

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CC. FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



**CARACTERIZACIÓN DEL RÉGIMEN DE VIENTOS Y
DESARROLLO DE UN MODELO DE PREDICCIÓN
EÓLICA A ESCALA LOCAL EN EL ESTRECHO DE
GIBRALTAR**

**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR POR Ana María Palomares Losada**

Bajo la dirección de la Doctora:
Ana Elvira Zurita

Madrid, 2002

ISBN: 84-669-1750-0

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

**CARACTERIZACIÓN DEL RÉGIMEN DE
VIENTOS Y DESARROLLO DE UN MODELO
DE PREDICCIÓN EÓLICA A ESCALA
LOCAL EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR**

TESIS DOCTORAL

ANA MARÍA PALOMARES LOSADA

2002

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

**CARACTERIZACIÓN DEL RÉGIMEN DE
VIENTOS Y DESARROLLO DE UN MODELO DE
PREDICCIÓN EÓLICA A ESCALA LOCAL EN EL
ESTRECHO DE GIBRALTAR**

Memoria que para optar al grado de Doctor presenta

Ana María Palomares Losada

Director: Manuel de Castro Muñoz de Lucas

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi gratitud hacia el director de mi Tesis, D. Manuel de Castro, tanto por su asesoramiento técnico como por su dedicación, ayuda moral y enseñanzas a todos los niveles. En esta ocasión sí puedo decir que he elegido a la persona adecuada para la realización de este trabajo, por sus cualidades personales y profesionales.

Igualmente quiero agradecer a Dña. Elvira Zurita y a Dña. Encarna Serrano su asesoramiento en todos los temas científicos y técnicos que les he solicitado, así como por el cariño y ayuda personal que me han prestado.

Gracias a estas personas he vuelto a recuperar el interés científico que había perdido y ellas me han demostrado que se puede continuar esforzándose y trabajando simplemente por este interés, incluso ayudando a otras personas de forma desinteresada.

También quiero agradecer a mi familia y amigos el apoyo moral que me han prestado y su respeto, en todo momento, por mis decisiones en todos los aspectos de mi vida.

A mi familia

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes	1
1.2 Motivación	17
1.3 Objetivos	18
1.4 Estructura de la tesis.....	19

CAPÍTULO 2: DATOS UTILIZADOS

2.1 Introducción	23
2.2 Datos de la Planta Experimental Eólica de Tarifa	24
2.3 Datos de la estación meteorológica del I.N.M. en Tarifa.....	26
2.4 Comparación de la base de datos de la Planta Eólica con los de la estación del I.N.M.	26
2.5 Datos del CEPMPM	31

CAPÍTULO 3: CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL RÉGIMEN DE VIENTOS EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR.

3.1 Introducción	33
3.2 Influencia de la orografía.....	34
3.3 Diferencias Atlántico – Mediterráneo	36
3.4 Efecto mar-tierra.....	38
3.5 Situaciones sinópticas más frecuentes que afectan al Estrecho y su influencia sobre el viento resultante	38

CAPÍTULO 4: ANÁLISIS DEL RÉGIMEN LOCAL DE VIENTOS EN TARIFA

4.1	Introducción	53
4.2	Análisis global de los datos de la Planta Experimental Eólica de Tarifa	54
4.2.1	Velocidades medias y rachas máximas mensuales	54
4.2.2	Distribución sectorial	58
4.3	Análisis detallado de las variables estadísticas que definen el viento ..	63
4.3.1	Distribución sectorial de los valores medios mensuales	64
4.3.2	Distribución de probabilidad de velocidades	68
4.3.3	Evolución mensual de los valores diarios	70
4.4	Espectro de potencias y curva de evolución diaria	73
4.4.1	Espectro de potencias	74
4.4.2	Comparación de las evoluciones horarias medias de la velocidad	90
4.4.3	Curva de evolución diaria para levantes y ponientes	93

CAPÍTULO 5: ELABORACIÓN DE UN MODELO ESTADÍSTICO DE PREDICCIÓN DE VIENTO

5.1	Introducción	101
5.2	Elección del modelo	102
5.3	Desarrollo del modelo estadístico de predicción	106
5.3.1	Introducción	106
5.3.2	Elección de los predictores	107
5.3.3	Comparación de los datos observados (INM) con los datos del Análisis del CEPMPM	112
5.3.4	Multirregresiones	123
5.3.5	Significación de las variables o predictores que intervienen en el modelo	146
5.4	Validación del modelo	149
5.5	Análisis del ajuste del modelo de predicción	154

RESUMEN Y CONCLUSIONES	157
-------------------------------------	------------

REFERENCIAS	169
--------------------------	------------

APÉNDICE 1: Función de distribución de Weibull.....	181
---	-----

APÉNDICE 2: Significación estadística en el Análisis Espectral.....	185
---	-----

APÉNDICE 3: Modelo de regresión múltiple	187
--	-----

1. Hipótesis básicas	187
2. Comentarios a las hipótesis.....	189
3. Cálculo de los estimadores	189
4. Propiedades de los estimadores	192
5. Estimación de la varianza residual	193
6. Intervalos de confianza y contrastes	194
7. Contrastos y descomposición de la variabilidad	195
8. Construcción de los modelos de regresión	197
9. Correlación en la regresión múltiple	199
10. El coeficiente de determinación y el test de regresión	201
11. Criterios de selección de variables	201
12. Diagnóstico y validación del modelo de regresión múltiple	202
13. Predicción e intervalo de confianza para una nueva observación ...	207

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

Desde los primeros siglos de nuestra era, la energía del viento ha sido utilizada con diferentes fines, además de haber sido aprovechada para la navegación a partir del siglo V a.c. Existen referencias de molinos de rotor vertical y palas construidas con telas colocadas sobre un armazón de madera, utilizados en China para el bombeo de agua. Los primeros molinos de viento utilizados para la molienda de cereales se sitúan en las llanuras de la antigua Persia; se trataba de primitivas máquinas de rotor vertical, con varias palas de madera o caña, cuyo movimiento de rotación era comunicado directamente por el eje a las muelas del molino.

La introducción de la energía eólica en Europa se debe, según algunos autores, a los cruzados, aunque otros opinan que su desarrollo fue autóctono, ya que su tecnología era totalmente distinta, pues se basaba en los molinos de eje horizontal, mientras los orientales eran de eje vertical. A lo largo de la historia, se pueden encontrar numerosos ejemplos de la utilización de los molinos de viento, como son los conocidos molinos castellanos utilizados para la molienda, o los holandeses, utilizados desde 1430 para la desecación de los "polders".

Pero habrá que esperar hasta 1883 para la aparición del famoso molino multipala, diseñado por Steward Perry, utilizado para bombeo de agua, que ha sido el más vendido de la historia. Todavía existen muchos de este tipo en funcionamiento. El precursor de los actuales aerogeneradores es la aeroturbina danesa de Lacourt (1982), capaz de desarrollar entre 5 y 25kW.

Durante las primeras décadas del siglo XX se establecen las bases técnicas de la tecnología aeronáutica, pero el verdadero impulso de la energía eólica -así como el de los otros tipos de energías alternativas- tendrá lugar a partir de la crisis del petróleo de 1973. A raíz de ella se constituyó la Agencia

Internacional de la Energía (IEA), que dictó distintas resoluciones, tanto de tipo político como técnico y de gestión energética, entre las cuales figuraban también el regreso a la utilización del carbón -desarrollando " tecnologías limpias"- y la construcción de centrales nucleares, además de políticas de ahorro y uso eficiente de la energía.

La desaparición del temor al desabastecimiento energético en la década de los ochenta, hizo decaer el inicial interés por las energías renovables, aunque la tecnología eólica continuaba su desarrollo. Pero es precisamente durante estos años, cuando se desarrolla una conciencia generalizada sobre la necesidad de protección del medio ambiente, a causa de los innumerables problemas ambientales que se venían detectando de manera alarmante: a) emisiones ácidas y derivados de la utilización masiva e incontrolada del carbón y petróleo; b) aumento del anhídrido carbónico atmosférico, cuya consecuencia más alarmante es el consiguiente incremento del efecto invernadero; c) disminución de la capa de ozono -sobre cuyo origen se sostenía, en un principio, que no influían las actividades humanas, aunque más tarde las investigaciones afirmaron lo contrario- y otra serie de problemas, cuyas consecuencias podrían alterar gravemente tanto el clima como la calidad de vida en la Tierra. Las cuestiones medioambientales, serán pues, las que reaviven en esta década el interés por el desarrollo de las energías alternativas, destacando entre ellas la energía eólica, sin duda debido a su mayor competitividad económica y viabilidad. El interés sobre las cuestiones medioambientales ha continuado, asumiéndose distintos compromisos relativos a la política energética de los países desarrollados, incluidos en el "Protocolo de Kyoto", que se han ido perfilando en otras conferencias, como las que tuvieron lugar en Buenos Aires, Bonn y La Haya. De hecho, aunque hoy en día ya no se discute la competitividad económica de la energía eólica frente a otro tipo de energías, sigue siendo el factor medioambiental, el determinante impulsor de su desarrollo.

Actualmente, en el ámbito de la producción de energía eléctrica en sistemas conectados a la red, la energía eólica representa una fuente energética tecnológicamente madura y con unos costes de generación totalmente competitivos con las otras fuentes.

El crecimiento anual de potencia en la última década ha sido espectacular, tanto en el mercado mundial como en el español. A escala mundial, el incremento anual en los años noventa pasó de un 21% en 1992 a

un 37.1% en 1999. A finales de este año, en Alemania estaban instalados 4445 MW, en EE.UU. 2486MW, en Dinamarca 1752 MW, en India 983 MW y en España 1542 MW. Actualmente en España existen cerca de los 2000 MW de potencia instalada -lo cual supone aproximadamente un 2% dentro de la energía eléctrica total generada en este país- situándose como la tercera potencia mundial, después de Alemania y EE.UU., por delante de Dinamarca, con una tradición en energía eólica es indiscutible.

Para el año 2010, la Unión Europea ha fijado en el Libro Blanco de las Energías Renovables, una contribución del total de dichas energías a la generación de energía eléctrica de 40000 MW (lo cual supone un 12% del total). En España, el Plan de Energías renovables (IDAE, 1999) tiene como objetivo para este mismo año una previsión de 9000 MW de potencia instalada en energía eólica, lo cual representa una aportación de un 12% al total energético.

Este importante crecimiento experimentado durante los últimos años, ha sido debido, esencialmente al gran avance tecnológico que ha tenido lugar en este corto período de tiempo.

El tipo de aerogeneradores más utilizado en la actualidad es el tripala, con torre tubular a sotavento, regulación por pérdida y/o cambio de paso y sistema de orientación activo. Aunque existen algunos aerogeneradores de otro tipo, parece ser que en este campo, cuya investigación constituyó los pilares básicos de la energía eólica durante los años 70-80, en la actualidad no hay lugar para ningún género de dudas, desviándose la atención en el campo de la investigación tecnológica, durante los años 90 hacia otros temas, más relacionados con cargas, refinamiento en el diseño, tamaño, etc. En cuanto al tamaño de las máquinas, la evolución ha sido clara, aumentándose progresivamente, desde los aerogeneradores de 15 m. de diámetro y 75kW de potencia nominal, empleados a mediados de la década de los 80, a las actuales máquinas de 40-65 m. de diámetro y 500-1500 kW nominales, comunmente utilizados en la actualidad. No obstante, de forma paralela, en la actualidad se ha impulsado la utilización de pequeños aerogeneradores de muy pequeña potencia (menor de 10 kW), destinados a la producción de energía eléctrica, ya sea como equipos autónomos, con o sin acumulación, o como sistemas conectados a la red eléctrica por medio de instalaciones individuales o formando parte de conjuntos mixtos, fundamentalmente eólico-fotovoltaicos. El tamaño de los aerogeneradores varía mucho de un país a otro, debido

fundamentalmente al distinto tipo de orografía; por ejemplo, en España el tratamiento debe ser algo más conservativo que en otros países como Dinamarca, con orografía bastante menos compleja.

Pero, si bien a principios de los años 80, la investigación en energía eólica se hallaba centrada fundamentalmente -por no decir casi exclusivamente- en la tecnología -excluyendo análisis muy genéricos sobre la existencia de recursos eólicos- poco a poco el análisis de recursos fue cobrando importancia.

En la década de los 80, la investigación dentro del área de recursos eólicos estaba centrada, esencialmente, en los aparatos de medida y en la estimación a gran escala de los recursos existentes en los diferentes países o regiones, con el fin de especular sobre las posibilidades de explotación en las distintas áreas. Las bases iniciales que se tomaron de forma generalizada para la evaluación de los recursos, fueron elaboradas por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1981). No obstante, aunque en esta nota técnica aparecen reflejados numerosos aspectos del comportamiento del viento, desde una macroescala hasta los efectos de la turbulencia a pequeña escala, en un principio, el mayor interés residía en la evaluación del potencial promediado a largo plazo, y la estimación de las diferentes curvas de duración de velocidad y parámetros de la distribución teórica de Weibull, que todavía hoy en día se continúan utilizando, como término de comparación para diferentes zonas de explotación, y para la determinación de la curva de potencia de los aerogeneradores (véase apéndice I).

Es entonces cuando se comienzan a elaborar los distintos atlas y mapas eólicos para los diferentes países, que posteriormente se irán mejorando al incorporar nuevos métodos de evaluación, y complementando con bases de datos más amplias. Un ejemplo de ello es el mapa eólico nacional o M.E.N. (I.N.M., 1988; Bermejo, 1994), cuya elaboración, por parte del Servicio de Meteorología Ambiental del Instituto Nacional de Meteorología español, comenzó en 1981, comprendiendo la recopilación y publicación de todos los datos de viento registrados en los observatorios de su Red Nacional, y la instalación de 80 estaciones automáticas de medida de viento, repartidas en todo el territorio. Fuera de España, cabe destacar el Atlas Eólico danés (Petersen et al, 1981), entre otros. A escala europea, en 1989 se publicó el Atlas Eólico Europeo (Troen et al., 1989), cuya elaboración ha continuado mejorándose progresivamente en los años sucesivos.

Tanto para la elaboración del atlas eólico danés como el europeo, fue utilizado el modelo de extrapolación espacial "WASP" (Wind Atlas Analysis and Application Programme) (Troen et al.,1988), creado por Risoe National Laboratory, que ha venido siendo utilizado en todo el territorio europeo, de forma generalizada, y todavía hoy se continúa utilizando. A continuación se hará una revisión de los diferentes modelos de extrapolación espacial y temporal que se han venido utilizando hasta la fecha.

Durante la década de los 80, se realizaron numerosos estudios del potencial eólico en áreas concretas con posibilidad de albergar futuros parques eólicos. Pese a ello, en numerosas ocasiones el período de recopilación de los datos empleados para la determinación del régimen de vientos no era lo suficientemente largo como para poder extrapolarlo de manera correcta. Así mismo, en muchos casos, la zona donde estaba instalada la estación de medida no coincidía exactamente con la zona a evaluar, de manera que se realizaban extrapolaciones de tipo espacial, sin tener en cuenta, a veces, las alteraciones del flujo debidas a la orografía y a otros factores, como por ejemplo la estabilidad atmosférica. Debido a estas razones, durante esos años y los de la década de los 90, el mayor interés se centró en la elaboración de modelos de extrapolación espacial y temporal del viento. La resolución del primer problema se abordó mediante la modelización física o numérica, mientras que la del segundo se realizó, generalmente, mediante modelos matemáticos de carácter estadístico.

Para algunos casos sencillos de perturbaciones bidimensionales del campo de vientos, existe una solución analítica en la cual se relaciona la variación de la velocidad horizontal con la altura, con la longitud y forma del accidente del relieve y con la longitud de rugosidad superficial (Jackson y Hunt, 1975).

La modelización física, empleada para la extrapolación espacial, está basada en la utilización del túnel de viento, para la evaluación del flujo de aire sobre modelos a escala de la topografía real. Dado que los modelos empleados son de varios órdenes de magnitud más pequeños que los reales, no es evidente que todos los resultados obtenidos sean extrapolables. Esta modelización puede emplearse razonablemente, cuando la región modelizada no sea mayor de unas pocas decenas de kilómetros, la altura de la capa atmosférica implicada no sea mayor de unos centenares de metros y la capa límite sea neutra o estable. Estas condiciones no suelen cumplirse en la

mayoría de los casos, debido a lo cual este método apenas se utiliza en la actualidad.

En los modelos numéricos se trata de encontrar soluciones a las ecuaciones del movimiento, conservación de la masa, de la energía y del vapor de agua atmosférico. La solución analítica de estas seis ecuaciones no es todavía factible, debido a lo cual se realizan algunas simplificaciones.

Una de las simplificaciones más utilizada es la que se limita a obtener un campo de vientos que cumpla únicamente la ecuación de continuidad. Los modelos que se basan en esta hipótesis se denominan modelos de conservación de la masa. Dentro de ellos, el más conocido y que se utilizaba con mayor frecuencia en un principio es el denominado MATHEW (Sherman, 1978). Básicamente, en este método, a partir de las observaciones, se realiza una estimación inicial del campo de vientos en cada punto de una malla tridimensional, utilizando el método de interpolación; este campo inicial se ajusta mediante un proceso iterativo, hasta obtener otro que satisfaga la ecuación de conservación de la masa, asumiendo la constancia de la densidad del aire y considerando el viento paralelo a la superficie en los puntos próximos a ella. Para obtener la solución ajustada por mínimos cuadrados, se emplea el método variacional.

Otro conocido modelo de conservación de la masa es el NOABL (Philips, 1979), sobre el cual se hicieron unas modificaciones para tener en cuenta los efectos de la rugosidad del terreno y la variación de la dirección del viento debida a la fuerza de Coriolis, obteniéndose el nuevo modelo WINDS (Wind-field Interpolation by Non Divergent Schemes) (Lalas, 1983).

Los modelos basados en la conservación de la masa, describen de manera adecuada el campo de vientos cuando el factor dominante a tener en cuenta es la topografía. Sin embargo, los resultados de la simulación corresponden a promedios de celda, y no reflejan la topografía a menor escala. Además, tienen grandes limitaciones a la hora de reflejar los efectos de la estratificación de la atmósfera, pendientes muy acusadas o la turbulencia. Debido a esto, se han desarrollado otros modelos que consideren las ecuaciones del movimiento y sean capaces de predecir zonas efectos de estratificación. Son los modelos basados en la resolución de las ecuaciones de Navier-Stokes (Patankar, 1980), los cuales reproducen el campo de vientos con mayor fidelidad, si bien, además de requerir grandes cosas de computación, al ser resueltas utilizando un método dentro de un determinado volumen finito,

es necesario escoger de manera correcta las condiciones de contorno, lo cual, en algunas ocasiones entraña ciertas dificultades -sobre todo en terrenos muy complejos-, que se pueden solventar, por ejemplo, utilizando el método de "anidamiento" ("nesting"), comenzando desde una región más amplia hasta llegar a la zona más concreta de interés (Bergeles, 1996).

Pero el modelo más utilizado desde los años 80 hasta la época actual, y que sigue siendo utilizado en la mayoría de los programas de evaluación de recursos en los países de la Comunidad Europea es el "WASP", elaborado por Risoe National Laboratory de Dinamarca (Troen et al., 1988), con el que se elaboró el mapa eólico europeo (Troen et al., 1989), tal como se ha comentado en párrafos anteriores. Este modelo corrige la influencia de los efectos locales sobre el viento geostrófico -originados por la topografía, obstáculos o rugosidad del terreno- utilizando la ley de arrastre geostrófica, que describe el equilibrio entre las fuerzas de presión, de Coriolis y de fricción, para una estratificación estable de la atmósfera (Blackadar y Tennekes, 1968). Este modelo, suponiendo un perfil logarítmico del viento con la altura, permite estimar el viento geostrófico, a partir de una serie de medidas de referencia (en superficie), y teniendo en cuenta la rugosidad correspondiente del terreno en cada caso, que a su vez se utiliza para calcular el valor del viento en las otras zonas deseadas. Este modelo es muy fácil de utilizar, y realiza un buen tratamiento de los obstáculos, rugosidad y topografías sencillas; sin embargo, se basa en las distribuciones de probabilidad del viento tipo Weibull (véase apéndice I) -lo cual no siempre es correcto-, no ofrece buenos resultados en topografías complejas, donde no se cumple la ecuación de equilibrio geostrófico y no tiene en cuenta los efectos de la estratificación de la atmósfera ni de las variaciones diarias o estacionales del viento, entre otras limitaciones (Bowen and Mortensen, 1996). Por estas razones durante la última década se ha continuado investigando sobre la posibilidad de utilizar modelos alternativos, como el modelo KAMM, mesoescalar, que representa con mayor fidelidad los procesos atmosféricos y es extensible a un área mayor, aunque no tiene la ventaja del WASP de utilizar una malla de dimensiones variables (Hirsch et al., 1996). Otros modelos alternativos, son el ya mencionado MATHEW o los métodos de correlación-extrapolación (MCP o "Measure-correlate predict"), que correlacionan las medidas de dos emplazamientos, uno que sirve de referencia -del cual se dispone de una amplia base de datos- y otro donde se pretende evaluar el comportamiento a largo plazo (Zubiaur y

Martín, 1993), o el modelo AIOLOS-T, designado para simular el potencial existente en parques eólicos, que tiene en cuenta los diferentes estados de estabilidad atmosférica (Croba et al., 1996). Igualmente se ha utilizado el modelo LINCOM (Astrup et al., 1996) y otro modelo desarrollado también por Risoe National Laboratory de Dinamarca, que introduce la ecuación isentrópica de la temperatura, que permite las ondas de gravedad internas y la advección vertical de la cizalla del flujo medio (Frank, 1999).

Pese a todas estas alternativas, como ya se ha dicho, la herramienta más utilizada es el modelo WASP, pero debido a sus conocidas limitaciones, nueve países de la Comunidad Económica Europea -entre los que figura España- iniciaron en 1990 un proyecto conjunto, denominado "Wind Measurements and Modelling in Complex Terrain" (Petersen, 1986, 1990; Petersen et al, 1996), destinado fundamentalmente a la mejora del Atlas Eólico Europeo, aumentando en lo posible la base de datos ya existente (Troen et al., 1989), e implementando nuevos modelos con posible aplicación en terreno complejo.

Otro tipo de modelos que determinan el comportamiento del flujo de viento, en el caso de tratarse de parques eólicos ya en funcionamiento (o en previsión) son los modelos de estelas de las aeroturbinas. En este caso, los modelos se limitan a intentar simular los efectos de la interacción entre las diferentes máquinas que integran un parque eólico. La investigación en este campo comenzó en los años 70 y continuó en los 80. Aunque el tema en cuestión todavía no está perfectamente resuelto, hoy en día este tema no se considera tan importante como otros, como puede ser la predicción del campo de vientos. El primer intento de aproximación al problema de la interacción entre las aeroturbinas fue realizado por Templin (1974); más tarde, Lissaman y otros (1979, 1982) presentaron un modelo en dos dimensiones, denominado "WINDS", para la evolución de las estelas de un sistema de conversión de energía eólica (WECS), sobre un terreno llano, basado en la analogía del "jet" (Abramovich, 1963). El modelo de Lissaman fue modificado por Vermeulen (1980), obteniendo el conocido como código MILLY, que a su vez se transformó posteriormente en el código FARMS. Lissaman et al. (1987) presentaron posteriormente una nueva versión de WINDS, denominada AVENU. En nuestro país, cabe destacar la aportación de Crespo y Hernández (1986), introduciendo un nuevo modelo denominado UPWAKE, que ha venido mejorándose progresivamente hasta la fecha actual. Por su parte, el Centro de

Energías Renovables de Grecia (CRES) ha desarrollado una nueva solución para la modelización del flujo de viento en terreno complejo (Kallstrand, 1998). Otra nueva alternativa fue propuesta por la universidad de Uppsala (Magnusson, 1999), utilizando el tiempo en lugar de la distancia geométrica para determinar las modificaciones del flujo de viento a sotavento de la turbina.

Respecto a la extrapolación temporal, los métodos más utilizados son los de correlación-extrapolación (MCP o "Measure-correlate predict"), que correlacionan las medidas de distintos emplazamientos, a los cuales se ha hecho referencia anteriormente. En el caso de la extrapolación temporal, se toma una estación de referencia en la cual se poseen medidas correspondiente a un largo período de tiempo, lo cual no sucede en la estación donde se pretende definir el régimen de vientos. Tomando un período simultáneo de medidas entre ambas estaciones, se establece una correlación entre ambas estaciones, en la que se basará la extrapolación temporal posterior.

Como se ha podido comprobar, durante los años 80 y 90 las investigaciones en el área de recursos eólicos se han centrado mayoritariamente en los modelos de diagnóstico del flujo de viento, que fueran capaces de reproducir el campo de vientos existente en los terrenos complejos. Aunque dichas investigaciones no estén del todo finalizadas -pues todavía no se ha conseguido un modelo que reproduzca perfectamente dicho flujo- en la mayoría de los países se ha generalizado la utilización del programa WASP, y probablemente habrá que esperar nuevas mejoras, a medida que disminuyan los costes de computación y se avance en el sector informático, pudiendo incorporar nuevos términos en las ecuaciones, que de momento ha sido necesario simplificar. Parece ser, que en el momento actual, este campo de investigación se ha paralizado, en cierta medida, ante la acuciante necesidad de desarrollar modelos de pronóstico del flujo de viento, demandados, sobre todo, por el sector eléctrico, que al comprobar la rentabilidad real -y no hipotética, como se pensaba en un principio- de la energía eólica, se enfrentan a la imposibilidad de predecir el potencial generado a medio-corto plazo. Por esta razón, la investigación se centra actualmente en el desarrollo de los modelos de predicción de viento a corto plazo. Una prueba fehaciente de ello es el hecho de que en las últimas conferencias realizadas a escala europea y mundial sobre Energía Eólica, el tema principal de debate ha sido el de predicción, e incluso, en el año 2000 tuvo lugar una reunión en Colorado

(U.S.A.) exclusivamente para expertos en el campo de predicción en Energía Eólica.

Si bien es cierto que en los distintos países se llevan a cabo predicciones bastante aceptables de las distintas variables meteorológicas a gran escala, e incluso a mesoescala, estos modelos no están adaptados para reproducir las modificaciones del campo de vientos a escala local, debidas fundamentalmente a la orografía o a fenómenos que tengan lugar a pequeña escala. Este es el caso, por ejemplo de las predicciones realizadas por el modelo del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio (Reading, R.U.) -conocido con las siglas CEPMPM (Louis, 1979) -. Aunque este modelo está optimizándose progresivamente, todavía es incapaz de reproducir los fenómenos atmosféricos a escala local.

Dado que los fenómenos que interesa reproducir, en el caso de aplicación a la extracción de energía eólica pertenecen a una mesoescala y (inferiores a 20 km.), es necesario emplear, por el momento, técnicas de regionalización (o "downscaling"), hasta que los modelos empleados por los Centros Meteorológicos tengan una resolución suficientemente alta como para reproducir tales fenómenos locales.

Dentro de las técnicas de regionalización, se pueden encontrar tres tipos fundamentales de aproximaciones: dinámicas, estadísticas y estadístico-dinámicas.

Dentro de las aproximaciones dinámicas -que incluyen explícitamente la dinámica de los distintos sistemas que caracterizan el clima de una región- se encuentra el método de "secciones temporales" (o "time-slice"), cuya idea básica consiste en repetir un cierto período de integración, previamente simulado con un modelo climático de baja resolución, con otro de resolución más fina, de manera que las condiciones iniciales y superficiales se extraen de la integración de baja resolución (Cubash et al., 1995). Existen otras dos técnicas dinámicas de regionalización que describen explícitamente los efectos de forzamiento a mesoescala, aumentando la resolución del modelo, no globalmente, sino sólo sobre áreas de interés específicas. La primera utiliza "modelos globales con resolución variable", que aumentan gradualmente la resolución hacia un punto localizado dentro de la región de interés, y la disminuyen correspondientemente en el punto opuesto del globo, de tal forma que la resolución media no varíe. Este método de "zooming" ha sido desarrollado por el Instituto Meteorológico Francés (METEO-FRANCE) y el

Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio para predicciones operativas (CEPMPM) (Courtier et al., 1991). La otra técnica que permite obtener una mejora en los resultados a mesoescala sobre un área determinado, implica la utilización de "modelos regionales de clima" (RCM o Regional Climate Models) de alta resolución. Estos modelos obtienen simulaciones detalladas sobre la región de interés, integrando el RCM, tomando para ello las condiciones iniciales y de contorno, de una simulación previamente realizada con un GCM (Global Climate Model) de baja resolución o de datos de análisis. Este procedimiento se conoce con el nombre de "anidamiento" ("nesting") y puede ser implementado de manera interactiva entre ambos modelos -de alta y baja resolución- en ambos sentidos (Dickinson et al., 1989).

Otro tipo de técnicas de regionalización está constituido por las aproximaciones estadísticas. Dentro de ellas se pueden distinguir las técnicas puramente empíricas y las semi-empíricas (Giorgi y Mearns, 1991).

En las aproximaciones empíricas, se obtiene información sobre patrones climáticos futuros, analizando climas recientemente pasados, utilizando como fuentes los registros instrumentales recientes junto a la que proviene de las analogías paleoclimáticas. Estos métodos empíricos no proporcionan una buena predicción cuantitativa, aunque sí cualitativa, de las distribuciones climáticas regionales.

En las aproximaciones semi-empíricas, se utilizan términos no empíricos, como pueden ser los derivados de las predicciones de los modelos de circulación a gran escala (GCMs), correspondientes a variables que, a su vez, se relacionan empíricamente con variables superficiales locales. Dentro de este tipo de aproximaciones, se pueden distinguir tres tipos:

El primero consiste en corregir los errores debidos a la baja resolución de los GCMs añadiendo las diferencias entre las simulaciones anómalas (clima perturbado) y las de control de los GCMs, a los datos observados dentro de una determinada región (Terjung et al., 1984). Pero este método puede conducir a resultados falsos, ya que los efectos de los forzamientos a mesoescala dentro de una celdilla de GCM son variables, y además, probablemente no-lineales. Otra técnica que suele utilizarse es la interpolación directa de los resultados de los GCMs a una malla más fina (Smith, 1991); sin embargo, este método puede conducir a homogeneidades espaciales que se alejan de la realidad. Este método ha sido utilizado para la adaptación del

modelo de análisis operativo en el Instituto Meteorológico Nacional español (I.N.M.) (Gimeno de Evan, 1985), a mayor resolución (Díaz-Pabón, 1990).

El segundo tipo de aproximaciones semi-empíricas consiste en desarrollar relaciones de regresión entre series de variables superficiales observadas durante un cierto período en distintas estaciones climáticas, dentro de una región determinada y las correspondientes series de sus valores medios. Estas relaciones se aplican a los resultados de las variables superficiales obtenidas por el GCM sobre la región seleccionada, infiriéndose la información climática en superficie en cada una de las estaciones pertenecientes a dicha región (Kim. et al, 1984).

El tercer tipo de técnicas semi-empíricas es el que utiliza los principios de Prognosis Perfecta (PP, Perfect Prognosis) o los de Estadísticas de los Resultados de los Modelos (MOS, Model Output Statistics). Ambas técnicas se utilizan en los modelos de pronóstico para mejorar las predicciones de la variable en superficie. Se basan en la construcción de relaciones estadísticas entre las variables en superficie (predictandos) y las variables que pueden ser estimadas mediante los modelos (predictores). La diferencia entre ambos métodos consiste en el origen de las variables que entran a formar parte de dichas relaciones. En el caso de la técnica PP, tanto los predictores como los predictandos son observaciones, sin embargo, en la técnica MOS, los predictandos son variables empíricas, mientras que los predictores provienen de los resultados de los modelos numéricos de predicción. La aplicación de las relaciones desarrolladas en ambos métodos, se realiza de la misma manera, es decir, sobre los resultados de los modelos, con el fin de estimar las variables en superficie (Glahn y Lowry, 1972; Klein, 1982).

Estas técnicas estadísticas ofrecen resultados bastante satisfactorios, si bien deben tenerse en cuenta varias consideraciones, como es su validez exclusiva para las predicciones realizadas dentro del dominio de los datos utilizados para su desarrollo, la necesidad de disponer de series de datos suficientemente amplias como para que los resultados sean estadísticamente significativos, o la necesidad de hallar la relación entre las variables a gran escala y a escala regional, de manera particular, dependiendo de la variable a predecir, pues no existe ninguna garantía a priori de que exista tal relación.

Podría hablarse de un cuarto método semi-empírico, basado en la clasificación de tiempo atmosférico. Una extensión de este método es la técnica estadístico-dinámica, que utilizó Heimann (1986) para estudiar las

características regionales de los campos de vientos. Consiste en separar en distintas situaciones típicas las diferentes condiciones de tiempo atmosférico que pueden derivarse tanto de datos observados como de simulaciones de modelos atmosféricos (parte estadística), asignando a cada día (o mes en cuestión) el tipo de situación que le corresponde, efectuándose, a continuación, una simulación con un modelo regional (RCM) para el área de interés (parte dinámica). El clima regional estimado se obtiene ponderando los resultados de las simulaciones regionales, teniendo en cuenta la frecuencia de las distintas situaciones características desarrolladas a gran escala.

Lógicamente, dependiendo de la variable atmosférica que se quiere predecir, y de la zona concreta de que se trate, se utilizará la técnica de regionalización más conveniente.

En el campo de la energía eólica, las primeras investigaciones en el tema de predicción tuvieron lugar a principios de la década de los 90 -aunque ya se haya hecho referencia a predicción de campo de vientos, pero no destinada a la energía eólica (Heimann, 1986)-. Durante esta década, se han venido aplicando distintas técnicas para la predicción del campo de vientos, tanto de tipo estadístico como utilizando una combinación estadístico-numérica, ya que, por el momento, no es posible obtener una predicción numérica del viento a escala regional, que reproduzca fielmente la realidad.

Dentro del grupo de técnicas estadísticas, se encuentra el desarrollado por Glinou et al. (2000) para predecir el potencial de viento en una zona en la cual se poseen pocas observaciones, partiendo de los datos correspondientes a un mayor período de tiempo en localidades cercanas. Este modelo se basa en el análisis multivariante de las series temporales, en el cual la modelización espacio-temporal del viento se realiza utilizando los modelos ARFIMA (autorregresivos), basados en la correlación espacial y la dependencia temporal a corto y largo plazo (persistencia). Igualmente, Balouktsis et al. (1986) aplicaron modelos autorregresivos con medias móviles (ARMA) en tres diferentes localidades de Grecia, obteniendo los mismos coeficientes del modelo y las mismas matrices de Transición de Markov para las tres localidades y unos resultados bastante similares a las observaciones.

Otro tipo de técnicas estadísticas son las basadas en las redes neuronales artificiales (ANN o Artificial Neural Networks), dentro del campo de la inteligencia artificial (Bechrakis y Sparis, 1998; Kariniotakis et al., 1996; Lin et al., 1996). Estas técnicas utilizan los valores pasados y presentes del

campo de vientos, para predecir sus valores futuros, teniendo en cuenta la no linealidad del proceso. Existen numerosos tipos de ANNs especializados en la predicción, entre los que destacan el "Multilayered Percptrons (MLP)", el "Elman Recurrent Networks (ERC)" y el "Radial Basis Function Networks (RBF)".

