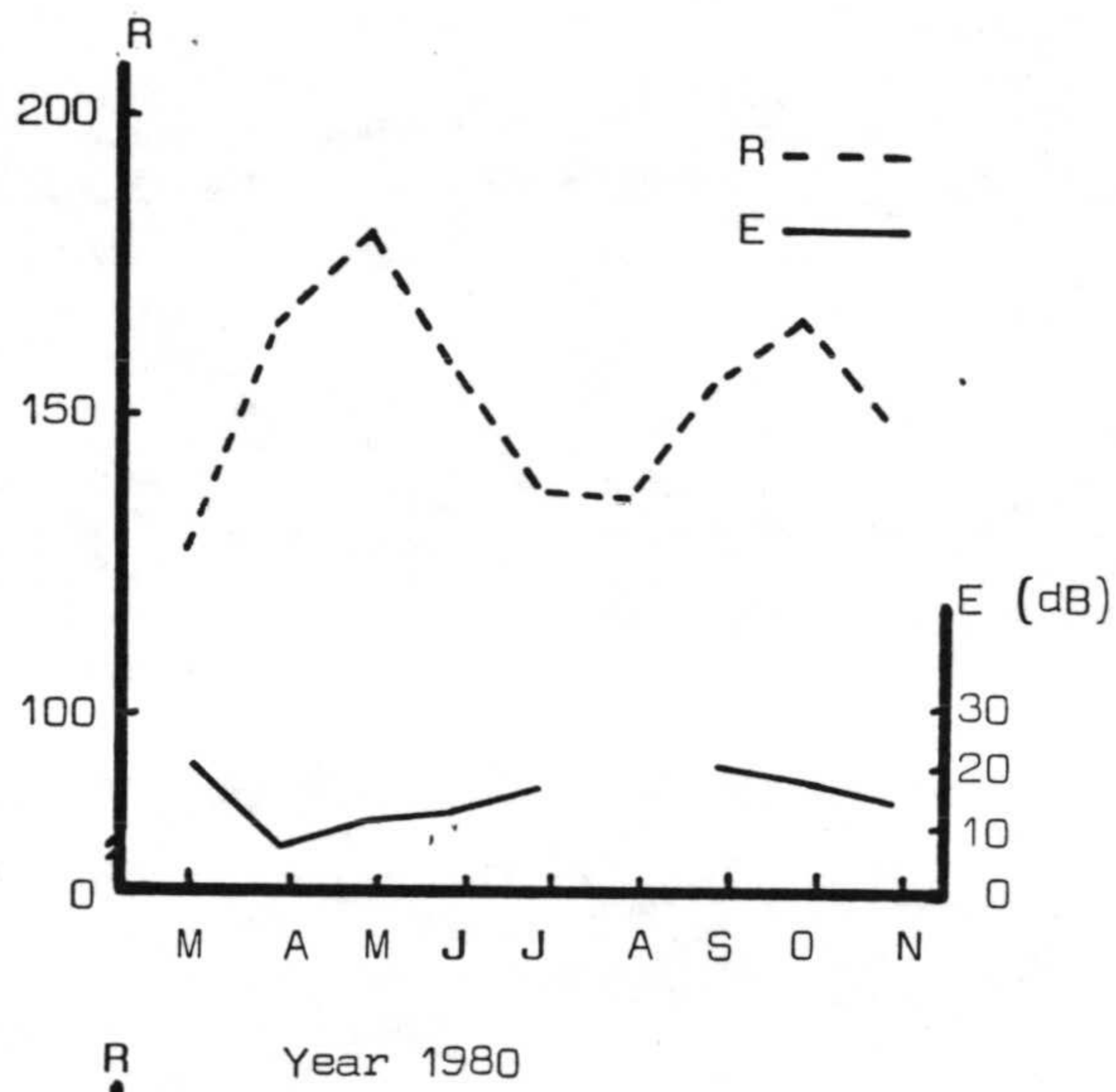
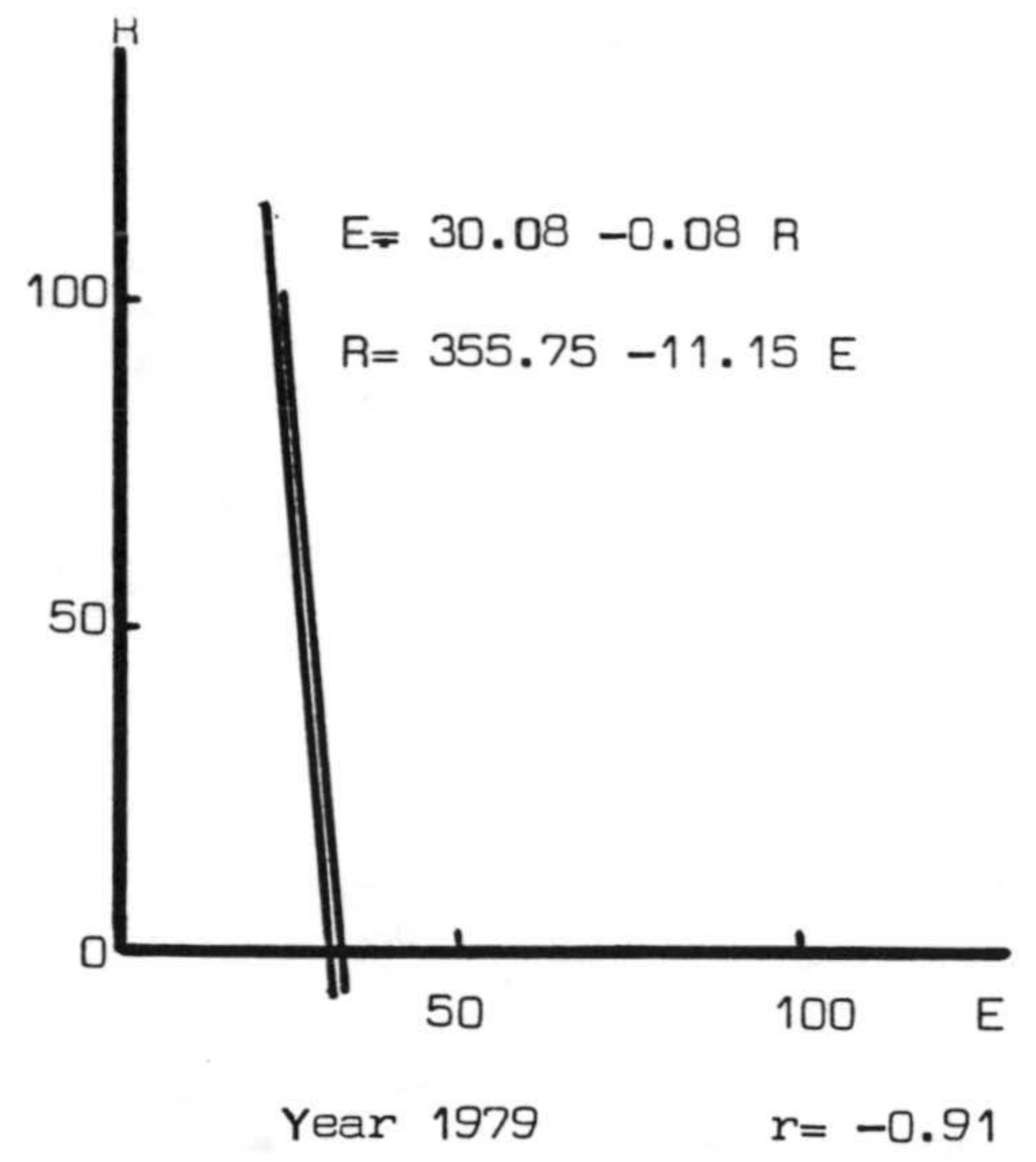
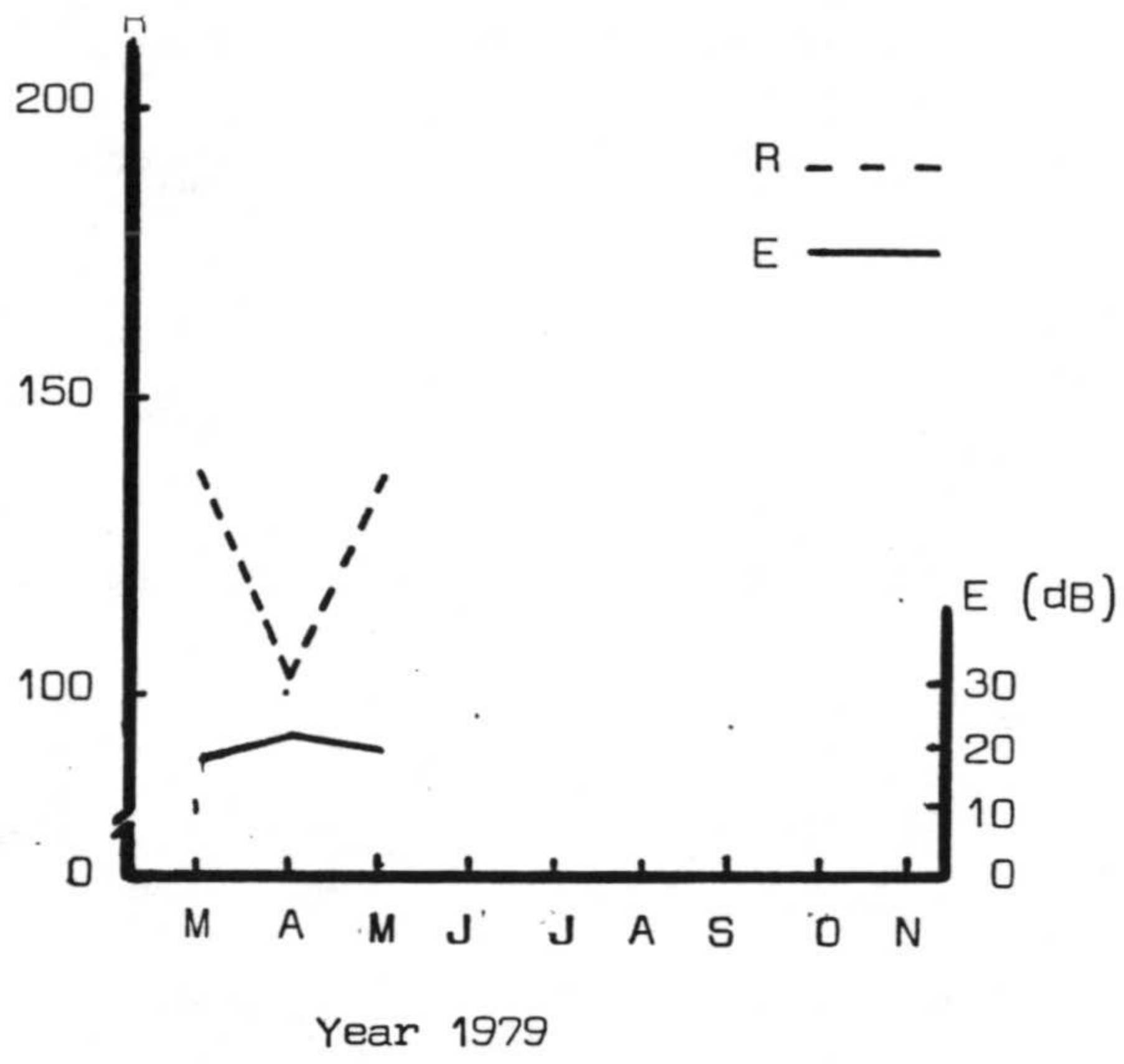
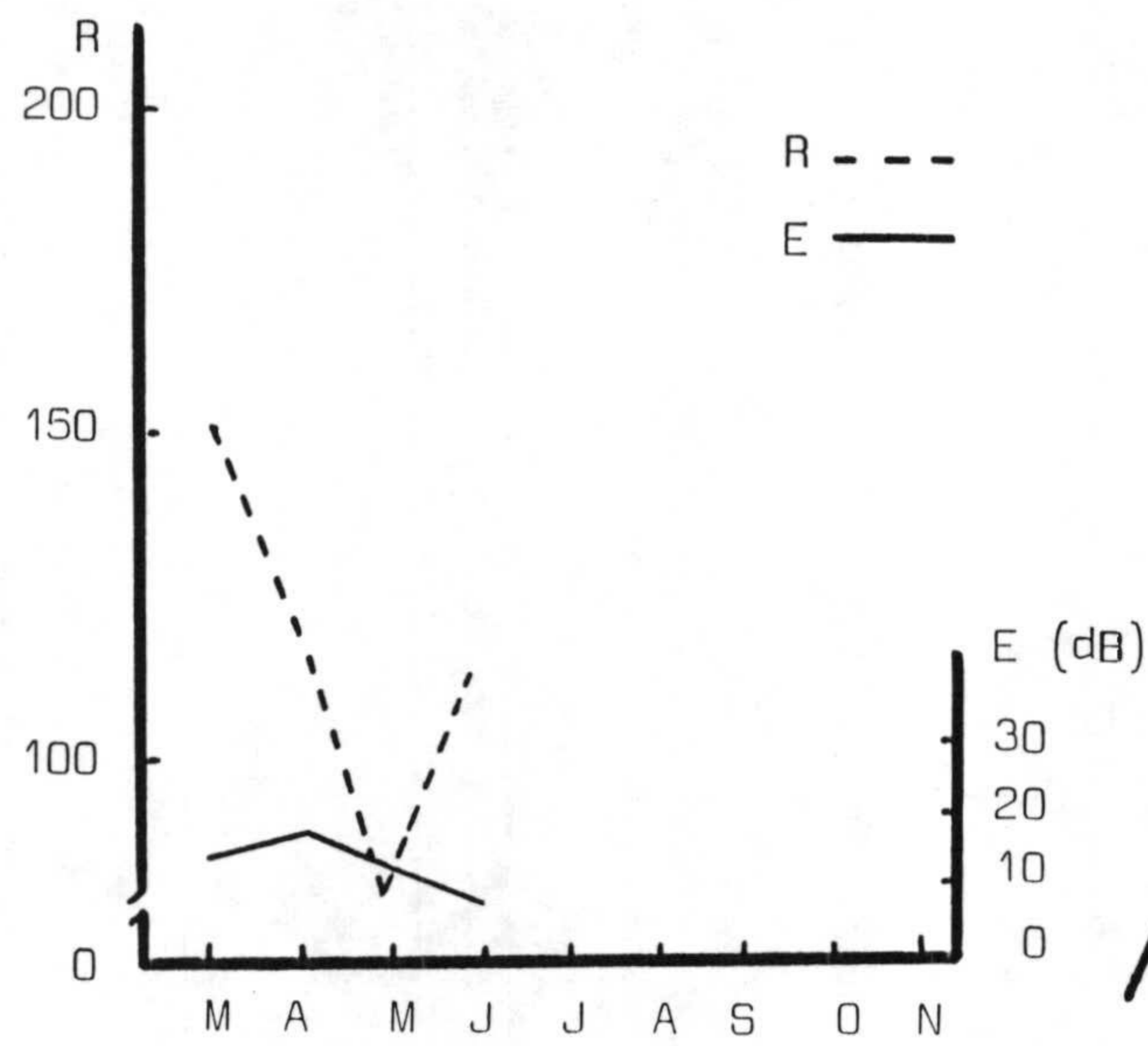
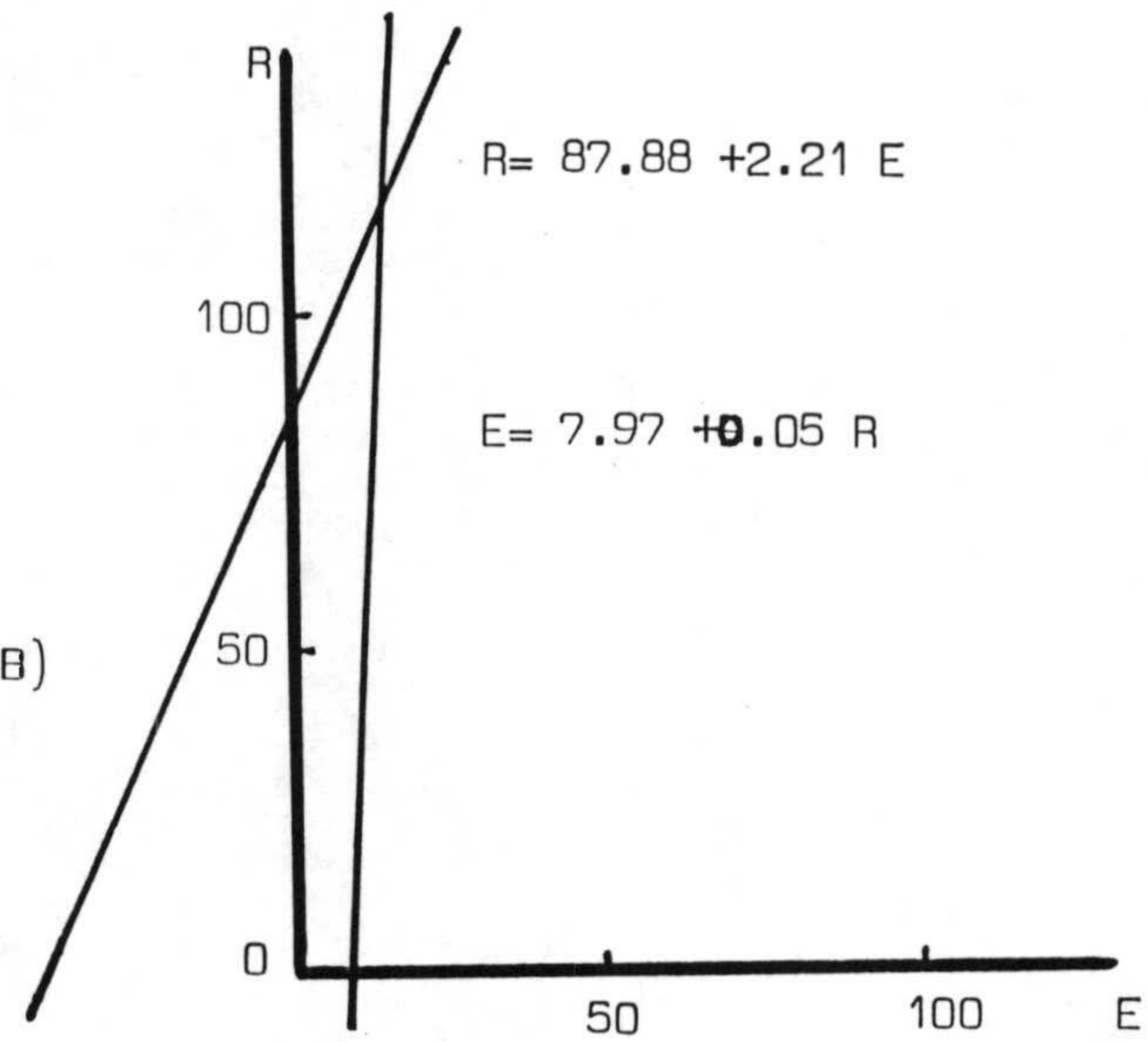