Igualmente, existe otra técnica estadística de predicción que utiliza el Filtro de Kalman (Bossanyi, 1985), que se basa en la relación existente entre dos medidas sucesivas en el tiempo, que difieren en un término de error de carácter fundamentalmente aleatorio. Aunque este método es uno de los más valorados actualmente en la predicción, dentro del campo de la energía eólica ha ofrecido peores resultados (hasta el momento) que otros métodos que a continuación se describen.

Dentro del grupo de modelos que combinan ambas técnicas (numéricas y estadísticas), cabe destacar el modelo denominado "eWind" (Brower et al., 2000), que utiliza el modelo numérico de predicción a escala regional denominado MASS, desarrollado por MESO (Kaplan et al. 1982), el modelo de alta resolución de simulación atmosférica FOREWIND y por último, una parte estadística, que utiliza una regresión lineal o bien la técnica no lineal de redes neuronales -a la que se acaba de hacer referencia- para relacionar los resultados del modelo atmosférico con la predicción de viento local. Otro modelo similar ha sido el desarrollado en Alemania (Beyer et al., 2000), que combina el modelo numérico del servicio meteorológico alemán (DWD), corregido según la topografía local, con una técnica MOS para la corrección de los errores sistemáticos; esta técnica es prácticamente la misma que la utilizada en el modelo danés PREDIKTOR a la que se va a hacer referencia a continuación.

Dentro de este grupo de la técnicas numérico-estadísticas, las más utilizadas hasta la fecha han sido desarrolladas por los daneses, siendo las más conocidas la denominada WPPT (Wind Power Predicion Tool), desarrollada por el departamento de Modelos Matemáticos de la Universidad de Dinamarca, que tiene en cuenta la ausencia de linealidad y no estacionariedad de los procesos, utilizando el algoritmo Recursive Least Squares (RLS) (Nielsen, 1997) y la denominada PREDIKTOR, desarrollada por el Laboratorio Nacional de Risoe, de la que a continuación se realizará una revisión más amplia, ya que se trata de la más utilizada en Europa en la actualidad. Ambas técnicas son utilizadas dentro del proyecto denominado ZEPHYR (Giebel et al., 2000), que

combina las ventajas de la predicción realizada para las 5 horas siguientes a la observación, que posee la primera técnica (WPPT) con las ventajas para la predicción hasta 48 horas que posee la segunda (PREDIKTOR).

En el año 1990 se comenzó un proyecto "JOULE", coordinado por el Laboratorio Nacional de Risoe y el Instituto Meteorológico danés (Dinamarca) junto al Rutherford Appleton Laboratory y la British Meteorological Office (Inglaterra) (Troen et al.,1990), en el cual se pretendía evaluar distintos métodos utilizados para la predicción de las condiciones locales de viento en las zonas con orografía compleja. Estos métodos partían de los modelos utilizados a gran escala (GCMs), utilizando distintas técnicas de regionalización para calcular los valores correspondientes a zonas concretas. En la parte danesa, la técnica utilizada partía de la predicción del viento en superficie a gran escala realizada a partir del modelo HIRLAM danés (Machenhauer,1988), corrigiendo las influencias de la orografía, rugosidad del terreno y obstáculos, utilizando la herramienta WASP -a la que se ha hecho referencia en párrafos anteriores-, para transformarla en el viento geostrófico, y de nuevo, utilizando las condiciones orográficas específicas de cada zona, para hallar los correspondientes valores en superficie; en este caso, se combinan los resultados de un modelo numérico a gran escala (HIRLAM) (Kallberg, 1990) con la aplicación de un modelo de diagnóstico (WASP). En la parte inglesa, se utilizó la técnica MOS -a la que se ha hecho referencia anteriormente-, en la cual la regresión entre el viento en superficie predicho a mesoescala y el viento observado, dependía de diferentes parámetros, previamente determinados mediante un Análisis de la Varianza (ANOVA), resultando ser los parámetros más influyentes la hora del día, la estación del año, la dirección del viento y la predicción de la precipitación. Los resultados de ambos métodos -danés e inglés- fueron comparados con la utilización del método de la "persistencia", basado en la consideración de la persistencia de los valores predichos para períodos posteriores, ofreciendo ambos métodos mejores resultados que los obtenidos mediante esta técnica.

Aunque en un principio las ventajas de uno u otro método no eran siempre las mismas (dependiendo de la zona de evaluación) el método sobre el que se ha continuado trabajando es el danés, incorporando la utilización de la técnica MOS en una fase posterior, basada en la regresión entre los valores predichos y los observados, con el fin de reducir los errores resultantes, y ampliando el proyecto de investigación con la aplicación a parques eólicos,

utilizando la herramienta PARK con el fin de tener en cuenta los efectos de estela de las aeroturbinas (Landberg, 1998; Landberg, 1999; Landberg y Watson, 1994). Este método, tiene la ventaja de que, al estar basado en las predicciones realizadas por el modelo a mesoescala HIRLAM, a medida que se optimicen dichas predicciones, consiguientemente también se optimizarán los resultados de la predicción local del viento. Posteriormente se continuó con el proyecto de investigación sobre la validez y mejoras de este modelo denominado PREDIKTOR, en una colaboración entre el Laboratorio Nacional de Risoe (Dinamarca) y el Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT) español (Landberg, 2000).

Aunque este método parece que puede ofrecer buenos resultados en terrenos homogéneos, hasta el momento no se han podido obtener buenos resultados en orografías más complejas, como las que existen en España. Este hecho corrobora la necesidad de desarrollar un modelo específico para cada zona, basado en técnicas estadísticas -por las cuales se decantaron la mayoría de los participantes en la Reunión de expertos en Predicción de Viento que tuvo lugar en Colorado en abril del año 2000-. De hecho, el mismo equipo de investigadores daneses (Joensen et al., 1999) realizaron una comparación de distintas técnicas MOS -concretamente la basada en la extensión del Filtro de Kalman, mínimos cuadrados recurrentes y una modificación de esta última- para la adaptación de los resultados de los modelos numéricos globales a zonas concretas, concluyendo que los mejores resultados se obtenían utilizando la técnica MOS que tiene en cuenta la influencia de otras variables, como son la dirección del viento, la hora del día, el período de la predicción y la autocorrelación de las observaciones, sobre el módulo de viento.

Actualmente, el Departamento de Energías Renovables del CIEMAT está desarrollando un proyecto sobre la predicción de viento en España. Dentro de dicho proyecto se incluye la elaboración del modelo de predicción LOCALPRED, basado en la utilización de la técnica MOS y paralelamente otro modelo para la predicción de viento en Tarifa, en el que se utiliza la técnica Perfect Prognosis (PP), que comenzó hace varios años, como se explica a continuación.

Tras varios estudios realizados sobre el régimen de vientos en la zona de Tarifa (Palomares, 1990; Zubiaur et al., 1990) y después de observar la relación cualitativa que existe entre el comportamiento de ciertas variables meteorológicas a mesoescala, y el viento a escala local, se comenzó un

proyecto que pretendía desarrollar un modelo de predicción de viento para la citada zona, en el que inicialmente parecía que la solución más favorable podría ser la utilización de un modelo numérico (Palomares et al., 1996; Zubiaur y Martín, 1993), aunque posteriormente se ha comprobado que se pueden obtener mejores resultados utilizando una técnica estadística. Dicha comprobación es la que se ha llevado a cabo mediante la presente Tesis Doctoral, realizando para ello, previamente, un exhaustivo análisis del régimen de vientos, que incluye el estudio de valores medios, curvas de potencia, análisis de las evoluciones temporales y relación cualitativa entre las distintas variables meteorológicas relacionadas con el viento, el cual ha permitido la elección más adecuada de los predictandos que se incluirán en las ecuaciones de regresión del modelo desarrollado, según la técnica anteriormente mencionada, Perfect Prognosis.

1.2 Motivación

La motivación de este trabajo ha surgido dentro del marco de aplicación de la energía eólica. España es un país privilegiado para la explotación de este tipo de energía, debido a las numerosas zonas que posee de elevado potencial. Concretamente, una de las zonas de mayor potencial de la Península es la situada junto al Estrecho de Gibraltar, debido a su peculiar orografía, debido a lo cual es también una de las zonas donde existe mayor potencia eólica instalada.

El régimen general de vientos en el Estrecho es conocido, grosso modo, desde hace bastante tiempo (cabe destacar los estudios realizados por el servicio meteorológico británico, en los años 50-60). Sin embargo, existen muchas peculiaridades del viento en esta zona, relacionadas con su variabilidad y con el efecto que genera su propia orografía, que no han sido estudiadas, hasta la fecha, en profundidad, y cuyo conocimiento resulta fundamental para una correcta utilización de este elevado potencial. Uno de los factores más importantes lo constituye la existencia -o ausencia- de una curva de evolución diaria, a la cual hasta el momento no se le ha atribuido la importancia que merece, pues la mayoría de los estudios se han realizado utilizando valores medios diarios.

Pero la motivación primordial ha surgido de la urgente necesidad de una herramienta que pueda predecir el potencial eólico a escala local, que ha

sido reclamada por las empresas eléctricas, las cuales han destinado importantes inversiones económicas en el sector -sobre todo en esta zona-, una vez se ha comprobado la rentabilidad de este tipo de energía. Pero esta rentabilidad depende sobremanera de una correcta predicción del potencial.

Dado que en el Estrecho existe un fenómeno peculiar, originado por su orografía, que se puso de manifiesto al realizar los primeros estudios del régimen de vientos, se suscitó la posibilidad de elaborar un modelo de predicción local del módulo de viento, basado en la técnica estadística Perfect Prognosis, pues se había encontrado ciertas relaciones -hasta el momento sólo de manera cualitativa- entre dicha variable y otras variables meteorológicas relacionadas con los campos de presiones y de temperaturas, cuya predicción, realizada mediante los modelos climáticos globales (GCMs) resulta bastante fiable.

Por este motivo, se utilizaron datos correspondientes a las predicciones y análisis elaborados a partir del modelo de predicción del CEPMPM, junto con los datos observados en la estación meteorológica del Instituto Nacional de Meteorología (INM), situada en Tarifa, para elaborar un modelo de predicción a corto plazo del módulo de viento en dicha estación.

1.3 Objetivos

Según las motivaciones que se acaban de señalar, existen dos objetivos fundamentales, que engloban otros objetivos secundarios:

- 1) Caracterización del régimen de vientos en el Estrecho de Gibraltar
 - Clasificación de las situaciones meteorológicas a escala sinóptica en superficie, que afectan al Estrecho y determinación de su influencia sobre el viento resultante.
 - Análisis estadístico pormenorizado de las variables que definen el viento.
 - Determinación de la relación existente entre las características del viento medido en los tres niveles de altura (10, 20 y 30 m).
 - Determinación de las curvas de duración de velocidad y ajuste a las curvas teóricas de Weibull.

- Estudio detallado de la curva de evolución diaria, y sus posibles causas.
 - Comprobación de que el régimen general del Estrecho domina sobre el régimen local y se hace extensible a toda la zona de su influencia.
- 2) Elaboración de un modelo de predicción del potencial eólico a escala local en el Estrecho.
- Valoración de las posibles herramientas de predicción aplicables en la zona y elección de la más adecuada.
 - Desarrollo del modelo y validación del mismo.

1.4 Estructura de la Tesis

La Tesis consta de los siguientes capítulos:

En este primer capítulo se ha introducido una recapitulación del estado del arte, referido a los modelos de predicción meteorológica y en particular a la predicción de viento, siguiendo la evolución de las investigaciones realizadas en el campo de la energía eólica desde los comienzos de su utilización hasta la época actual.

En el segundo capítulo se detallan los datos utilizados, tanto para realizar el análisis del régimen de vientos como para la elaboración del modelo de predicción. Asimismo, se realiza una comparación de las dos bases de datos utilizadas, para comprobar su similitud, concluyendo que el modelo que se va a desarrollar es válido para ambos emplazamientos.

El tercer capítulo está dedicado a señalar las características generales del régimen de vientos en el Estrecho, analizando la influencia de la topografía, diferencias Atlántico-Mediterráneo y efecto mar-tierra, utilizando para ello toda la información bibliográfica existente sobre el tema. Además, se realiza una clasificación de las situaciones meteorológicas sinópticas a nivel de superficie que afectan al Estrecho, elaborada a partir de los boletines meteorológicos diarios que proporciona el INM, estableciendo la frecuencia de cada situación y observando su posible influencia sobre el viento resultante, utilizando para ello los datos observados en la estación del INM situada en Tarifa.

En el capítulo cuarto se realiza un análisis pormenorizado de las distintas variables que definen el viento, a partir de los datos adquiridos en la Planta Experimental Eólica de Tarifa, situada a 2 km de la costa. Inicialmente se parte de un estudio global de las velocidades medias y máximas mensuales, y distribución sectorial en los tres niveles de medida. Más tarde, se realiza un análisis estadístico que comprende la distribución sectorial y la evolución de los valores medios y máximos diarios de la velocidad de viento, escogiendo para ello un mes concreto, dentro de todo el período de medidas. Además, se realiza un estudio de las curvas de duración de velocidad y su ajuste a la distribución teórica de Weibull. Por último, continuando el proceso de reducción progresiva de la escala temporal, se realiza un estudio pormenorizado de la curva de evolución diaria y sus posibles causas, partiendo de la comparación de las evoluciones horarias medias que resultan para los diferentes meses del año y continuando con la utilización del Análisis Espectral de las series de datos, para profundizar en el mismo.

El capítulo quinto está dedicado al estudio de la viabilidad y la elaboración de un modelo de predicción estadística del viento a corto plazo (hasta 48 horas), a partir de los datos de análisis y predicción, proporcionados por el CEPMPM junto con las observaciones correspondientes a la estación meteorológica del INM en Tarifa. A partir del estudio del régimen de vientos se han extraído importantes conclusiones que conducirán a la elección de las variables más adecuadas que servirán como predictores en las ecuaciones de regresión resultantes al aplicar la técnica Perfect Prognosis (previamente se explica la razón de la elección de esta técnica entre todas las posibles). Inicialmente se realizan regresiones individuales entre el módulo de viento y los posibles predictores, y posteriormente se hallan las ecuaciones de regresión del modelo. Se hace distinción, para ello en distintos "casos" de estudio, pues resulta necesaria una clasificación de los datos según las estaciones del año o la hora del día, según se demuestra previamente. Tras haber hallado las ecuaciones del modelo, se analiza la posible significación de las variables que intervienen en las mismas y las anomalías que se observan. A continuación se comprueba que se cumplen las hipótesis de la regresión múltiple, mediante un análisis de los residuos. Para validar el modelo se utiliza un año de datos de las predicciones realizadas por el CEPMPM a 24, 36 y 48 horas, calculando los valores predichos para el módulo de viento, a partir del modelo elaborado, y comparando los resultados obtenidos con los valores

observados para ese mismo año en la estación meteorológica del INM de Tarifa, mediante regresiones y mediante un análisis estadístico de la igualdad de sus medias, desviaciones típicas y distribuciones de velocidad. Por último, se realiza una comparación de los errores del modelo del CEPMPM con los correspondientes al modelo estadístico elaborado, con respecto a las observaciones de la estación meteorológica del INM en Tarifa. Se observan los casos en los que el modelo predice con menor fiabilidad y se estudia la posibilidad de optimizarlo.

CAPÍTULO 2: DATOS UTILIZADOS

2.1. Introducción

Para realizar los objetivos enunciados en el primer capítulo, se va a trabajar con dos tipos de datos distintos, que a continuación se detallarán.

En primer lugar, para realizar un detallado análisis del régimen de vientos en la zona, se han utilizado los datos adquiridos en la Planta Experimental Eólica de Tarifa (propiedad del CIEMAT), durante el período comprendido entre Julio de 1987 y Diciembre de 1989. Se ha escogido esta base de datos por las siguientes razones:

- Como corresponden a valores medios en períodos de 10 minutos, la definición del régimen de vientos se ajustará mucho más a la realidad que si se utilizaran 4 medidas instantáneas diarias -como son las observaciones climatológicas del I.N.M.-.
- Se ha elegido una zona donde realmente puede situarse una planta de explotación eólica.
- No se han utilizado datos de un parque actualmente en funcionamiento, pues inicialmente interesa observar el comportamiento del viento lejos de cualquier efecto que pudiera ocasionar el mismo parque.
- Debido a que se tienen datos correspondientes a tres niveles en altura, se puede evaluar la existencia de variaciones verticales y la posible repercusión que pudiera tener sobre la energía extraíble (ya que la altura del buje de los aerogeneradores siempre supera la altura estándar de las estaciones meteorológicas usuales de 10 m).

Por otra parte, se ha comentado en el primer capítulo que el objetivo final consiste en el desarrollo de un modelo estadístico de predicción de viento,

para lo cual ha sido necesario utilizar datos del modelo de predicción operativo del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio (en adelante CEPMPM), del cual sólo se obtienen cuatro salidas diarias, con los distintos niveles y variables meteorológicas. Los datos del CEPMPM corresponden a los años 1995, 1996 y 1997. Como lo que se pretende es relacionar el valor de las variables del modelo de predicción con el módulo de viento real, se han de considerar entonces las medidas realizadas igualmente cada 6 horas. Por esta razón, se han elegido los datos correspondientes a la estación meteorológica del I.N.M. situada en Tarifa, medidos igualmente en los años citados.

Otra de las razones por las que se han utilizado las observaciones en la estación del I.N.M. en lugar de los de la Planta Eólica de Tarifa, es que para el desarrollo del modelo estadístico de predicción se quería utilizar el modelo del CEPMPM con la resolución actual de $0.5 \times 0.5^\circ$ e incluyendo el nivel de 925 hPa, operativo desde 1992, año en el que no se dispone de medidas en dicha planta.

Además, la situación de la estación meteorológica del I.N.M. coincide casi exactamente con uno de los nodos de la malla del modelo del CEPMPM, lo cual resulta muy favorable, a la hora de elaborar el modelo estadístico, como se verá posteriormente.

Por otra parte, la correlación existente entre los dos grupos de datos con los que se ha trabajado -datos de la Planta Experimental Eólica y datos de la estación del I.N.M.- es casi perfecta, como se verá más adelante.

A continuación se detallan las características de los dos grupos de datos a los que se ha hecho referencia.

2.2. Datos de la Planta Experimental Eólica de Tarifa

El CIEMAT dispone de una Planta Experimental para la obtención de Energía Eólica, localizada sobre una pequeña colina artificial de unos 12 m de altura, cuyo máximo diámetro horizontal es de 40 m. La plataforma sobre dicha colina es prácticamente horizontal. Esta pequeña colina se halla sobre un cerro situado en las afueras de Tarifa (Cádiz), cuya altura sobrepasa la de los alrededores en todas las direcciones, siendo la topografía local bastante compleja. En conjunto, la altura sobre el nivel del mar es de 100 m, y la distancia a la costa es aproximadamente de 2 km (en dirección SSE), como se puede ver en el plano adjunto (Fig. 2.1).

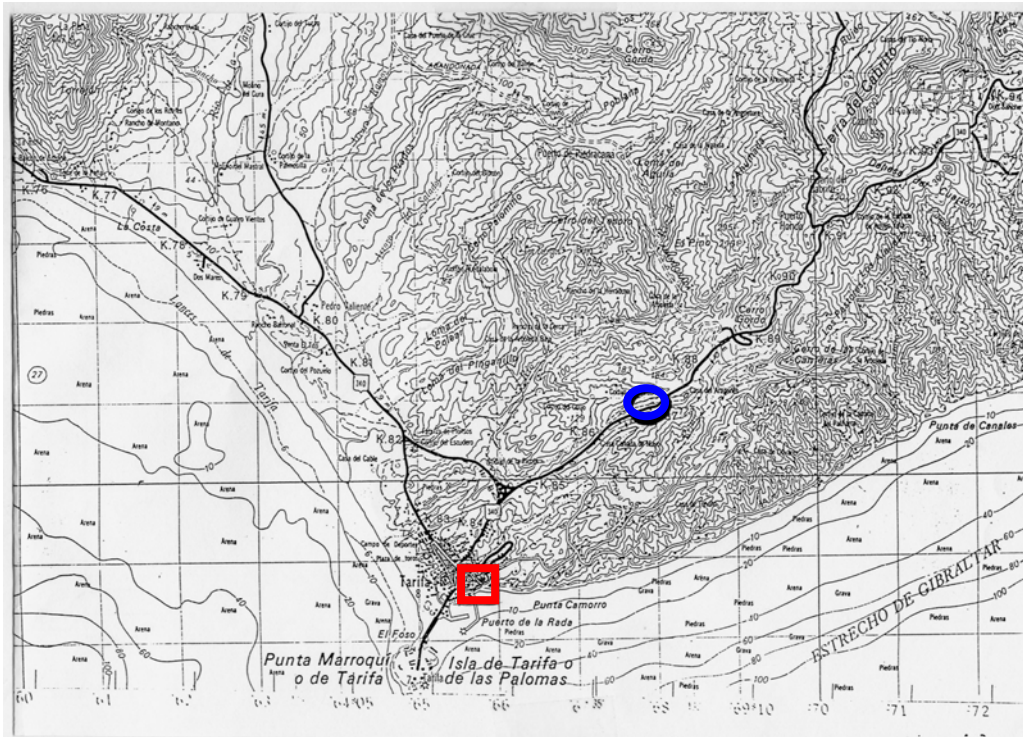


Figura 2.1. Mapa de Tarifa donde se señalan la estación meteorológica del I.N.M. (cuadrado) y la estación de la Planta Eólica (círculo).

En esta planta experimental se halla la torre meteorológica de 30 m de altura. Está constituida por un mástil en el cual se han instalado sendos conjuntos de sensores de dirección y velocidad de viento a los niveles de 10, 20 y 30 m de altura. Además de dichos sensores, en el nivel de 10 m se hallan instalados un termómetro y un barómetro.

El modelo de veleta utilizado (R.M. YOUNG 6301) tiene un umbral de respuesta para módulos de viento superiores a 0,3 m/s; este umbral coincide con el del anemómetro de cazoletas (R.M. YOUNG 6101).

Durante el período experimental se ha comprobado la validez de los datos utilizados realizando periódicas calibraciones de los instrumentos y reajustándose las eventuales variaciones.

Los datos adquiridos de la dirección y velocidad de viento cada 0.2 segundos, son sometidos a un preprocesado a intervalos fijos de 10 minutos - valores "medios" - del cual se obtiene el siguiente análisis standard:

- Medias del módulo de la velocidad del viento.
- Medias de la velocidad cúbica.
- Desviación standard del módulo de la velocidad.

- Velocidad máxima y dirección de la misma.
- Dirección del vector medio de la velocidad .
- Desviación standard de la dirección del viento.
- Presión y temperatura medias.

2.3. Datos de la estación meteorológica del I.N.M. en Tarifa

Como se ha comentado anteriormente, los datos de observación local utilizados para elaborar el modelo estadístico de “reducción de escala” (“downscaling”) han sido adquiridos en la estación meteorológica del Instituto Nacional de Meteorología situada en Tarifa (longitud 5° 36' 4" W y latitud 36° 0' 4" N), según se ve en la figura 2.1.

Este observatorio está muy cercano a la costa, prácticamente a nivel del mar y lejos de la influencia de elementos estructurales u obstáculos. La altura del anemómetro sobre el suelo es de 10 m. En el capítulo 5, se hará referencia a estos datos como “observados” o “reales”, o bien mencionando que proceden del INM. En este estudio se han utilizado las medidas de las componentes zonal y meridiana de la velocidad de viento, extraídas a partir de las realizadas diariamente (del módulo y dirección correspondientes) en el observatorio de Tarifa a las 00, 07, 13 y 18 h (UTC) durante los años 1995, 1996 y 1997.

2.4 Comparación de la base de datos de la Planta Eólica con los de la estación del I.N.M.

Se ha realizado una regresión simple entre las medias diarias correspondientes a la Planta Eólica (en el nivel de 10 m de altura) y las de la estación del I.N.M., durante el año 1988.

Como no es posible realizar una regresión entre las medias correspondientes a períodos de tiempo diferentes -puesto que las cuatro medidas que se realizan en la estación del I.N.M. son instantáneas y las de la Planta Eólica son medias de períodos de 10 minutos- se ha comparado el recorrido medio diario proporcionado por la estación del INM, con el deducido de los valores registrados en la otra estación.

Los resultados de esta regresión aparecen en la figura 2.2, en la cual se observa a simple vista una "buena" correlación entre ambas bases de datos.

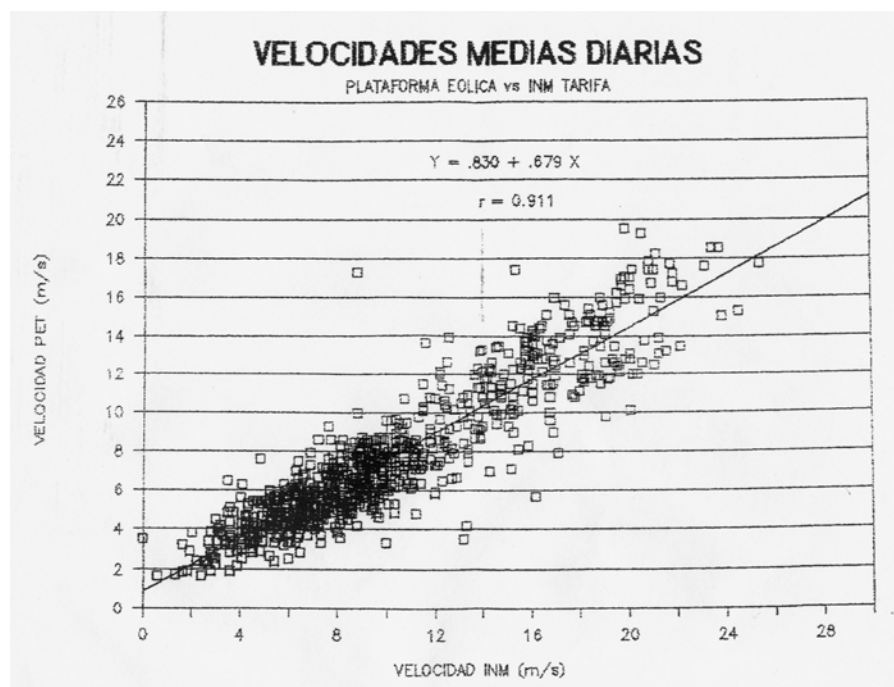


Figura 2.2. Recta de regresión entre las velocidades medias diarias correspondientes a la Planta Eólica y a la estación meteorológica del I.N.M. en Tarifa durante el año 1988.

La ecuación de la regresión es la siguiente:

$$\text{Velocidad Planta Exp.} = 0.830 + 0.679 \text{ Velocidad I.N.M.}$$

El coeficiente de correlación es

$$r = 0.911$$

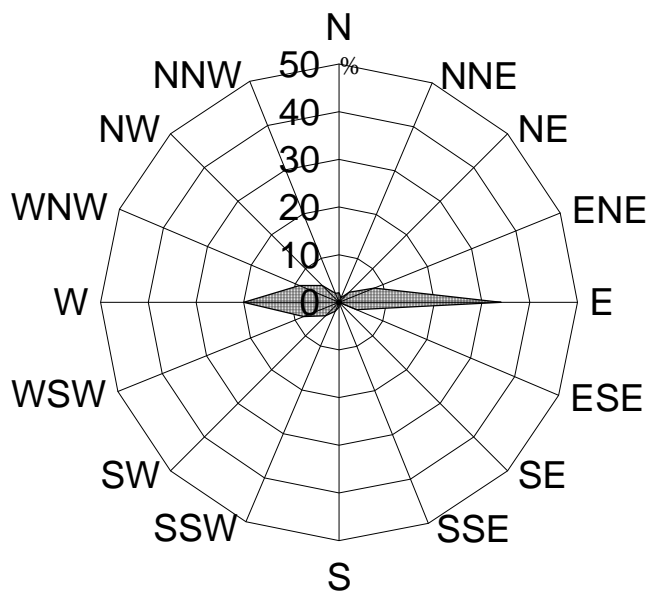
En general, se observa que los valores del I.N.M. son algo superiores a los de la Planta Experimental, como se comprueba en la ecuación de regresión.

El grueso de la nube de puntos se acentúa en una banda comprendida entre 2 y 12 m/s para los datos del I.N.M. y entre 2 y 9 m/s para los datos de la Planta Experimental.

Igualmente en las máximas de estas medias diarias se observa la diferencia por exceso de los datos del I.N.M. frente a los de la Planta Experimental.

Se han comparado las rosas de frecuencia de la dirección y del módulo de la velocidad de viento correspondientes a las medidas registradas durante el año 1988 en ambas estaciones meteorológicas (Planta Experimental e I.N.M.).

ROSA DE VIENTOS (TARIFA - PEET 1988)



ROSA DE VIENTOS (TARIFA - INM 1988)

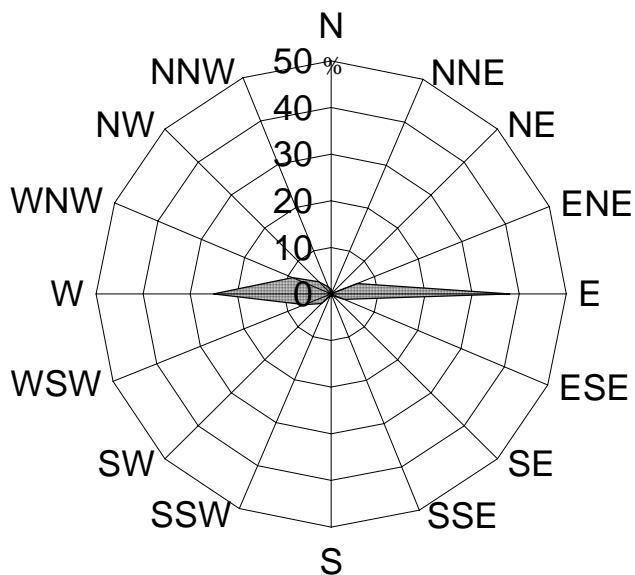
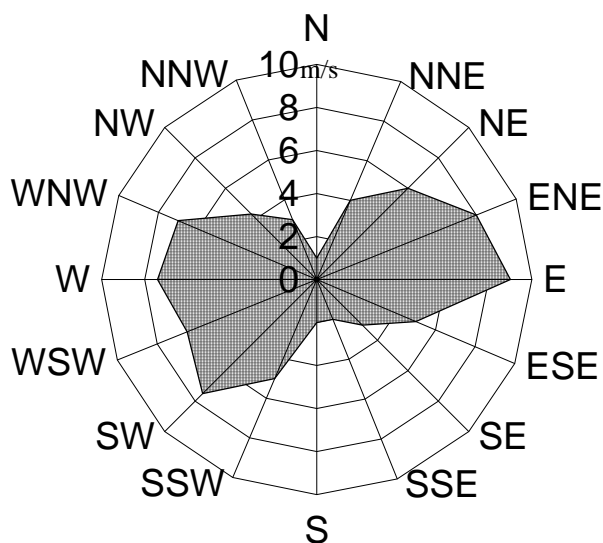


Figura 2.3. Comparación de las rosas de frecuencias de la dirección del viento medido en la Planta Eólica de Tarifa y a la estación meteorológica del I.N.M. en Tarifa durante el año 1988.

**ROSA DE VELOCIDADES MEDIAS - TARIFA
PEET 1988**



**ROSA DE VELOCIDADES MEDIAS - TARIFA INM
1988**

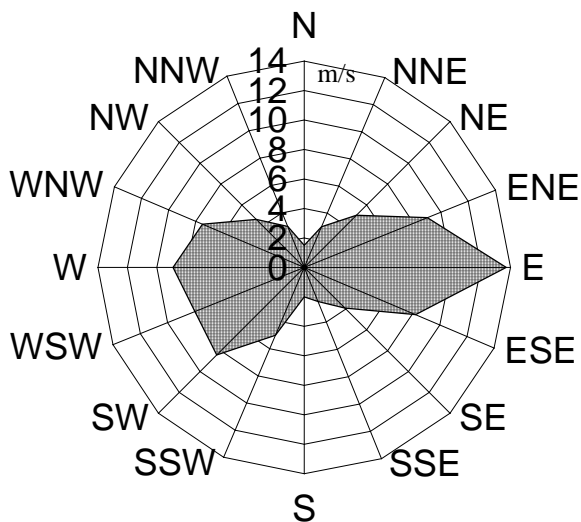


Figura 2.4 . Comparación de las rosas de velocidades medias de viento medidas en la Planta Eólica de Tarifa y en la estación meteorológica del I.N.M. en Tarifa durante el año 1988.

Las rosas de frecuencias de la dirección correspondientes a ambas series (Fig. 2.3) son muy similares, observándose que la relación entre los diferentes sectores es idéntica, aunque en las medidas del I.N.M. el efecto de canalización en los sectores E y W es más intenso que en las registradas en la Planta Eólica, anulando prácticamente la frecuencia del resto de los sectores.

En la figura 2.4 se pueden comparar las rosas de velocidades medias de viento correspondientes a ambas estaciones. En ellas se observa igualmente que la relación que guardan los diferentes sectores es la misma en los dos casos, aunque, como ya se vio en la recta de regresión, las velocidades registradas en la estación del I.N.M. superan en casi todos los sectores a las de la Planta Eólica, sobre todo en el caso de los sectores de mayor frecuencia (E y W).

Además se han comparado las medias mensuales de la velocidad medida a 10m de altura en ambas estaciones, observándose que siguen la misma evolución temporal, si bien los valores correspondientes a la estación del I.N.M. superan siempre a los de la Planta Eólica (Fig. 2.5).

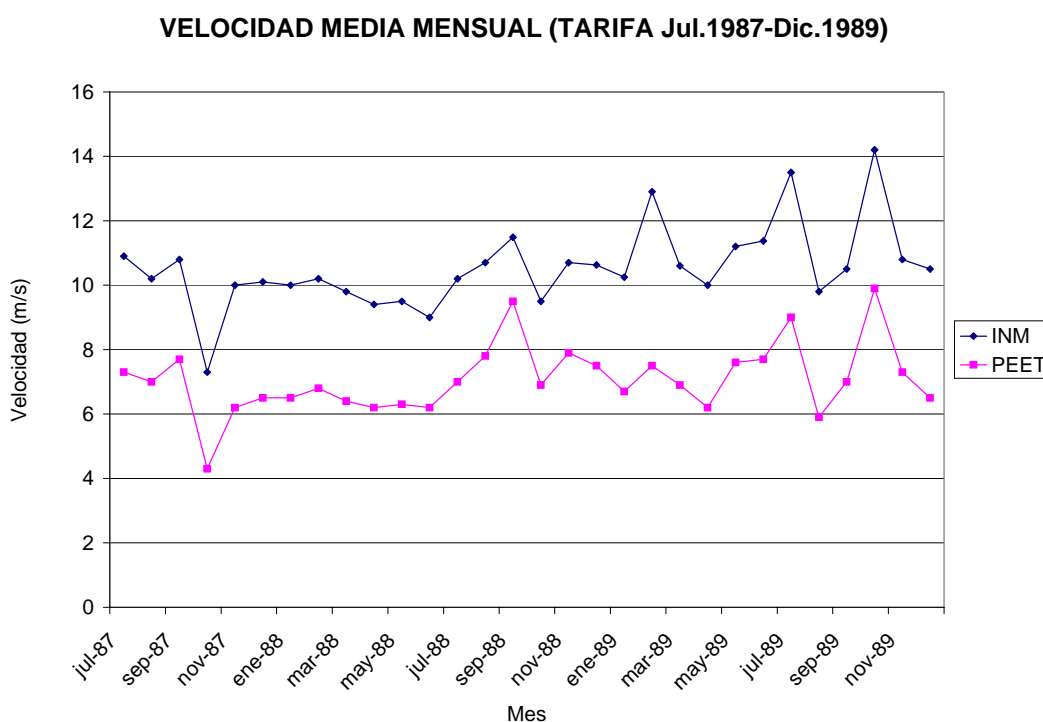


Figura 2.5. Velocidades medias mensuales en la Planta Eólica y en la estación del I.N.M. de Tarifa a 10m de altura durante el período comprendido entre Julio de 1987 y Diciembre de 1989.

De todas estas comparaciones se deduce que las medidas de viento registradas en ambas estaciones presentan características muy similares y, por tanto, el modelo de predicción de viento que se va a elaborar en base a los datos de la estación del I.N.M. resultará igualmente válido para el emplazamiento de la Planta Eólica. No obstante, ya que los datos de la estación del I.N.M. utilizados para la elaboración del modelo corresponden a distintos años que los datos de la Planta Eólica con los que se ha estudiado en profundidad el régimen de vientos (cap.4), se han analizado igualmente los primeros, antes de la elaboración del modelo, comprobando que no existían anomalías en las características que presenta el viento con respecto a las deducidas del análisis de los segundos.

2.5. Datos del CEPMPM

La técnica estadística de reducción de escala P.P.(Perfect Prognosis) se aplicará a los datos de los análisis del CEPMPM, realizados diariamente a las 00, 06, 12 y 18 h (UTC) a lo largo de los años 1995, 1996 Y 1997, junto a las medidas de la estación del INM, correspondientes a los mismos años, a las que se acaba de hacer referencia en el apartado anterior.

La base de datos del CEPMPM corresponde a las variables de salida del modelo, interpoladas en los nodos de una malla con una retícula de 50x50 km.

Las variables inicialmente consideradas para cada nodo de la malla son las siguientes:

- Presión reducida a nivel del mar (p)
- Temperatura (t)
- Geopotencial (z)
- Humedad específica (q)
- Componente zonal del vector viento (u)
- Componente meridiana del vector viento (v)
- Componente vertical del vector viento (w)
- Vorticidad (vor)
- Divergencia (div)

Todas estas variables -exceptuando la primera- corresponden a los niveles de 1000, 925, 850, 700 y 500 hPa. De todas ellas, las escogidas para elaborar el modelo serán detalladas en el capítulo 5.

Dado el conocimiento previo que se posee de la zona, y de la diferente influencia de la orografía del Estrecho en su parte oriental y occidental del mismo, se ha tomado inicialmente un total de 18 puntos de la malla del análisis del CEPMPM cercanos al punto de medida (estación del INM de Tarifa) que prácticamente coincide con el punto 642 de dicha malla. Estos puntos están señalados en la figura 2.6 (dentro del rectángulo) y se hará referencia más explícita a ellos en el capítulo 5. La mayoría se halla en la zona oriental, para caracterizar mejor la canalización del viento en dicha zona, respecto a la que se observa en la parte occidental, suponiendo que la relación entre los datos de viento en Gibraltar con los datos de los puntos más lejanos situados al Este va a ser mayor que con los situados al Oeste.

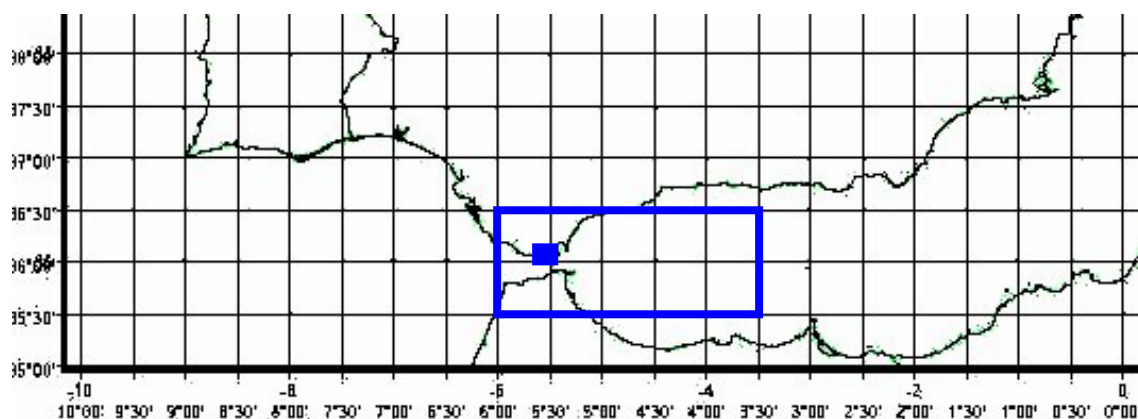


Figura 2.6. Mapa del Estrecho de Gibraltar. El rectángulo delimita el área correspondiente a los puntos de la malla del modelo del CEPMPM, que han sido utilizados para la elaboración del modelo estadístico de predicción de viento en Tarifa. Se ha destacado la situación de la estación meteorológica del I.N.M. en Tarifa.

Por último, para la validación del modelo de predicción se utilizarán los datos de las predicciones a 24, 36 y 48 horas realizadas con el modelo operativo del CEPMPM, correspondientes a las 00 y 12 h (UTC) durante el año 1997.

CAPÍTULO 3: CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL RÉGIMEN DE VIENTOS EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR.

3.1. Introducción

Antes de abordar el análisis empírico de los datos que constituyen la base de este trabajo, resulta muy conveniente realizar algunos comentarios acerca del marco geográfico-climático en el cual se sitúa la zona de estudio, ya que éste va a determinar, en gran medida, las características del viento resultante y la calidad de las predicciones.

Se han realizado diversos estudios sobre los aspectos geográficos y climáticos del Estrecho, a los cuales se va a hacer referencia en este capítulo. Es importante señalar que muchos de estos trabajos son relativamente antiguos, pese a lo cual siguen en vigor -de forma cualitativa-, pues no existen publicaciones de otros más actuales que estudien el tema en profundidad. Por ello se ha decidido realizar el estudio que se presenta en este capítulo. Concretamente, se hará referencia a varios trabajos realizados por autores ingleses, referidos a la estación meteorológica de Gibraltar, los cuales apuntan ciertas características, no probadas en la fecha de su publicación, que se han podido constatar a partir de los datos analizados en este trabajo.

En la última sección se realizará una clasificación de las situaciones sinópticas en superficie más frecuentes que afectan al Estrecho, que ha sido realizada al margen de otras clasificaciones ya existentes, aunque se hayan tenido en cuenta estas últimas como estudios de referencia. Posteriormente se

analizará la influencia de cada una de estas situaciones sobre el viento resultante.

3.2. Influencia de la orografía

A pesar de los conocimientos que ya se poseen sobre la orografía del Estrecho, es conveniente recordar algunos de ellos, pues van a constituir una pieza clave a la hora de evaluar la influencia sinóptica sobre el viento resultante a escala local.

El Estrecho de Gibraltar es la zona de comunicación entre las aguas del Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo. El efecto que genera la existencia del propio Estrecho se ve reforzado por la existencia de dos cadenas montañosas perfilando dichas costas: el sistema Penibético que discurre paralelo al litoral sur de la Península Ibérica -que delimita el mar de Alborán por el norte-, desde el cabo de Gata hasta la punta de Tarifa, y al otro lado del Estrecho, las estribaciones de la cordillera del Atlas, que se extiende desde Túnez hasta Melilla, para continuar en forma de arco, hacia el noroeste, configurando las montañas del Rif y terminando en las cercanías de Tánger.

Ante esta verdadera "barrera topográfica", las masas de aire que se aproximan al Estrecho, se ven forzadas a discurrir siguiendo aproximadamente la dirección de su eje, orientado de oeste a este. De esta forma, los vientos que inicialmente provengan del sector norte o sur se verán modificados hasta alcanzar una dirección más zonal en sentido este (SE-E-NE) u oeste (SW-W-NW) (Sánchez, 1983). Los vientos del este y del oeste se verán reforzados a su paso por el Estrecho, como si se tratara de un gigantesco "tubo de Venturi". El estrechamiento induce una disminución de presión a sotavento y una sobrepresión a barlovento, con la consiguiente aceleración del viento (Ward, 1953; Bendal, 1982). este gradiente de presión no es sólo una consecuencia, sino también un pre-requisito necesario para que el viento sea prácticamente horizontal (Scorer, 1952).

El citado gradiente de presión en superficie, se ve notablemente intensificado en presencia de una estratificación térmica muy estable, de manera que esta circunstancia resulta de especial interés para la utilización de la energía eólica en este lugar. En caso de que la estratificación en las capas bajas sea menos estable, el gradiente bórico será menos importante y se

posibilita además que los vientos en niveles superiores influyan sobre los superficiales. El Verano es la época del año en la que se observan con más frecuencia situaciones con perfiles térmicos estables, aunque éstos sean los que prevalezcan durante todo el año (Banon y Jackson, 1952).

En el caso de vientos del oeste, a escala sinóptica este efecto no es tan pronunciado, ya que la orografía sólo induce a la canalización del viento en el mismo Estrecho, razón por la cual la frecuencia del viento de poniente se reparte en un sector más amplio (SW-W-NW), cuya importancia relativa varía a lo largo del año, como se verá en el siguiente capítulo. Por este motivo, las velocidades no serán tan reforzadas a su paso por el Estrecho, como en el caso de vientos del este.

En el caso del viento que procede del Mediterráneo (vientos del este), el aire que converge hacia el Estrecho sigue las líneas de corriente, tras cuyo paso sale como un chorro ("jet") de gran fuerza, acompañado de grandes remolinos que se pueden observar en los mapas isobáricos superficiales o pequeños torbellinos móviles a ambos lados del "chorro", en los cuales existe una gran variabilidad en el viento (Scorer, 1952). Esta canalización de los vientos del este (levantes) -a la cual se va a hacer referencia con bastante frecuencia en los siguientes capítulos- ocasiona en general velocidades mucho mayores que en el caso de los oestes (ponientes). Además, como se comentará más adelante, la mayor persistencia de las situaciones sinópticas ligadas a vientos del este, contribuye a un incremento adicional de la velocidad en el Estrecho.

Debido a la relación entre la distribución de presiones en superficie a escala sinóptica, y las características del viento (módulo y dirección) resultante en el Estrecho, existe gran número de estudios en los que algunos autores proponen estimar el viento en el Estrecho, en función de la diferencia de presiones entre dos puntos situados a ambos lados, como por ejemplo entre Alicante y Casablanca (Bendall, 1982), Tarifa, Málaga y Melilla (Fernández de Castillejo y Cestino, 1973), Málaga y Jerez (Zubiaur y Martín, 1993), Isla de Alborán y punta de Tarifa (Jansá y López, 1983), Málaga y Casablanca (Ward, 1953), Gibraltar y Larache (Aslett, 1949). En los años 40 (Durst, 1949) se hicieron estudios para relacionar los vientos superficiales con el viento geostrófico, pero no se obtuvieron muy buenas correlaciones, observándose que dicha relación varía a lo largo del año, dependiendo del grado de estabilidad atmosférica.

No obstante, algunos autores (Jansá y López , 1983) sostienen que el efecto acelerador de la convergencia orográfica forzada se ve sobrepasado por el incremento de la deceleración por rozamiento, resultando así que el viento a través del Estrecho no sólo no es mayor que el originado por el gradiente de presión, sino incluso inferior, en relación con lo que ocurre en áreas abiertas. Es necesario tener en cuenta que el trabajo mencionado ha sido realizado a partir de medidas muy próximas al suelo (10m. de altura) y datos adquiridos a bordo de barcos comerciales.

3.3. Diferencias Atlántico-Mediterráneo.

Además de las características topográficas, es importante tener en cuenta que en el Estrecho entran en contacto las aguas del Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, cuyas características son muy diferentes. Estas diferencias no sólo influirán sobre las corrientes marinas, sino que su efecto resulta importante en el viento en superficie.

El Mar Mediterráneo posee una temperatura superficial media de 2 a 5 grados mayor que la de la zona Atlántica a la misma latitud desde primeros de Junio hasta finales de Octubre, originando un gradiente de temperatura del aire superficial de oeste a este. Esta diferencia térmica no influye directamente sobre el viento; sin embargo, origina a su vez una diferencia de presiones entre ambos lados del Estrecho, la cual sí puede llegar a modificar su dirección y sentido. No obstante, la influencia de los gradientes de temperatura sobre el viento no es tan sencilla como aquí se plantea, según se explicará en el capítulo 5.

Un ejemplo muy claro de lo que se acaba de exponer se puede observar en el caso de la presencia de un Anticiclón en el Mediterráneo, que se suele mantener durante la época estival, en conjunción con las Bajas Térmicas que se desarrollan en la Península y norte de Africa. En Otoño, comienza a ser sustituido por grandes depresiones que se extienden hasta el Estrecho, acompañadas de gran inestabilidad convectiva (Sánchez , 1983).

El estudio de la ciclogénesis mediterránea es bastante complicado y ha sido analizado por diferentes autores (p.ej. Jansá, 1966), aunque aquí no se va a entrar en detalles ya que el interés de este trabajo se centra en lo que afecta directamente a la zona del Estrecho, y más en concreto a la variable viento. No

obstante, puede resultar de interés la presencia de gradientes de presión que se originan entre ambos lados del Estrecho (occidental y oriental) de forma transitoria. Por ejemplo, el tránsito de un frente frío -el cual suele ir acompañando a una depresión que discurre por latitudes superiores- trae consigo la advección de una masa de aire frío. Aunque inicialmente existiera un centro de bajas presiones relativas al este del Estrecho -originando vientos del oeste, según lo anteriormente comentado -, una vez la masa de aire frío pasa a situarse sobre la parte oriental del Estrecho, se origina un aumento de presión, que provoca un cambio a vientos del este (Scorer, 1952). Todo esto será corroborado cuando se analice la evolución diaria del viento -módulo y dirección- (cap. 4). En otras ocasiones, una masa de aire frío se sitúa en la zona oeste del Estrecho -sin estar necesariamente asociada a un frente-, donde se crea un centro de altas presiones relativas, dando lugar a vientos del oeste.

Los cambios de sentido del viento -con dirección zonal, casi siempre -, suelen producirse de manera muy brusca en superficie (cap. 4), y en muchas ocasiones son debidos a las variaciones en el gradiente de presiones entre ambos lados del Estrecho, asociadas a advecciones de masas frías -como en el caso que se acaba de comentar- o de masas cálidas que provienen del SW.

A menor escala, se observa relación entre las variaciones relativas diurnas de la presión entre ambos lados del Estrecho y el sentido del vector viento (Scorer, 1952 y Ward, 1953). Si la curva de variación diurna se halla desfasada -los máximos y mínimos no coinciden exactamente a la misma hora entre ambas zonas- se originan gradientes de presión que varían a lo largo del día, y que repercuten sobre ciertas variaciones observadas en el viento (Hurst, 1958). Por ejemplo, debido al contraste térmico entre las aguas atlánticas y mediterráneas, la presión, a escala local, comienza a ser afectada con anterioridad en la zona mediterránea, ocasionándose ligeros vientos locales. Estas ideas, constituyen ciertas explicaciones de las variaciones diurnas del viento que serán estudiadas más detenidamente en el capítulo 4.

3.4. Efecto mar-tierra.

El contraste térmico existente entre la superficie del mar y la de tierra, que se observa en las zonas costeras da lugar al fenómeno de las brisas.

Sin embargo, en Tarifa este efecto no va a resultar importante, en principio, exceptuando la época veraniega -sobre todo Julio y Agosto-, durante la cual existe gran estabilidad atmosférica, con frecuentes inversiones nocturnas junto al suelo (Bannon y Jackson, 1953), y abundancia de períodos con vientos sinópticos ligeros, como se comentará en el siguiente apartado.

El fenómeno de las brisas solamente será observado en el caso de vientos muy suaves. En el apartado correspondiente al estudio de la curva de evolución diaria (apdo. 4.4) este tema se estudiará de forma más detallada.

3.5 .Situaciones sinópticas más frecuentes que afectan al Estrecho y su influencia sobre el viento resultante.

En este apartado se pretende realizar un análisis de las situaciones meteorológicas más frecuentes que afectan directamente al Estrecho de Gibraltar, con el fin de observar su posible influencia sobre las características del viento observado en la zona.

Se han consultado distintas clasificaciones de situaciones meteorológicas a escala sinóptica que afectan a la Península Ibérica, como las realizadas por Soler (1977) o Castillo (1981). Sin embargo, al estar basadas todas ellas, tanto en la distribución superficial de presiones, como en los distintos niveles -en altura-, se ha preferido elaborar una clasificación ex profeso para cumplir con los objetivos de este estudio.

Se propone una clasificación basada exclusivamente en la distribución de presiones en superficie, pues según se detectó inicialmente de forma cualitativa, va a ser ésta la que determine fundamentalmente las características del viento resultante -también en superficie-, sobre todo en condiciones de estabilidad atmosférica, que suele ser frecuente en el Estrecho. Se han establecido 15 situaciones meteorológicas en base a su régimen barométrico (ciclónicas o anticiclónicas) y su posición relativa al Estrecho.

Las situaciones son las siguientes:

* Situación anticiclónica autóctona (A_a)(Fig. 3.1.): originada por el establecimiento de un anticiclón en la Península.

* Situación anticiclónica del N (A_n)(Fig. 3.2.): anticiclón situado al norte peninsular, que generalmente suele ser bastante potente y extenso, llegando su radio de acción hasta el mismo Estrecho.

* Situación anticiclónica del NW (A_{NW})(Fig. 3.3.): del mismo tipo que el anterior, pero con su centro situado algo más hacia el oeste; generalmente se trata del Anticiclón Atlántico cuyo centro se halla desplazado hacia el norte.

* Situación anticiclónica del W (A_w)(Fig. 3.4.): Anticiclón Atlántico con su centro situado al oeste del Estrecho.

* Situación anticiclónica del SW (A_{SW})(Fig. 3.5.): suele tratarse en ocasiones del Anticiclón de Azores, aunque puede tratarse de un centro de altas presiones de tipo más local.

* Situación anticiclónica del S (A_s)(Fig. 3.6.): Anticiclón Sahariano, que suele aparecer en Invierno por el enfriamiento continental.

* Situación anticiclónica del E (A_E) (Fig.3.7.): Anticiclón Mediterráneo típico veraniego, aunque se presenta también en ocasiones en Invierno.

* Situación anticiclónica del NE (A_{NE}) (Fig. 3.8.): puede tratarse del Anticiclón Peninsular con su centro desplazado hacia el este, del Mediterráneo septentrional o más comúnmente del Anticiclón Europeo, que suele ser bastante potente -al igual que el A_n -.

* Situación ciclónica del N (C_N): puede tratarse de la típica Baja Térmica veraniega Peninsular (Fig. 3.9) -que sustituye al Anticiclón Autóctono- o de una depresión que recorre la Península de oeste a este, o de una

depresión situada más al norte, cerca de las Islas Británicas. Estas dos últimas suelen ir acompañadas de sistemas frontales (Fig.3.10.). Se podría haber diferenciado entre el último caso y los dos primeros, pues la latitud del centro de la depresión varía, pero se ha preferido unificarlos, pues su influencia sobre el viento en el Estrecho será similar.

* Situación ciclónica del NW (C_{NW}) (Fig. 3.11.): puede tratarse de cualquiera de los dos últimos sistemas anteriores, desplazados hacia el oeste.

* Situación ciclónica del W (C_W)(Fig. 3.12.): se trata de una depresión que suele desplazarse sobre la Península, generalmente acompañada de frentes (Fig.3.13.).

* Situación ciclónica del SW (C_{SW})(Fig. 3.14.): puede ser una depresión situada en el Golfo de Cádiz o cerca de Canarias, o simplemente de un desplazamiento hacia el oeste del centro de bajas presiones Sahariano. En el primer caso, muchas veces lleva asociados frentes del SW que se desplazan sobre el Estrecho.

* Situación ciclónica del S (C_S) (Fig. 3.15.): típica Baja Térmica Sahariana, que, como se verá es muy frecuente y no solamente en Verano, como cabría esperar.

* Situación ciclónica del E (C_E) (Fig. 3.16.): Depresión Mediterránea típica invernal aunque se presenta también en otras épocas del año.

* Situación ciclónica del NE (C_{NE}) (Fig. 3.17.): Depresión Mediterránea situada al norte, o bien puede tratarse de la Baja Térmica Peninsular centrada en la parte este de la Península o de una depresión que la ha recorrido.

A todas las situaciones anteriores se ha añadido la situación de “pantano barométrico” (P), en el caso de falta de definición de los sistemas que afectan a la Península.

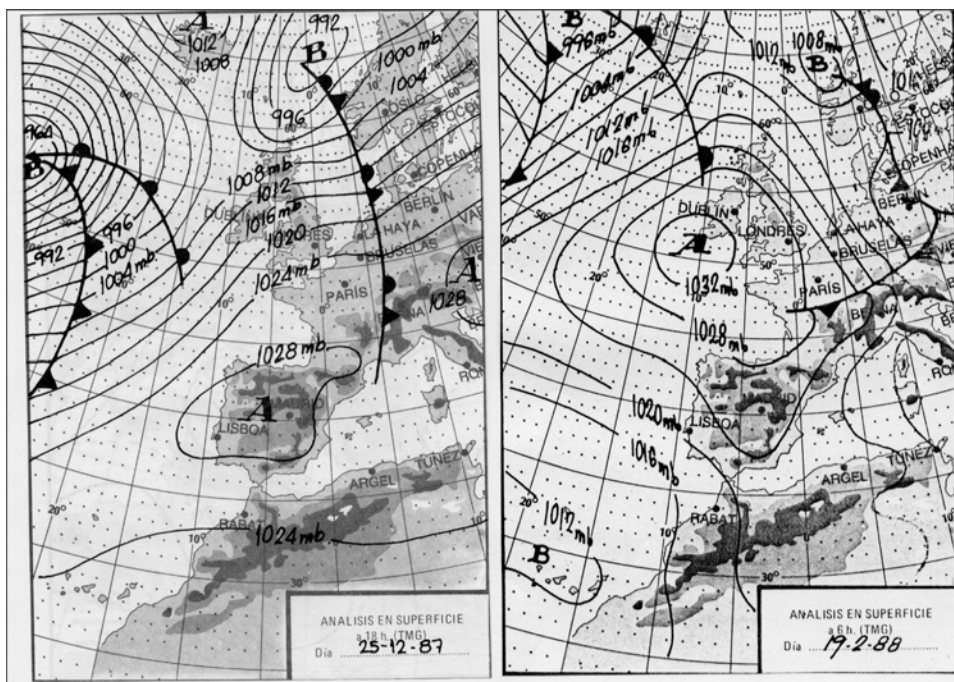


Figura 3.1
Situación anticiclónica
Autóctona (A_A)

Figura 3.2
Situación anticiclónica
del N (A_N)

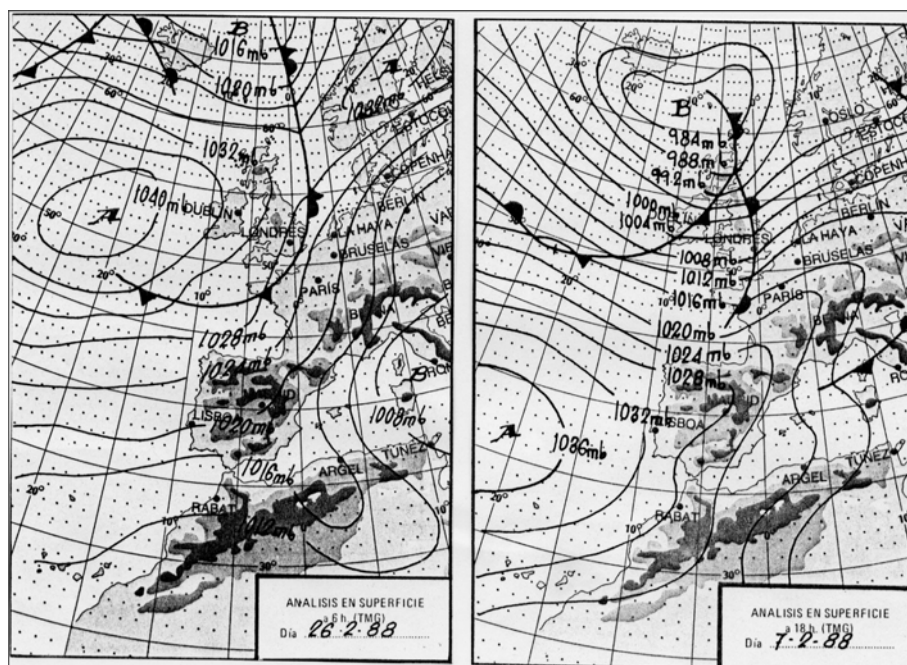


Figura 3.3
Situación anticiclónica
Del NW (A_{NW})

Figura 3.4
Situación anticiclónica
del W (A_W)

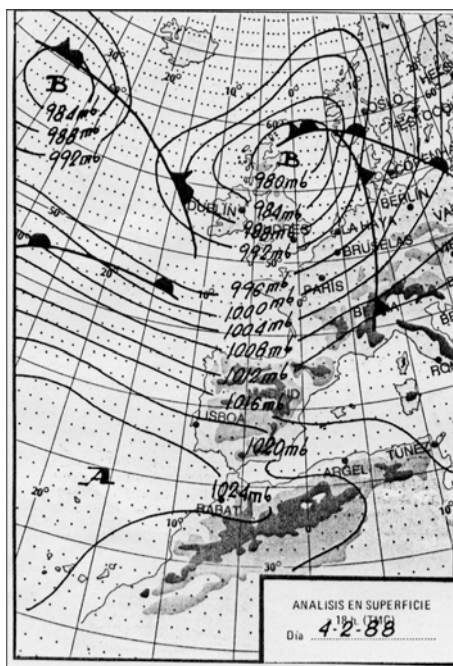


Figura 3.5
Situación anticiclónica
Del SW (A_{Sw})

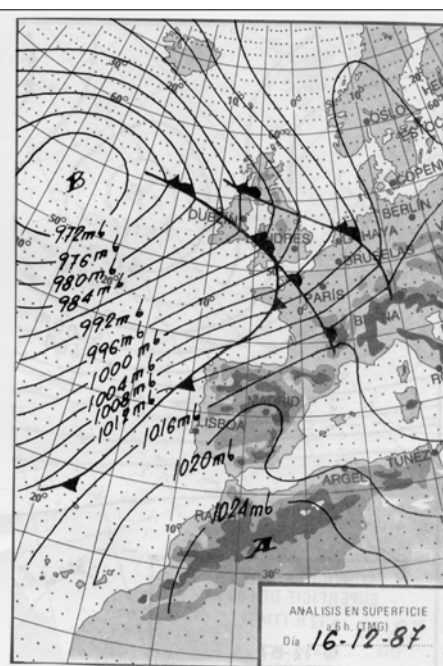


Figura 3.6
Situación anticiclónica
del S (A_S)

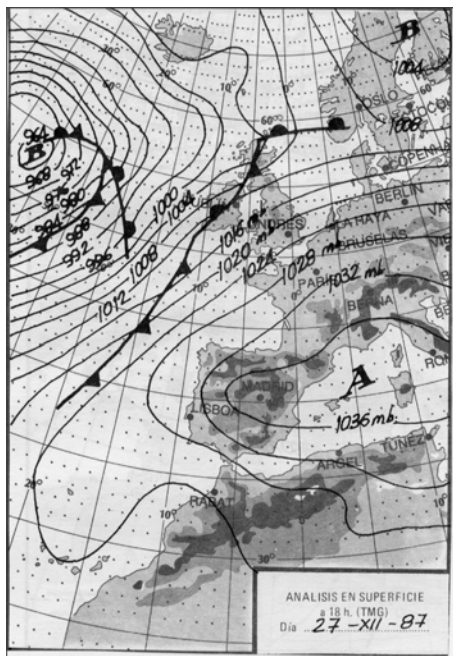


Figura 3.7
Situación anticiclónica
Del E (A_E)

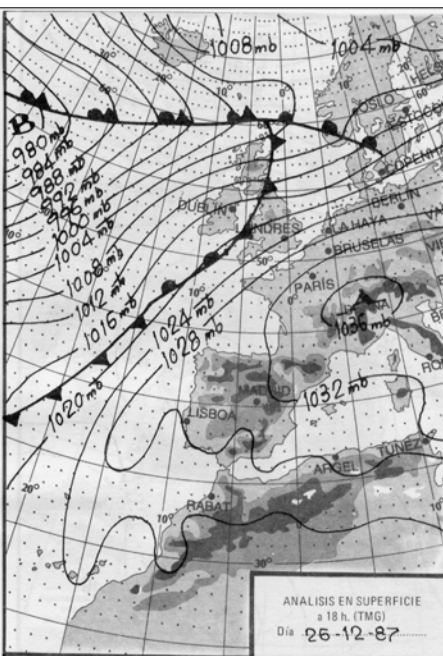


Figura 3.8
Situación anticiclónica
del NE (A_{NE})

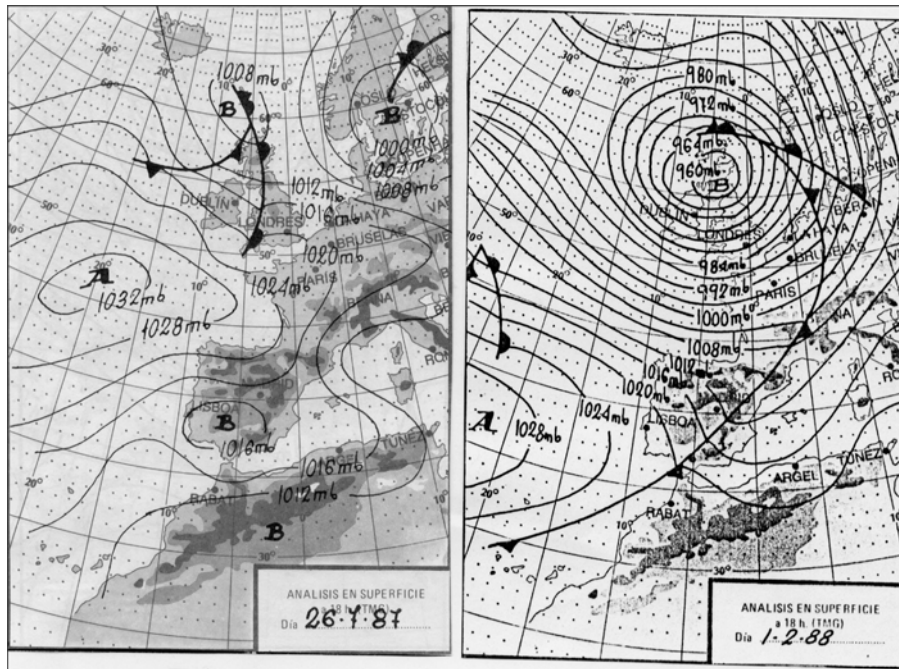


Figura 3.9
Situación ciclónica
del N (C_N)

Figura 3.10
Situación ciclónica del
N con frente asociado (C_N)

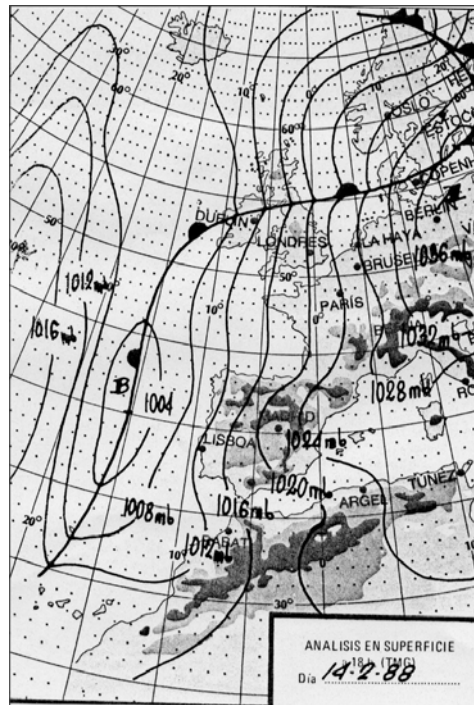


Figura 3.11
Situación ciclónica del NW (C_{NW})

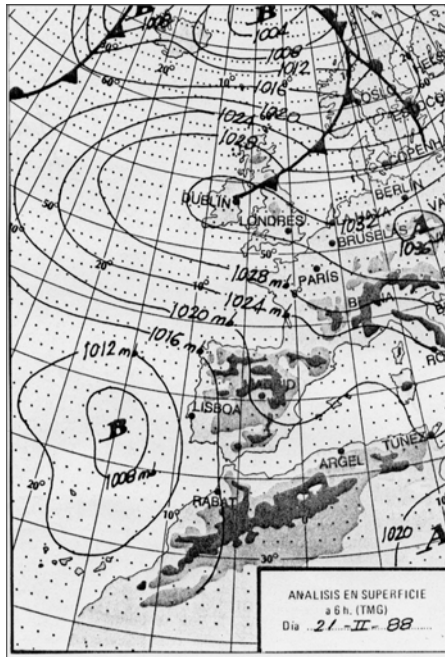


Figura 3.12
Situación ciclónica
del W (C_w)

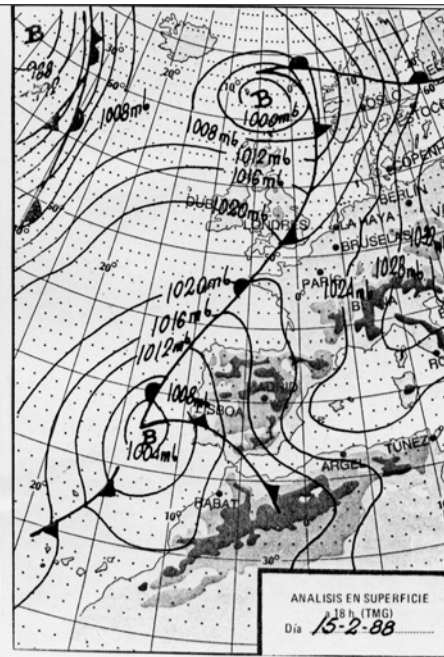


Figura 3.13
Situación ciclónica del
W con frente asociado (C_w)

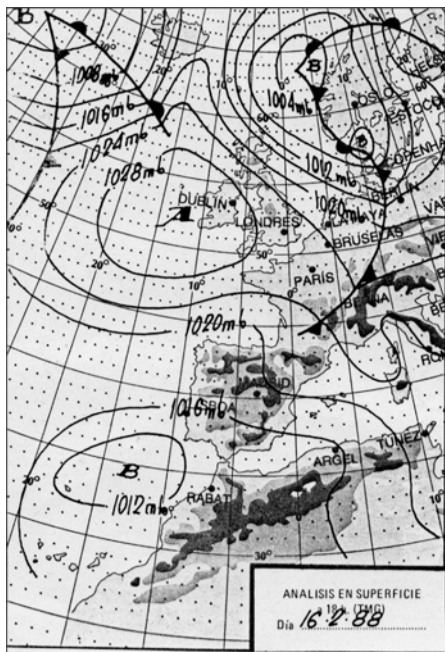


Figura 3.14
Situación ciclónica
del SW (C_{sw})

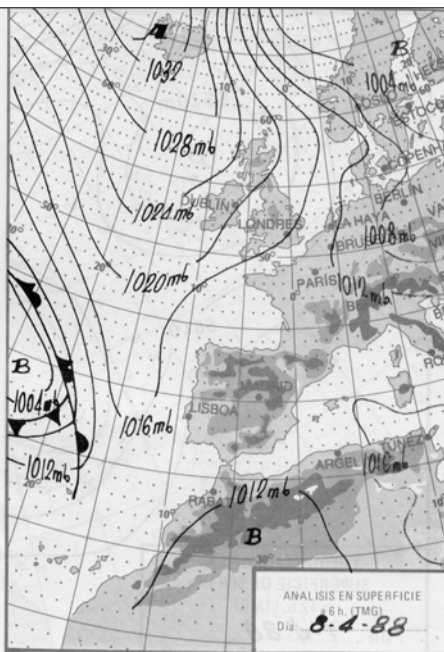


Figura 3.15
Situación ciclónica
del S (C_s)

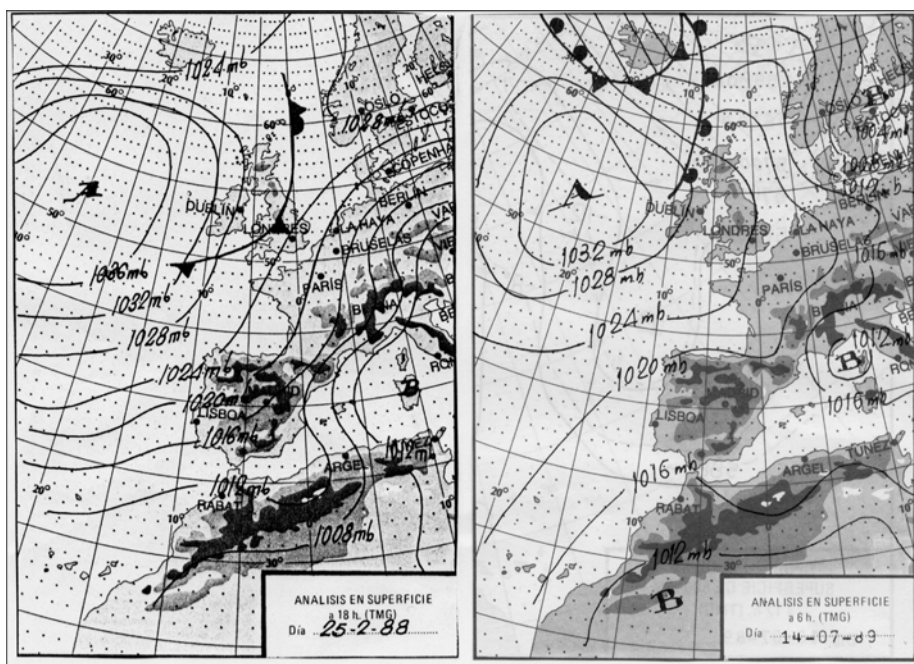


Figura 3.16
Situación ciclónica
del E (C_E)

Figura 3.17
Situación ciclónica
del NE (C_{NE})

A continuación se va a realizar una revisión de los tipos de situaciones que se presentan en los diferentes meses del período comprendido entre 1987 y 1990, cuyas frecuencias aparecen resumidas en la Tabla 3.1.