Fig. 3.3.4

FIG. 3.3.5



Year 1982



Year 1982

$r = 0.32$

Fig. 3.3.6- Variación temporal del nº de Wolf e intensidad de campo eléctrico para el intervalo 1972 a 1982

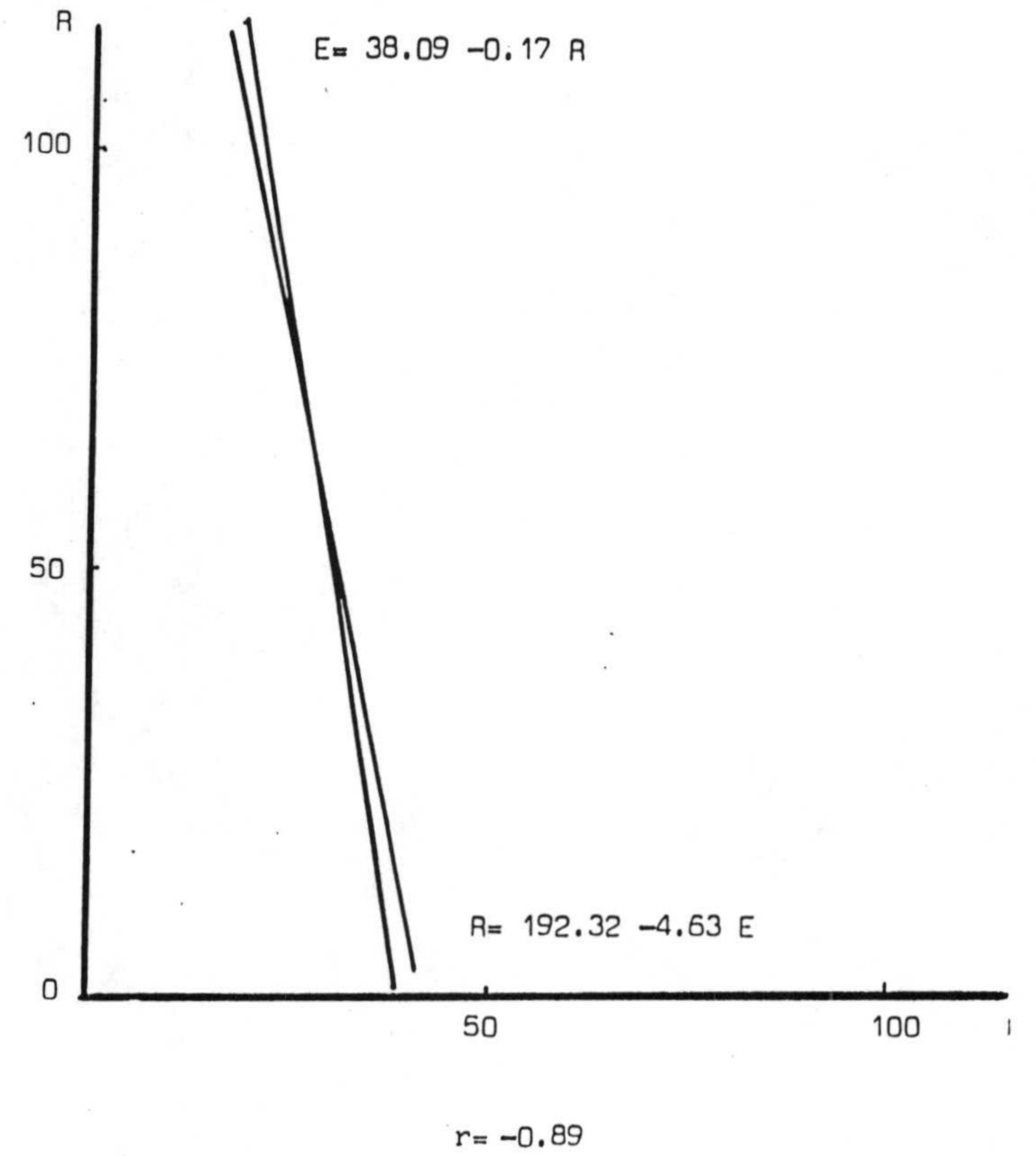
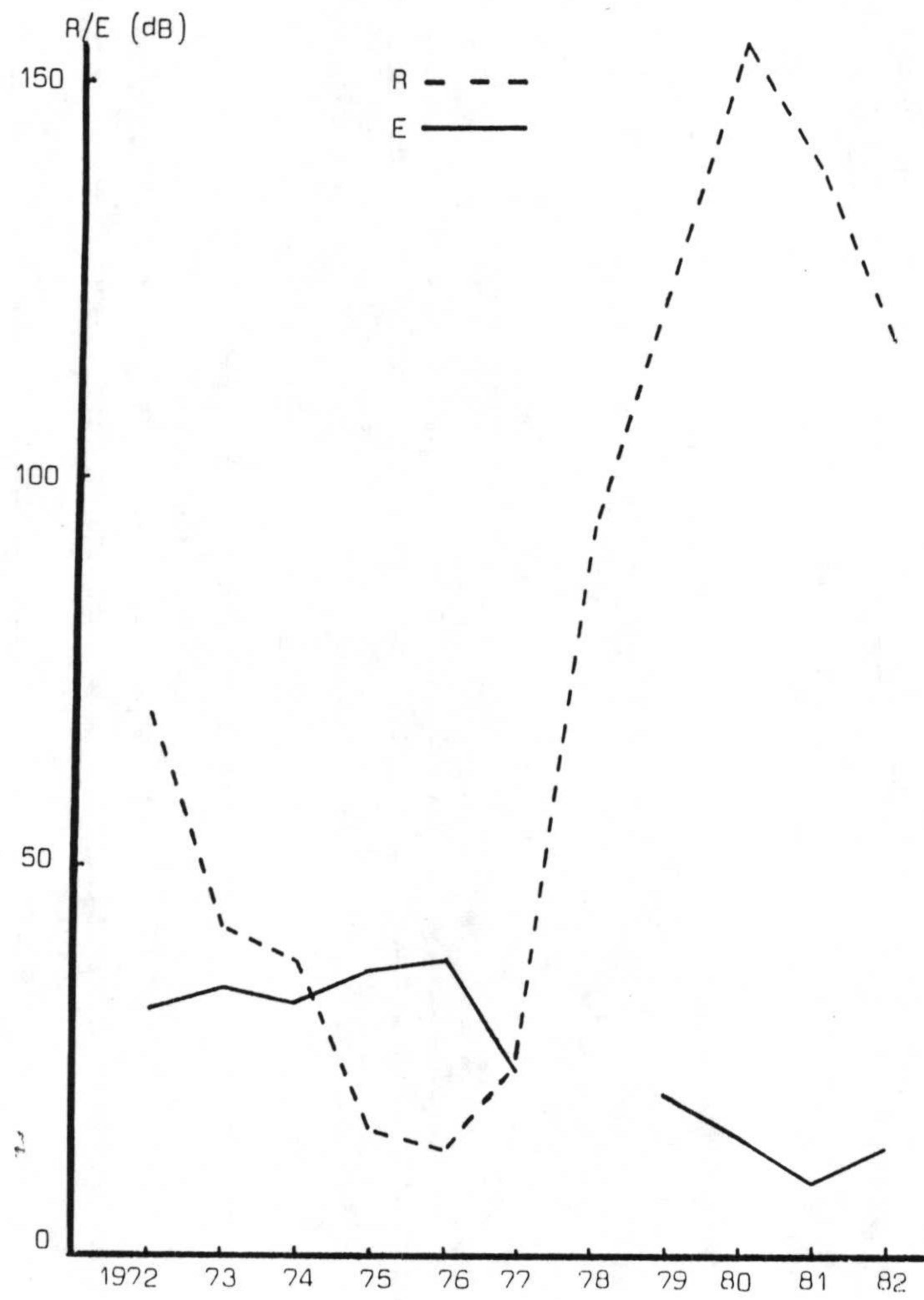
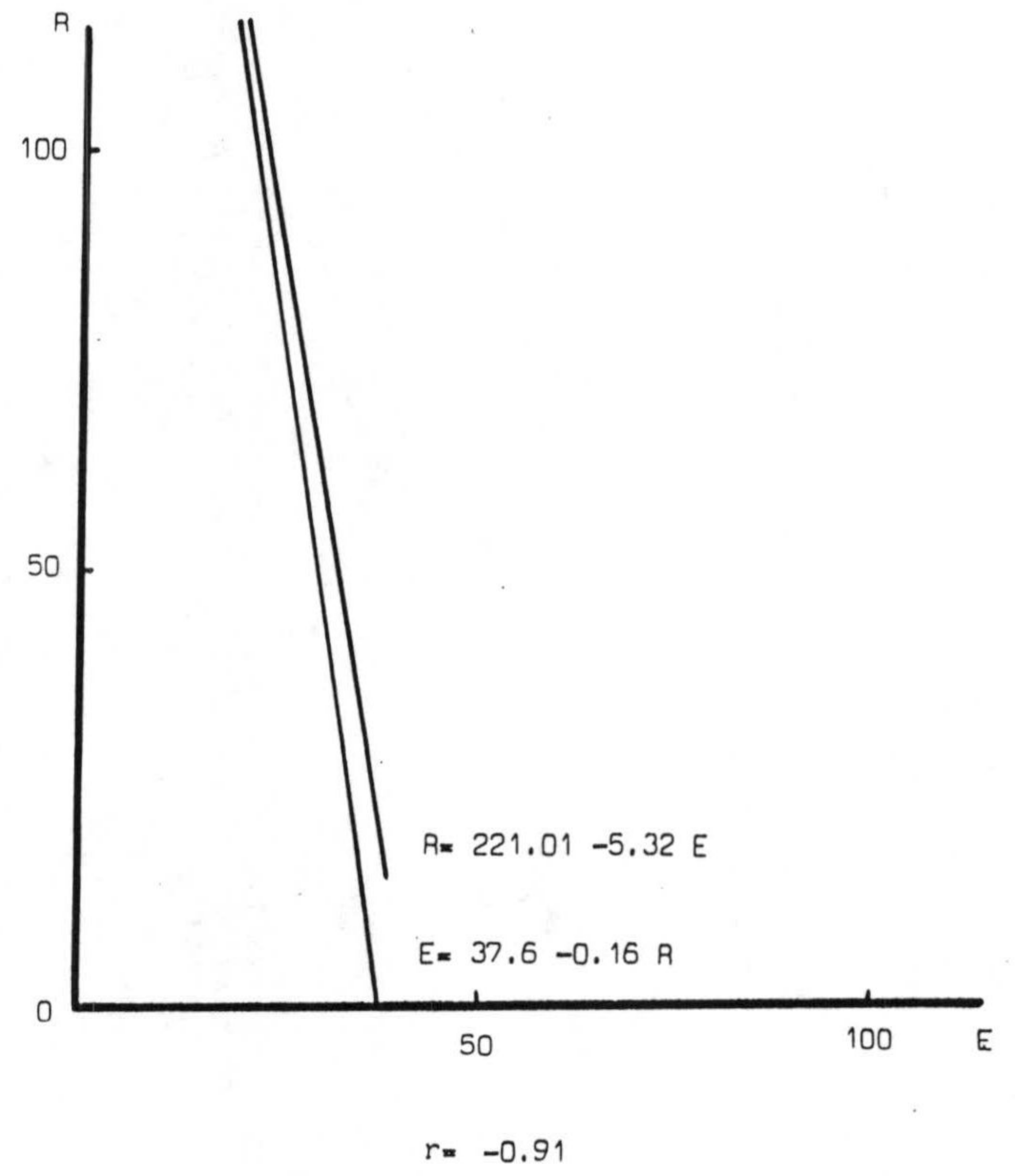
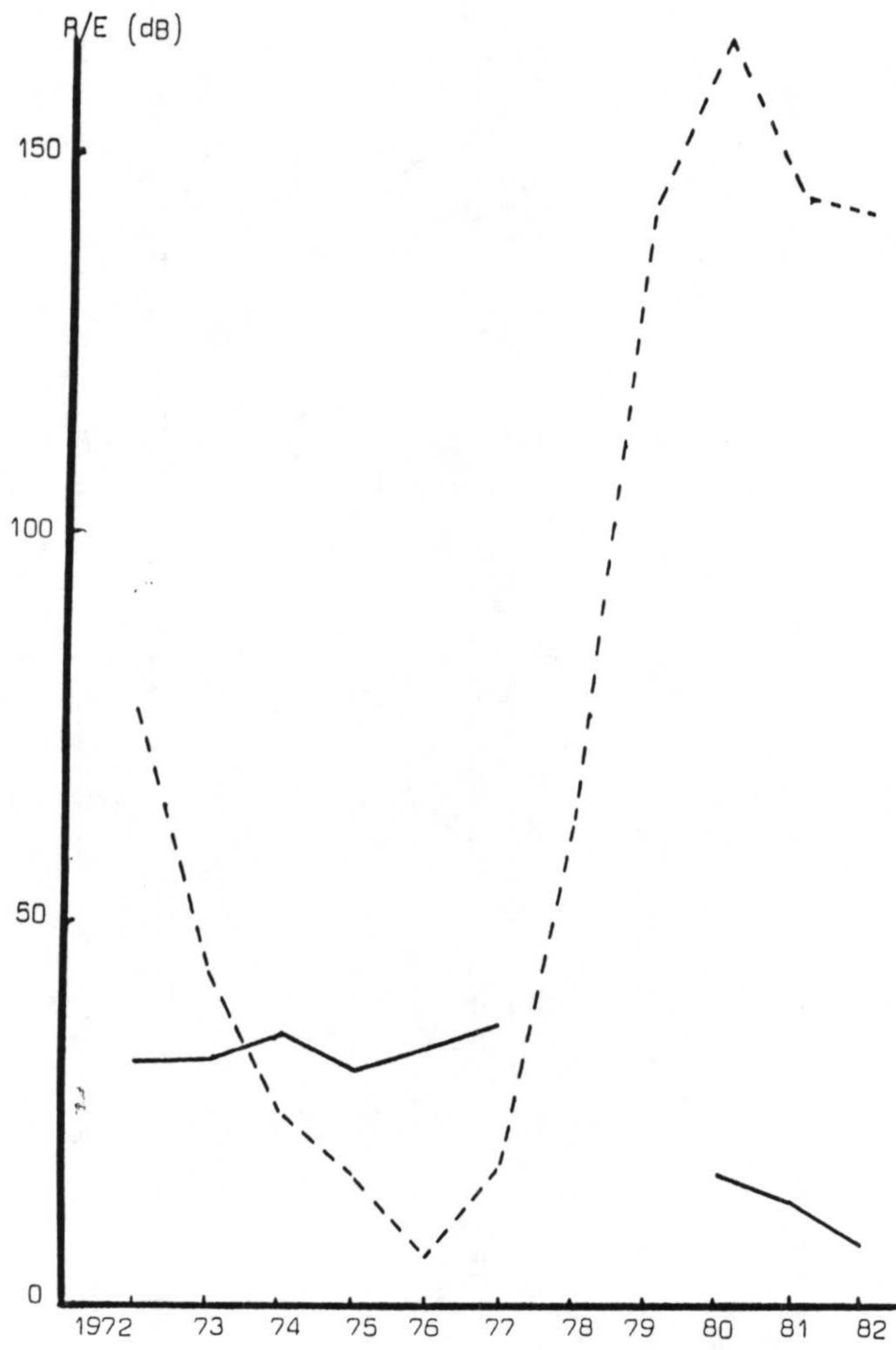


Fig. 3.3.7- Variación temporal del nº de Wolf e intensidad de campo eléctrico