Las conclusiones más importantes que se pueden extraer de este análisis son las siguientes:

* En el cómputo total anual las situaciones ciclónicas (49.3%) superan muy débilmente a las anticiclónicas (48.4%), existiendo tan sólo un 2.2% de situaciones clasificadas como pantano barométrico (P), lo cual quiere decir que los casos en los que existe una situación indefinida son excepcionales.

* El predominio de las situaciones anticiclónicas sobre las ciclónicas tiene lugar en los meses de Enero (A,62.8%), Febrero (A, 58.4%), Marzo (A, 78.4%) y Diciembre (A, 77.7%), es decir, en Invierno y en el inicio de la primavera.

FRECUENCIA DE LAS SITUACIONES SINÓPTICAS

	A _a	A _N	A _{NW}	A _W	A _{SW}	A _S	A _E	A _{NE}	C _N	C _{NW}	C _W	C _{SW}	C _S	C _E	C _{NE}	A _{TOTAL}	C _{TOTAL}	P
ENERO %	17.1	0	0	28.5	11.4	2.8	0	2.8	2.8	11.4	2.8	0	0	11.4	2.8	62.8	34.2	2.8
FEBRERO %	5.5	2.7	16.6	19.4	0	5.5	5.5	2.7	2.7	2.7	16.6	8.3	5.5	2.7	2.7	58.4	41.6	5.5
MARZO %	8.1	2.7	18.9	35.1	0	5.4	2.7	5.4	0	0	0	10.8	0	5.4	5.4	78.4	21.6	5.4
ABRIL %	2.1	0	2.1	31.9	2.1	0	6.4	4.2	8.4	0	0	0	34	2.1	4.2	48.9	48.9	2.1
MAYO %	2.1	0	4.2	22.9	2.1	0	6.3	0	8.3	6.3	6.3	0	29.1	6.3	2.1	37.5	58.3	4.2
JUNIO %	0	0	3.7	7.4	0	0	3.7	1.8	11.1	11.1	1.8	0	40.7	14.8	1.8	16.6	81.5	1.8
JULIO %	1.7	3.3	11.7	10	0	0	6.7	11.7	13.3	0	0	5	23.3	5	6.7	45	53.3	1.7
AGOSTO %	0	0	10.1	10.1	0	0	5.8	10.1	20.3	1.4	0	7.2	24.6	0	10.1	36.2	63.7	0
SEPTIEMBRE %	0	14	4	10	0	0	10	12	6	0	0	20	16	2	4	50	48	2
OCTUBRE %	5.1	0	7.7	17.9	0	0	5.1	12.8	0	10.2	2.6	15.4	12.8	2.6	2.6	46.1	46.1	5.1
NOVIEMBRE %	5.7	11.3	1.9	5.7	0	3.8	5.7	15	0	5.7	18.8	5.7	9.4	5.7	3.8	49	49	1.9
DICIEMBRE %	11.1	11.1	22.2	6.6	0	4.4	8.8	13.3	0	0	6.6	2.2	0	0	13.3	77.7	22.2	0
TOTAL	4.1	4	8.3	15.8	1	1.5	5.5	8	7.1	3.8	4.3	6	17.9	4.6	5.2	48.4	49.3	2.2

Tabla 3.1. Frecuencia de las situaciones sinópticas en superficie en Tarifa, para los años 1987, 1988 y 1989.

* En Mayo (C, 58.3%), Junio (C, 81.5%), Julio (C, 53.3%) y Agosto (C, 63.7%), es decir, ya avanzada la Primavera y en Verano, dominan las situaciones ciclónicas, debido sobre todo al calentamiento continental, además del paso de depresiones sobre de la Península de manera algo mayor de lo usual en Mayo y Junio, durante el período elegido.

* En Abril (A y C, 48.9%), Septiembre (A, 50%; C, 48%), Octubre (A y C, 46.1%) y Noviembre (A y C, 49%), es decir, en Primavera, y sobre todo en Otoño, existen tantas situaciones ciclónicas como anticiclónicas, pues constituyen el tránsito entre las bajas presiones veraniegas y las altas invernales.

* En términos globales, dentro de las situaciones anticiclónicas destaca la situación A_W (15.8%), y A_{NW} (8.3%) debidas al Anticiclón Atlántico, cuyo centro se halla situado al oeste o noroeste peninsular, que se pueden observar a lo largo de todo el año. Casi siempre domina la primera (A_W), salvo en Julio y Diciembre.

* A continuación aparece la A_{NE} (8%) originada por el asentamiento de un gran anticiclón en el centro de Europa -sobre todo los últimos meses del año- o por el Anticiclón Mediterráneo situado en la parte septentrional del mismo -típico veraniego, frente a las bajas térmicas continentales-. Desde primeros de año hasta Junio es poco frecuente. este último Anticiclón Mediterráneo dará lugar a la situación A_E (5,5%) que aparece esporádicamente a lo largo del año, aunque sobre todo en Verano, debido a las causas señaladas.

* El desarrollo del Anticiclón Autóctono Peninsular (A_a , 4.1%) tiene lugar preferentemente en Invierno, debido al enfriamiento continental, siendo su presencia en Verano prácticamente nula.

* El desarrollo de un anticiclón al norte peninsular (A_N , 4%) es relativamente frecuente en Otoño -desde Septiembre hasta final de año- al igual que lo era el Europeo (A_{NE}).

* Raras veces el Anticiclón de Azores se sitúa al suroeste del Estrecho o se desarrolla un anticiclón local en esta zona (A_{SW} , 1%). Tan sólo se observa en Enero, Abril y Mayo.

* En pocas ocasiones se observa la presencia de un anticiclón en el norte de Africa (A_S , 1.5%), y éstas sólo se observan en Otoño e Invierno, pues en Primavera y Verano, debido al gran calentamiento continental es típica la Baja Térmica Sahariana (C_S), como se verá a continuación.

* Dentro de las situaciones ciclónicas destaca precisamente la C_S (17.9%) originada por esta Depresión Sahariana que generalmente se forma por calentamiento, debido a lo cual su frecuencia aumenta en Primavera y Verano, con máximos en Junio y Agosto.

* La situación C_N (7.1%) es más frecuente en Verano y Primavera, pues en parte se debe a la Baja Térmica Peninsular, aunque también aparece en Enero y Febrero debido al paso de depresiones sobre la Península, o en latitudes superiores, típico de la época. Estas depresiones también pueden situarse al Noroeste (C_{NW} , 3.8%) o al oeste peninsular (C_W , 4.3%), más frecuentemente en Enero, Febrero, Octubre y Noviembre, Mayo y Junio.

* En Febrero, Marzo, Julio, Agosto, Septiembre, Octubre, y Noviembre aparece una depresión al suroeste del Estrecho (C_{SW} , 6%), destacando sobre todo su frecuencia en Septiembre (20%) y Octubre (15.4%), que causará los famosos temporales de levante.

* La Depresión Mediterránea (C_E , 4.6%, y C_{NE} , 5.2%) aparece durante todo el año. Su posible origen térmico ocasionaría su mayor frecuencia en Invierno. Sin embargo, puede también ser debida al paso de depresiones sobre la Península o a otro tipo de causas durante otras épocas del año. No obstante, dentro de la situación C_{NE} se engloban, como se dijo al principio, depresiones situadas al Noreste peninsular.

Por último, se hará referencia al paso de promedio de 30 a 40 frentes sobre la Península durante estos años, destacando sobre todo el mes de Enero

y Octubre, seguido de Febrero, Abril y Mayo, disminuyendo, lógicamente, en Verano. Pero esto puede variar mucho de un año a otro, para un mismo mes.

Como se ha comentado en la introducción, se han consultado otras clasificaciones de situaciones meteorológicas, pero todas ellas hacen referencia a la Península en general, por lo que no se pueden comparar directamente con la que se ha realizado para la Zona particular del Estrecho. No obstante, algunas de las situaciones establecidas en dichas clasificaciones, particularmente en la de Castillo (1981), pueden identificarse con las que se han escogido, de manera que se han podido comparar, resultando unas frecuencias de aparición bastante similares.

Una vez realizado el primer objetivo correspondiente a la clasificación y valoración de frecuencia de aparición de las diferentes situaciones sinópticas que afectan al Estrecho, se ha procedido a la evaluación de la influencia que ejerce cada una de ellas sobre el viento superficial a escala local.

A continuación se presentan las principales conclusiones extraídas de este estudio:

- Las situaciones meteorológicas que dan lugar a vientos del este son, principalmente:

* El Anticiclón Atlántico cuando su centro se sitúe al Noroeste del Estrecho (A_{NW}) o un gran anticiclón al sur de Inglaterra (A_N) -en caso de que las isobaras sean paralelas al eje del Estrecho el viento es isobárico-. Su frecuencia es mayor en Otoño.

* El Anticiclón Mediterráneo, ya sea situado al este (A_E) o Noreste (A_{NE}) del Estrecho, del cual sale el viento, generalmente de forma transisobárica. Suele ser más frecuente en Verano, frente a las bajas térmicas continentales, aunque puede aparecer en cualquier época del año.

* El Anticiclón Europeo (A_{NE}), generalmente muy extenso, que suele aparecer principalmente en Otoño e Invierno debido al enfriamiento

continental, del cual suelen originarse vientos del NE, que al atravesar el Estrecho se ven forzados a adquirir mayor componente zonal (ENE).

* El Anticiclón Autóctono Peninsular (A_a) originado por las bajas temperaturas invernales (también aparece en Otoño), en el caso de que las isobaras sean paralelas al eje del Estrecho.

* El Anticiclón Sahariano también invernal, cuando se halle desplazado hacia el este (A_E).

* Las depresiones situadas al oeste (C_w) o suroeste del Estrecho (C_{sw}), muchas veces acompañadas de frentes, que aparecen sobre todo en Otoño, Invierno y Primavera.

* La depresión Sahariana (C_s), cuando las isobaras sean paralelas al eje del Estrecho, situación muy persistente en Verano y sobre todo en Septiembre.

* La Baja Térmica Peninsular (C_N , C_{NW}), cuando las isobaras sean transversales al eje del Estrecho, o bien cuando su centro se halle desplazado hacia el oeste.

- Las situaciones que originan vientos del oeste son, principalmente:

* El Anticiclón Atlántico (A_w o A_{NW}), cuando las isobaras tengan dirección meridiana.

* Un anticiclón al suroeste del Estrecho (A_{sw}), poco frecuente (destaca su presencia en Enero) originando vientos del SW.

* Anticiclón Sahariano (A_{sw}), cuando su centro se desplace hacia el oeste.

* Depresión Mediterránea (C_E y C_{NE}), algo más frecuente en Invierno aunque puede aparecer todo el año.

* Bajas térmicas Peninsular y Sahariana, típicas veraniegas y primaverales, en el caso de que sus centros se hallen desplazados hacia el este (C_E y C_{NE}).

Es muy difícil que estos centros de presión se encuentren aislados. Sobre todo en Verano, es muy frecuente la existencia de varios centros rodeando el Estrecho y la Península; en ocasiones sendos sistemas se refuerzan dando lugar a un mismo tipo de vientos -estes u oestes-, pero muchas veces sus influencias se oponen, dependiendo el viento resultante del gradiente de presión local en el Estrecho, como ya se ha comentado.

Se concluye que el sentido e intensidad del viento en el Estrecho depende fundamentalmente del gradiente de presiones en superficie entre ambos lados del mismo (este y oeste), salvo en los casos en los que las isobaras tengan dirección paralela al eje del Estrecho, en los cuales el viento es isobárico. Estos últimos casos son muy poco frecuentes.

CAPÍTULO 4: ANÁLISIS DEL RÉGIMEN LOCAL DE VIENTOS EN TARIFA.

4.1. Introducción

Después de haber descrito las características más relevantes del régimen de vientos en el Estrecho de Gibraltar, relacionadas con los efectos de la topografía, las diferencias térmicas Atlántico-Mediterráneo y mar-tierra, y de haber analizado la influencia de las distintas situaciones sinópticas, en este capítulo se va a estudiar el régimen local de vientos en Tarifa, con los datos adquiridos en la Planta Experimental Eólica (propiedad del CIEMAT).

Se parte de un estudio global de las velocidades medias y máximas mensuales, distribución sectorial y curvas de duración de velocidad en los tres niveles de medida (10, 20 y 30m), realizado a partir de los datos de la estación meteorológica instalada en la Planta Experimental Eólica de Tarifa, que han sido descritos en el capítulo 2.

Más tarde, se estudiarán de forma detallada las distintas variables que definen el viento, considerando tanto su distribución sectorial como la evolución de los valores medios y máximos diarios. Con este fin se elegirá un mes concreto, dentro de todo el período de medidas realizadas en la Planta Experimental. Además, se examinarán las curvas de duración de velocidad y su ajuste a la distribución teórica de Weibull.

Por último se realizará un estudio del espectro de potencias de la velocidad de viento (utilizando el Análisis Espectral), dedicando especial atención a la posible existencia de una curva de evolución diaria. En este caso se intentará averiguar las posibles causas de dicha evolución, mediante la

comparación de las evoluciones horarias medias correspondientes a los diferentes meses del año y la consideración por separado de los períodos de viento de levante y de poniente.

4.2. Análisis global de los datos de la Planta Experimental Eólica de Tarifa.

4.2.1. Velocidades medias y rachas máximas mensuales

En primer lugar se va a analizar la variación de las velocidades medias mensuales durante el año 1988 para los 3 niveles de medida de la estación meteorológica (Fig. 4.1).

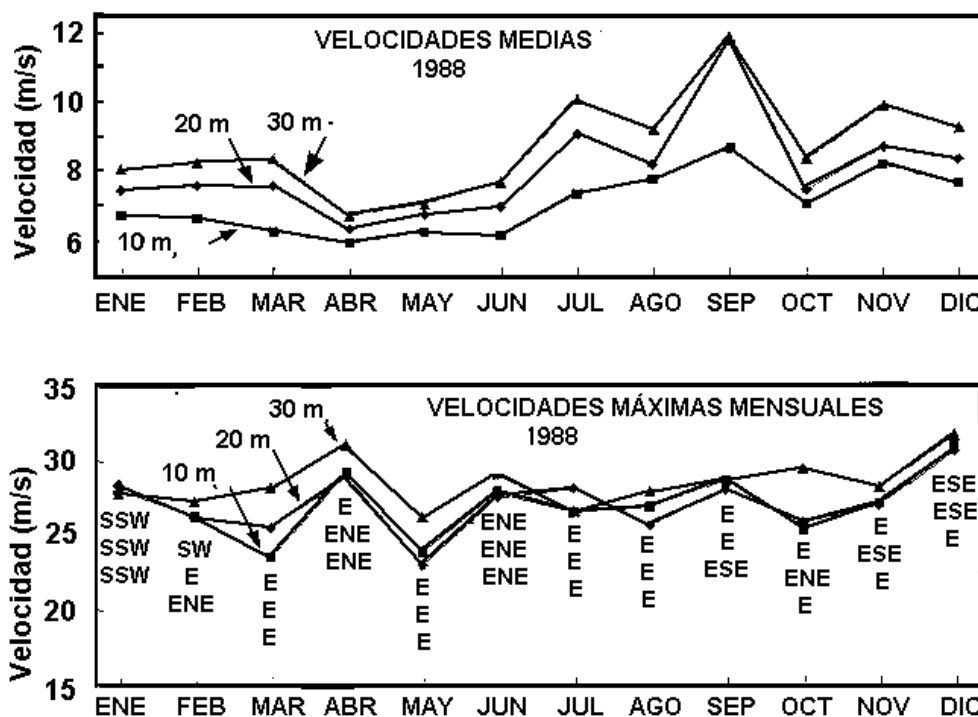


Figura 4.1. Evolución de las velocidades medias (gráfico superior) y máximas (gráfico inferior) mensuales durante el año 1988 en la Planta Eólica de Tarifa, correspondientes a los tres niveles de medida (10, 20 y 30 m). En el caso de las velocidades máximas se señala la dirección de la racha máxima para los tres niveles.

El máximo de estos valores medios se obtiene para los 3 niveles en Septiembre, mes en el cual existe una gran diferencia entre el nivel de 10 m (8.9 m/s) y los de 20 y 30 m (11.9 y 12 m/s, respectivamente), cuyas velocidades medias diarias son muy similares. En este mes suelen tener lugar los conocidos "temporales de levante", durante los cuales los vientos en Gibraltar llegan a mantener esta dirección durante períodos de hasta diez días consecutivos, y se pueden llegar a alcanzar elevadas velocidades. En el capítulo anterior ya se hizo referencia a este hecho. En el nivel de 10 m, sin embargo, existe mayor variación en la dirección, no llegando a mantenerse los vientos del sector Este durante el mismo tiempo que en los niveles superiores. Esto hace que se acuse dicha diferencia en el rango de velocidades de forma más notoria que en otros meses, en los cuales la dirección varía de forma muy similar en los tres niveles.

La variación de las velocidades medias mensuales es prácticamente paralela para estos 3 niveles, y siempre esta velocidad media aumenta con la altura.

La mínima velocidad media mensual para los 3 niveles tiene lugar en Abril, con velocidades de 6, 6.4 y 6.8 m/s, respectivamente.

Existen otros dos máximos relativos en Julio y Noviembre, meses en los cuales, al igual que en Septiembre, dominan los levantes. Por el contrario, en los meses de predominio de levantes se alcanzan velocidades inferiores. Los mínimos se alcanzan en los meses donde existe más dispersión sectorial de la velocidad, como ocurre en Abril.

El rango de variación de las máximas mensuales es mucho mayor que el de las medias y se halla entre 23 m/s para el nivel de 20 m en Mayo y 31.6 m/s para el nivel de 30 m en Diciembre.

Las máximas y las medias mensuales no siguen la misma evolución temporal. Se puede observar un máximo relativo en las velocidades máximas en Abril, cuando hay un mínimo en las medias mensuales. Asimismo, el máximo absoluto en las máximas mensuales tiene lugar en Diciembre, cuyas medias son inferiores a las de otros meses. (No se debe olvidar que se trata de valores instantáneos.)

En algunas ocasiones, la máxima mensual correspondiente a los distintos niveles tiene lugar en "rachas" diferentes, lo cual se confirma por su distinta dirección, como sucede por ejemplo en Febrero. Por esta razón puede ocurrir que estas máximas sean mayores en los niveles inferiores, como

sucede por ejemplo en Julio. Algo similar se aprecia en los valores diarios. Incluso dentro de una misma "racha", la velocidad no tiene por qué aumentar siempre con la altura. (Se reitera que se trata de valores instantáneos.)

Las direcciones de estas rachas máximas mensuales son casi todas del E, ENE ó ESE, con la excepción de SSW en Enero. En este último caso, las altas velocidades alcanzadas corresponden al paso de un sistema frontal. Ya se ha comentado en el capítulo anterior que, durante los meses de Otoño, Invierno y Primavera, el paso de sistemas frontales contribuye a elevar, en gran medida, el rango de velocidades alcanzadas. Sin embargo, al no mantenerse dichas velocidades durante mucho tiempo, las medias alcanzadas son inferiores a las que resultan con vientos de levante, cuya persistencia es muy superior.

Una vez comparados los 3 niveles de medida durante el año 1988, se va a observar lo que sucede durante el resto del período estudiado. Debido a la semejanza observada entre la evolución correspondiente a los tres niveles -con su correspondiente diferencia en valor absoluto- se ha elegido el nivel de 10 m como término comparativo, pues es el nivel de referencia estándar del anemómetro y la veleta en las estaciones meteorológicas. En la figura 4.2 se puede ver que las curvas de evolución de las medias mensuales son diferentes para cada año. No obstante, en algunas estadísticas realizadas con un mayor número de años (Reija, 1981; Ward, 1953) se observan ciertas coincidencias. En cada año, todo va a depender del tipo de situaciones sinópticas dominantes en cada mes. Ya se ha mostrado en el capítulo 3 que la frecuencia de estas situaciones puede variar mucho entre el mismo mes de dos años consecutivos, lo cual se refleja directamente en el viento resultante.

En cuanto a las velocidades máximas (Fig. 4.3), no se observa ningún tipo de relación entre los diferentes años, lo cual es lógico, pues se trata de una medida única para cada mes. El rango de variación de estas máximas mensuales varía entre 17 m/s para el mes de Agosto de 1989 -valor, por otra parte, anormalmente pequeño- y 31 m/s en Junio del mismo año. En términos generales el rango de velocidades máximas se halla entre 24 y 30 m/s, unos valores bastante elevados, considerando que se miden en el nivel de 10 m de altura.

**VELOCIDAD MEDIA MENSUAL EN LA PLANTA EÓLICA DE TARIFA
EN EL NIVEL DE 10m DE ALTURA**

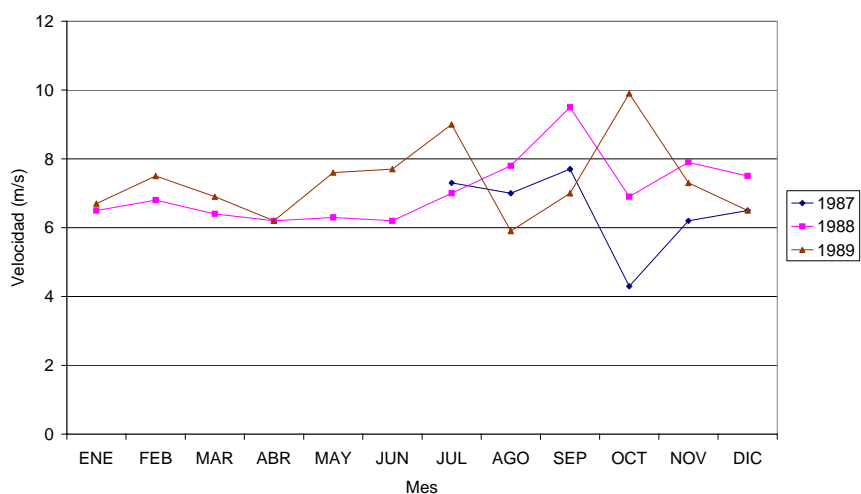


Figura 4.2. Evolución de las velocidades medias mensuales correspondientes al nivel de 10m de altura de la estación meteorológica situada en la Planta Eólica de Tarifa durante los años 1987, 1988 y 1989.

**VELOCIDAD MÁXIMA MENSUAL EN LA PLANTA EÓLICA DE
TARIFA EN EL NIVEL DE 10m DE ALTURA**

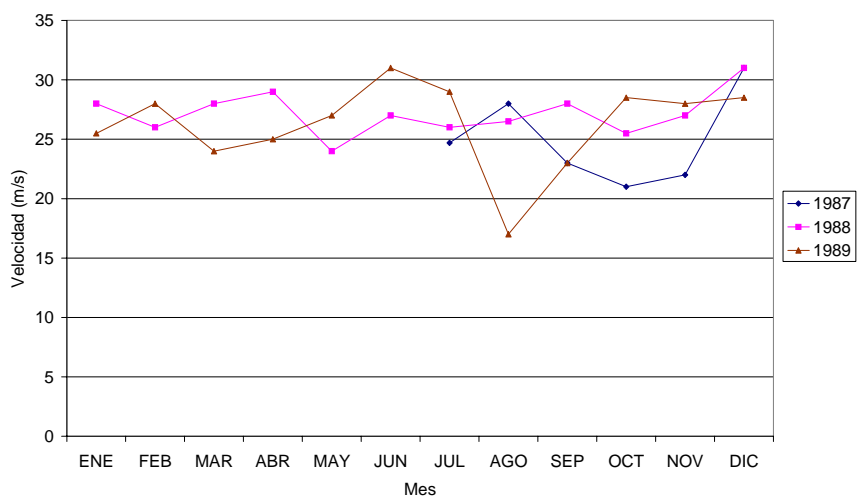


Figura 4.3. Evolución de las velocidades máximas mensuales correspondientes al nivel de 10m de altura de la estación meteorológica situada en la Planta Eólica de Tarifa durante los años 1987, 1988 y 1989.

4.2.2. Distribución sectorial

Se ha estudiado la distribución sectorial de frecuencias y velocidades correspondientes a los datos de la Planta Experimental durante el año 1988 en el nivel de 10 m de altura.

En la rosa de frecuencias de dirección del viento anual (Fig. 4.4) se puede observar claramente el carácter esencialmente zonal del viento, repartiéndose la frecuencia prácticamente al 50% entre los sectores del Este y del Oeste. Los vientos de carácter meridiano tienen, por el contrario, una frecuencia prácticamente nula.

No obstante, como ya se viene apuntando, existe una diferencia notable entre la distribución de frecuencias correspondientes a los sectores de levante y a los de poniente. En el primer caso, se observa un predominio casi absoluto del sector E, cuya frecuencia es un 34%, seguido del ENE, con una frecuencia muy inferior (8%); el NE y ESE tienen una frecuencia bastante pequeña (3 y 4%, respectivamente) y el resto de sectores tienen una frecuencia prácticamente nula. Resulta evidente la gran canalización del viento que penetra en el Estrecho por la zona oriental, en concordancia con los comentarios realizados en los capítulos anteriores.

En los ponientes, no se observa un predominio tan claro del sector W - sobre todo a nivel mensual o estacional, como se verá a continuación- aunque al contabilizar la frecuencia anual, este sector destaca sobre el resto, con una frecuencia de un 20%, seguido del WNW (9%), WSW (8%), NW (5%), SW (4%), SSW (2%) y NNW 2(%). Esta mayor dispersión de los ponientes es debida -como ya se dijo anteriormente- a la mayor apertura del Estrecho en la zona occidental, lo que permite la entrada del viento desde diferentes direcciones. Se reitera la importancia de este hecho, del que se derivan muchas de las características que se observarán en el comportamiento típico del viento en el Estrecho de Gibraltar.

ROSA DE VIENTOS (TARIFA - PEET 1988)

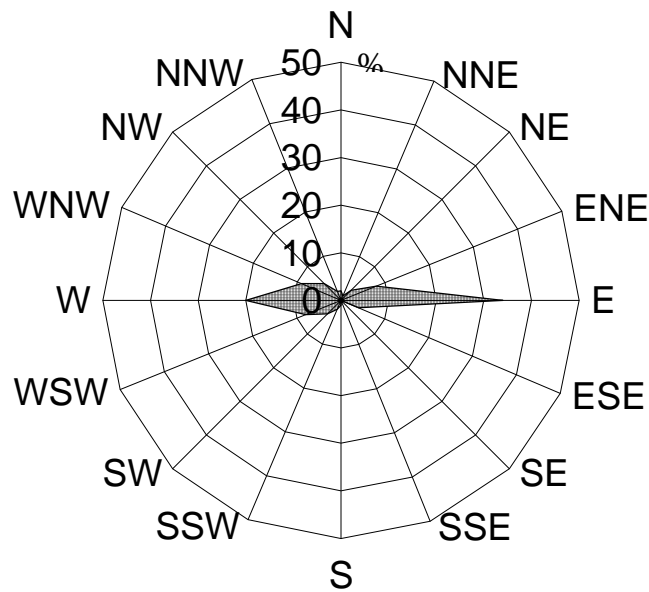


Figura 4.4. Rosa de frecuencias de la dirección de viento en la Planta Eólica de Tarifa en el año 1988.

ROSA DE VELOCIDADES MEDIAS - TARIFA
PEET 1988

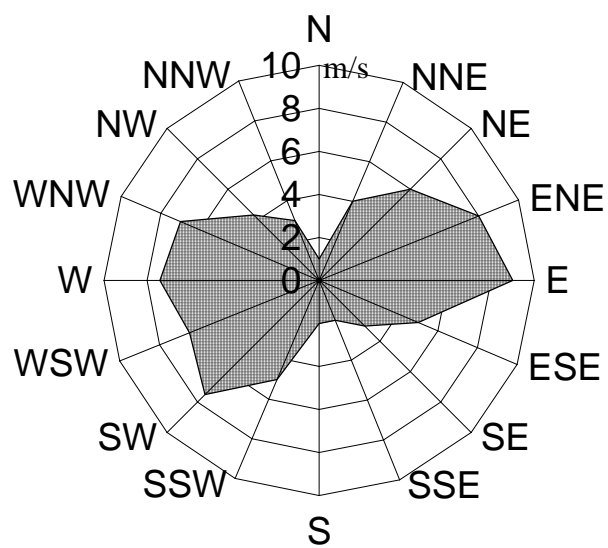


Figura 4.5. Rosa de velocidades medias de viento en la Planta Eólica de Tarifa en el año 1988.

El acentuado encauzamiento del viento de levante hace que las velocidades medias -en períodos de 10 minutos- alcanzadas en el sector E sean las máximas, aunque esta superioridad frente a las de otros sectores de levante no sea tan destacada como en el caso de las frecuencias. En la figura 4.5 se observa que la máxima velocidad media anual se alcanza en el sector E (9 m/s), seguida del ENE (8 m/s), SW (7.5 m/s), W (7.4 m/s), WNW (7 m/s), WSW (6.5 m/s), NE (6 m/s), ESE y SSW (5 m/s), NNE (4 m/s), NNW (3 m/s), S y SSE (2 m/s) y N (1 m/s). Se comprueba, pues, que exceptuando la citada superioridad del sector E, existen varios sectores con frecuencia muy inferior a la de éste, pero que aportan elevadas velocidades, como es el caso del sector contiguo ENE. Sobre todo destaca la elevada velocidad media del sector SW y del WNW, con frecuencias bastante inferiores a las del E o W, pero que puntualmente, aportan estos elevados valores. Esto se debe fundamentalmente al paso de sistemas frontales, sobre todo en Otoño, Invierno y Primavera. Los únicos sectores con velocidad prácticamente nula son los correspondientes, como es lógico, a las direcciones con predominio de componente meridiana, pues la gran barrera topográfica que constituye el Estrecho dificulta que se registren vientos de estas direcciones, y si esporádicamente ocurren, sus velocidades son muy débiles y su duración altamente transitoria.

La diferencia entre la frecuencia de los sectores de levante y poniente se hace aún más evidente al estudiar su distribución estacional, que se presenta en las figuras comprendidas entre la 4.6 y 4.9. Aunque el predominio del sector E resulta claro durante todo el año, lo es sobre todo en Otoño (con una frecuencia del 50%) y Verano (48%), frente al que presenta en Primavera (25.2%) e Invierno (23%). El resto de sectores de levante tiene una frecuencia inferior al 5%.

Los sectores de poniente cobran mayor importancia sobre todo en Primavera e Invierno, cuando existe una mayor dispersión sectorial, influenciada fundamentalmente por el paso de sistemas frontales sobre el Estrecho, lo cual no ocurre en Verano.

Se debe señalar el hecho de que durante el año 1988, al que se está haciendo referencia, existe una prolongación mayor de lo habitual de los sistemas frontales durante los meses de Primavera, y por el contrario, una inusual ausencia de los mismos en Otoño, por lo que los sectores de poniente adquieren menor importancia de lo normal para esta época del año.

ROSA DE VIENTOS (TARIFA-PEET)
PRIMAVERA

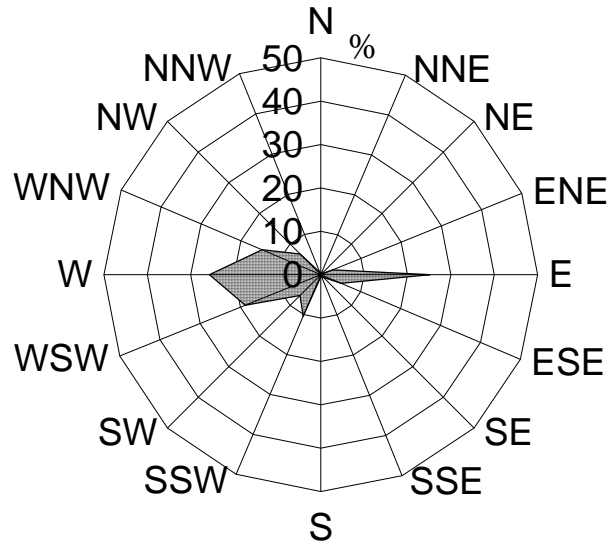


Figura 4.6. Rosa de frecuencias de la dirección de viento en la Planta Eólica de Tarifa en Primavera del año 1988.