durante el periodo de anomalía invernal, intervalo 1972 a 1982.



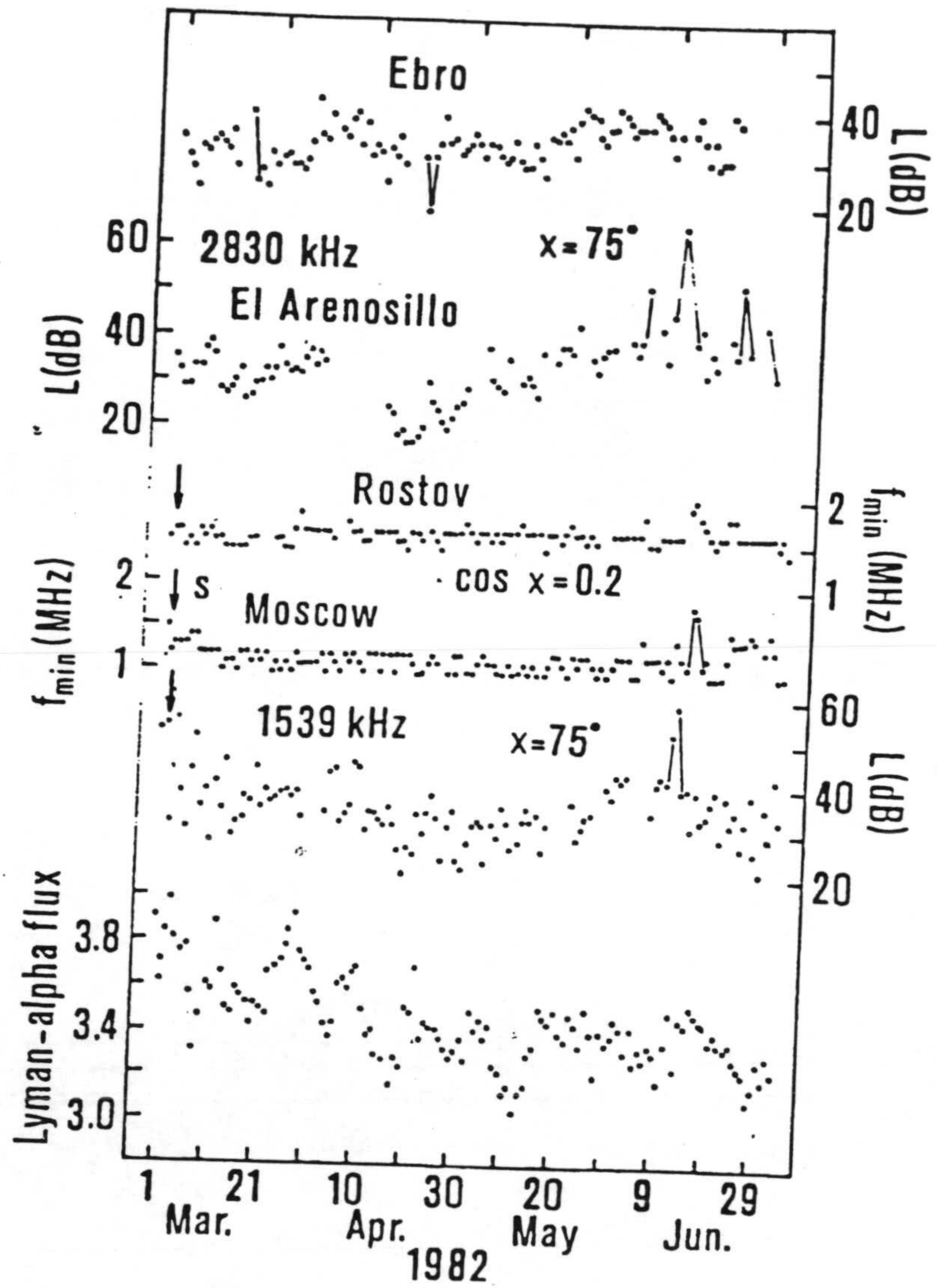


Fig. 3.3.8- Variación del flujo de Lyman-alpha, absorción ondas de radio (tres circuitos) y f_{min} (Moscú-Rostov) durante intervalos con débil variación (27 días) en Lyman-alpha (marzo-Junio 1982). El flujo de Lyman-alpha es 10^{11} protones $cm^{-2}s^{-1}$. S indica tormenta geomagnética ($Kp_{max}=8$).

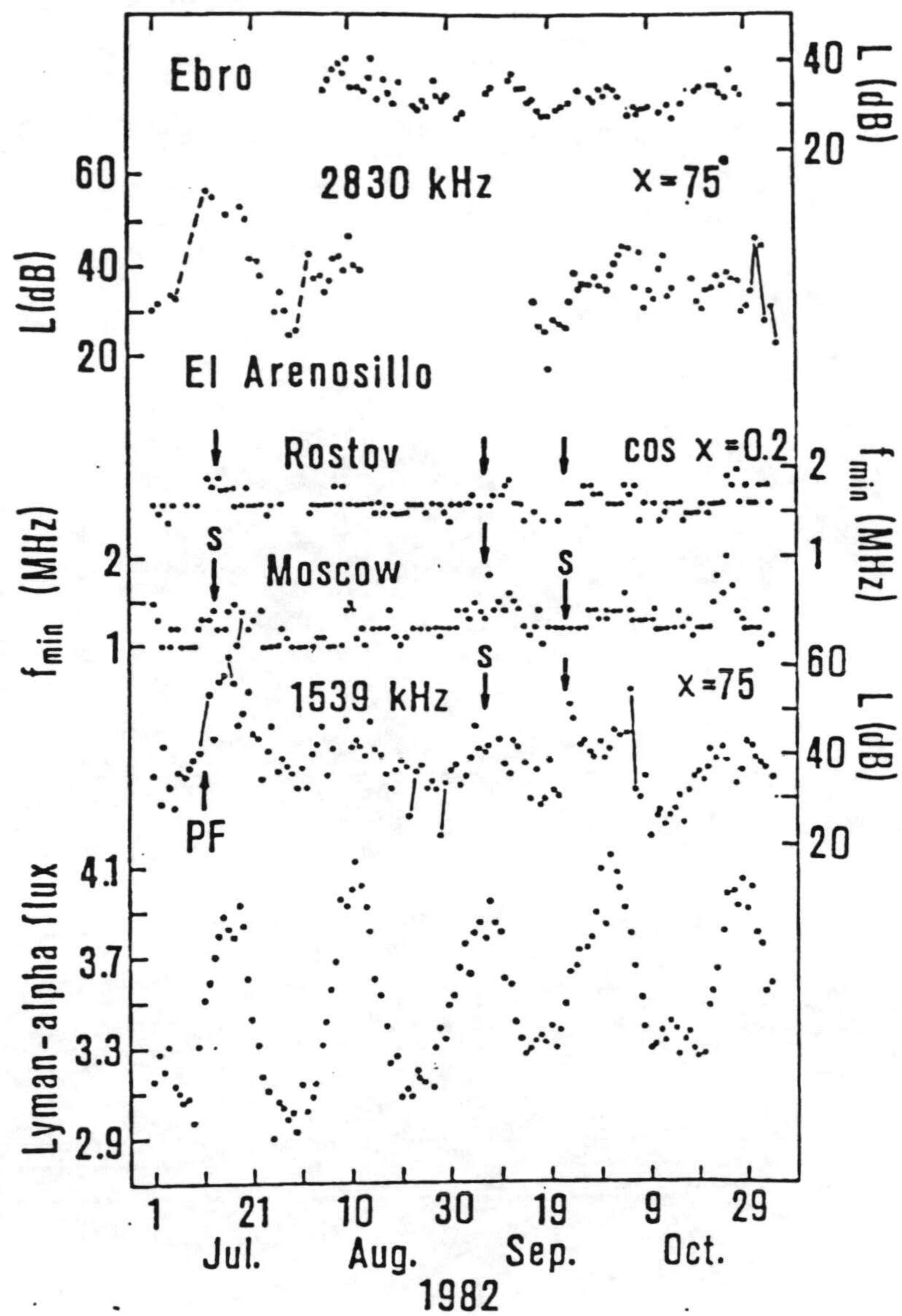


Fig. 3.3.9- Variación del flujo de Lyman-alpha, absorción de ondas de radio (tres circuitos) y f_{min} (Moscú-Rostov) para un intervalo de intensa variación (27 días) de Lyman-alpha (Julio-Octubre 1982). S indica tormenta geomagnética ($Kp_{max} > 8$). PF indica brusca emisión de protones.

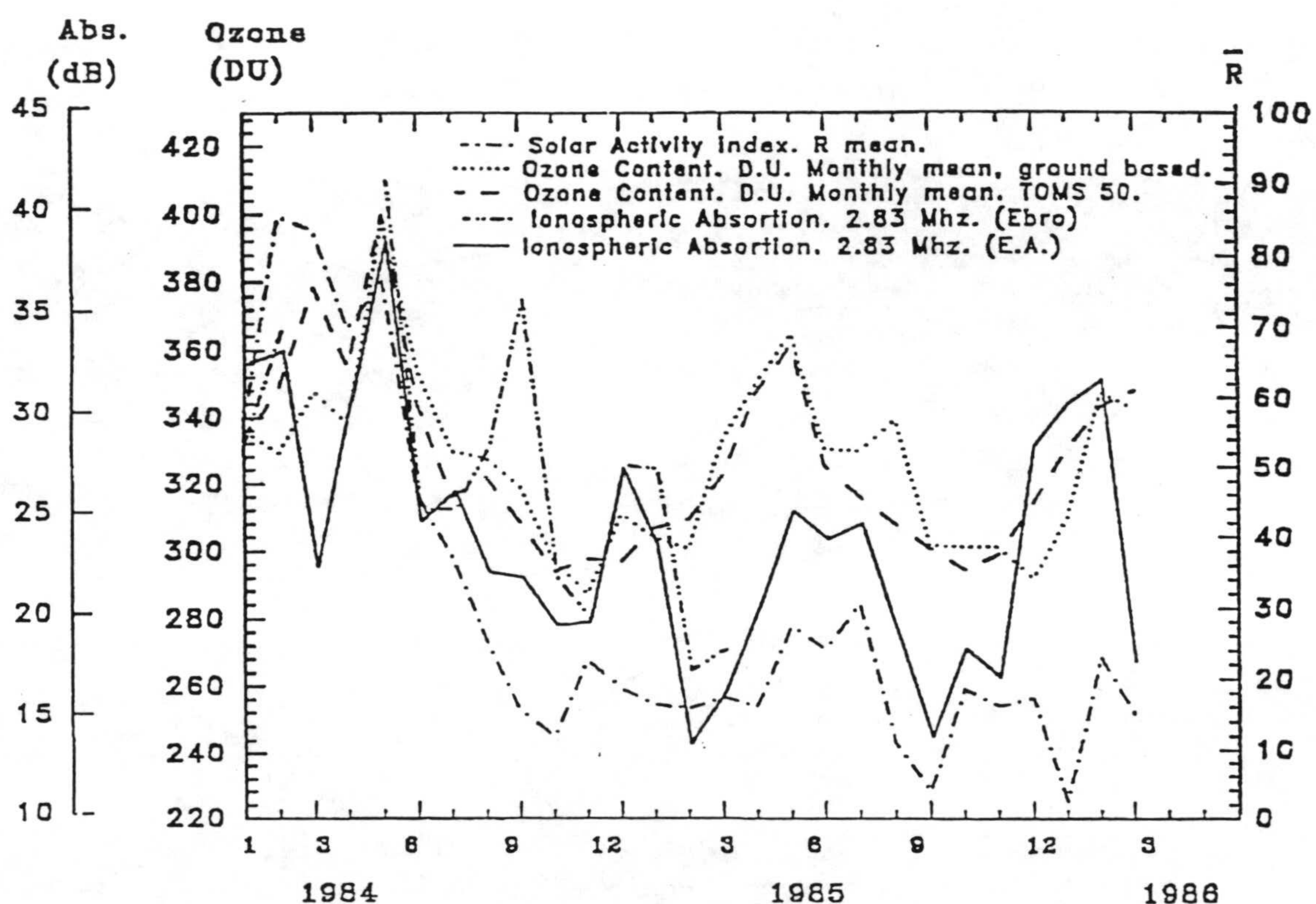


Fig. 3.4.1- Variaciones del valor medio mensual de la absorción diaria de ondas derecho (Observatorios El Arenosillo y Ebro), del contenido total de ozono medido con un espectrofotómetro Dobson y desde Satélite NASA/TOMS sobre El Arenosillo, durante intervalos con baja actividad solar (Enero 1984 a Marzo 1986).

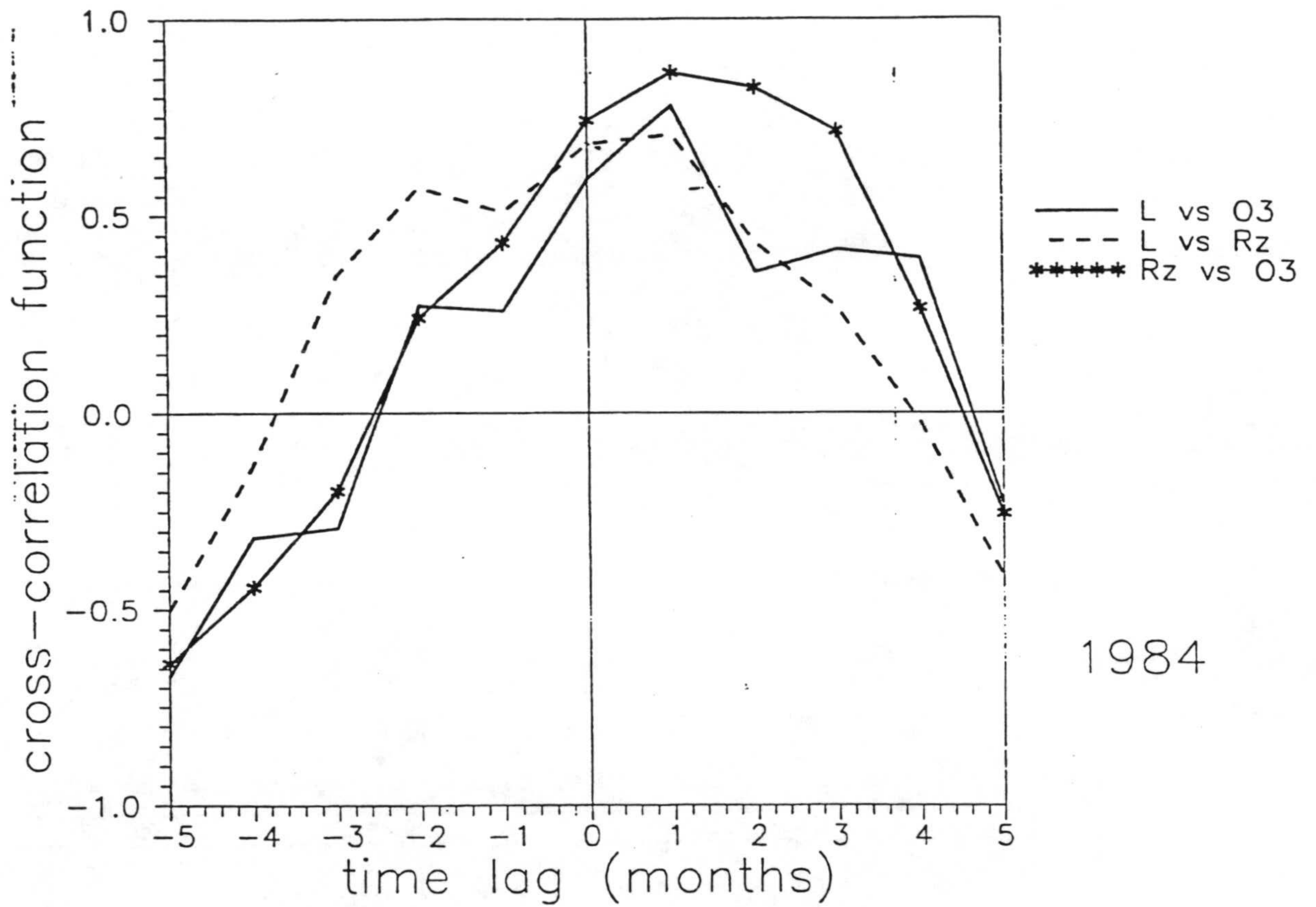


Fig. 3.4.2- Correlación cruzada entre la variación de absorción (L), contenido total de ozono (O3) y actividad solar (número Wolf Rz) en El Arenosillo, durante el intervalo (Enero 1984 a Diciembre 1984). Se analiza las series de datos de las figura 3.4.1. Nivel de confianza 0.425 (95%).