ROSA DE VIENTOS (TARIFA-PEET)
VERANO

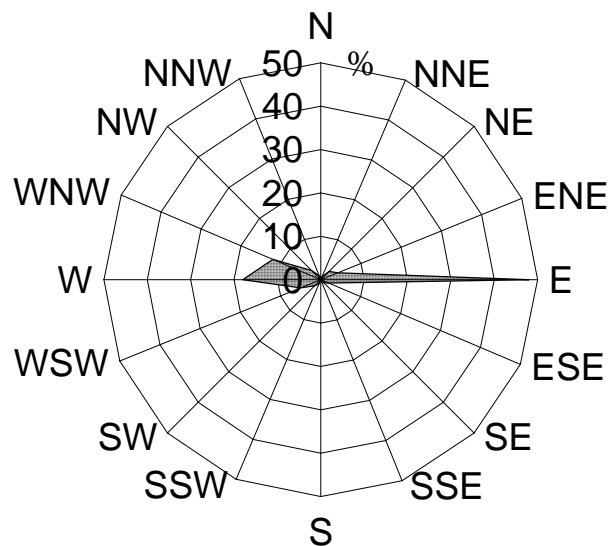


Figura 4.7. Rosa de frecuencias de la dirección de viento en la Planta Eólica de Tarifa en Verano del año 1988.

ROSA DE VIENTOS (TARIFA-PEET)
OTOÑO

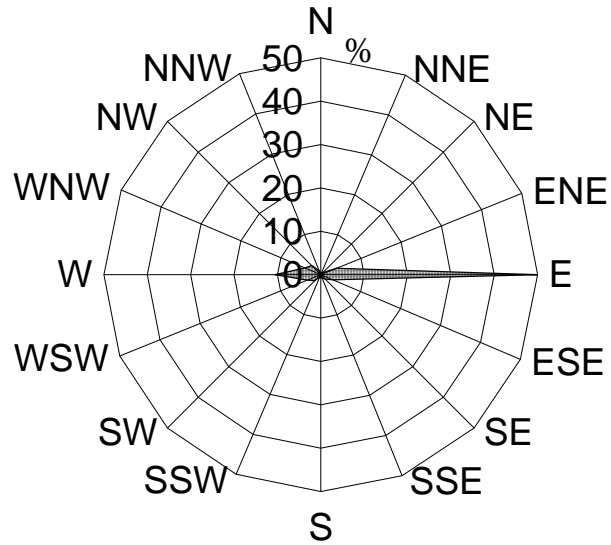


Figura 4.8. Rosa de frecuencias de la dirección de viento en la Planta Eólica de Tarifa en Otoño del año 1988.

ROSA DE VIENTOS (TARIFA-PEET)
INVIERNO

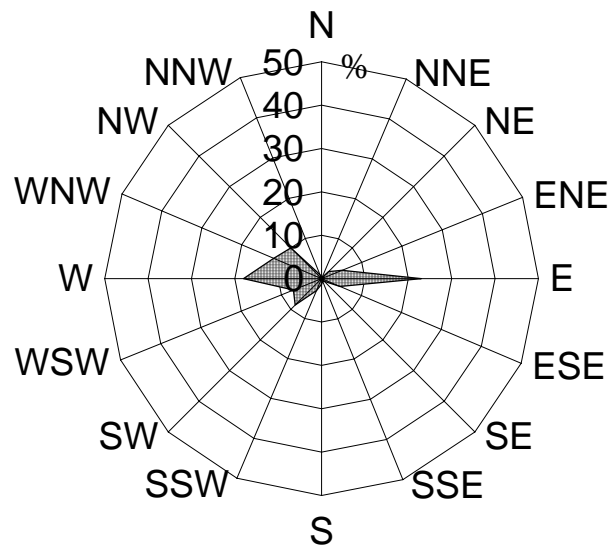


Figura 4.9. Rosa de frecuencias de la dirección de viento en la Planta Eólica de Tarifa en Invierno del año 1988.

4.3. Análisis detallado de las variables estadísticas que definen el viento.

Después de haber realizado una revisión global de todo el período de estudio, se va a analizar de forma más exhaustiva un mes concreto, con el fin de observar las relaciones entre las diferentes variables estadísticas que definen el viento en los 3 niveles de medida y la evolución diaria de estos valores.

Para realizar este análisis se ha elegido el mes de Febrero de 1988, por las siguientes razones:

- * La velocidad media mensual en este mes tiene un valor intermedio entre los valores observados durante todo el año 1988.

- * En este mes se alternan situaciones de levante y poniente, pero con dos períodos muy diferenciados: la primera quincena, con predominio de ponientes y la segunda, con predominio casi absoluto de levantes.

- * Asimismo, se puede observar el efecto del paso de algunos sistemas frontales, suceso que en los meses de Verano es muy poco frecuente.

- * No se observan características excepcionales respecto a los restantes meses del año.

- * En líneas generales, se ajusta a lo estadísticamente esperado para este mes, según los resultados de otros trabajos (Ward, 1953; Reija, 1981, etc.).

No obstante, en varias ocasiones se volverá a hacer referencia, como es lógico, al resto del año, comparando los resultados obtenidos, con el fin de poder extraer conclusiones de forma más generalizada.

El análisis va a realizarse primeramente por sectores de dirección, continuando con un estudio de la función de distribución de la velocidad media y finalmente la evolución de los diferentes valores diarios a lo largo del mes.

4.3.1. Distribución sectorial de los valores medios mensuales.

A continuación se comentan las características más relevantes que se encuentran en diversas magnitudes estudiadas para cada sector:

Frecuencias de la dirección de las velocidades medias

En la figura 4.10 se presenta la distribución de frecuencias de la dirección de la velocidad media de viento -en períodos de 10 minutos- para este mes. Se observa que el sector que adquiere mayor frecuencia es el E, con un valor de 34.0, 32.5 y 34.5% para los tres niveles (10, 20 y 30 m, respectivamente), del orden de 6 veces superior a la de los dos sectores contiguos. A 10 m y a 30 m la frecuencia del sector contiguo (ENE) es similar.

En los sectores de componente Oeste la distribución de las direcciones del viento está más repartida desde el SW hasta el NW pasando por todos los intermedios. Este hecho era previsible, debido a que la entrada de los Oestes por el Atlántico no está tan canalizada como en el caso de los levantes, debido al efecto topográfico. Destacan sobre todo los sectores W-WNW-NW, cuya suma es no obstante algo menor que el valor correspondiente solamente al sector E.

Según los trabajos consultados (Ward, 1953; Reija, 1981), en el mes de Febrero suele observarse un predominio de los ponientes sobre los levantes, aunque estos últimos aumentan en comparación con los meses anterior y posterior. La elevada frecuencia de los levantes en el caso analizado se debe a la persistencia de una depresión al oeste del Estrecho durante la segunda quincena del mes.

La frecuencia de los sectores intermedios entre levantes y ponientes es poco relevante y muy similar entre los 3 niveles, aunque en estos sectores suele ser mayor la frecuencia a 10 m, debido posiblemente al efecto de rozamiento superficial, que ocasiona una mayor dispersión. Destaca sobre todo la presencia de los N, NNW y SSW, que en otros meses suele ser menor.

HISTOGRAMA DE LAS DIRECCIONES DE LA VELOCIDAD MEDIA DE VIENTO (en períodos de 10 minutos) (TARIFA - FEBRERO 1988)

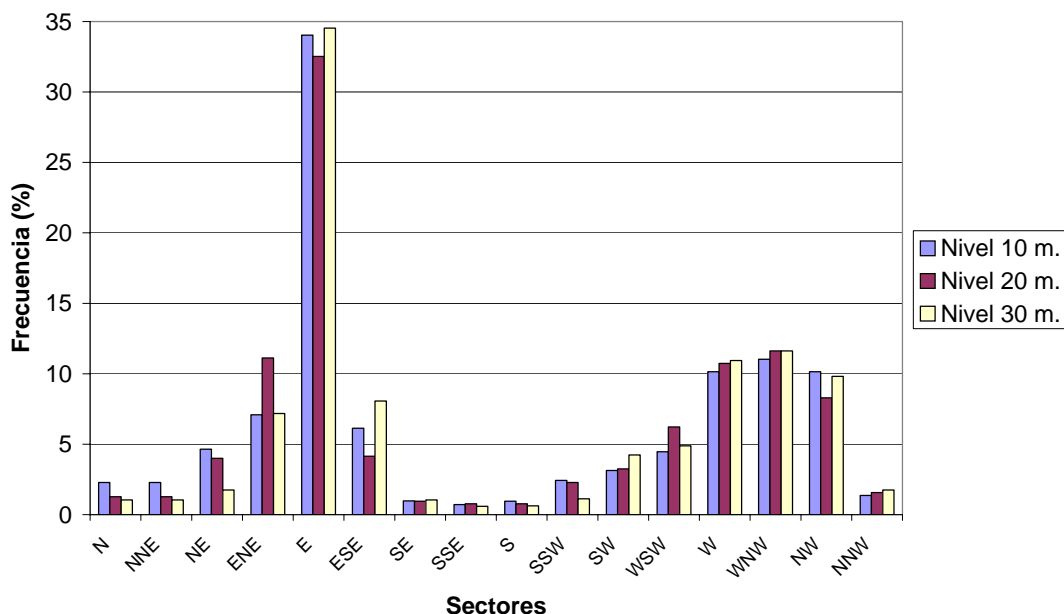


Figura 4.10. Histograma de las direcciones de la velocidad media de viento en Tarifa en el mes de Febrero de 1988.

HISTOGRAMA DE LAS DIRECCIONES DE LA VELOCIDAD MÁXIMA DE VIENTO (en períodos de 10 minutos) (TARIFA - FEBRERO 1988)

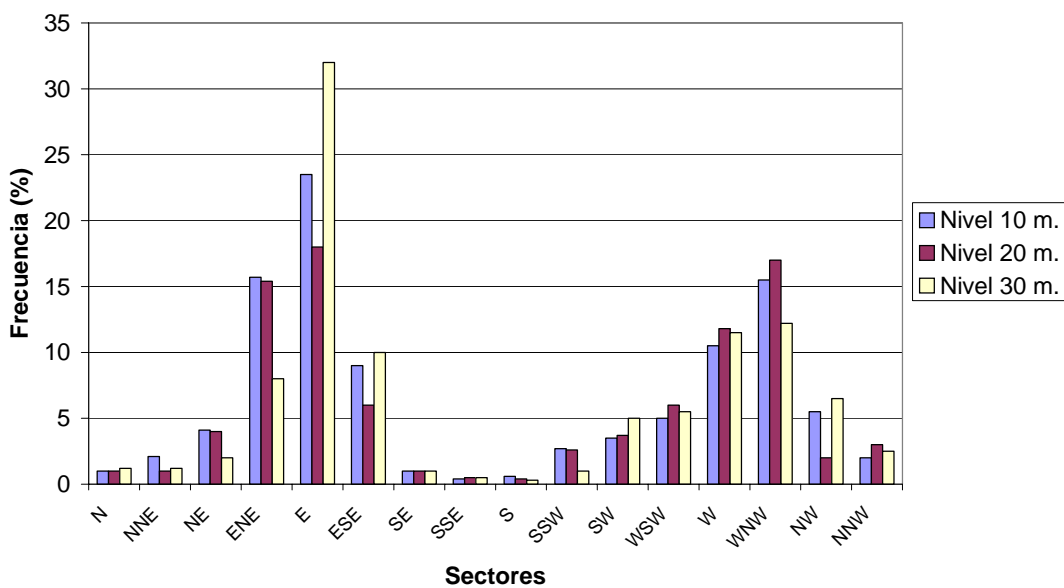


Figura 4.11. Histograma de las direcciones de la velocidad máxima de viento en Tarifa en Febrero de 1988.

Frecuencias de la dirección de las velocidades máximas

En la figura 4.11 se puede observar la distribución de frecuencias de la dirección de las velocidades máximas correspondientes a cada período de 10 minutos correspondientes a cada sector.

Si se compara este histograma con el de la dirección de las velocidades medias (Fig. 4.10), ya no se observa el predominio tan relevante del sector E sobre el resto, salvo en el nivel superior (30 m), aunque su frecuencia sigue siendo mayor que para el resto de sectores.

En los sectores de menor frecuencia, su importancia relativa para cada nivel sigue siendo la misma que en la dirección de las velocidades medias.

Existe también un mayor contraste entre la frecuencia de los diferentes niveles, que el existente en el caso de las medias. Se observa un cierto desplazamiento hacia los sectores situados inmediatamente a la derecha (en el gráfico) a medida que se asciende en altura, que se podía también observar en la dirección de las velocidades medias.

Velocidades medias por sectores

Según se acaba de exponer, dentro de los levantes existe una gran canalización que concentra casi todos los vientos en el sector E. Sin embargo, las velocidades medias de este sector para los niveles de 10, 20 y 30 m de altura no son mucho mayores que las de los sectores ENE y ESE (Fig. 4.12).

Además se observa que en el sector NE, dirección con frecuencia baja, las velocidades medias son bastante elevadas, mayores incluso que las del ENE.

En los sectores del Oeste, el mayor valor de la velocidad media corresponde al SW para los niveles de 10, 20 y 30 m, siendo también elevado en el SSW, aunque la frecuencia de ocurrencia es mucho menor que la de los sectores W-WNW-NW. Este hecho resulta de interés ya que al aportar este sector (SW) velocidades casi del mismo orden que el E (superiores al resto de los levantes), si existieran más situaciones que favorecieran los vientos de esta dirección, la velocidad media mensual sería mucho mayor. A lo largo de todo el año, la dirección SW suele aportar velocidades elevadas y algunas máximas, aunque no sea tan frecuente como otras.

**DISTRIBUCIÓN SECTORIAL DE LA VELOCIDAD MEDIA DE VIENTO
(TARIFA - FEBRERO 1988)**

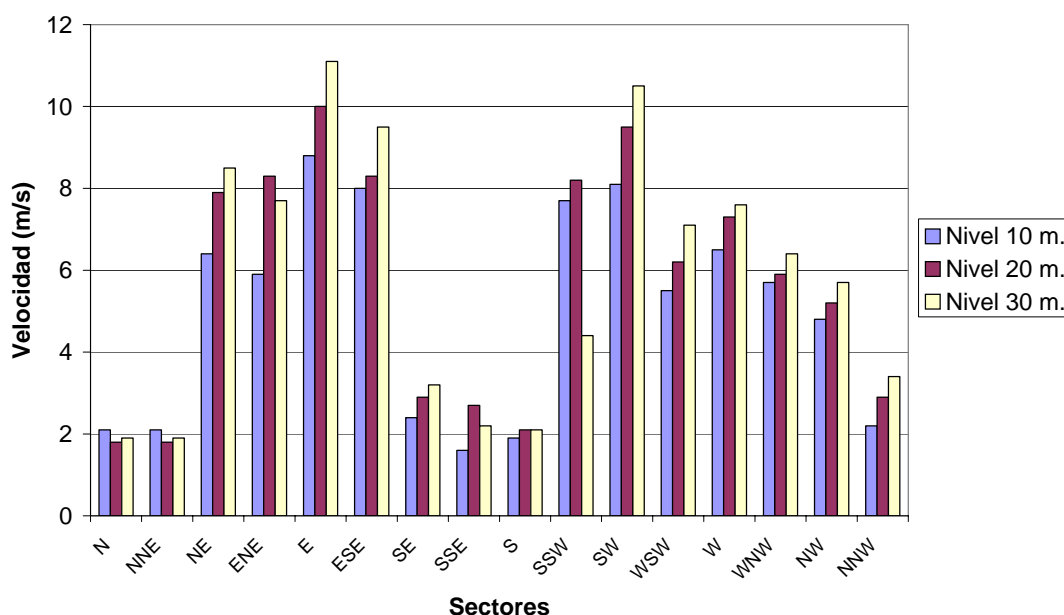


Figura 4.12. Distribución sectorial de la velocidad media de viento en Tarifa en el mes de Febrero de 1988.

Además, dentro de los ponientes la velocidad media de los vientos del W es mayor que la de los del WNW, al contrario de lo que sucede con las frecuencias. Además, aunque el sector NNW aporta velocidades medias menores que el resto de los sectores del Oeste, la diferencia entre ellos no es tan grande como en las frecuencias -este sector tiene frecuencia prácticamente nula-.

Al comparar las velocidades medias correspondientes a los tres niveles de medida, se observa que aumenta con la altura, aunque existen excepciones, como la del sector ENE, o más claramente la del sector SSW. En este último la velocidad media a 30 m es mucho menor que la de los niveles inferiores, al igual que ocurre en el caso de la frecuencia de la dirección de las velocidades medias y de las máximas.

En líneas generales, la diferencia de velocidades medias entre los tres niveles es máxima en los sectores donde se registran los mayores valores de esta variable -sobre todo en el E y SW, que generalmente son originados por el efecto de sistemas de presión a escala sinóptica-. Por el contrario, la

diferencia de velocidades se hace mínima en los sectores que aportan menores valores (SSE-S).

4.3.2. Distribución de probabilidad de velocidades.

Se ha analizado la distribución de probabilidad observada de velocidades medias cada 10 minutos, y su grado de ajuste a una "distribución teórica de Weibull" (véase apéndice 1), correspondientes a los 3 niveles de medida para el mes de Febrero de 1988.

Las distribuciones empíricas obtenidas a partir de los datos reales aparecen representadas en la parte izquierda de la figura 4.13, para cada uno de los niveles de 10, 20 y 30 metros.

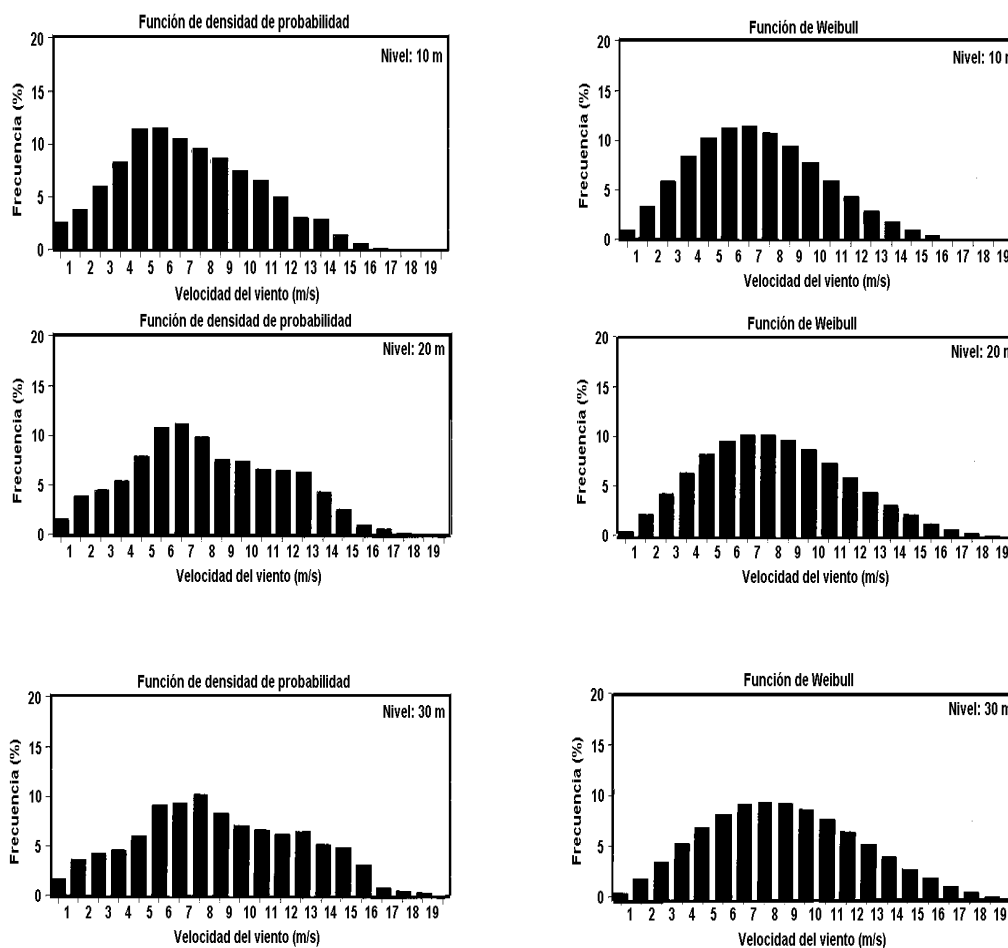


Figura 4.13. Funciones de probabilidad observada (izquierda) y distribuciones teóricas ajustadas de Weibull (derecha) para los tres niveles de medida (10, 20 y 30m) de la torre meteorológica situada en la Planta Eólica de Tarifa, correspondientes al año 1988.

El máximo de las distribuciones se desplaza hacia los intervalos de mayor velocidad media según se asciende en altura, a la vez que disminuye la frecuencia del mismo y la distribución se extiende hasta valores mayores de la velocidad.

Como es lógico, existe una mayor frecuencia de calmas (velocidades inferiores a 1 m/s) a 10 m que a 20 y 30 m. En los tres niveles, las curvas son muy "suaves", exceptuando una pequeña anomalía a 30 m, donde la frecuencia del intervalos 11-12 m/s es superior a la de 12-13 m/s.

Las distribuciones teóricas de Weibull correspondientes a los 3 niveles de medida (aparecen representadas en la parte derecha de la figura 4.13) se han obtenido aplicando el método de los momentos, según se indica en el apéndice 1.

La función de distribución de Weibull se expresa mediante la fórmula:

$$p(v) = a c v^{(c-1)} \exp(-a v^c)$$

en la que $v \geq 0$, $a > 0$ y $c > 0$, siendo c el parámetro de forma (adimensional) y $A = a^{-1/c}$ el factor de escala, -que tiene unidades de velocidad-, cuyo valor se acerca a la velocidad media.

El parámetro " c " se denomina "parámetro de forma" porque hace variar la "forma" de la curva obtenida. Los valores obtenidos para este parámetro entran dentro del rango de valores más usuales, y son muy parecidos para los tres niveles. Sobre todo, se asemejan más entre 20 y 30 m (2.32 y 2.31, respectivamente) que entre éstos y el correspondiente a 10 m (2.25).

El mayor valor de " c " obtenido para los niveles superiores hace que el máximo de la curva de distribución de Weibull se desplace hacia un rango de velocidades mayores que en el nivel inferior.

En cuanto al factor de escala " A ", sus valores aumentan también con la altura -pues está relacionado con la velocidad media-, siendo también más semejantes entre los 2 niveles superiores (9.02 y 9.79, respectivamente) que entre éstos y el inferior (7.99).

Se ha efectuado un test de Kolmogorov-Smirnov para comparar las distribuciones observada y teórica, comprobando que no existe una diferencia significativa entre ambas distribuciones para un nivel de confianza del 95%.

4.3.3 Evolución mensual de valores diarios.

Direcciones dominantes y distribución sectorial diaria.

En la figura 4.14 se representan las evoluciones respectivas del sector dominante (primer gráfico), velocidad media (segundo gráfico) y velocidad máxima (tercer gráfico) correspondientes a los valores diarios durante el mes de Febrero de 1988.

La evolución temporal de las direcciones dominantes diarias a lo largo del mes es muy clara: salvando los primeros días y alguno intermedio del final, existe un claro predominio de los Oestes durante la primera quincena del mes, y de los Estes durante la segunda.

El reflejo de este predominio sobre las velocidades medias resulta evidente, de tal forma que la persistencia de vientos del Este origina un aumento de las velocidades medias, como se comentó anteriormente. El ejemplo más notorio tiene lugar el día 24 -con dirección dominante del NW- en que se observa una gran disminución de velocidades medias con respecto a los días previos y posteriores, en los cuales domina claramente el E.

Pero no sólo es importante tener en cuenta las direcciones que predominan cada día, sino también su "dispersión" entre sectores próximos al dominante. Por esta razón, en la figura 4.14 se muestran no solamente el sector dominante diario, sino también otros de frecuencia importante (superior a un 15%), aunque no sean los dominantes.

El análisis de esta "distribución sectorial de velocidades" diaria revela el siguiente comportamiento:

Cuanto mayor sea el predominio diario de una dirección -menor dispersión en los sectores de máxima frecuencia-, mayores son las velocidades medias alcanzadas. Este comportamiento resulta más acentuado cuando el predominio corresponde al sector E. A esto también contribuye el hecho de que la dispersión diaria en los sectores del Oeste es mucho mayor que en los del Este (salvo excepciones), lo que podría relacionarse con a las causas apuntadas anteriormente.

Además, también resulta mayor la persistencia de los "Estes" que de los "Oestes", lo que probablemente contribuye a que la "centralización" de las frecuencias en un sólo sector sea más notoria en el primer caso.

SECTOR DOMINANTE DIARIO
FEBRERO 1988 (TARIFA)

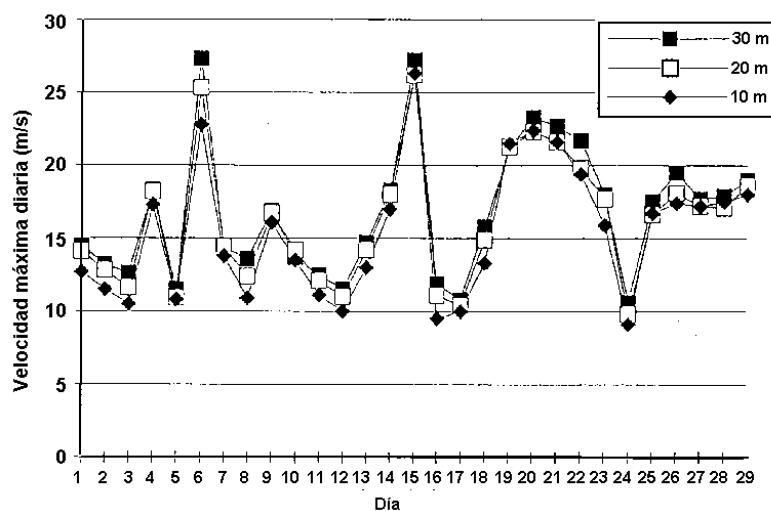
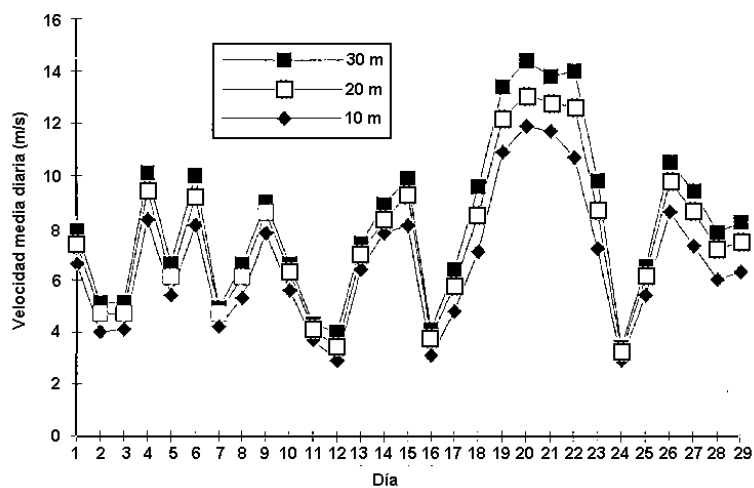
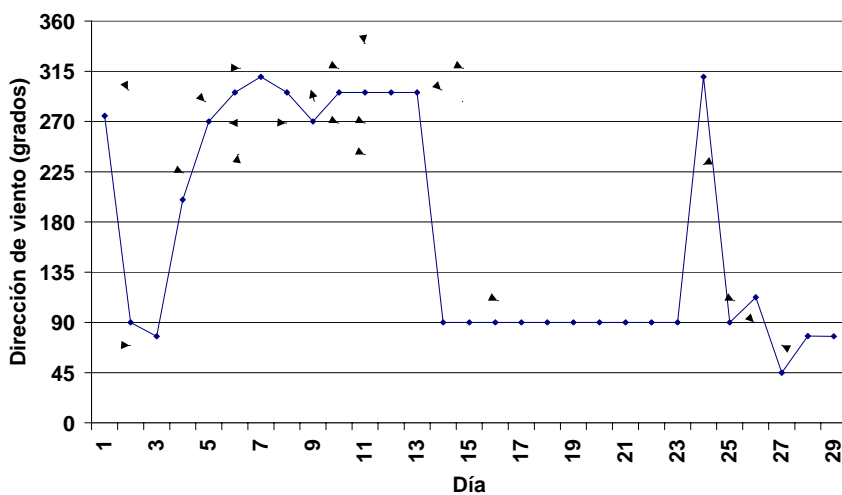


Figura 4.14 . Variación del sector dominante, velocidades medias y máximas diarias en los tres niveles de medida en la Planta Eólica de Tarifa durante el mes de Febrero de 1988 (Tarifa). (Los puntos del primer gráfico corresponden a sectores secundarios que se alternan con los dominantes).

Por el contrario, cuando tiene lugar un cambio notable de dirección entre "Estes" y "Oestes" (en ambos sentidos), van a existir unos días de transición, en los cuales se observa gran dispersión de frecuencias entre los diferentes sectores, disminuyendo significativamente las velocidades medias. Un ejemplo claro de esta dispersión tiene lugar el día 24, al cual ya se ha hecho referencia, y otro el día 11, en el cual tiene lugar el fuerte cambio de "Oestes" a "Estes" de una quincena a otra, anteriormente mencionado.

A pesar de lo comentado sobre este tipo de "transición" relativamente gradual, existen ocasiones en que la frecuencia de uno de los sectores dominantes -Este u Oeste- pasa de ser prácticamente nula a adquirir un valor elevado al día siguiente. Resulta muy poco frecuente que en un mismo día se produzca una transición entre los sectores del Este y del Oeste de manera que ambos sectores tengan frecuencias similares.

Velocidad media

Lo primero que se observa en la figura correspondiente a la evolución mensual de la velocidad media diaria (segundo gráfico de la figura 4.14), es la gran variabilidad que tiene lugar a lo largo de todo el mes.

Es especialmente variable la primera quincena del mes, que corresponde a un período en el que dominan los vientos de componente Oeste, que son más variables que los de componente Este, tanto en dirección como en velocidad. Durante estos días los máximos y mínimos relativos se alternan de forma sucesiva. Al iniciarse el período de predominio de los "Estes" la variabilidad es mucho menor y la persistencia de esta dirección provoca un gran aumento de la velocidad debido a las causas ya señaladas en su momento ("canalización" orográfica, etc).

Resulta evidente la estrecha relación que guardan las evoluciones correspondientes a los 3 niveles de medida, aumentando siempre la velocidad media diaria con la altura, siendo más similar entre 20 y 30 m que entre 10 y 20 m.

Las variaciones que experimenta la velocidad media entre días consecutivos pueden ser muy bruscas. La mayor variación la experimenta el día 23 al 24 -ya se han señalado algunas causas posibles de tal disminución- llegando a una diferencia de 6.4 m/s.

También resulta evidente el aumento experimentado con el paso de sistemas frontales -días 6, 9, 14 y 19-.

Velocidad máxima

Las velocidades máximas diarias de los 3 niveles de medida evolucionan de forma totalmente paralela a las medias (tercer gráfico de la figura 4.14). No obstante existen bastantes días en que los valores máximos coinciden, e incluso algunos en los que son mayores en los niveles inferiores -sobre todo coincidiendo con velocidades medias pequeñas-.

En los días en que se produce un gran aumento o disminución de la velocidad media, la diferencia entre los 3 niveles disminuye.

Como se ha visto en el análisis por sectores, las velocidades medias son superiores durante períodos con direcciones "Estes" que en épocas de "Oestes", pero no sucede lo mismo con las máximas. Los vientos del Oeste pueden inducir "rachas" de carácter más esporádico que los del Este, aunque de magnitud similar o superior.

La magnitud de la diferencia entre la velocidad máxima y la media -diaria-, adquiere su máximo valor en los días 6, 15, y 19, con máximos relativos de velocidad media y máximos absolutos en las máximas. Los tres casos corresponden al paso de sistemas frontales.

4.4. Espectro de potencias y curva de evolución diaria

En este apartado se va a estudiar con detenimiento la evolución diaria de la velocidad de viento que tiene lugar en los levantes y ponientes, respectivamente, considerando los datos adquiridos en la Planta Experimental Eólica de Tarifa, que constituyen una serie continua de medias correspondientes a promedios de 10 minutos.

En primer lugar se va a utilizar la técnica del Análisis Espectral para detectar los períodos que aportan mayor energía cinética, analizando principalmente la existencia del período diario.

A continuación se van a comparar las evoluciones de las medias horarias de la velocidad a lo largo del día, que se obtienen para los diferentes meses del año, observando las posibles relaciones entre estas evoluciones y las variaciones temporales del calentamiento terrestre, la mezcla turbulenta o la

dirección del viento y teniendo en cuenta los resultados obtenidos por diversos autores.

Por último, se estudiará la evolución media diaria que tiene lugar tanto para los levantes como para los ponientes, intentando relacionarlas con las correspondientes evoluciones en la dirección y analizando sus posibles causas.

4.4.1. Espectro de potencias.

La técnica del Análisis Espectral resulta muy útil a la hora de evaluar la turbulencia atmosférica, casi siempre referida a la microescala, aunque en muchas ocasiones se aplica a mayores escalas (Van der Hoven, 1957; Oort y Taylor (1969); Panofsky (1969); Fiedler y Panofsky (1970)).

En el caso de analizar el módulo de la velocidad de viento, su varianza es proporcional a la energía cinética por unidad de masa de aire. El espectro de potencias, que indica la forma en que dicha varianza se distribuye a lo largo de toda la gama de frecuencias, revelará, por tanto, los períodos de los remolinos que aportan mayor energía cinética.

La distribución espectral de la energía turbulenta varía de un lugar a otro, y también con la altura. Para abarcar una amplia gama de frecuencias - cubriendo períodos entre varios meses y pequeñas fracciones de segundo- es necesario componer diferentes espectros, cada uno de los cuales se limita a un rango de frecuencias determinado.

Se han realizado distintos experimentos para componer dicho espectro, como el de Brookhaven (Van der Hoven, 1957), entre otros. En todos los espectros aparece un máximo en el rango de la microescala entre 10^{-2} y 10^{-3} Hz y otro máximo en el rango de la macroescala entre 10^{-5} y 10^{-6} Hz, unidos por un mínimo, típicamente centrado en frecuencias del orden de 3×10^{-4} Hz o períodos aproximadamente de una hora.

El "pico" (período significativo) de las bajas frecuencias puede observarse al estudiar los mapas de predicción y se denomina "pico sinóptico". El de las altas frecuencias es debido principalmente a la turbulencia de origen mecánico y térmico, por lo cual se denomina "pico turbulento". Este último se relaciona con escalas espaciales del orden de cientos de metros.

El mínimo observado (alrededor de una hora) entre ambos "picos" (máximos) fue encontrado, además de por Van der Hoven (1957), por Oort y Taylor (1969) y Hess y Clarke (1973), a partir de datos de estaciones meteorológicas y sondeos, respectivamente. Panofsky (1969) y Fiedler y Panofsky (1970) revisaron varios tipos de espectros del viento en los primeros centenares de metros sobre la superficie, concluyendo la generalización de dicho mínimo. Más tarde, Smedman-Högström y Högström (1975), Thomsom (1979) y Weinstock (1980) reiteraron la existencia de dicho mínimo a partir de observaciones y argumentos teóricos a partir de promedios meteorológicos.