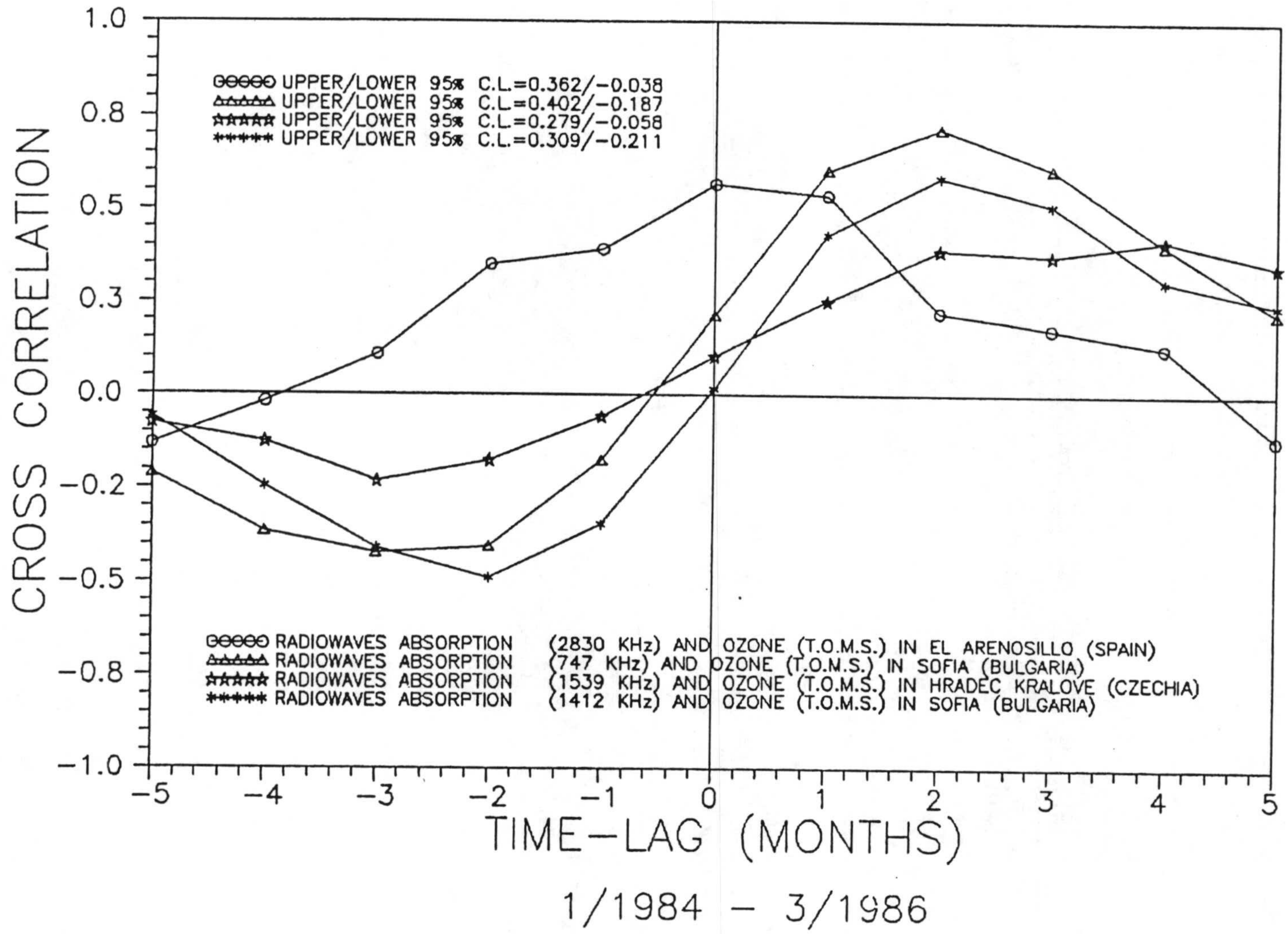


Fig. 3.4.3- Correlación cruzada entre las variaciones medias mensual de la absorción y el contenido total de ozono (medidas del satélite NASA/TOMS) para cuatro regiones distintas.

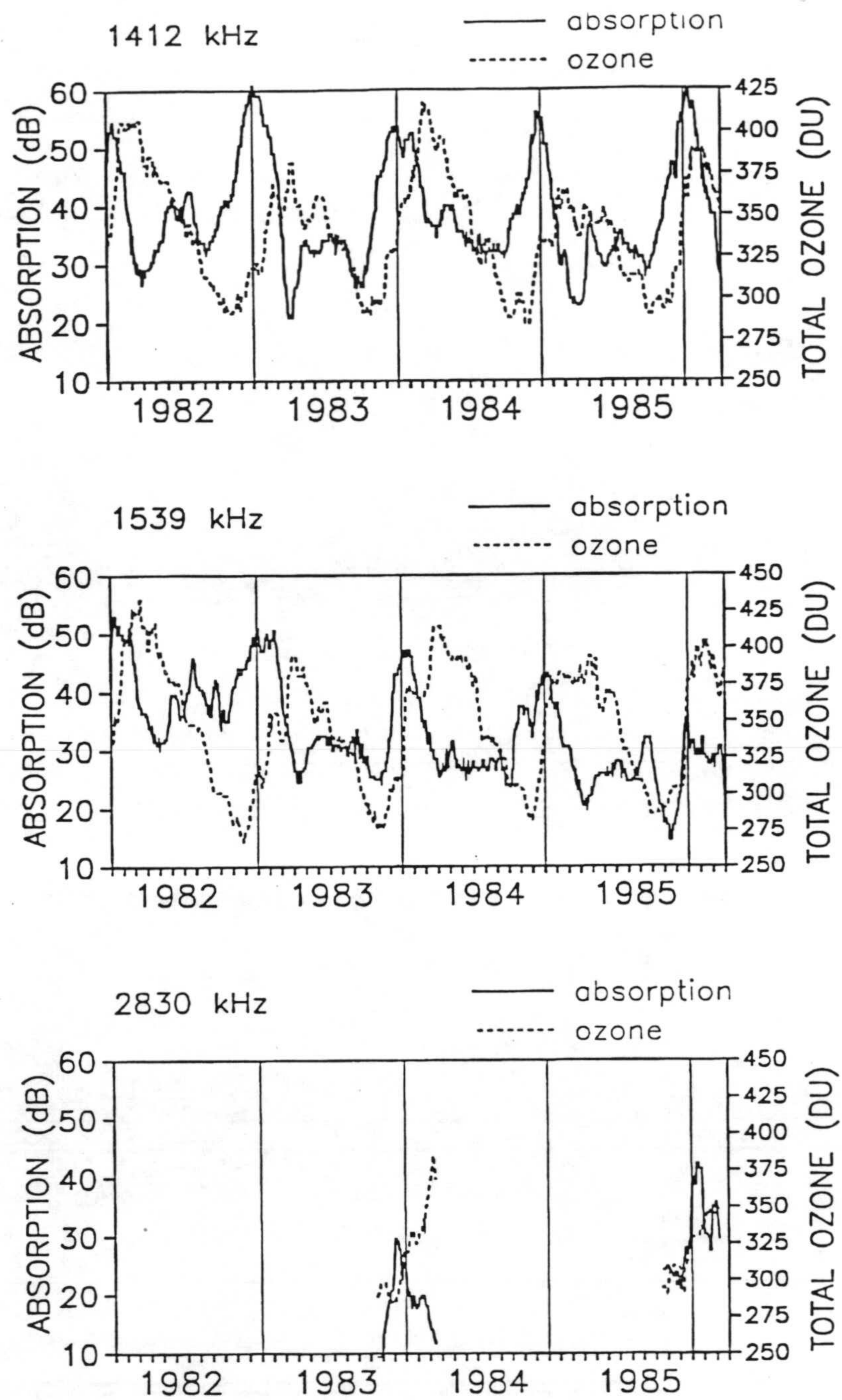


Fig. 3.4.4- Serie de datos de la variación diaria de la absorción y ozono suavizado por medias con intervalos de 31 días y deslizamiento de 1 día.

1539 kHz

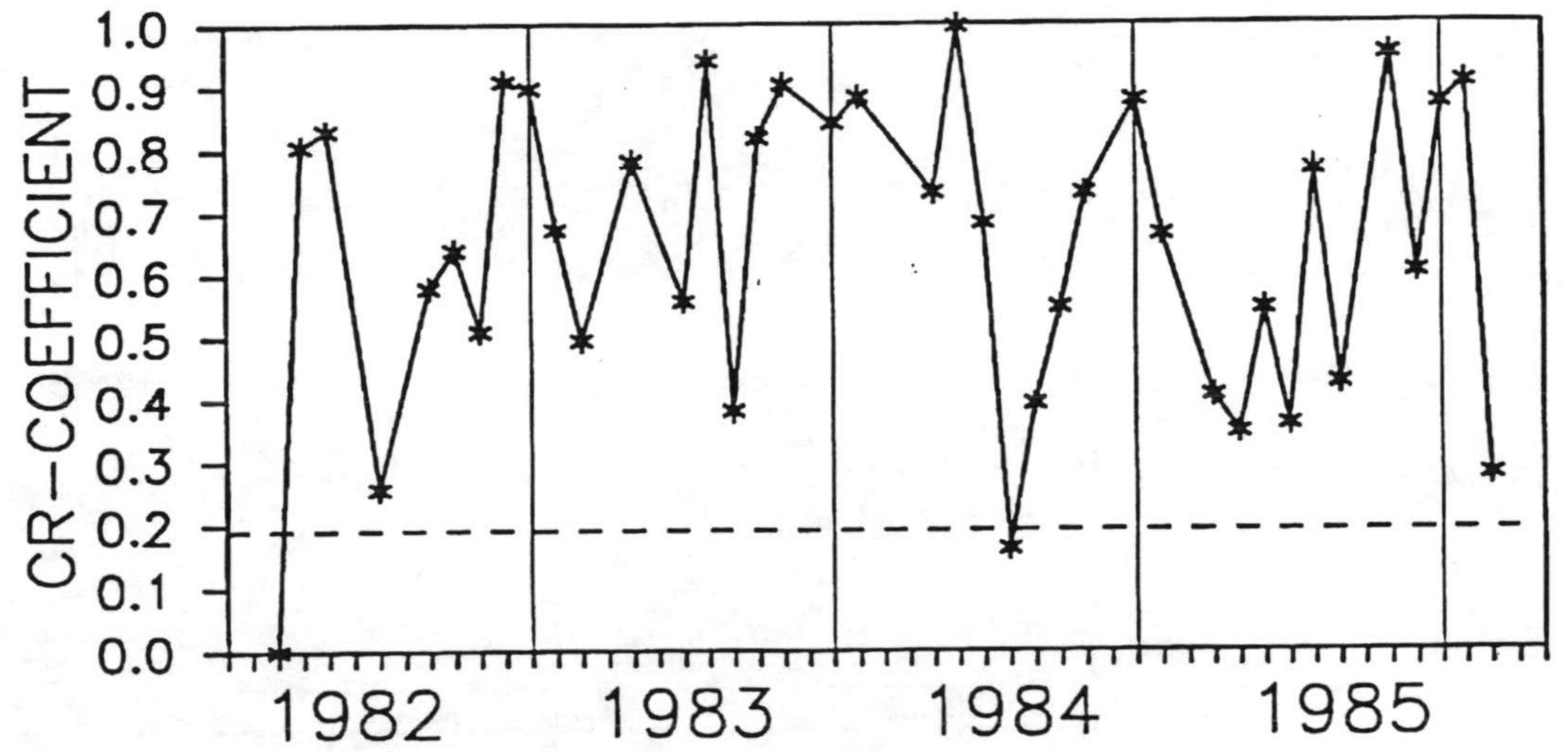
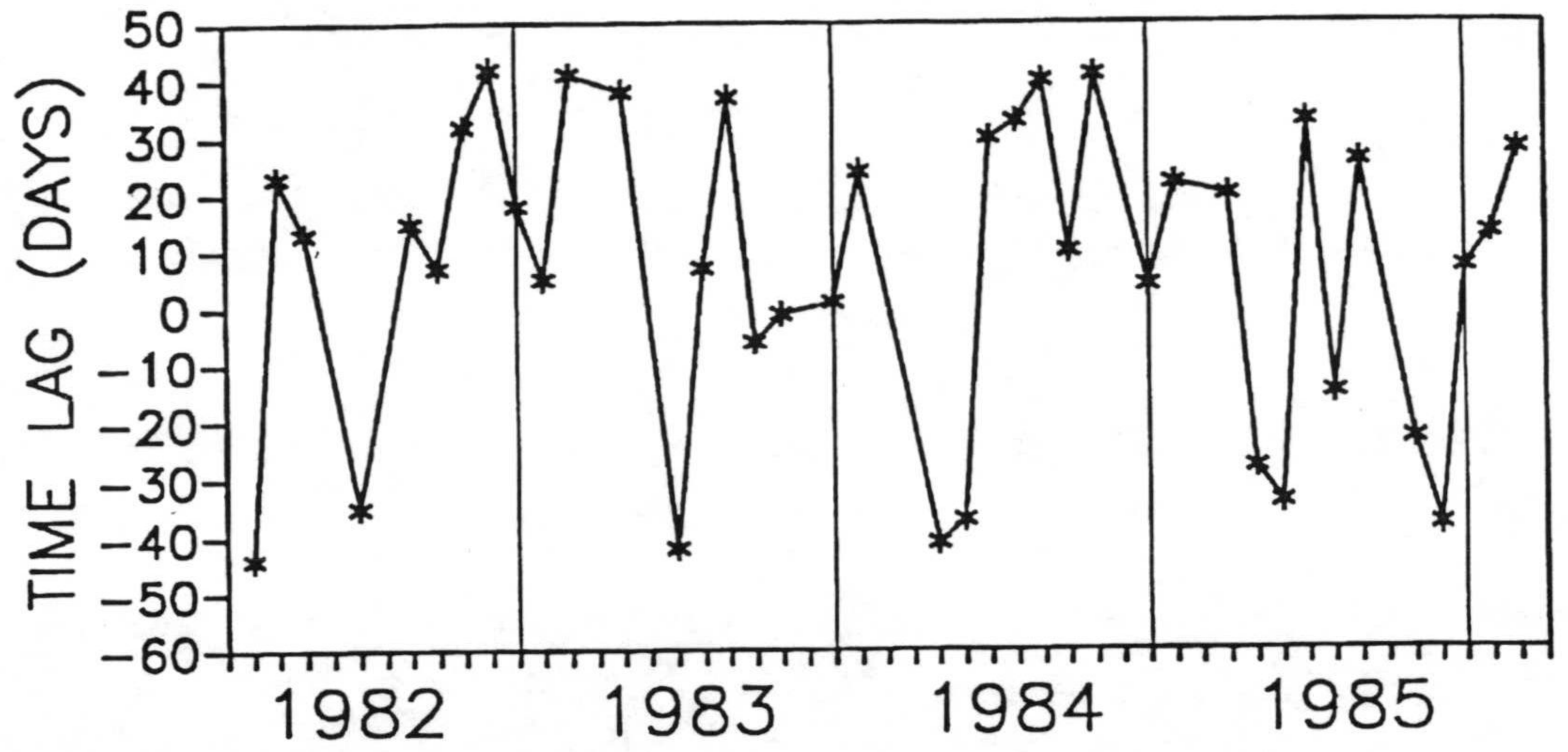