Sin embargo, LeMone (1973) observó un período significativo en la velocidad de viento y la temperatura del aire cercano a los 30 minutos, asociado a una convección a mesoescala, a partir de observaciones en una torre meteorológica.

Sobre el océano, Burt et al. (1974,1975) e Ishida et al. (1984,1989) volvieron a encontrar períodos significativos entre los 30 y 60 minutos.

La existencia o ausencia de estos "picos" (períodos significativos) en la región de la mesoescala (cerca de la escala convectiva) es muy importante, pues generalmente los movimientos en la atmósfera quedan separados en movimientos a macroescala y movimientos a microescala a partir de esta zona que se supone de mínima aportación energética. Por tanto, en los modelos numéricos se suele escoger precisamente el tamaño de las retículas correspondiente a este mínimo, con el fin de filtrar ciertos ruidos en la turbulencia. De esta forma, se concluiría que en el caso de no existir dicho mínimo, en dichos modelos se cometerían graves errores.

Pierson (1933) opinó que los movimientos mesoescalares constituían un factor de corrección importante en el análisis sinóptico imprescindible a la hora de interpretar los flujos microturbulentos.

Ishida (1989) argumenta que la existencia del mínimo que se observa en tantas ocasiones en la zona mesoescalar es debido a que el "pico" -que realmente existe en dicha zona- queda enmascarado cuando se realiza un promediado para un período de larga duración.

Además del "pico sinóptico" y el "pico turbulento" -y en algunas ocasiones el "horario"- suele encontrarse un período muy significativo en 24 h. (diario) y 12 h. (semidiario) relacionado directamente con el ciclo de calentamiento diario.

En el espectro realizado por Gómes y Vickery (1977) aparece claramente este "pico diario"; sin embargo en el de Van der Hoven (1957) no aparece. Esto es debido a que el primero corresponde a medidas superficiales del viento, mientras que el segundo fue realizado a una altura de 100 m. sobre el suelo. A esta altura no aparece dicho período, pero vuelve a reaparecer en alturas superiores, correspondiéndose en una fase opuesta al ciclo observado junto al suelo -los vientos en altura, durante la noche se refuerzan, debido a la falta de intercambio vertical de momento con los vientos superficiales, de menor módulo, los cuales, por esta misma razón, suelen disminuir en este período-.

En ocasiones (Wieringa, 1989) la varianza asociada a períodos largos se descompone en una parte correspondiente a la varianza diaria y otra a la sinóptica -semanal-, separados por un mínimo secundario en torno a las 36 h.

Ya se ha comentado que si al aplicar el Análisis Espectral se quisiera abarcar toda la gama de frecuencias desde la microescala hasta la macroescala, pasando por la mesoescala, sería necesario tomar una serie excepcionalmente larga de medidas correspondientes a intervalos de tiempo muy pequeños. Ante la imposibilidad de realizar tal análisis se suelen diferenciar las distintas partes del espectro, tomando mayores intervalos en el promediado de los datos iniciales, en el caso de hacer referencia a la parte del espectro correspondiente a las bajas frecuencias -macroescala-, y disminuyendo dicho intervalo para las mayores frecuencias ó menores períodos -mesoescala y más aún para la microescala-.

En este trabajo se van a analizar exclusivamente las medidas correspondientes a intervalos de promedio de 10 minutos, siendo el período total de datos analizados de una semana, lo cual entraría dentro de la mesoescala (Panofsky y Dutton, 1983). Posteriormente, se volverá a hacer referencia a la relación entre el número de datos elegido y el intervalo de promedio de dichos datos.

En muchas ocasiones, cuando se trata de abarcar una amplia gama de frecuencias se suele utilizar una representación logarítmica del espectro de potencias, sobre todo en análisis referidos a la microescala. No obstante, en este caso se va a utilizar una escala lineal, con el objeto de resaltar el período que más interesa estudiar en este caso, que es el diario.

Tras haber comprobado la gran semejanza que existe entre los espectros obtenidos a partir del módulo de la velocidad para los 3 niveles de medida, se han elegido diferentes semanas con características meteorológicas

distintas -por ejemplo períodos de persistencia de Estes u Oestes, o mezcla de ambos- con el fin de comparar los resultados obtenidos en cada caso, al nivel de 10 m. Sobre todo se pondrá especial atención en el análisis de la existencia o ausencia del “pico diario”.

Parámetros utilizados en la aplicación del Análisis Espectral

Se han escogido datos iniciales correspondientes a promedios de intervalos de 10 minutos, por lo que la máxima frecuencia (frecuencia de Nyquist) será de 0.05 ciclos/min..

Lógicamente, cuanto mayor número de datos sean analizados se tiene mayor información para hallar el espectro de potencias. No obstante, aunque se han realizado distintas pruebas con diferente número de datos, ha interesado tomar períodos con características especiales. Por ejemplo, períodos con una dirección constante de viento, ó magnitud similar de la velocidad, o bien con direcciones muy variables, etc. Tales características se suelen mantener, como máximo, aproximadamente una semana.

Se han realizado algunas pruebas con 1500 datos (10 días), pero se ha optado definitivamente por escoger 1000 datos (aproximadamente una semana), por las razones que se acaban de exponer. Además, no existe gran diferencia entre los resultados que se obtienen en ambos tipos de pruebas, salvo la detección de algún período significativo adicional en el caso de 1500 datos, que hace disminuir la importancia del resto de períodos, y que a veces no resulta muy conveniente.

Partiendo de un número de datos fijo (1000 datos), se puede optar por elegir distinto número de "lags" o desplazamientos. Al aumentar el número de lags, el valor de la autocorrelación para los números de lags comunes coincide, pero existe mayor información sobre la función de autocorrelación para hallar el espectro. Además, en este caso, se obtiene un mayor número de puntos a la hora de calcular el espectro final y por tanto, su resolución es mayor. Sin embargo, no siempre los resultados son mejores, pues el hecho de tener muchos puntos puede impedir que se distingan con claridad los períodos más significativos.

Se han realizado varias pruebas para elegir el número de "lags" más conveniente:

Se suele tomar un número de desplazamientos entre $1/5$ y $1/3$ del número total de datos. Entre estos extremos se han realizado distintas pruebas, observando que existen diferencias mínimas entre los resultados de las mismas. Finalmente se ha optado por elegir un total de 300 "lags".

En una etapa final del proceso se suavizan los resultados mediante la utilización de la ventana de Hamming y se calcula el llamado "continuo nulo" ó espectro que correspondería a una población infinita, a la cual pertenece la muestra escogida, es decir, que tendría la misma energía total y la misma persistencia. Se han elegido niveles de confianza estadística del 90% y 95%, respectivamente para comparar los espectros reales con dicho "continuo nulo" (véase apéndice 2).

No solamente se podrá comparar la significación de cada "pico" respecto a las curvas estadísticas (del 90% y 95% de confianza), sino también la forma de dichas curvas -y, por tanto, la del continuo nulo, que es la misma, salvo un factor de proporcionalidad- las cuales ofrecen una idea del comportamiento global de la muestra escogida, como ya se ha comentado.

Se podrán realizar todas estas comparaciones, tomando como base la "normalización" de los valores espectrales, que ocasiona la independencia total de los resultados, respecto a la varianza de la muestra. Los valores espectrales normalizados están referidos a la varianza total de la serie, que es proporcional a la energía en el caso de la velocidad.

Estudio de los espectros de diferentes semanas

Se ha realizado un estudio comparativo de los espectros correspondientes al módulo de la velocidad adquirida a 10 metros de altura, para diferentes períodos (semanas) escogidos especialmente por sus características, un tanto peculiares, especialmente teniendo en cuenta las direcciones dominantes que se presentan en cada una de ellas (tabla 4.1).

El hecho de elegir el nivel de medida inferior se debe a que es precisamente este nivel donde mejor se pueden apreciar los efectos del rozamiento superficial, además de ser el nivel de referencia que se ha utilizado en todo el trabajo. No obstante, se ha comprobado previamente que los espectros de velocidades correspondientes a los tres niveles, resultan muy semejantes.

1	25/7-1/8/87	WNW (W)	E (NW)	E	E	W (E)	W (WNW)	E (ENE)
2	10-17/8/87	ENE (E)	E (ENE)	W (NWN)	WNW (W)	W (WNW)	W (WNW)	W (WNW)
3	13-20/8/87	WNW (W)	W (WNW)	W (WNW)	W (WNW)	W (WNW)	E	E (ENE)
4	16-23/2/88	E	E	E	E	E	E	E
5	23-30/4/88	W (WNW)	W (WNW)	W (WNW)	NW (W)	W (SW)	W (SW)	W (WNW)
6	10-17/5/88	W (WSW)	WSW (SW)	W (WSW)	W (WNW)	WNW (W)	WNW (W)	W (WNW)
7	1-8/6/88	E (ENE)	E (ENE)	E (ENE)	W (WNW)	W (WSW)	W (SW)	W (SW)
8	13-20/12/88	WNW (NW)	ESE (ENE)	E (ENE)	NW (NNW)	E (ENE)	E (ESE)	E (ENE)
9	16-23/3/89	WNW (W)	NW (WNW)	NW (WNW)	NW (WNW)	W (WNW)	WNW (W)	NW (ENE)
10	11-18/6/89	E	E	E	E (ENE)	E	E	WNW (W)
11	4-11/7/89	WNW (W)	WNW (W)	WNW (W)	WNW (NW)	WNW (W)	WNW (NW)	E (ENE)

Tabla 4.1. Direcciones dominantes diarias de las semanas utilizadas en el Análisis Espectral.

A lo largo de todo el estudio ha quedado patente que la dirección del viento va a ser el factor fundamental que influya sobre el resto de características relacionadas con la variable viento en la zona del Estrecho. En la tabla 4.1 se muestran los sectores dominantes para cada día de las once semanas analizadas, que se han ordenado cronológicamente; entre paréntesis se muestra el segundo sector más frecuente (en caso de predominio total de un sólo sector estos paréntesis no aparecen).

Además de la tabla 4.1, se han elaborado dos tablas (4.2 y 4.3) en las cuales aparecen los períodos significativos correspondientes a cada semana. Aquellos que superan el nivel de confianza del 95% aparecen subrayados (los más destacables, además, en negrita); el resto supera el nivel del 90%, salvo los que están entre paréntesis, que no superan este nivel pero se pueden apreciar claramente por encima del continuo nulo. En la primera tabla (4.2) se han separado las semanas correspondientes a vientos del Este o alternancia de Estes y Oestes. En la segunda (4.3) aparecen las correspondientes a vientos del Oeste. La razón de elegir más semanas de ponientes que de levantes reside en el hecho de que, como se viene concluyendo a partir de los capítulos anteriores, es en estos casos en los que mayores variaciones se pueden observar tanto en la dirección como en el módulo de la velocidad (sobre todo variaciones de tipo diario) y se pretende confirmar dichas conclusiones.

Se ha estudiado principalmente la aparición del período diario o de varios días, armónicos de éste (varias horas), hora y media, una hora y media hora.

En la última parte del espectro -mayores frecuencias- suelen aparecer numerosos períodos significativos cuya importancia no puede estudiarse de forma individualizada. Interesa más ver si estos picos son más o menos numerosos ó si existe alguno más destacable que los demás. En las tablas citadas aparecen tan sólo los más significativos.

Para tener una idea de la mayor o menor persistencia existente en cada caso, se ha escrito el primer valor correspondiente al nivel de confianza del 95% -proporcional al del continuo nulo-, correspondiente a cada semana. El hecho de escoger precisamente este valor y no el del continuo nulo ha sido simplemente debido a que de esta forma se pueden observar mejor las diferencias entre las distintas semanas, pues los correspondientes valores resultan más elevados.

nº semana	1	4	7	8	10
Fechas	<u>25/7/87</u>	<u>16/2/88</u>	<u>1/6/88</u>	<u>13/12/88</u>	<u>11/6/89</u>
Dirección dominante	E-W	E	E-W	E-W	E
1 ^{er} valor curva 95%	<u>0.95</u>	<u>0.8</u>	<u>0.93</u>	<u>0.6</u>	<u>0.65</u>
Períodos significativos (minutos)	(6000)		(1500)	(6000)	
	<u>122</u>		<u>315-300</u>	(1000)	
	<u>97</u>		(95.2)	(163)	
	<u>88.2</u>			(125)	
	(66)			<u>85.7</u>	
	<u>56.6</u>	(60)	<u>60</u>	73.1	
	<u>45.8</u>	(57.7)	<u>55.5</u>	<u>70</u>	
				<u>52.6</u>	
			<u>48.5</u>		<u>56</u>
			<u>42.5</u>		<u>46</u>
			<u>40</u>	<u>42</u>	43.5
				<u>39</u>	<u>39.5</u>
	<u>34</u>				<u>39</u>
		<u>34.9</u>			<u>34.3</u>
		<u>33.5</u>	<u>32</u>		<u>30</u>
		31.2			<u>29</u>
		<u>27.0</u>	<u>28.8</u>	28.3	<u>25.6</u>
		<u>24.9</u>	<u>24.6</u>		
	<u>23.5</u>	<u>23</u>		<u>23.6</u>	
		<u>22</u>	<u>22.7</u>	<u>22.4</u>	<u>22</u>
		<u>21.2</u>	21.2		
	<u>20.4</u>	<u>20.06</u>			20

Tabla 4.2. Períodos significativos para las semanas con vientos de levante.

Los valores subrayados superan el nivel de confianza del 95%. Los más destacables aparecen subrayados y en negrita. Los no subrayados superan el nivel de confianza del 90%. Los valores entre paréntesis son máximos relativos pero no superan el nivel de confianza del 90%.

nº semana	2	3	5	6	9	11
Fechas	<u>10/8/87</u>	<u>13/8/87</u>	<u>23/4/88</u>	<u>10/5/88</u>	<u>16/3/89</u>	<u>4/7/89</u>
Dirección dominante	W(E)	W(E)	W	W	W	W
1 ^{er} valor curva 95 %	<u>0.49</u>	<u>0.85</u>	<u>0.6</u>	<u>0.36</u>	<u>0.36</u>	<u>0.7</u>
Períodos significativos (minutos)	(3000) (1500)	(1500)	1500	1500	<u>1500</u>	(3000) 1500
		146	193-187	(461) (193)		
			<u>125-122</u>	(117)	125 (107)	<u>117</u>
	<u>107</u> <u>93</u> <u>86</u> 83-80		<u>92</u> <u>88.5</u>	87 82	88 <u>80</u> 76	(81)
	<u>67.4</u> <u>61.2</u>	66.6	<u>72.2</u>	65.2		<u>74</u>
		<u>55.5</u>	<u>58.8</u>	<u>62</u> (57.6)	59.4 <u>57.5</u>	55
	<u>53</u> <u>46.5</u> <u>44.5</u>	<u>46</u> <u>44.4</u> 37	<u>44.4</u> <u>36.1</u>	<u>46.1</u> <u>44.4</u> <u>38.7</u>	<u>53</u> <u>51</u> <u>43</u> <u>38.2</u>	<u>45</u> <u>40</u> <u>38</u>
			<u>34.5</u>		<u>35.7</u>	<u>35</u>
	<u>30</u>			32		<u>34</u>
		<u>24.7</u> <u>24</u>		26.3 <u>24.2</u>	30.7	<u>30.5</u> <u>27</u>
	<u>23.8</u>	<u>20.2</u>		<u>20.2</u>	<u>23.3</u>	<u>25.8</u> <u>24.4</u>

Tabla 4.3. Períodos significativos para las semanas con vientos de poniente.

Los valores subrayados superan el nivel de confianza del 95%. Los más destacables aparecen subrayados y en negrita. Los no subrayados superan el nivel de confianza del 90%. Los valores entre paréntesis son máximos relativos pero no superan el nivel de confianza del 90%.

PERSISTENCIA

En las tres semanas de mayor persistencia -1 (25/7-1/8/87), 7 (1-8/6/88) y 3 (13-20/8/87)- se alternan los Oestes con los Estes. Se da la coincidencia de que en los tres casos los Estes se centralizan sobre todo en el sector E, y su presencia se debe a la Baja Térmica Sahariana -con las isobaras paralelas al eje del Estrecho-. Dentro de los Oestes domina en los tres casos el sector W, debido al desarrollo de la Baja Térmica Peninsular, cuyo centro se desplaza hacia la zona oriental de la Península. El origen, por tanto, de ambos sectores (Estes y Oestes) reside en el desarrollo de depresiones, debido al calentamiento superficial típico del Verano.

A continuación se presenta la semana 4 (16-23/2/88), en la cual dominan los E casi por completo. Se puede ver en la tabla 4.1 que, tanto esta semana, como en la 10 (11-18/6/89) -con predominio del sector E- son los dos únicos casos en los que no aparecen sectores entre paréntesis (debido a que los demás sectores carecen de importancia frente al dominante E), confirmándose lo que se viene comentando a lo largo de todo el trabajo, acerca de la mayor centralización ó canalización existente en el caso de los levantes.

La situación meteorológica a escala sinóptica correspondiente a cada semana influye directamente sobre el grado de persistencia que se observa en cada una de ellas. Independientemente de las direcciones y sectores dominantes existe mayor persistencia en los casos correspondientes a situaciones sinópticas de tipo más estacionario y menos transitorio, como es el de las depresiones de origen térmico -Baja Peninsular y Sahariana-. (Ya se vio en el capítulo 3 cómo ambos sistemas pueden originar el predominio de diferentes sectores, tanto levantes como ponientes, dependiendo de su posición exacta con respecto al Estrecho). Por el contrario, a medida que se introduce mayor variabilidad de las situaciones sinópticas -entre días consecutivos- en una misma semana, la persistencia disminuye.

Generalmente, los casos que presentan mayor persistencia, suelen corresponder a las ocasiones en las que las isobaras están dispuestas con orientación zonal sobre el Estrecho en el mapa en superficie y están más asociados a situaciones sinópticas típicas de Primavera y Verano (Bajas Térmicas). Por el contrario, los otros sistemas anteriormente mencionados (A_w , C_E , C_w y C_{sw}) están más asociados a las épocas de Otoño e Invierno. No se pretende decir con esto que exista mayor persistencia en Verano que en

Invierno, pues todo depende de la situación meteorológica a escala sinóptica; si los Oestes son provocados por la influencia del Anticiclón Atlántico en Verano, por ejemplo, existirá también poca persistencia.

A su vez, esta influencia de la situación meteorológica a escala sinóptica repercute sobre los sectores dominantes. De esta forma, como se puede ver en la tabla 4.3, parece que dentro de los Oestes, la persistencia es mayor con los W -más típicos en Verano, como ya se comentó anteriormente-, seguidos de los WNW, y por último los NW. Pero tampoco se puede asegurar nada sobre este orden de forma estricta, porque todo depende del mantenimiento de la situación que los origina. Por ejemplo, el caso del último sector citado (NW) suele ser típico de la entrada de sistemas frontales, que introducen la máxima variabilidad e inestabilidad y hacen disminuir mucho la persistencia, tal como se observa en las últimas semanas 9 (16-23/3/89) y 6 (10-17/5/88).

Concretamente en la semana de menor persistencia - semana 6 (10-17/5/88)-, además de la mayor variabilidad en las situaciones sinópticas -con influencia del A_W , C_E , C_{SE} y Baja Térmica-, tres sistemas frontales se desplazan sobre el Estrecho, contribuyendo al aumento del módulo de la velocidad y de la inestabilidad convectiva.

Se puede poner un ejemplo para corroborar lo que se acaba de exponer, haciendo referencia a la comparación de las dos semanas similares de Agosto de 1987:

En la semana 2 (10-17/8/87) dominan los ponientes por influencia del Anticiclón Atlántico y en ocasiones también aparece la Baja Térmica Peninsular, salvo los dos primeros días, en los cuales existen levantes, originados en el Anticiclón Mediterráneo; existen bastantes variaciones en la situación meteorológica a escala sinóptica no favorece la persistencia. Esta persistencia es mayor en la semana 3 (13-20/8/87), en la cual se han suprimido los primeros levantes y se añaden al final dos días también de levantes; aparentemente la situación sería parecida a la del primer caso (10-17/8/87), pero estos últimos levantes son originados por la presencia de la Baja Térmica Sahariana, que favorece, como se ha dicho, el aumento de la persistencia.

Se han realizado otras pequeñas variaciones -añadiendo o suprimiendo algún día- de las semanas analizadas, confirmando estos hechos.

En términos muy generales se podría decir que en los Oestes de Verano se observa mucha mayor persistencia que en los de Invierno (debido a las

situaciones sinópticas que los originan). Los Estes de Verano e Invierno son más similares y no se pueden clasificar como se podría hacer con los ponientes.

PERÍODOS ENTRE 2 Y 4 DIAS

En algunas semanas en las que se alternan Estes y Oestes aparecen períodos correspondientes a 2 y 4 días, como ocurre en la 1 (25/7-1/8/87), 2 (10-17/8/87), 8 (13-20/12/88) y 10 (11-18/6/89), aunque no sean suficientemente significativos en ninguno de estos casos.

PERÍODO DIARIO

Otro hecho destacable a analizar en los espectros, como ya se ha argumentado, es la existencia del período diario, y es precisamente en las semanas de predominio de Oestes, en las que más claramente se detecta este período, que por otra parte, se adivina con sólo observar las curvas de los datos de la muestra (Fig. 4.19). Donde mejor se puede comparar el diferente predominio o significación tanto de este período es en las tablas 4.2 y 4.3, a las que anteriormente ya se hizo referencia.

Debido a la mayor posibilidad de variación en la dirección dentro de los sectores del Oeste que en los del Este, existe mayor probabilidad de que se produzca esta evolución diaria. No está directamente relacionada con un régimen de brisas, pero sí con las variaciones térmicas, acentuándose más en las épocas de Primavera y Verano, por el mayor calentamiento de la superficie terrestre. Posteriormente (Cap. 5) se hará referencia al posible origen de esta evolución diaria.

Por el contrario, en las semanas con predominio de levantes -4 (16-23/2/88) y 10 (11-18/6/89)- no se detecta este período. En el gráfico de los datos tampoco se observan variaciones de tipo diario, ya que las variaciones entre los diferentes sectores dentro de los levantes son mínimas -existe mucha más canalización, a lo cual ya se ha hecho referencia anteriormente.

Para ilustrar la gran diferencia que se observa entre los períodos de levante y poniente, tanto en la evolución de los datos de la velocidad de viento como en el espectro de potencias de esta variable, se han escogido tres ejemplos:

VELOCIDAD DE VIENTO: TARIFA (16-23/2/88)



Figura 4.15. Velocidad de viento a 10m de altura, en la Planta Eólica de Tarifa, en una semana con viento de levante.

ESPECTRO DE POTENCIAS DE LA VELOCIDAD DE VIENTO: TARIFA (16-23/2/88) - VIENTOS DE LEVANTE

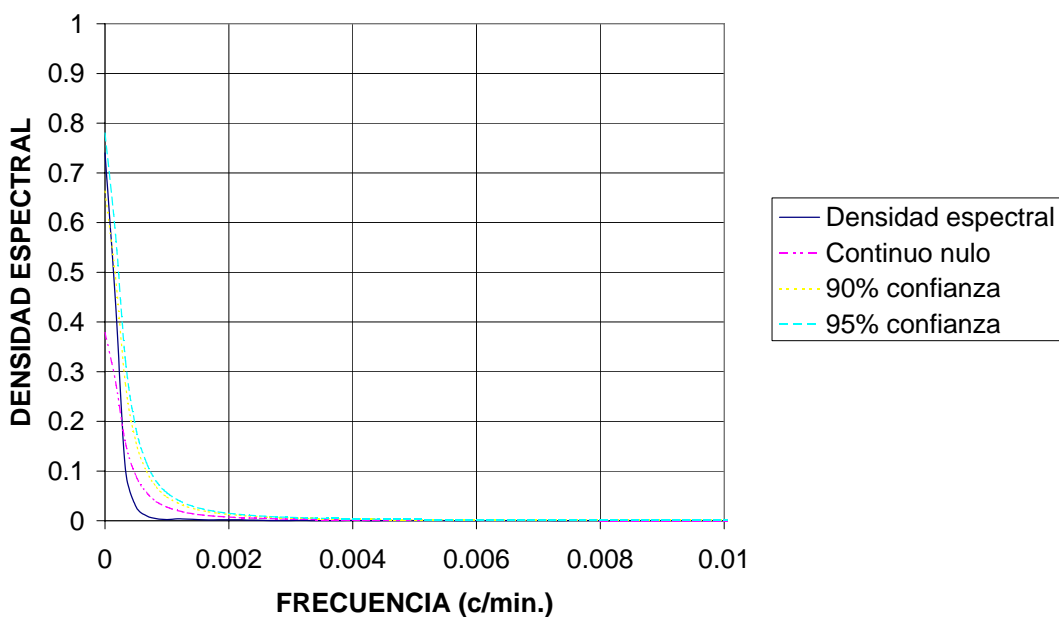


Figura 4.16. Espectro de potencias de la velocidad de viento a 10m de altura, en la Planta Eólica de Tarifa, en una semana con viento de levante.

VELOCIDAD DE VIENTO: TARIFA (1-8/6/88)

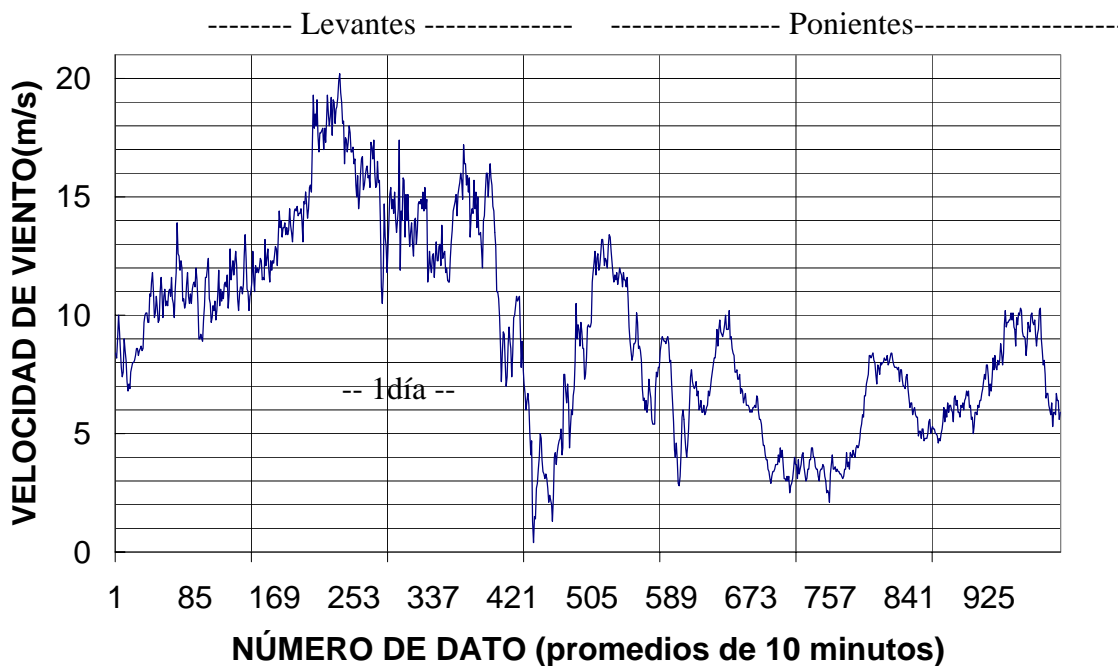


Figura 4.17. Velocidad de viento a 10m de altura, en la Planta Eólica de Tarifa, en una semana con alternancia de viento de levante y poniente.

ESPECTRO DE POTENCIAS DE LA VELOCIDAD DE VIENTO: TARIFA (1-8/6/88) - LEVANTES Y PONIENTES

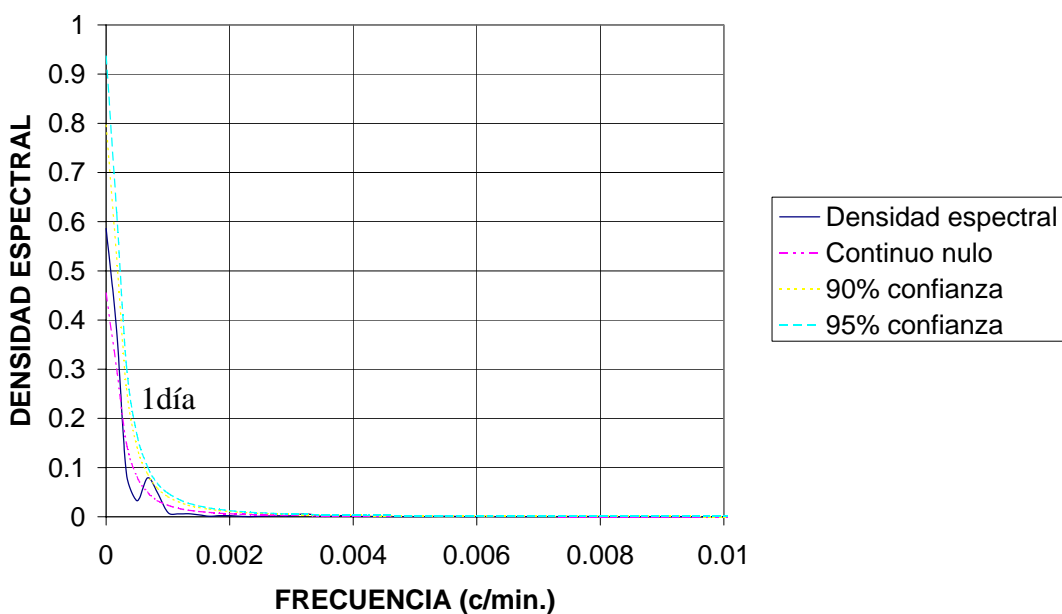


Figura 4.18. Espectro de potencias de la velocidad de viento a 10m de altura, en la Planta Eólica de Tarifa, en una semana con alternancia de viento de levante y poniente.

VELOCIDAD DE VIENTO: TARIFA (23-30/4/88)



Figura 4.19. Velocidad de viento a 10m de altura, en la Planta Eólica de Tarifa, en una semana con viento de poniente.

ESPECTRO DE POTENCIAS DE LA VELOCIDAD DE VIENTO: TARIFA (23-30/4/88) - Vientos de poniente

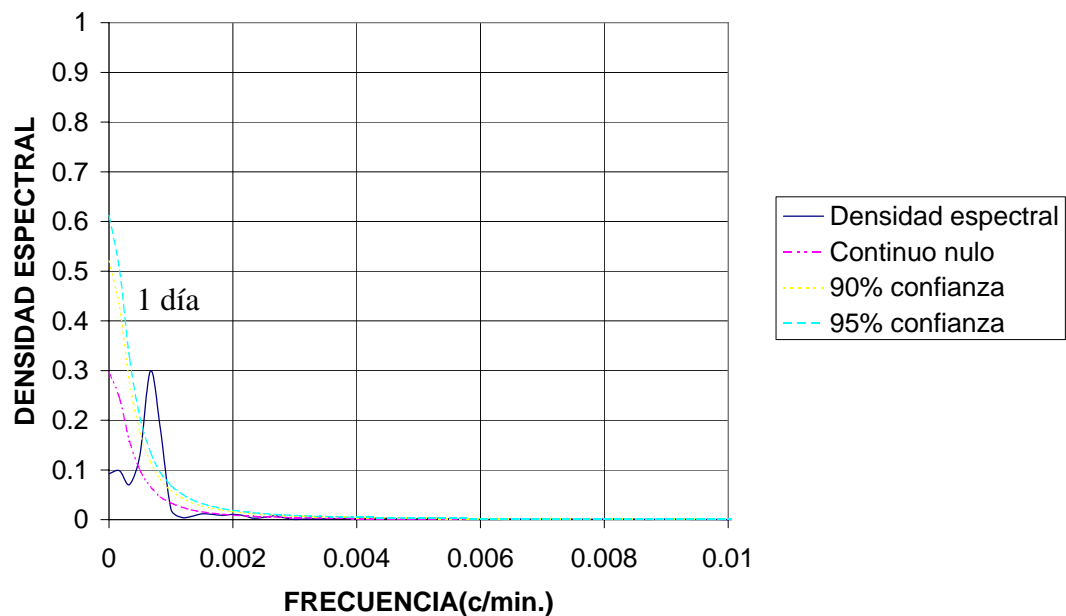


Figura 4.20. Espectro de potencias de la velocidad de viento a 10m de altura, en la Planta Eólica de Tarifa, en una semana con viento de poniente.

En el primero de ellos (fig. 4.15 y 4.16), que corresponde a un período de levantes (semana del 16/2/88), existe una clara tendencia al aumento de la velocidad y no se observa en ningún momento la curva de evolución diaria. En el segundo (fig. 4.17 y 4.18), que corresponde a la alternancia de levantes y ponientes (semana del 1/6/88), se puede apreciar el gran contraste existente entre ambas series de datos, observándose claramente la evolución diaria solamente en el período de ponientes; en el espectro, el período diario aparece, aunque no supera el nivel de confianza del 90%, pues se está uniendo la influencia del período de levantes, en el que no existe esta evolución diaria. En el tercer ejemplo (fig. 4.19 y 4.20), que corresponde a una semana de ponientes (23/4/88) es donde más claramente se observa la evolución diaria, tanto en los datos como en el "pico" diario que aparece en el espectro de potencias, superando el nivel de confianza del 95%.

En las épocas de Oestes suele observarse, además del período diario, algunos armónicos correspondientes al ciclo del calentamiento diario (2, 3, 5 horas, etc).

PERIODO DE UNA HORA Y MEDIA

Otro período bastante significativo en todos los espectros, salvo en las dos semanas de levantes completas -4 (16-23/2/88) y 10 (11-18/6/89)- y la 3 (13-20/8/87) es el de una hora y media; en la 7 (1-8/6/88) aparece un período en 95.2 minutos, aunque no supera el nivel de confianza del 90%. Precisamente, estas semanas son las que mayor tendencia al aumento de velocidad presentan, mientras que en las de menor tendencia (por ejemplo en la 9 (16-23/3/89)) este período es muy significativo, aunque no coincide exactamente en 90 minutos.

PERIODO HORARIO

El período horario aparece en todos los espectros -confirmando las investigaciones de Ishida (1989)-, aunque no sea exactamente en 60 minutos, pero sí muy cercano. Solamente se aleja algo más en la semana 8 (13-20/12/88) (existe un pico en 70 y otro en 52.6 minutos), al existir una transición continua entre levantes y ponientes. En esta semana también

aparecen otros períodos algo diferentes de los que se observan en las restantes: por ejemplo existe un pico en 1000 y otro en 163 minutos.

4.4.2. Comparación de las evoluciones horarias medias de la velocidad

Para poder comparar lo que sucede en los diferentes meses e intentar relacionarlo con su distinta distribución sectorial se ha calculado la media mensual de los valores de la velocidad media (en 10 minutos) para cada hora del día y la desviación estándar con respecto a dicha media. Todas las horas que se mencionan a continuación en este apartado están expresadas en tiempo TMG.

Las evoluciones que resultan para los tres niveles de medida (10, 20 y 30 m de altura) son muy similares, debido a lo cual se va a hacer referencia a los tres indistintamente.

La evolución típica de la velocidad a lo largo del día ha sido estudiada por muchos autores (p. ej. Plate, 1982). Esta evolución está relacionada con las variaciones diarias de presión y temperatura:

La presión suele alcanzar dos máximos aproximadamente a las 10 y a las 22 h., y dos mínimos a las 4 y a las 16 h. La temperatura alcanza un mínimo al final de la noche, cuando la radiación neta se anula, y un máximo un poco después de alcanzar el máximo en esta radiación neta (entre las 13 y 15 h).

De esta forma, la estabilidad comienza a aumentar al anochecer y debido a la falta de mezcla con las capas superiores, la velocidad superficial disminuye. Puede ser que incluso se forme una inversión junto a tierra, que comenzará a ser destruida al amanecer, empezando un aumento lento de la velocidad, tras el cual, el proceso de la mezcla turbulenta progresa, alcanzando capas superiores, que ceden su momento a las inferiores, produciendo una aceleración en el movimiento superficial. Una vez se alcanza el máximo de turbulencia -con cierto retraso- se logra también el máximo de la velocidad, tras el cual comienza un descenso progresivo, que generalmente, al igual que el aumento, tiene lugar en dos etapas.

Pero esta evolución típica puede variar mucho entre las diferentes épocas del año dependiendo de las horas de insolación y de la zona concreta de observación.

En el caso de Tarifa, se observa que en los meses en que el predominio de los levantes es casi absoluto (sobre todo en Julio, Septiembre, Octubre y Noviembre), las variaciones diarias van a resultar mucho menores que en aquellos en los que hacen su aparición los ponientes (por ejemplo en Enero, Abril, Mayo y Junio), mucho más variables en términos generales.

En estos meses con predominio de levantes todas las medias horarias superan a las de los meses con predominio de ponientes. (Ya se vio anteriormente que, en general, los Estes aportan mayores velocidades medias que los Oestes). En estos mismos períodos (Estes) las desviaciones típicas con respecto a la media horaria mensual (del orden de 5 m/s) también son mayores que para los Oestes (siendo en este caso del orden de 4 m/s).

En las épocas de mayor variabilidad térmica diaria -como son Octubre y Abril (Otoño y Primavera)-, se advierte también una mayor variación en las velocidades medias alcanzadas a lo largo del día.

Durante las primeras horas de la noche existe un predominio de los vientos del Oeste, siguiendo la pauta de un régimen de brisas que suele ocasionar un giro progresivo del viento desde la dirección SW (primeras horas de la mañana) hasta la NW (últimas horas de la tarde), variando esta última dirección ligeramente a lo largo de las estaciones del año. Al ser los vientos superiores también Oestes, y mucho más intensos que los vientos en superficie, la falta de mezcla ocasiona que estos últimos disminuyan. Prácticamente durante todo el año se observa un ligero aumento de velocidad (o al menos falta del descenso nocturno) entre las 3 ó 4h. Algunos autores (Scorer, 1952), atribuyen la explicación de este hecho a la disminución general nocturna de la turbulencia, que conlleva una ausencia de mezcla, lo cual provocaría un progresivo descenso de la velocidad hasta las 3h, justamente cuando aparecerían los levantes, que suelen ser más intensos en superficie que en altura, y al existir falta de mezcla entre los diferentes niveles van a acentuarse, ocasionando este ligero aumento de velocidades, que se ve frenado, lógicamente por la disminución global en base a las temperaturas y presiones. No obstante, otros autores (Ward, 1953) son contrarios a este argumento, puesto que en la mayoría de los casos la velocidad aumenta con la altura, ya sea con levantes o con ponientes, atribuyendo el origen de los frecuentes cambios de W a E a las 3 h. (sobre todo en Verano y Otoño), y la tendencia a un ligero aumento a las 21 h. (en levantes) a las variaciones diarias de presión entre ambos lados del Estrecho de Gibraltar (el máximo de

las 21 h. se suele alcanzar antes en Casablanca que en Málaga). Entre las 18 h. y medianoche son favorecidos los vientos Oestes y aproximadamente a las 3 h. se observa un máximo en los levantes.

En el caso de la Planta Eólica, se observa que el pequeño aumento nocturno se retrasa hasta las 5 h. en los meses que presentan características Primaverales (en nuestro caso Mayo y Junio) y otoñales (Octubre), debido, posiblemente a un aumento de la turbulencia y de la mezcla convectiva.

Al amanecer, y a medida que se produce el calentamiento de la superficie, el aumento de temperaturas, la disminución de presiones y por consiguiente, el aumento de mezcla -siempre con un cierto retraso respecto a los dos primeros factores, que implica el mismo retraso en las velocidades-, ocasionan el aumento general de velocidades medias hasta aproximadamente las 14 h., manteniéndose los valores alcanzados .

El citado aumento diurno desde primeras horas de la mañana hasta mediodía también resulta diferente a lo largo del año:

En los meses de la Primavera y Otoño, este aumento es progresivo y continuo desde las horas iniciales hasta las centrales, mientras que en Invierno y Verano se observan pequeños ascensos sucesivos con máximos relativos intermedios. Esto puede estar relacionado con la presencia de inversiones térmicas nocturnas junto a tierra. De esta forma, existe un primer aumento de velocidad a medida que se destruye la inversión, seguido de un cierto mantenimiento, para aumentar de nuevo según prosigue el calentamiento y consecuentemente se intensifica la turbulencia.

El inicio de este aumento diurno también varía; cuanto mayor es el calentamiento y menor la inversión nocturna, este inicio se adelanta.

El mantenimiento del máximo central diurno resulta mucho mayor en Verano e Invierno. En Primavera y Otoño, al existir mayor turbulencia y variabilidad, tan sólo se distingue un máximo central para disminuir inmediatamente después.

Posteriormente se inicia la disminución de velocidades debido al enfriamiento de la superficie, aumento ligero de presiones y disminución de la mezcla turbulenta, hasta iniciarse de nuevo el mismo ciclo diario.

Lógicamente, la disminución que se observa al atardecer va a adelantarse en Invierno (frente al Verano), debido a la menor duración de las horas de luz.

Antes de terminar el día, y después de esta disminución al atardecer, se observa un ligero aumento que se inicia a diferentes horas (entre las 20 h. y 23 h.), adelantándose en los meses de Verano frente los de Invierno, al cual ya se ha hecho referencia anteriormente.

4.4.3. Curva de evolución diaria para levantes y ponientes

En el apartado anterior se ha mostrado la variación diaria media que tiene lugar en períodos en los cuales se alternan levantes y ponientes, intentando relacionar el resultado obtenido para los diferentes meses del año, con el distinto predominio de ambas poblaciones.

Debido al conocimiento adquirido tras realizar los análisis anteriores, se sabe que, generalmente, es difícil encontrar que en un mismo día se alternen levantes y ponientes, exceptuando los días de transición entre uno y otro sentido del viento. Lo normal es encontrar en un día el predominio total de levantes o bien de ponientes, aunque en este último caso pueda existir alternancia en la dirección, dentro de los propios ponientes. Por esta razón, en este apartado se va a estudiar por separado la curva de evolución que resulta para los levantes y ponientes, respectivamente.

Para ello, se han tomado todas las muestras del año 1988, realizando un promedio horario de la velocidad de viento medida en el nivel de 10 m y hallando la dirección más frecuente para cada hora, con sus correspondientes desviaciones estándar, separando las medidas en levantes y ponientes. (La desviación estándar de las direcciones, se ha realizado con respecto a una media en grados, lo cual puede ofrecer una idea de su variabilidad, ya que se han separado los dos grupos de levantes y ponientes). El resultado se muestra en las figuras comprendidas entre la 4.21 y 4.24.

Lo primero que se observa es la diferencia existente entre las medias diarias y entre la magnitud de la variación total a lo largo del día: entre 1.2 y 12.4 m/s para los levantes, y entre 4.1 y 8.7 m/s para los ponientes. Pero cuando se analizan días aislados, esta diferencia se acentúa todavía más, observándose variaciones de menos de 1 m/s para los levantes y de hasta 14 m/s para los ponientes, en un solo día. Incluso, ya se ha comprobado que, en el caso de los levantes puede existir una tendencia progresiva al aumento de la velocidad, según persiste la dirección, con independencia de la hora del día.

VARIACIÓN DIARIA DEL MÓDULO DE LA VELOCIDAD DE VIENTO PARA VIENTOS DE LEVANTE (TARIFA)

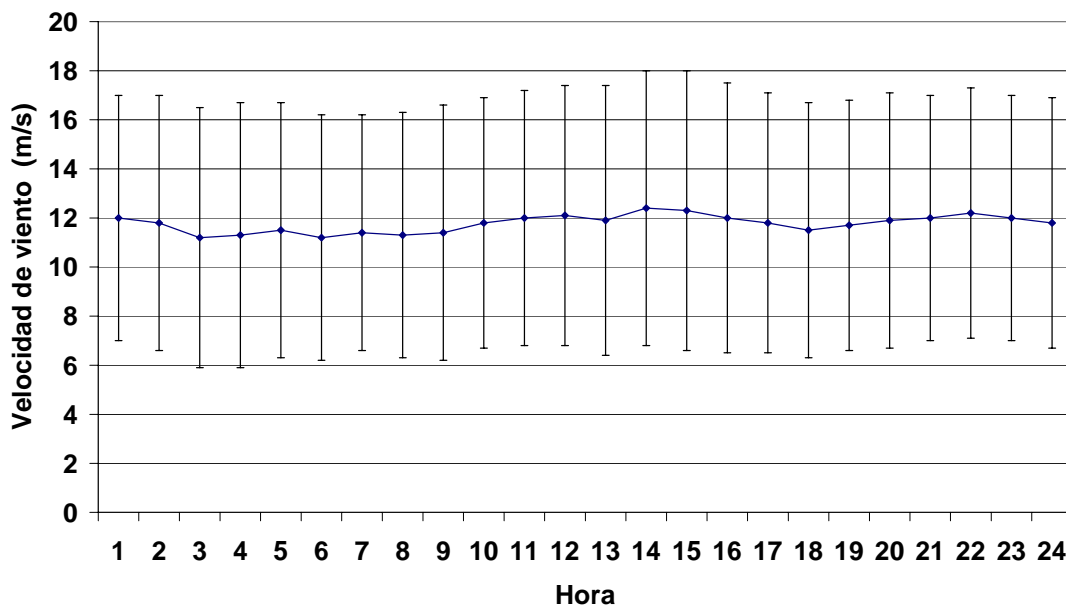


Figura 4.21. Variación diaria del módulo de la velocidad media horaria y desviaciones estándar, correspondientes al año 1988, en la Planta Eólica de Tarifa, para vientos de levante.

VARIACION DIARIA DE LA DIRECCIÓN DE VIENTO PARA VIENTOS DE LEVANTE (TARIFA)

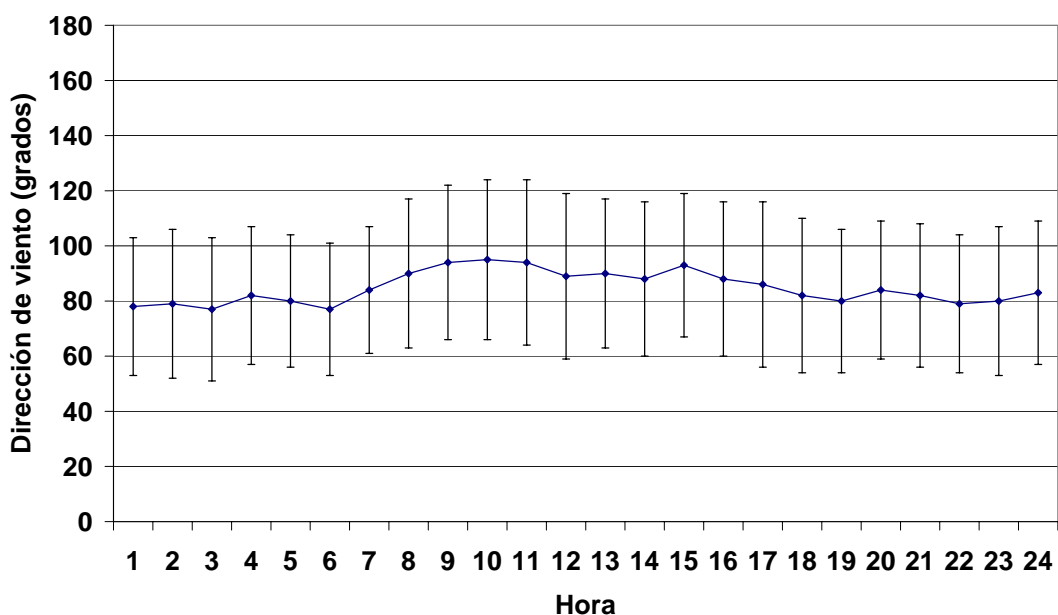


Figura 4.22. Variación diaria de la dirección de viento más frecuente horaria y desviaciones estándar, correspondientes al año 1988, en la Planta Eólica de Tarifa, para vientos de levante.

VARIACIÓN DIARIA DEL MÓDULO DE LA VELOCIDAD DE VIENTO PARA VIENTOS DE PONIENTE (TARIFA)

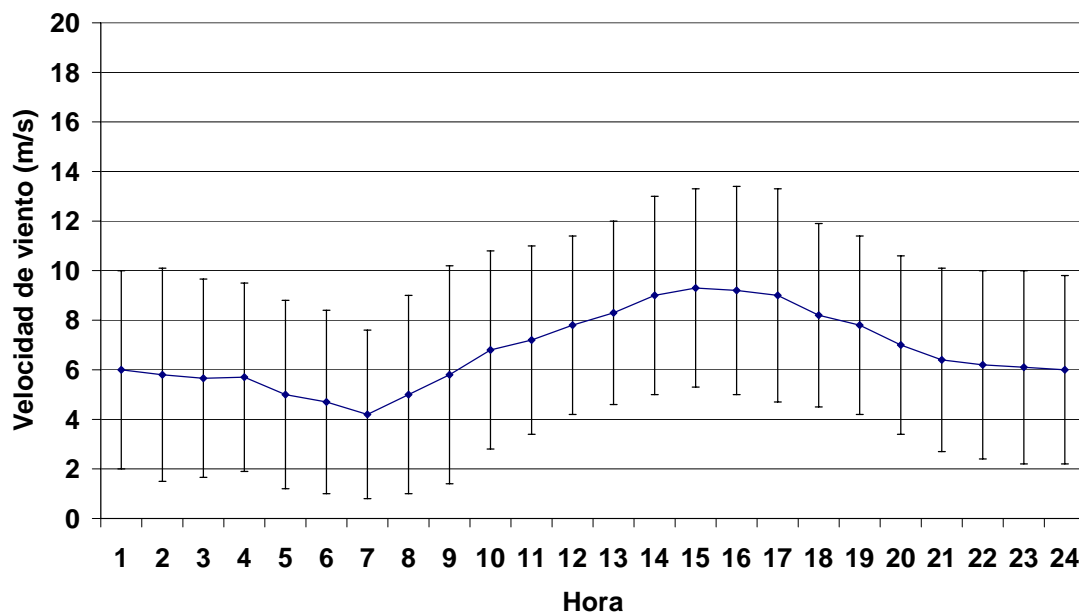


Figura 4.23. Variación del módulo de la velocidad media horaria y desviaciones estándar, correspondientes al año 1988, en la Planta Eólica de Tarifa, para vientos de poniente.

VARIACIÓN DIARIA DE LA DIRECCIÓN DE VIENTO PARA VIENTOS DE PONIENTE (TARIFA)

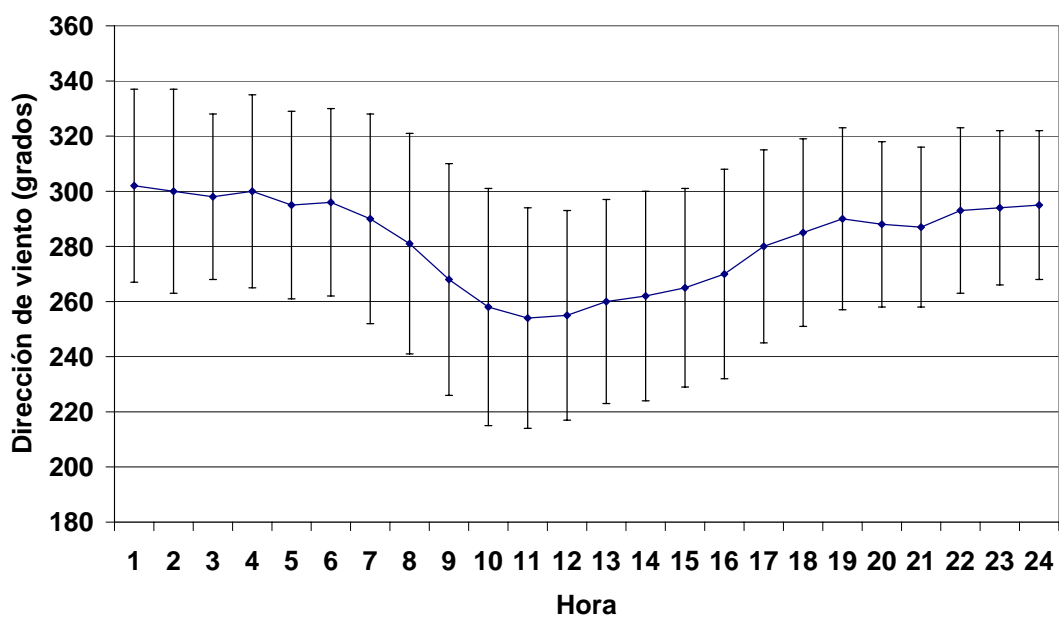


Figura 4.24. Variación diaria de la dirección de viento más frecuente horaria y desviaciones estándar, correspondientes al año 1988, en la Planta Eólica de Tarifa, para vientos de poniente.

En la generalidad de los casos de levante no existe apenas variación diaria ni en el módulo ni en la dirección del viento (fig. 4.21 y 4.22). En los casos de levantes en los que existen variaciones considerables, no existe una relación de dichas variaciones con el ciclo de calentamiento diario, sino que suelen estar relacionadas con un cambio en la situación meteorológica a escala sinóptica que afecta al Estrecho. En los levantes suele observarse el ligero aumento que tiene lugar aproximadamente a las 3h, al que anteriormente se hizo referencia, y que algunos autores (Scorer, 1952) atribuyen al aumento de estabilidad nocturna, que contribuye al aumento de la velocidad superficial.

En el extremo contrario, se encuentra una estrecha relación entre la variación del módulo (fig. 4.23) y dirección (fig. 4.24) de la velocidad, y el ciclo de calentamiento diario, en el caso de los ponientes: Existe un progresivo descenso de la velocidad durante la noche hasta aproximadamente las 7 h (dependiendo este mínimo, de la época del año y duración de las horas de sol); después del amanecer comienza a aumentar la velocidad, lo cual puede realizarse en dos etapas la primera entre las 7 y las 12 horas, y la segunda entre las 12 y 14 horas, aproximadamente; una vez alcanzado el máximo, la velocidad suele mantenerse con pequeñas variaciones hasta las 16 o 17 horas, comenzando después a disminuir, primeramente de manera más rápida hasta el anochecer, y más tarde, durante la noche, de forma más lenta.

Aunque la curva que se acaba de describir es muy semejante a la curva de evolución diaria de la temperatura -con el correspondiente retraso-, la influencia de la temperatura sobre la velocidad de viento no es directa, pues lo que realmente va a influir sobre ella son las variaciones en la diferencia de temperatura entre el mar y ambas costas (española y africana), y las variaciones en la estabilidad atmosférica. Estos dos factores, determinarán los cambios en la dirección de viento, que a su vez, serán los que hagan variar el módulo de la velocidad.

Durante la noche suele observarse una componente NW-WNW, que generalmente cambia a SW después del amanecer, y posteriormente a W a mediodía (en algunas ocasiones pasa directamente de WNW a W, sin aparecer la dirección SW), para volver de nuevo a WNW-NW cuando se pone el sol. De esta manera, la evolución en el módulo de la velocidad es consecuencia directa de las variaciones en su dirección y sentido.

Si se tratara de un simple régimen de brisas, se esperaría una componente SSW-SW durante el día y una componente NNW-NW durante la noche. Pero está claro que la aparición de la componente W durante las horas centrales del día, que a su vez, provoca el aumento del módulo de la velocidad hasta alcanzar el máximo diario, se debe a otras causas adicionales. Es posible que la aparición de esta componente tenga su origen en los vientos anabáticos que se desarrollan durante el día en ambas costas, debido a las dos cadenas montañosas situadas en las mismas (Penibética en España y Atlas en Marruecos), los cuales provocarían un flujo de viento en dirección hacia ambas, originando una depresión relativa en la zona marítima oriental del Estrecho, hacia la cual se dirigiría el viento que entra por la parte occidental, en dirección W, acelerándose este proceso e incrementando el módulo de la velocidad, a medida que aumenta el calentamiento terrestre y se incrementa el desarrollo de los citados vientos anabáticos. Durante la noche, y a primeras horas de la mañana, es posible que tenga lugar el fenómeno de las brisas (en direcciones NW y SW, respectivamente), las cuales se ven enmascaradas durante el día por este otro fenómeno que supuestamente tiene lugar a mesoescala. (En el siguiente capítulo, se volverá a hacer referencia a este fenómeno, encontrándose más evidencias que apuntan a que ésta sea la causa principal de las variaciones de velocidad que se encuentran en los vientos de poniente).

Pero si éste fuera el único efecto a tener en cuenta, la variación diaria tendría lugar de forma más acusada en Verano y desaparecería prácticamente en Invierno. Es importante pensar en que, pese a que el calentamiento (tanto de la tierra como del mar) es máximo en Verano y mínimo en Invierno, es muy posible que las diferencias entre el calentamiento de ambas superficies (tierra y mar), que es el factor a tener en cuenta, se acentúen en la Primavera, época durante la cual se aprecia el máximo contraste en la curva de evolución diaria de la velocidad.

Además, es importante tener en cuenta que, durante el Otoño e Invierno aumenta la inestabilidad y mezcla convectiva, que ocasiona la cesión de momento desde las capas superiores –con viento del Oeste superior al de superficie, generalmente- a las inferiores, que adquieren en las horas centrales del día, no sólo mayor velocidad sino la dirección W del viento en altura.

Otro importante hecho, a tener en cuenta, es la posible influencia de las “bajas térmicas” Ibérica y Sahariana –típicas de la Primavera y Verano-, cuya influencia ya fue estudiada en el capítulo 3, aunque conviene recordarla:

La influencia de la baja térmica Sahariana sobre el viento en el Estrecho depende de la posición de las isobaras con respecto al mismo. Si las isobaras son paralelas al eje del Estrecho, se desarrolla un fuerte viento de levante que adquiere su máxima velocidad, sobre todo en Verano; aunque dicha “baja” se refuerce durante las horas centrales del día, no se observa una clara evolución diaria en el viento superficial, que se acelera progresivamente mientras persista este sistema de presión. Si las isobaras son transversales al mismo (dirección meridiana), en caso de existir mayor presión en la zona oriental del Estrecho, se originan, de nuevo, vientos de levante, mientras que si existe mayor presión en la zona occidental, aparecen vientos de poniente, en los que sí es más frecuente observar esta evolución diaria.

Igualmente, el desarrollo de la “baja térmica” peninsular, puede dar lugar a la aparición de vientos de poniente, si las isobaras son paralelas al eje del Estrecho, que se refuerzan en las horas centrales del día, según crece en intensidad el centro depresionario. En caso de que las isobaras sean transversales al mismo, la “baja térmica” suele situarse en la zona oriental peninsular, de manera que el viento se dirige directamente hacia las bajas presiones en sentido W, igualmente.

Volviendo de nuevo a las figuras que representan la distinta evolución diaria del módulo y dirección del viento, para levantes y ponientes (fig. 4.21 a 4.24), se observa claramente una pequeña variación en la dirección, en el caso de los levantes, que se traduce igualmente en la escasa variación del módulo (en media, pues en un día aislado podría aumentar), mientras que en los ponientes se observa todo lo contrario, como ya se ha comentado.

En estas figuras se observa también que la desviación estándar de las velocidades medias horarias es mayor en el caso de los levantes, lo cual puede ser debido a la diferencia entre el módulo que se alcanza durante distintos días; en ambos casos, el máximo de estas desviaciones estándar tiene lugar en las horas inmediatamente posteriores al máximo y mínimo diario, ya que dichos valores no se alcanzan siempre a la misma hora exacta.

Por otra parte, las desviaciones estándar en las direcciones son mayores en el caso de los ponientes, como se podía esperar.

Los relativos elevados valores de las desviaciones estándar podrían sugerir el hecho de que los promedios horarios realizados no representarían lo que ocurre en días aislados; sin embargo, al analizar individualmente lo que ocurre en numerosas muestras de días aislados, se puede observar esta misma evolución que se acaba de describir (con las correspondientes variaciones en torno a la media de velocidad).

Se concluye, de nuevo, la existencia de la curva de evolución diaria inherente a los vientos de poniente, y prácticamente ausente en los de levante.

CAPÍTULO 5: ELABORACIÓN DE UN MODELO ESTADÍSTICO DE PREDICCIÓN DE VIENTO

5.1 Introducción

Como se ha comentado al inicio de este trabajo, el objetivo final consiste en la elaboración de un modelo que permita predecir los valores del módulo de la velocidad del viento con una antelación de al menos dos días.

Dada la complejidad de aplicar un modelo físico que reproduzca los procesos dinámicos que tienen lugar en el Estrecho de Gibraltar, y en vista de los resultados que se han obtenido del estudio del régimen de vientos en dicha zona, se ha optado por implementar una técnica estadística que pueda reproducir cuantitativamente las relaciones cualitativas entre el comportamiento del viento y otras variables atmosféricas mencionadas a lo largo del trabajo.

Para elaborar este modelo estadístico se han considerado los datos atmosféricos procedentes del análisis y predicción operativa del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio (Reading, R.U.) -que en adelante se mencionará por las siglas CEPMPM-, los cuales serán utilizados como predictores en el modelo, junto con las observaciones en la estación meteorológica del Instituto Nacional de Meteorología -en adelante INM- situada en Tarifa, cuyas características se detallaron en el capítulo 2. En este mismo capítulo se mostró que las características del viento medido en la estación del I.N.M. se corresponden significativamente con las de los datos registrados en la Planta Experimental Eólica. Esto supone que el modelo elaborado sea válido

para ambos tipos de datos. Como se dijo en el capítulo 2, ha sido necesario utilizar los datos de la estación del I.N.M. en lugar de los de la Planta Experimental porque el último año con datos disponibles de esta Planta (1990) fue anterior a la fecha en que se comenzó a utilizar el modelo de predicción meteorológica operativo en el CEPMPM con una resolución del orden de $0.5 \times 0.5^\circ$, incluyendo el nivel de 925 hPa (enero de 1992).

No obstante, dado que el estudio del régimen de vientos realizado en el capítulo 4 corresponde a un período de tiempo distinto del elegido para elaborar el modelo, se ha vuelto a realizar un estudio similar con los datos observados en la estación del I.N.M. para los años 1995, 1996 y 1997, utilizados para la elaboración del modelo, que corrobora las características del régimen de vientos, ya mencionadas en dicho capítulo.

5.2 Elección del modelo

En la actualidad, los modelos globales operativos en los centros de predicción meteorológica pueden reproducir fenómenos atmosféricos con tamaños correspondientes a una escala sub-sinóptica (escalas espaciales mayores de 200 km), llegando incluso a tamaños incluidos en la llamada mesoescala β , como es el caso del modelo T213 operativo en el CEPMPM, cuya resolución horizontal es de aproximadamente 0.5° tanto en latitud como en longitud. Los resultados de dicho modelo global serán utilizados en este trabajo, aunque interpolados a una malla de exactamente $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ latitud-longitud.

El fenómeno que se pretende predecir -comportamiento de la variable viento en Tarifa- está influenciado por procesos que pertenecen a una escala menor que las citadas (mesoescala γ). Por eso, es necesario aplicar alguna técnica que permita utilizar las salidas de los modelos globales de predicción, cuya resolución espacial es demasiado baja, para pasar a una resolución más fina.

Aunque en la introducción de este trabajo (capítulo 1) ya se hizo referencia a las distintas posibilidades que existen para abordar este problema de reducción de escala ("downscaling), a continuación se resumen las características esenciales de los métodos más utilizados:

a) Métodos dinámicos, que incluyen explícitamente la dinámica de los distintos sistemas que caracterizan el clima de una región, dentro de los cuales destacan las siguientes técnicas:

a.1) Técnica de “anidamiento” (“nesting”), que consiste en la utilización de un modelo numérico similar al global, pero aplicado a una zona limitada (Dickinson et al., 1989), tomando como condiciones de contorno las salidas del modelo global. Esto permite utilizar celdillas de tamaño mucho menor, suficiente para que el modelo pueda simular procesos atmosféricos de mesoscala γ . La aplicación de este método con modelos de área limitada “anidados” de muy alta resolución (mesoscala γ) todavía no se halla disponible de forma operativa, aunque se espera que pueda estarlo en futuros Centros Meteorológicos Regionales a lo largo de esta década.

a.2) Método de “modelos globales con resolución variable” (“zooming”), que se basa en aumentar gradualmente la resolución hacia un punto localizado dentro de la región de interés, y disminuirla correspondientemente en el punto opuesto del globo (Courtier et al., 1991).

b) Métodos estadísticos, en los que se utilizan diversas técnicas:

b.1) Técnicas empíricas, en las cuales se obtiene información sobre patrones climáticos futuros, analizando climas recientemente pasados, utilizando como fuentes los registros instrumentales recientes junto a la que proviene de las analogías paleoclimáticas. En general, estos métodos empíricos no proporcionan una buena predicción cuantitativa, aunque sí cualitativa, de las distribuciones climáticas regionales. Dentro de estas técnicas, las más utilizadas en el campo de la energía eólica son las siguientes:

- El desarrollado por Glinou et al. (2000) para predecir el potencial de viento en una zona en la cual se poseen pocas observaciones, partiendo de los datos correspondientes a un

mayor período de tiempo en localidades cercanas. Este modelo se basa en el análisis multivariante de las series temporales, en el cual la modelización espacio-temporal del viento se realiza utilizando los modelos ARFIMA (autorregresivos), basados en la correlación espacial y la dependencia temporal a corto y largo plazo (persistencia). Igualmente, Balouktsis et al. (1986) aplicaron modelos autorregresivos con medias móviles (ARMA) en tres diferentes localidades de Grecia, obteniendo los mismos coeficientes del modelo y las mismas matrices de Transición de Markov para las tres localidades y unos resultados bastante similares a las observaciones.

- Técnicas basadas en las redes neuronales artificiales (ANN o Artificial Neural Networks), dentro del campo de la inteligencia artificial (Bechrakis y Sparis, 1998; Kariniotakis et al., 1996; Lin et al., 1996). Estas técnicas utilizan los valores pasados y presentes del campo de vientos, para predecir sus valores futuros, teniendo en cuenta la no linealidad del proceso. Existen numerosos tipos de ANNs especializados en la predicción, entre los que destacan el "Multilayered Percptrons (MLP)", el "Elman Recurrent Networks (ERC)" y el "Radial Basis Function Networks (RBF)".
- Filtro de Kalman (Bossanyi, 1985), que se basa en la relación existente entre dos medidas sucesivas en el tiempo, que difieren en un término de error de carácter fundamentalmente aleatorio. Aunque este método es uno de los más valorados actualmente en la predicción, dentro del campo de la energía eólica ha ofrecido peores resultados (hasta el momento) que otros métodos que a continuación se describen.

b.2) Técnicas semi-empíricas, que utilizan términos no empíricos, como pueden ser los derivados de las predicciones de los modelos de circulación a gran escala (GCMs), correspondientes a variables que, a su vez, se relacionan empíricamente con

variables superficiales locales. A su vez, dentro de las técnicas semi-empíricas se pueden distinguir varios tipos:

- Interpolación espacial directa en puntos intermedios situados entre los nodos de la malla utilizada por el modelo global (Smith, 1991).
- Desarrollo de relaciones de regresión entre series de variables superficiales observadas durante un cierto período en distintas estaciones climáticas, dentro de una región determinada y las correspondientes series de sus valores medios. Estas relaciones se aplican a los resultados de las variables superficiales obtenidas por el GCM sobre la región seleccionada, infiriéndose la información climática en superficie en cada una de las estaciones pertenecientes a dicha región (Kim. et al, 1984).
- Técnicas basadas en regresiones estadísticas entre la variable que se desee predecir a escala local –viento, en este caso- y el estado de la atmósfera reproducido por el modelo meteorológico global, que se define mediante los valores que toman un conjunto de variables atmosféricas significativas (predictores) en las celdillas del modelo situadas entorno al punto de interés (Glahn y Lowry, 1972; Klein, 1982). Dentro de estas técnicas de regresión se puede optar por dos tipos:
 - 1) M.O.S. (Model Output Statistic), tomando como datos de entrada en el modelo de regresión las predicciones operativas realizadas con el modelo meteorológico de escala global.
 - 2) P.P.(Perfect Prognosis), tomando como datos de entrada (predictores) los análisis realizados a partir del modelo meteorológico, que reproducen con una precisión aceptable el estado atmosférico instantáneo. Por esa razón, se conoce a esta técnica por el nombre de “pronóstico perfecto”.

Entre estas posibles técnicas, se ha optado por elegir esta última, para deducir la ecuación de regresión del modelo estadístico, debido a las siguientes razones:

- Aunque la técnica empírica de interpolación es la más sencilla, pues se basa en una interpolación espacial directa, tiene el gran inconveniente de presuponer una homogeneidad espacial que no siempre existe, como claramente se observa en la zona aquí estudiada.

- Se ha realizado (Joensen et al., 1999) una comparación de distintas técnicas estadísticas -concretamente la basada en la extensión del Filtro de Kalman, mínimos cuadrados recurrentes y una modificación de esta última- para la adaptación de los resultados de los modelos numéricos globales a zonas concretas, concluyendo que los mejores resultados se obtenían utilizando la técnica MOS que tiene en cuenta la influencia de otras variables meteorológicas.

- Aunque las técnicas M.O.S. y P.P. son formalmente similares, en la última se introducen menos errores pues se trabaja con datos de análisis, que pueden suponerse como las mejores “predicciones” que podrían obtenerse con el modelo meteorológico considerado.

5.3. Desarrollo del modelo estadístico de predicción

5.3.1 Introducción

Una vez elegida la técnica estadística que se va a aplicar (Perfect Prognosis), el objetivo consiste en deducir las ecuaciones multirregresivas que relacionan la variable que se quiere predecir o predictando -en este caso el módulo de la velocidad de viento en el observatorio del INM en Tarifa-, con diversas variables atmosféricas (predictores) que resultan del análisis con el modelo global del CEPMPM en las celdillas situadas en el Estrecho de Gibraltar y sus proximidades.

Se trata, pues, de hallar los coeficientes (C_0, C_1, \dots, C_n) de la ecuación de multirregresión que relaciona los predictores más influyentes (V_1, V_2, \dots, V_n) con el predictando (MÓDULO), es decir:

$$\text{MÓDULO} = C_0 + C_1V_1 + C_2V_2 + C_3V_3 + \dots C_nV_n$$

Los predictores $V_1 \dots V_n$ que se introducirán en la ecuación no sólo serán variables atmosféricas individuales derivadas del análisis del CEPMPM, sino también se ensayarán algunas combinaciones entre ellas. Estas variables individuales (o combinadas) se elegirán (o construirán) a partir del conocimiento de las características del régimen de vientos en la zona, obtenido en el estudio previo.