Fig. 3.4.5 a

1412 kHz

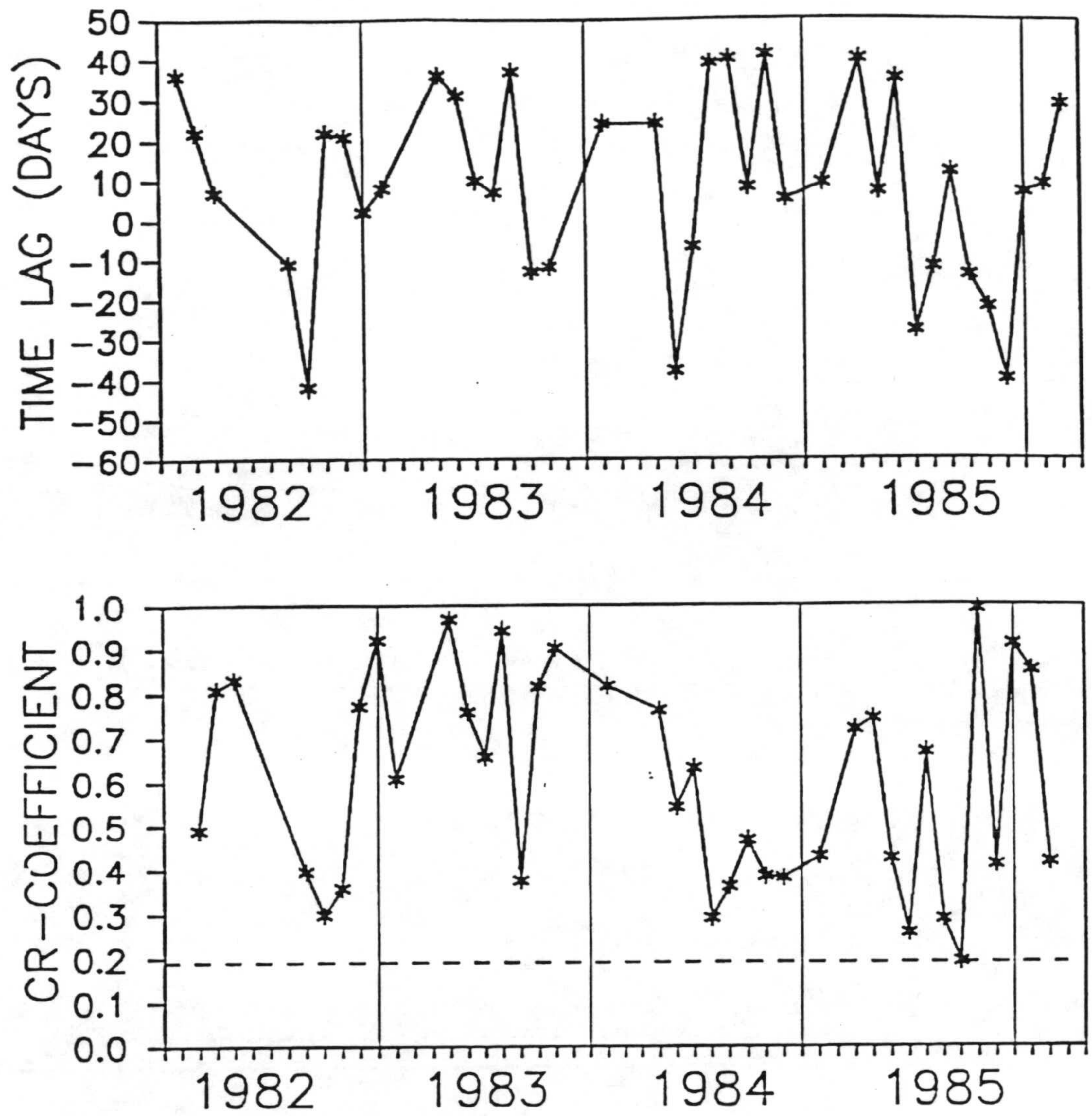


Fig. 3.4.5 b

2830 kHz

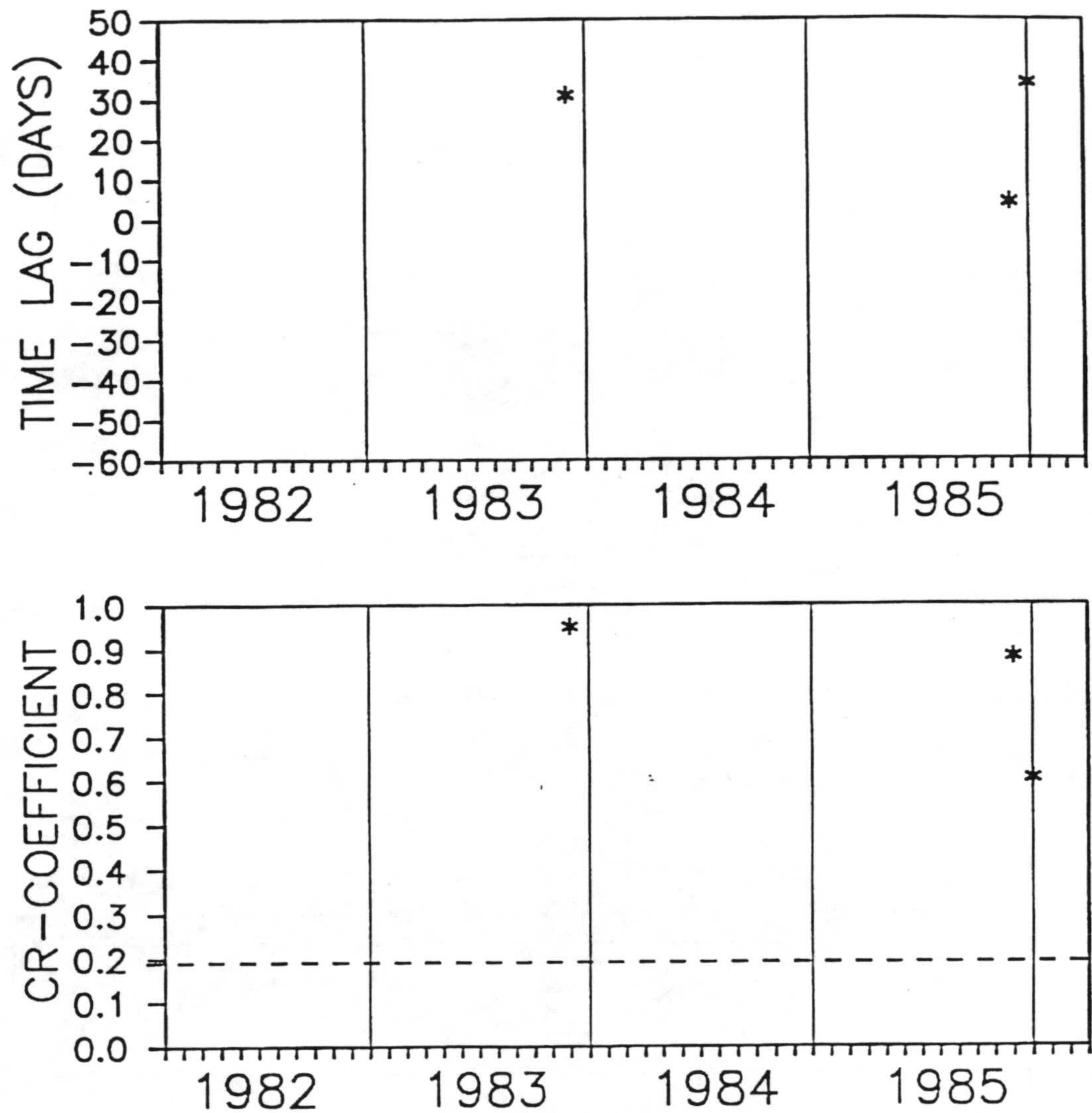


Fig. 3.4.5c- Coeficiente de correlación máximo (parte inferior) y retardo de tiempo (parte superior) calculado para segmento de 91 días con deslizamiento de 30 días en a) 1539 kHz (Chequia), b) 1412 kHz (Bulgaria) y c) 2830 kHz (España).

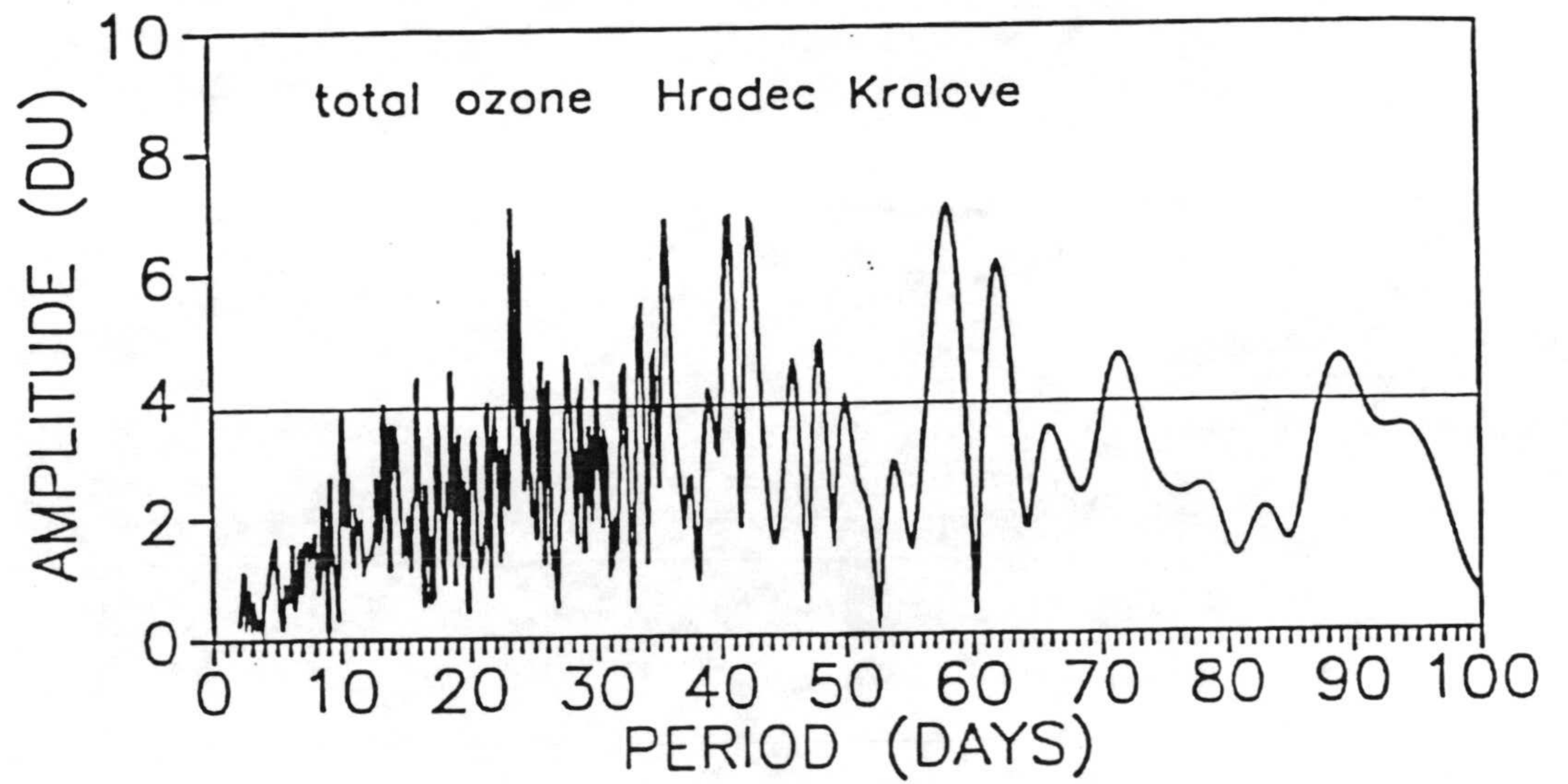
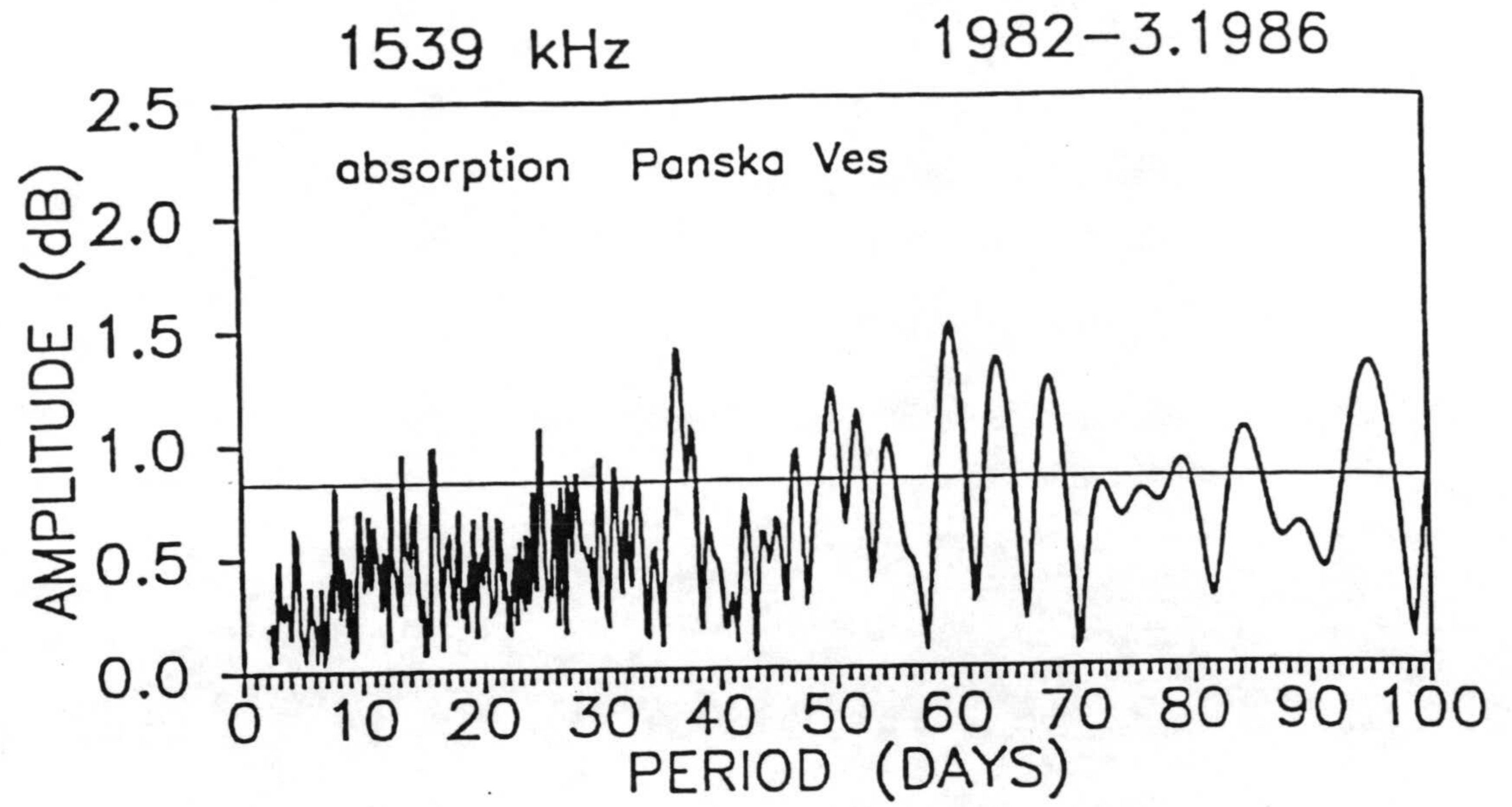


Fig. 3.4.6 a

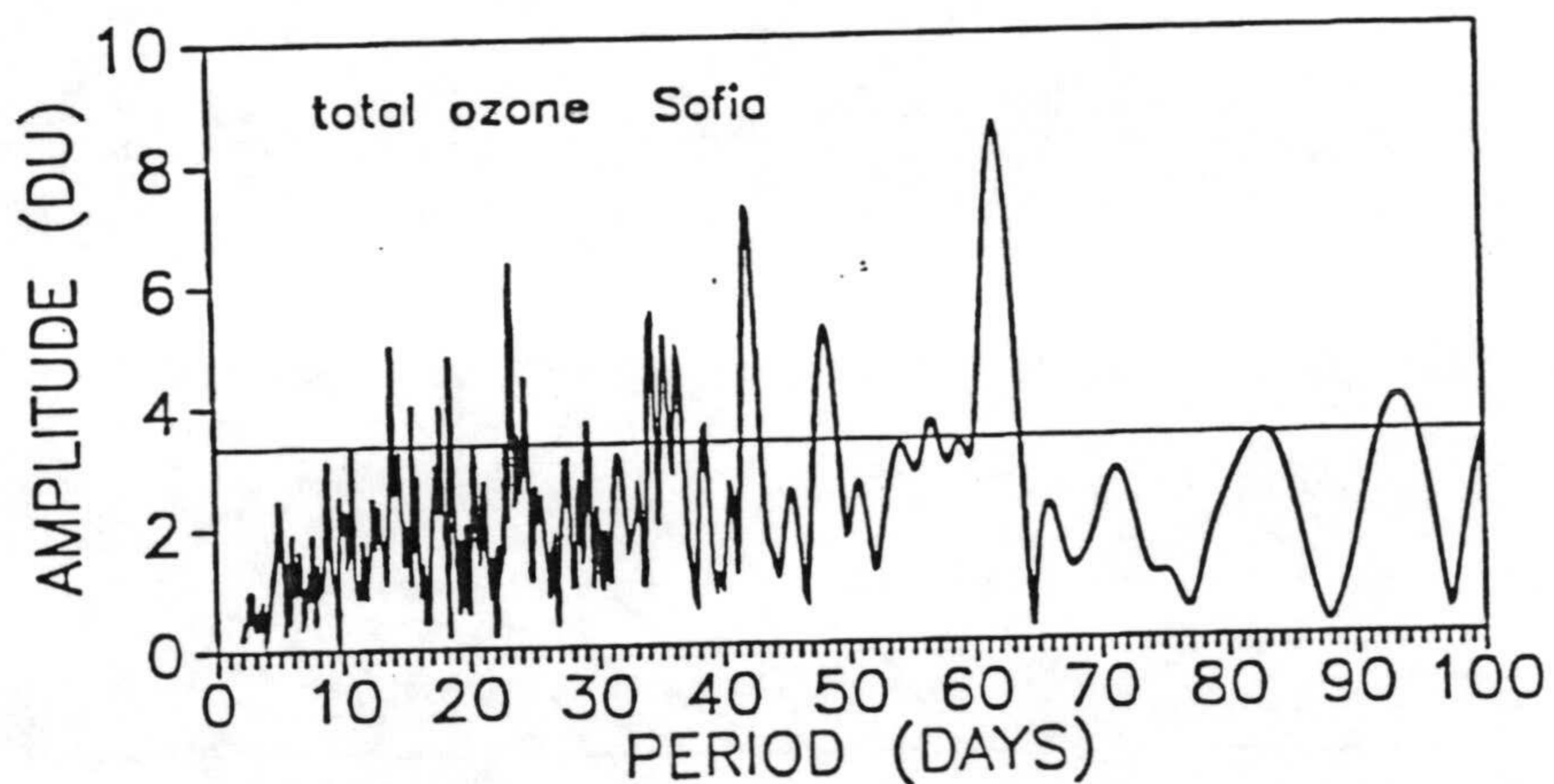
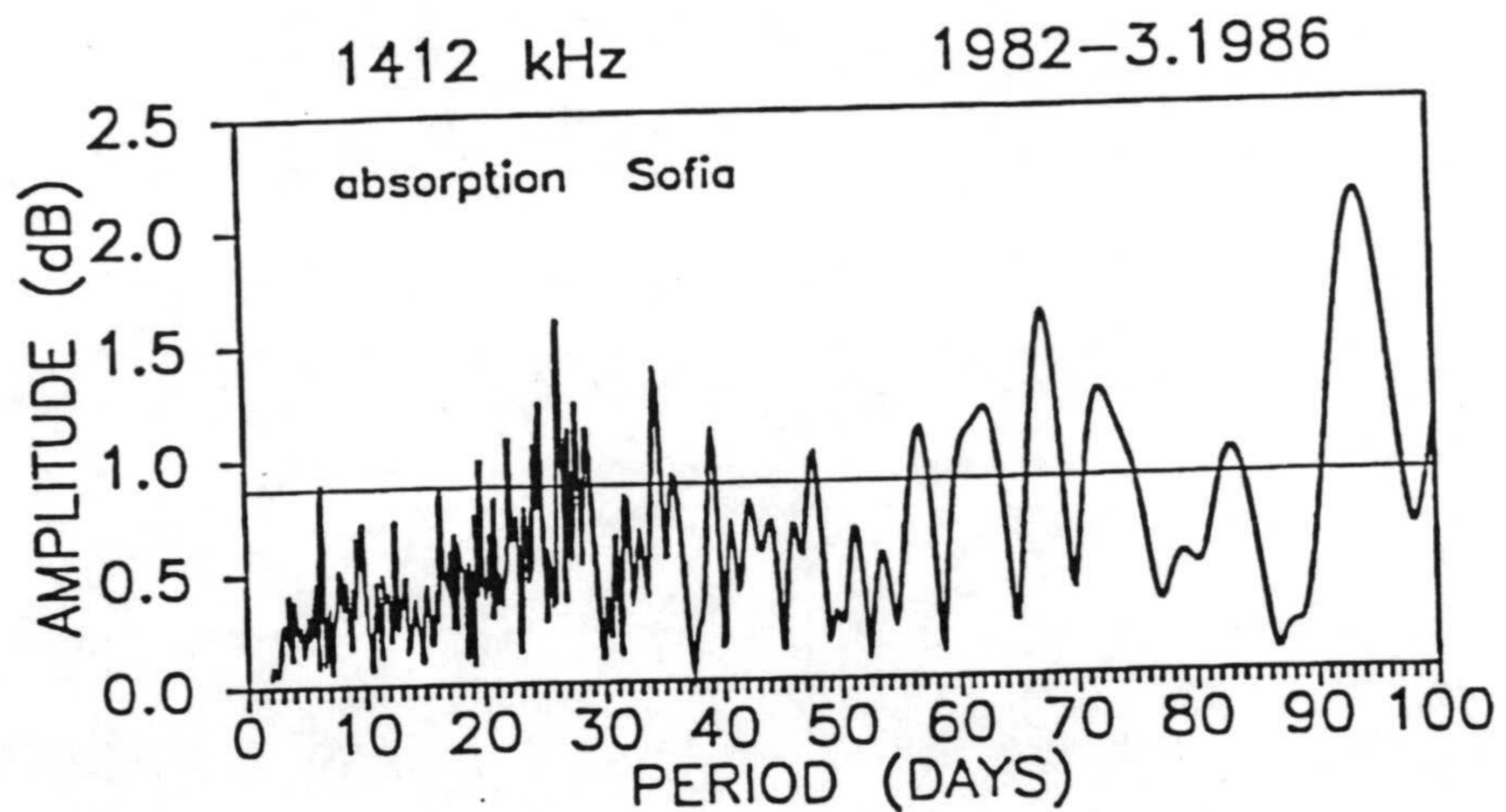


Fig. 3.4.6 b- Espectro de amplitudes obtenidos por análisis de correloperiodograma para los parámetros investigados. Rango de periodo: 2 a 100 días. Series de datos no filtrados. Línea horizontal indica un nivel de confianza de 90%. Intervalo de Enero 1982 a Marzo 1986; en a) 1539 kHz (Chequia) y b) 1412 kHz (Bulgaria).

1983/1984

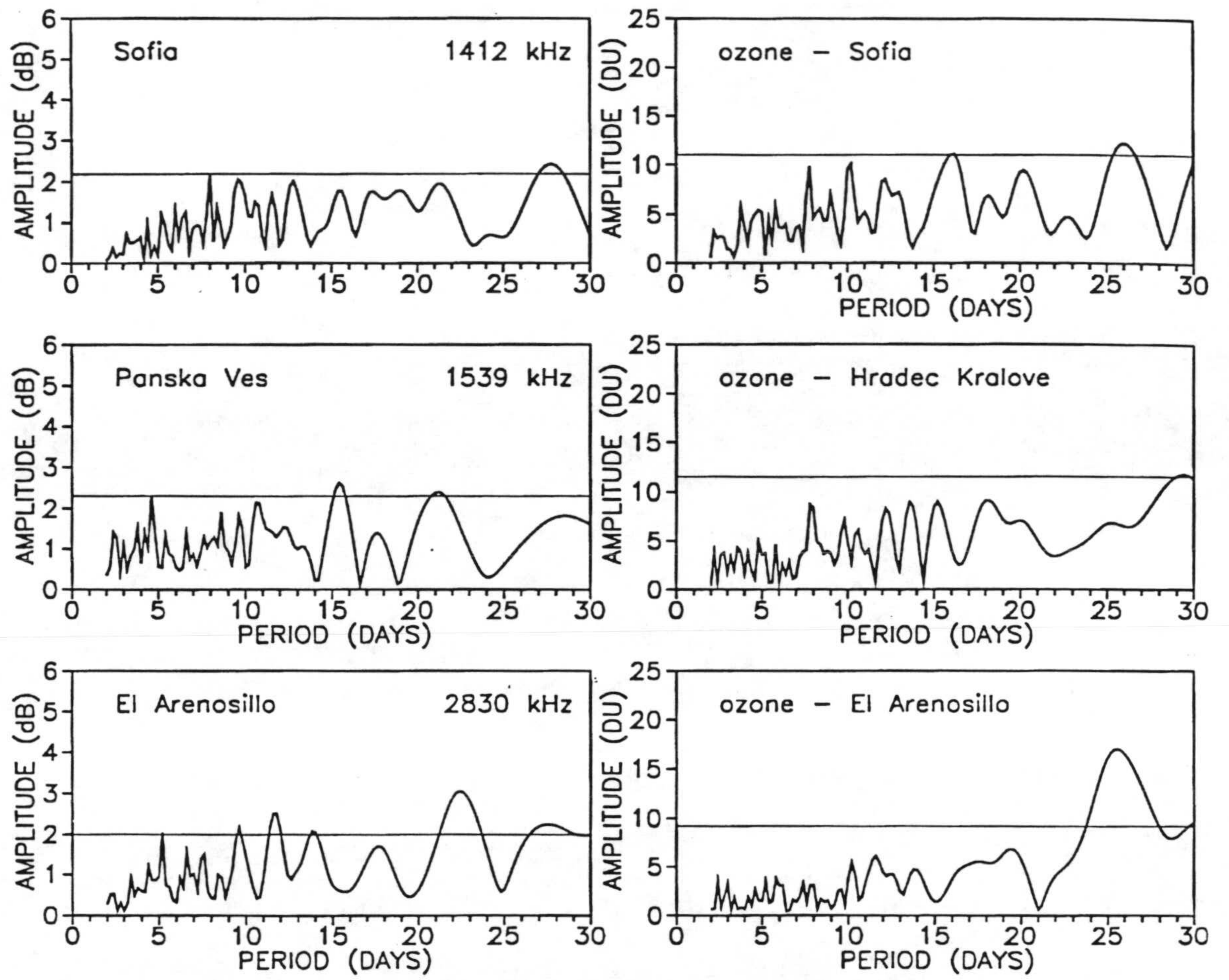


Fig. 3.4.7 a

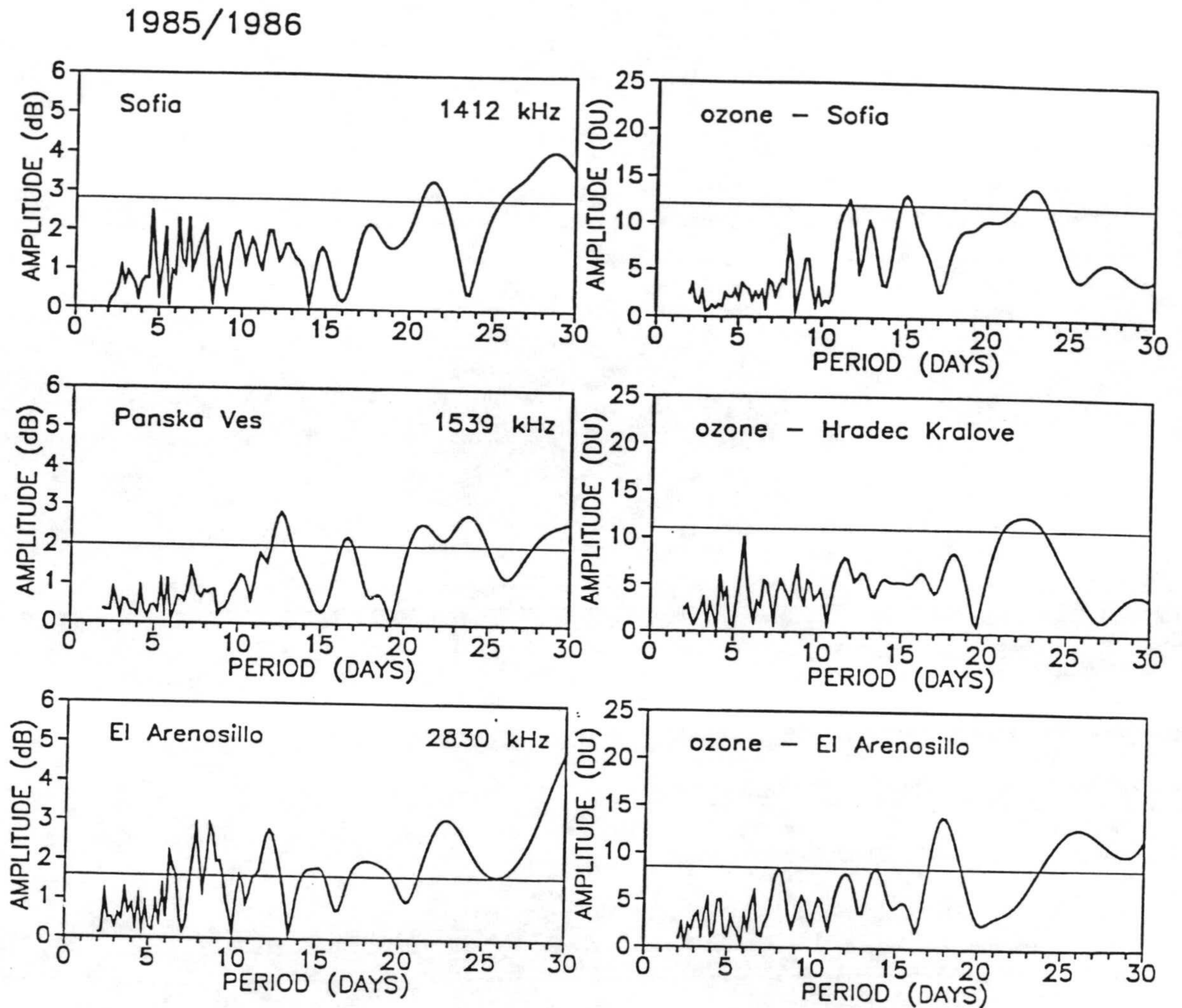


Fig. 3.4.7 b- Espectro de amplitudes obtenido por análisis de correloperiodograma para los parámetros investigados. Rango de periodo 2 a 30 días. Intervalo del 1 Octubre al 31 Marzo (182 días). Series de datos no filtrados. Línea horizontal indica un nivel de confianza del 90%. En a) se representa el intervalo 1983/84 y en b) 1985/86.

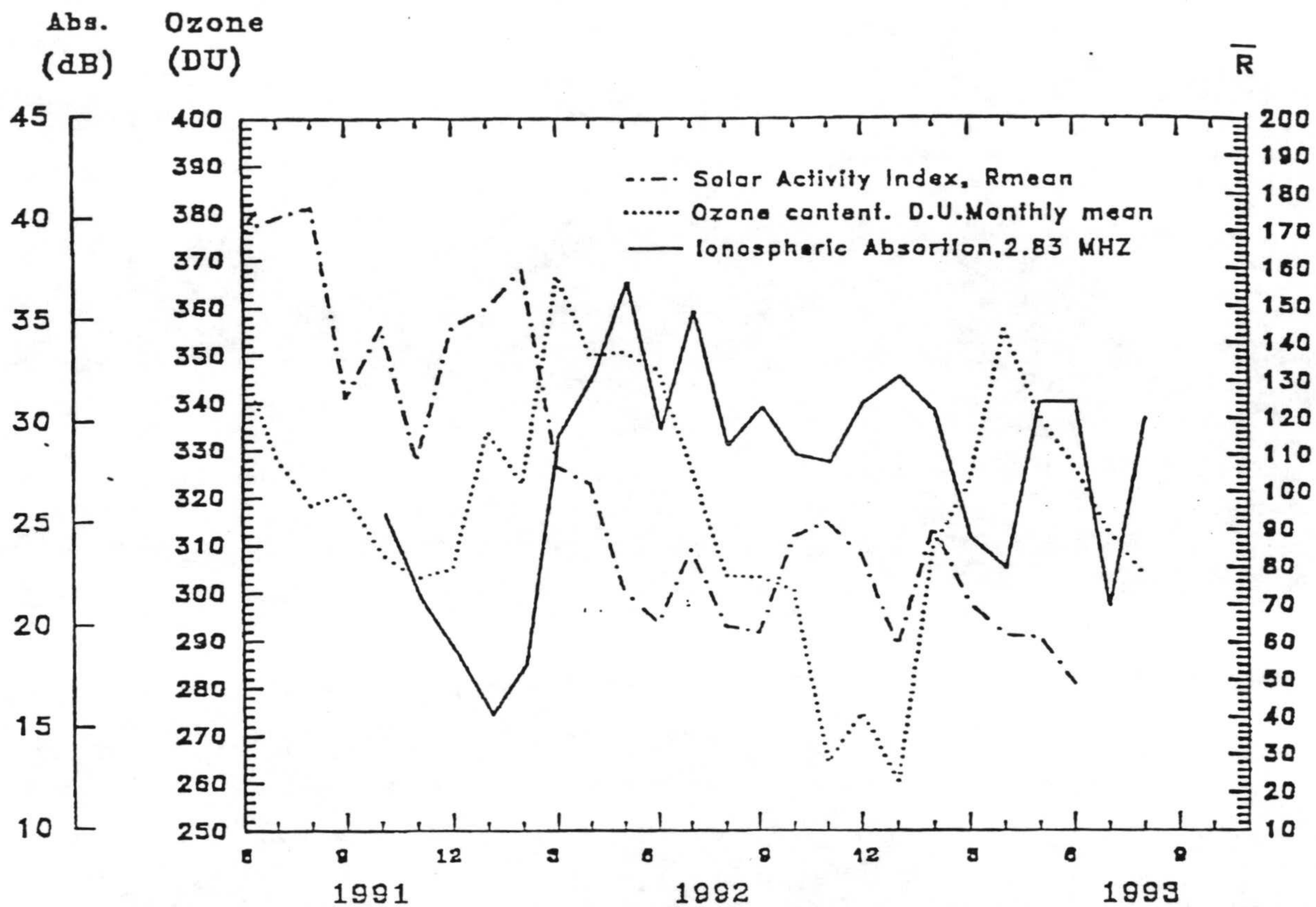


Fig. 3.4.8- Variación media mensual de valores diarios de absorción de ondas de radio y contenido total de ozono medidos por espectrofotómetro Dobson en El Arenosillo, durante periodo de alta actividad solar (Junio 1991-Agosto 1993).