5.3.2. Elección de los predictores

La tarea más crítica en el desarrollo de las técnicas estadísticas de “reducción de escala” (“downscaling”) consiste en la elección de las variables que se van a utilizar como predictores en la ecuación de multirregresión.

Las variables que se han extraído del archivo de análisis operativos del CEPMPM, entre 1995 y 1997, interpoladas en una malla regular con dimensión de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ latitud-longitud, son:

En superficie:

- Presión reducida a nivel del mar (p)

En los niveles de 1000, 925, 850, 700 y 500 hPa:

- Temperatura (T)
- Geopotencial (Z)
- Humedad (q)
- Componente zonal de la velocidad de viento (u)
- Componente meridiana de la velocidad de viento (v)
- Componente vertical de la velocidad de viento (w)
- Vorticidad (vor)
- Divergencia (div)

Según el conocimiento previo de la dinámica atmosférica en la zona estudiada, y de la diferente influencia de la orografía del Estrecho en su parte

oriental y occidental, se consideraron inicialmente un total de 18 nodos de la malla del análisis del CEPMPM cercanos al punto de medida (estación del INM de Tarifa, cuya situación prácticamente coincide con el nodo 642), inscritos en el rectángulo que aparece en la figura 5.1, cada uno con su correspondiente numeración identificativa. En ella se observa que la mayoría de los nodos elegidos se hallan al Este del Estrecho, debido al mayor efecto de encauzamiento que existe en la parte oriental.

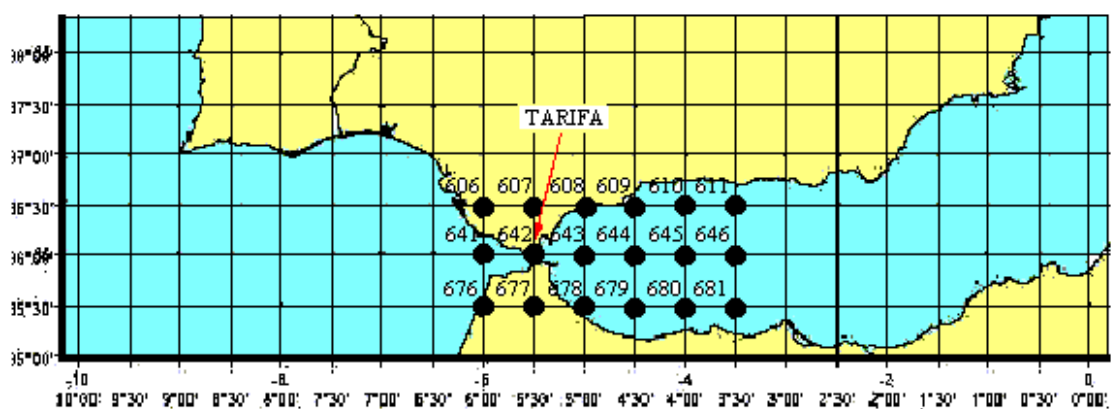


Figura 5.1. Mapa del Estrecho de Gibraltar en el que se señalan los nodos de la malla del modelo del CEPMPM, que han sido utilizados para la elaboración del modelo estadístico de predicción de viento en Tarifa. Se ha destacado la situación de la estación meteorológica del I.N.M. en Tarifa, prácticamente coincidente con el nodo 642 de la malla.

Tras haber realizado un análisis previo basado en regresiones individuales entre el MÓDULO (predictando) y las distintas variables medidas en los citados nodos (posibles predictores), se eligieron entre todos ellos los que presentaban un mayor coeficiente de correlación con el MÓDULO, teniendo en cuenta los efectos de multicolinealidad y descartando algunos predictores linealmente dependientes.

Las variables atmosféricas extraídas del archivo de análisis operativo del CEPMPM, que se han considerado inicialmente como predictores para realizar las multirregresiones, se identifican por las siguientes siglas:

U1000MB = Componente "u" del viento (m/s) en 1000 hPa en el nodo 642
V1000MB = Componente "v" del viento (m/s) en 1000 hPa en el nodo 642
U925MB = Componente "u" del viento (m/s) en 925 hPa en el nodo 642
V925MB = Componente "v" del viento (m/s) en 925 hPa en el nodo 642
MODU1000 = Módulo del viento horizontal (m/s) en 1000 hPa en el nodo 642
MODU925 = Módulo del viento horizontal (m/s) en 925 hPa en el nodo 642
GRADPSUP = Gradiente de presión en superficie entre el nodo 643 y 641
GT311000 = Gradiente zonal de temperatura entre el nodo 643 y 641 en 1000 hPa.
GT411000 = Gradiente zonal de temperatura entre el nodo 644 y 641 en 1000 hPa.
GT511000 = Gradiente zonal de temperatura entre el nodo 645 y 641 en 1000 hPa.
GT611000 = Gradiente zonal de temperatura entre el nodo 646 y 641 en 1000 hPa.
INTPOTAR = Incremento de temperatura potencial (K) entre los niveles de 1000 y 925 hPa en el nodo 642
INTPO644 = Incremento de temperatura potencial (K) entre los niveles de 1000 y 925 hPa en el nodo 644.
COCIU1V1 = Cociente entre las componentes u y v del viento en 1000 hPa en el nodo 642
COCIU5V5 = Cociente entre las componentes u y v del viento en 925 hPa en el nodo 642
DTAR1000 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 1000 hPa en el nodo 642
DTAR925 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 925 hPa en el nodo 642
DTAR850 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 850 hPa en el nodo 642
DTAR700 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 700 hPa en el nodo 642
D6411000 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 1000 hPa en el nodo 641
D641925 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 925 hPa en el nodo 641
D641850 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 850 hPa en el nodo 641
D641700 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 700 hPa en el nodo 641
D6431000 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 1000 hPa en el nodo 643

D643925 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 925 hPa en el nodo 643
 D643850 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 850 hPa en el nodo 643
 D643700 = $10^5 \times$ Divergencia (s^{-1}) en 700 hPa en el nodo 643
 VTAR1000 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 1000 hPa en el nodo 642
 VTAR925 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 925 hPa en el nodo 642
 VTAR850 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 850 hPa en el nodo 642
 VTAR700 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 700 hPa en el nodo 642
 V6411000 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 1000 hPa en el nodo 641
 V64925 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 925 hPa en el nodo 641
 V641850 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 850 hPa en el nodo 641
 V641700 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 700 hPa en el nodo 641
 V6431000 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 1000 hPa en el nodo 643
 V643925 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 925 hPa en el nodo 643
 V643850 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 850 hPa en el nodo 643
 V643700 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 700 hPa en el nodo 643
 V6441000 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 1000 hPa en el nodo 644
 V644925 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 925 hPa en el nodo 644
 V644850 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 850 hPa en el nodo 644
 V644700 = $10^5 \times$ Vorticidad (s^{-1}) en 700 hPa en el nodo 644
 DT941000 = Diferencia de temperaturas (K) en 1000 hPa entre los nodos 609 y 644

A continuación se detalla el cálculo de los predictores que se han construido en partir de combinaciones entre variables individuales:

- 1) Gradiente zonal de presión en superficie.

$$\begin{aligned}
 GRADPSUP &= \frac{\text{diferencia de presiones superficiales entre los nodos 641 y 643 (Pa)}}{\text{distancia aproximada entre los nodos}} = \\
 &= \frac{P(641) - P(643) (Pa)}{100 \text{ km}}
 \end{aligned}$$

de manera que las unidades de esta variable son $Pa/100 \text{ km}$

2) Gradiente zonal de geopotencial en 1000 hPa

$$GRDZ1000 = \frac{\text{diferencia entre el geopotencial en 1000 hPa } (m^2 \cdot s^{-2}) \text{ en el nodo 641 y 643}}{\text{distancia aproximada entre los nodos}} \times 10 =$$

$$= \frac{Z_{1000}(641) - Z_{1000}(643)(m^2 \cdot s^{-2})}{100 \text{ km}} \times 10$$

Se ha multiplicado por 10 para mayor comodidad en el manejo de unidades. Las unidades de esta variable serán finalmente $m^2 \cdot s^{-2} / 10 \text{ km}$

3) Gradientes zonales de temperatura

$$GT311000 = \frac{\text{diferencia de temperatura entre los nodos 643 y 641 en 1000 hPa}(K)}{\text{distancia aproximada entre los nodos}} \times 100 =$$

$$= \frac{T_{1000}(643) - T_{1000}(641)(K)}{100 \text{ km}} \times 100$$

$$GT411000 = \frac{T_{1000}(644) - T_{1000}(641)(K)}{150 \text{ km}} \times 100$$

$$GT511000 = \frac{T_{1000}(645) - T_{1000}(641)(K)}{200 \text{ km}} \times 100$$

$$GT611000 = \frac{T_{1000}(646) - T_{1000}(641)(K)}{250 \text{ km}} \times 100$$

$$GT31925 = \frac{T_{925}(643) - T_{925}(641)(K)}{100 \text{ km}} \times 100$$

Se han multiplicado por 100, para mayor comodidad al utilizar los valores de estos predictores en las ecuaciones de multirregresión. De esta manera, las unidades de estas variables resultan finalmente ser $K/100 \text{ km}$.

4) Incrementos de temperatura potencial:

- INCTPOTAR = Incremento de temperatura potencial (K) en el nodo 642, entre los niveles de 1000 y 925 hPa.

$$INCTPOTAR = \left(\frac{1000}{925} \right)^{0.2848} T_{925} (642) - T_{1000} (642)(K)$$

- INCTPO644 = Incremento de temperatura potencial (K) en el nodo 644, entre los niveles de 1000 y 925 hPa.

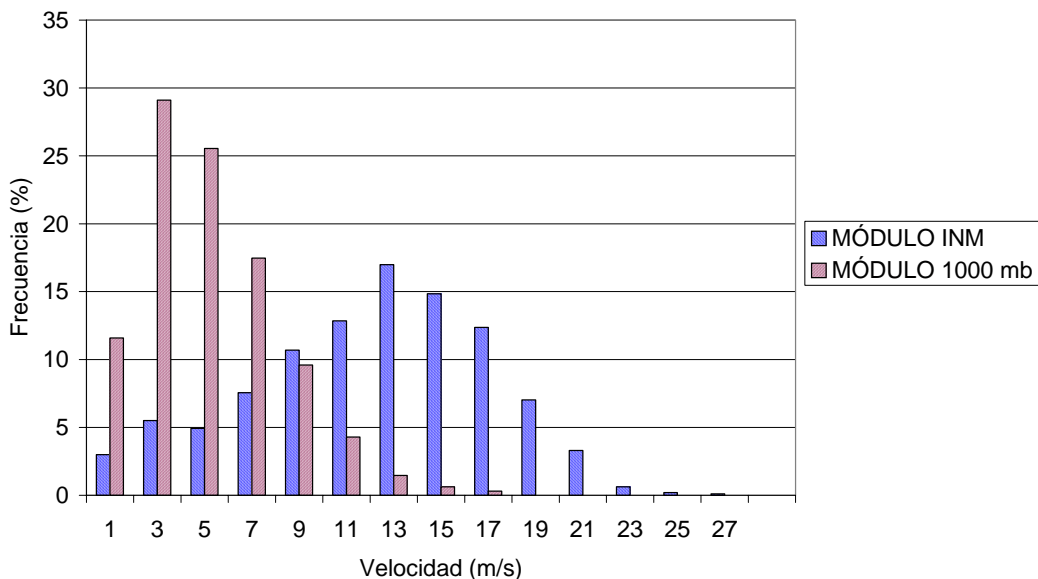
$$INCTPO644 = \left(\frac{1000}{925} \right)^{0.2848} T_{925} (644) - T_{1000} (644)(K)$$

5.3.3. Comparación de los valores observados (INM) con los datos del análisis del CEPMPM

En primer lugar, con el fin de comparar los datos reales medidos en la estación del INM con los datos del análisis del CEPMPM, se ha obtenido la correlación entre el MÓDULO de la velocidad de viento en la estación meteorológica del INM (predictando) y el módulo de la velocidad analizada al nivel de 1000 hPa en el nodo 642 (predictor), prácticamente coincidente con la ubicación de la estación del INM. Se toma la velocidad en 1000 hPa, por ser el nivel más próximo a la superficie.

En la figura 5.2 aparecen comparados los histogramas de ambas variables en el caso de que los valores del análisis del CEPMPM correspondan a vientos de levante, y en en el caso de vientos de poniente.

HISTOGRAMA DEL MÓDULO MEDIDO EN LA ESTACIÓN DEL INM Y DEL MÓDULO DEL ANÁLISIS DEL CEPMPM EN 1000mb LEVANTES



HISTOGRAMA DEL MÓDULO MEDIDO EN LA ESTACIÓN DEL INM Y DEL MÓDULO DEL ANÁLISIS DEL CEPMPM EN 1000mb PONIENTES

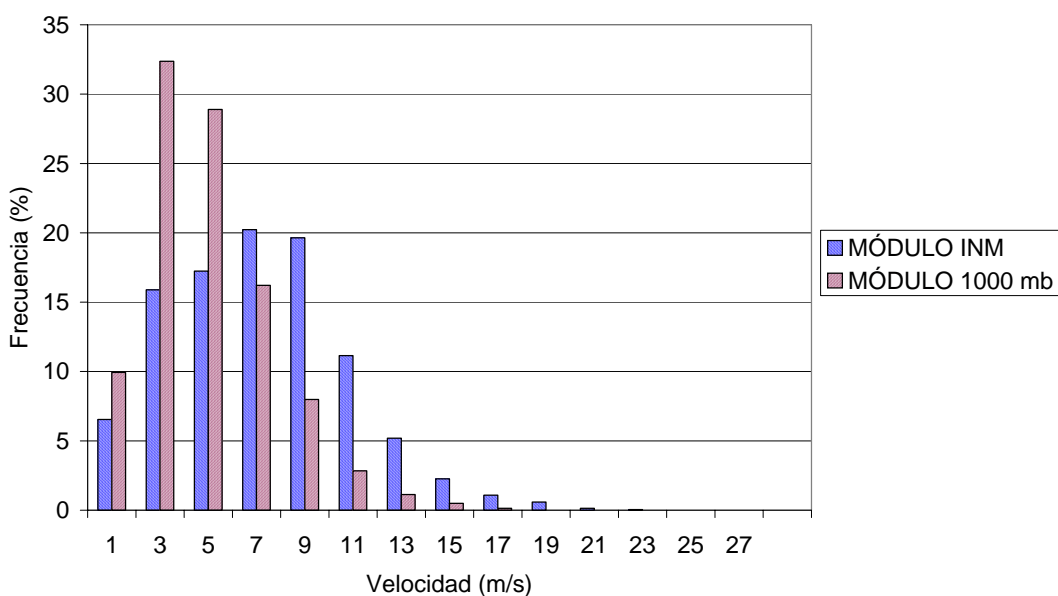


Figura 5.2. Comparación de los histogramas respectivos del módulo de la velocidad de viento medido en la estación del INM en Tarifa y del módulo del análisis del CEPMPM en el nivel de 1000 hPa en el nodo 642, para los casos de vientos de levante (gráfico superior) y de poniente (gráfico inferior).

En ambos gráficos se aprecia una gran diferencia entre los dos histogramas, especialmente en el caso de los levantes, donde el máximo de la distribución para los datos del análisis CEPMPM se halla en valores muy pequeños de velocidad (entre 2 y 4 m/s) mientras que en los datos observados del INM se halla entre 12 y 14 m/s. Además, no existen valores del análisis por encima de 18 m/s, mientras que los máximos valores del observatorio del INM llegan casi a 28 m/s. En el caso de los ponientes, la diferencia no es tan acusada, aunque sí apreciable, sobre todo en el desplazamiento del máximo de los datos del análisis hacia valores más pequeños (entre 2 y 4 m/s) que en el caso de los valores reales del INM (entre 6 y 8 m/s).

En las regresiones individuales realizadas entre el predictando (MÓDULO del INM) y el predictor (MODU1000 del análisis del CEPMPM), se observa que en el caso de los levantes el coeficiente de correlación es de 0.68, algo mayor que para los ponientes cuyo valor es 0.57. En la figura 5.3 se presentan los diagramas de puntos respectivos.

Concretamente, los valores obtenidos para dichas regresiones son:

LEVANTES INM

$$\text{MODULO} = 5.9878 + 1.1547 \times \text{MODU1000}$$

$$\text{Coeficiente de correlación } r = 0.6635$$

$$\text{Estadístico } R^2 = 44.0232$$

$$\text{Error estándar de las desviaciones } e = 3.6411$$

PONIENTES INM

$$\text{MODULO} = 2.9248 + 0.8460 \times \text{MODU1000}$$

$$\text{Coeficiente de correlación } r = 0.6076$$

$$\text{Estadístico } R^2 = 36.9178$$

$$\text{Error estándar de las desviaciones } e = 3.002$$

Como se puede comprobar, en ambos casos los valores del MODULO (INM) resultan mayores que los del MODU1000 del análisis CEPMPM. También en ambos casos existe una correlación significativa, a un nivel del 99% de confianza, entre ambas variables. En el caso de los levantes, el modelo explica el 46.9 % de la variabilidad del MODULO INM, mientras que en los ponientes explica el 32.6 %.

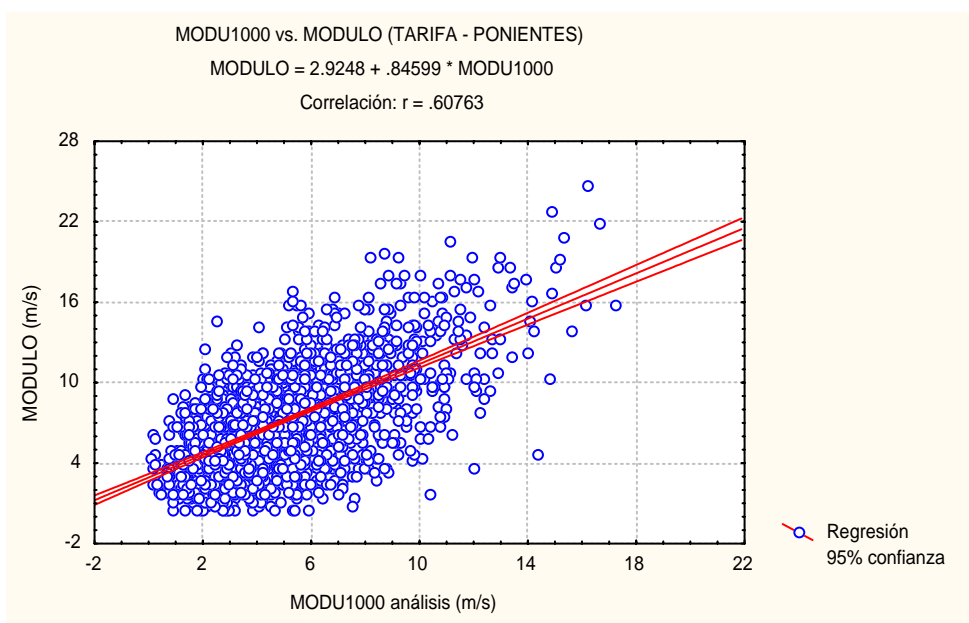
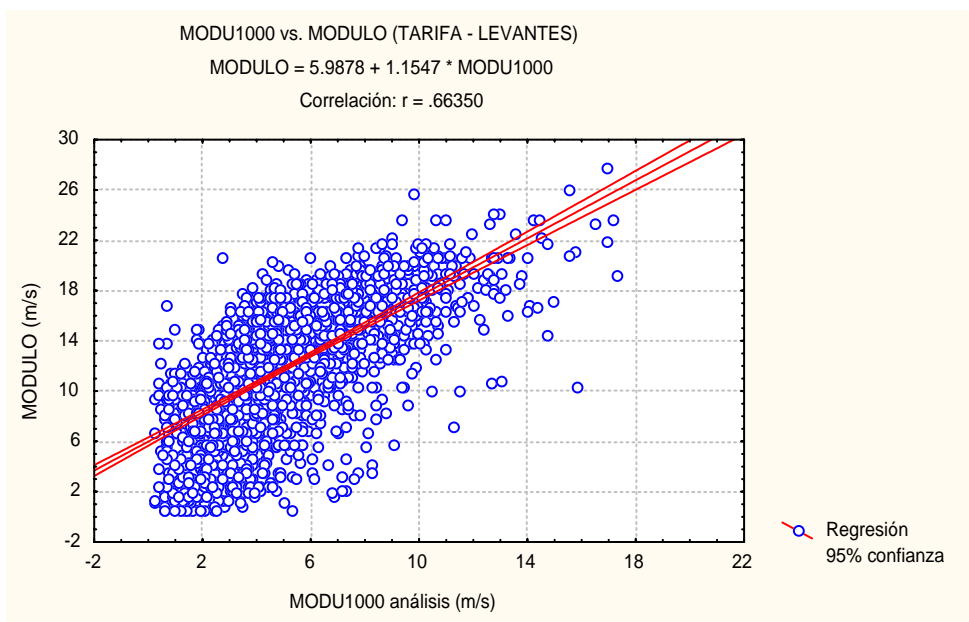


Figura 5.3. Regresiones simples entre el predictando MÓDULO medido en la estación del INM y el predictor MÓDULO a 1000 hPa del análisis del CEPMPM (MODU1000) para los casos de levantes (gráfico superior) y ponientes (gráfico inferior).

En ambos casos, los coeficientes de correlación indican una relación entre ambas variables moderadamente consistente, siendo mayor en el caso de los levantes ($r=0.6635$) que en los ponientes ($r=0.6076$). La desviación estándar de los residuos, sin embargo, es mayor en el caso de los levantes ($e=3.6411$) que en el de los ponientes ($e=3.002$).

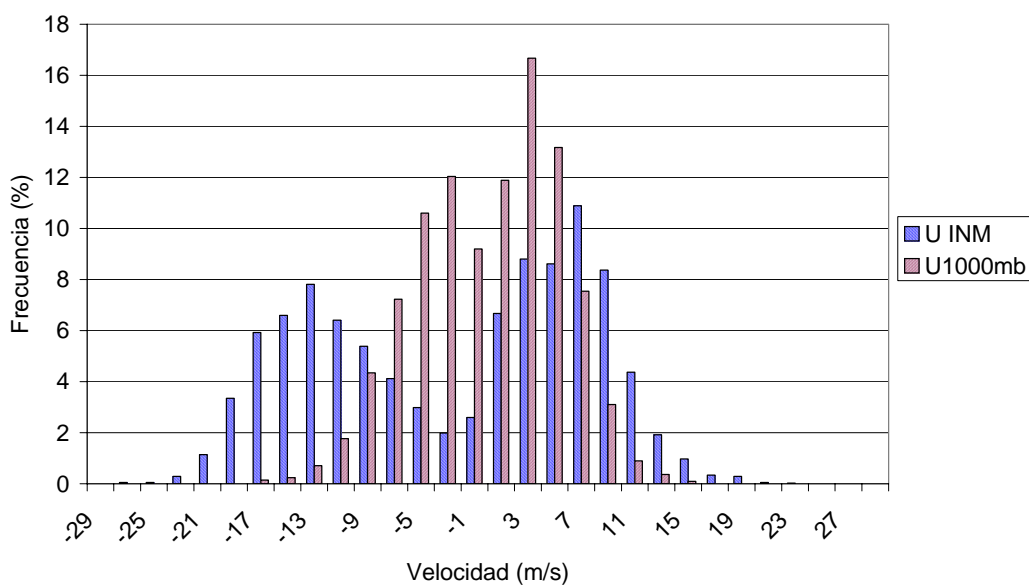
Estas correlaciones muestran que los valores del módulo de viento deducidos del análisis del CEPMPM en un nodo muy próximo a la situación del observatorio del INM (MODU1000) no reflejan fielmente el comportamiento real del viento instantáneo observado en Tarifa (MODULO). Esto confirma la conveniencia de aplicar la técnica de “reducción de escala” (“downscaling”) a los datos del análisis para conseguir una mayor aproximación a los valores medidos en el observatorio considerado, como se comentó en el apartado 5.2.

Para completar este estudio de la relación entre la velocidad de viento medida en la estación del INM y los valores del análisis del CEPMPM a 1000 hPa, se han elaborado unos gráficos para comparar las distribuciones de las componentes zonal (U INM) y meridiana (V INM) del viento, y regresiones entre ambos valores para estas dos componentes.

Comparando los histogramas de la componente zonal (U INM) de la velocidad observada y la de derivada de los análisis del CEPMPM (U1000) se observa (figura 5.4) que para los levantes existe más diferencia que para los ponientes. En el primer caso, los valores del INM son muy superiores a los del análisis del CEPMPM; no existen apenas levantes “débiles” en los valores reales -debido posiblemente a la canalización orográfica del viento en el Estrecho-, aunque sí en los datos del análisis, donde precisamente el intervalo de mayor frecuencia es el de velocidad menor (0-4 m/s). Para los ponientes ocurre lo mismo, pero la diferencia no es tan notable.

En las comparaciones de los histogramas la componente meridiana (V) (figura 5.4) se observa que sus valores son muy pequeños, tanto en las medidas observadas del INM (V INM) como en los datos del análisis CEPMPM (V1000), aunque en los primeros se observan muchos más casos de componente Sur que de Norte, mientras que en los segundos no existe tanta diferencia.

HISTOGRAMA DE LA COMPONENTE ZONAL DE LA VELOCIDAD MEDIDA EN LA ESTACIÓN DEL INM Y DEL ANÁLISIS DEL CEPMPM EN 1000mb



HISTOGRAMA DE LA COMPONENTE MERIDIANA DE LA VELOCIDAD MEDIDA EN LA ESTACIÓN DEL INM Y DEL ANÁLISIS DEL CEPMPM EN 1000mb

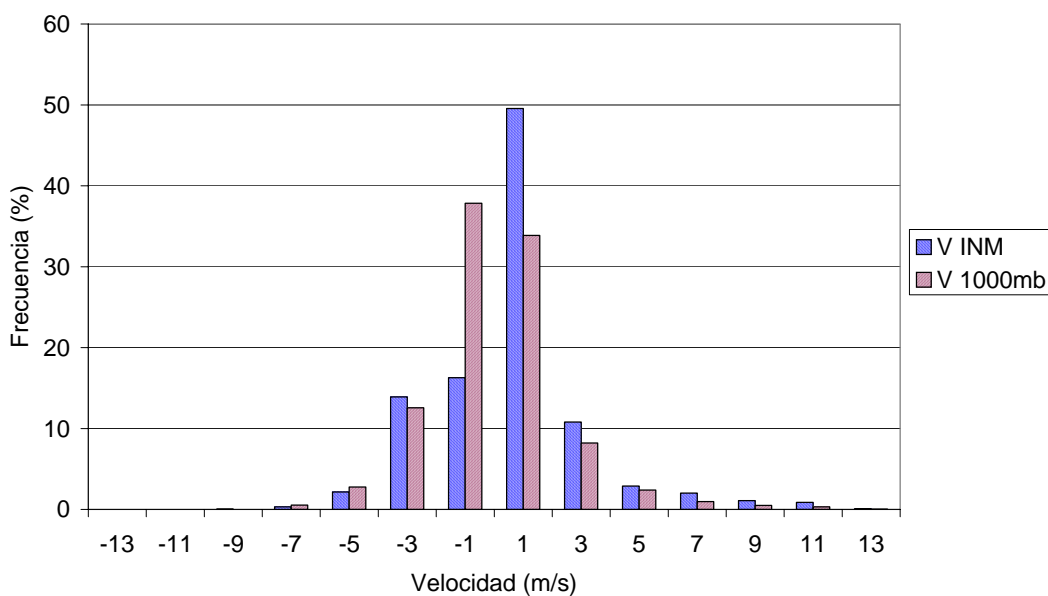


Figura 5.4. Comparación de los histogramas respectivos de la componente zonal (gráfico superior) y de la meridiana (gráfico inferior) de la velocidad de viento medidas en la estación del INM en Tarifa con las correspondientes al análisis del CEPMPM en 1000 hPa.

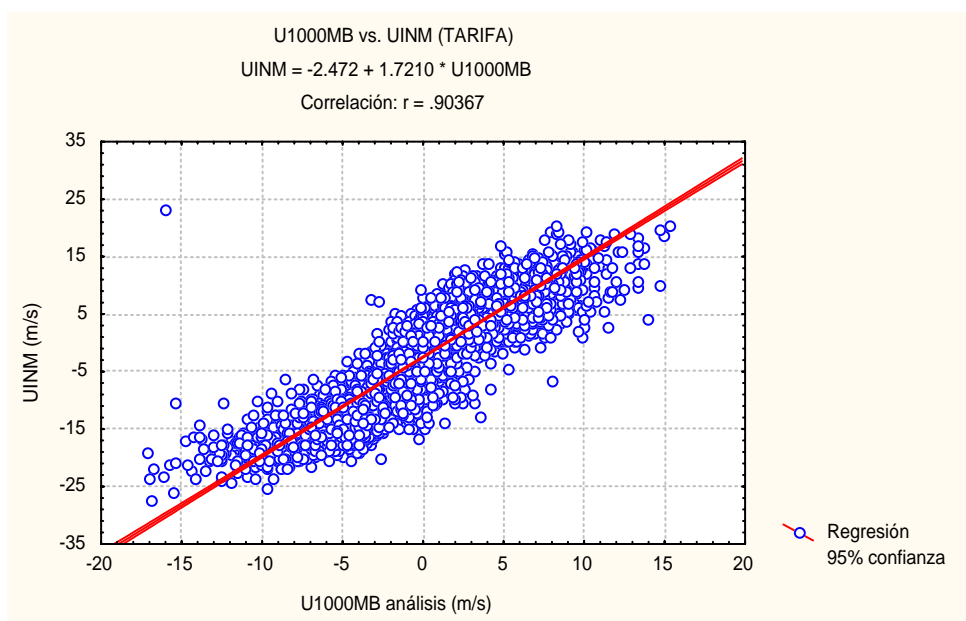


Figura 5.5. Regresión simple entre la componente zonal observada en la estación del INM en Tarifa y la correspondiente a los análisis del CEPMPM (U1000MB)

En la figura 5.5 aparece la recta de regresión calculada entre la componente zonal observada en la estación del INM (U INM) y la de los del análisis CEPMPM (U1000).

Este gráfico integra dos agrupaciones de puntos, que en realidad responden a poblaciones diferentes, como se muestra al observar por separado las regresiones de levantes y ponientes (fig. 5.6). Existen muy pocos casos de ponientes reales (INM) que se corresponden con levantes en el análisis (CEPMPM) y algunos más de levantes reales (INM) que se corresponden con ponientes en el análisis (CEPMPM). Aunque no son muy numerosos, estos últimos casos son los que más se diferencian ya que, en ocasiones, el modelo del CEPMPM indica la existencia de ponientes (incluso con módulos altos) cuando en realidad los vientos observados en Tarifa son levantes fuertes. Sobre este punto se volverá a incidir posteriormente, al estudiar los puntos anómalos.

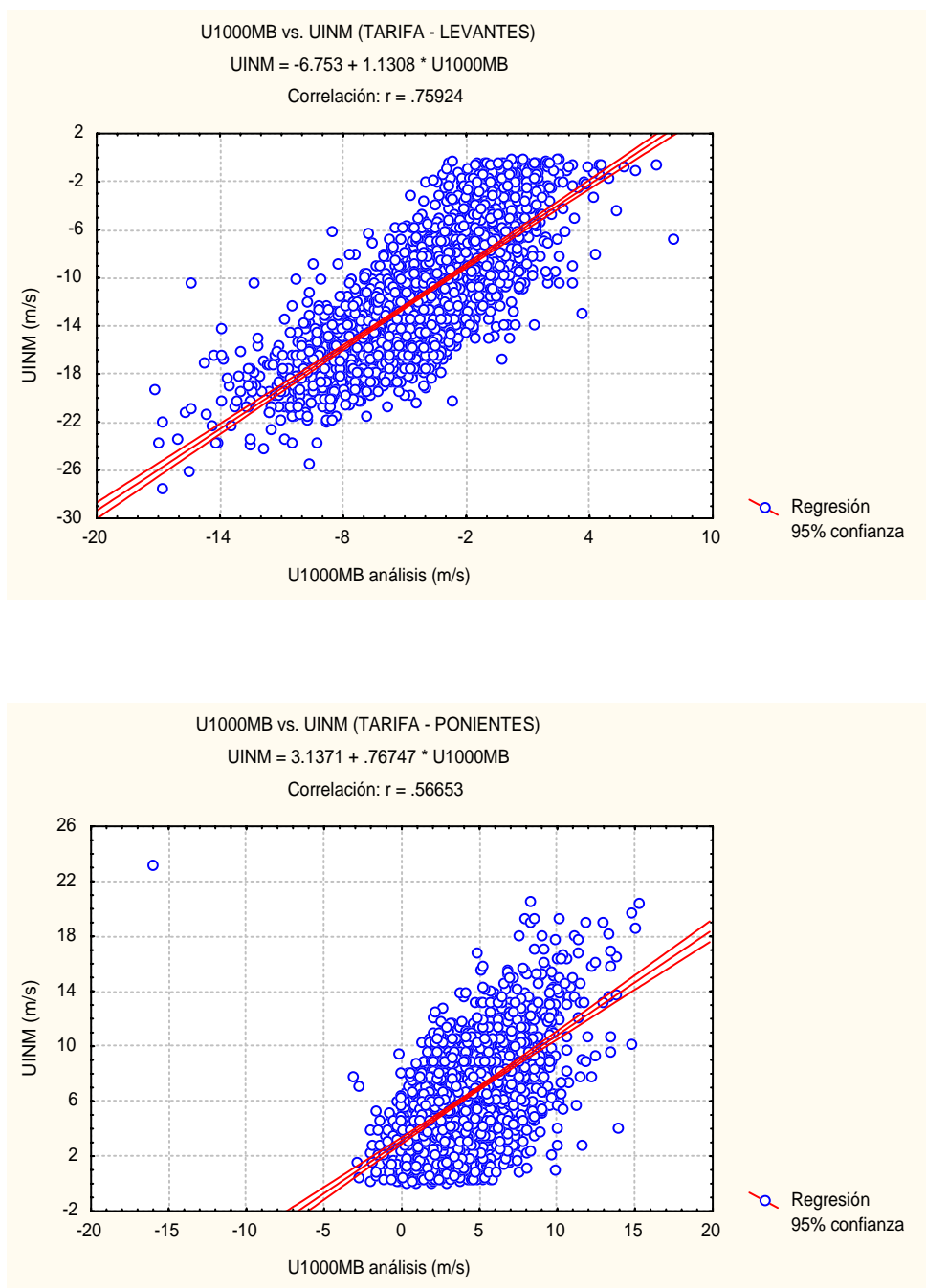


Figura 5.6. Regresiones simples entre la componente zonal observada en la estación del INM en Tarifa y la correspondiente a los análisis del CEPMPM en 1000 hPa para los casos de levantes (gráfico superior) y ponientes (gráfico inferior).

Las ecuaciones de la regresión son, respectivamente

LEVANTES INM

$$U \text{ INM} = -6.7529 + 1.13077 \times U1000MB$$

$$\text{Coeficiente de correlación } r = 0.7592$$

$$\text{Estadístico } R^2 = 57.6448$$

$$\text{Error estándar de las desviaciones } e = 3.34$$

PONIENTES INM

$$U \text{ INM} = 3.1371 * 0.76746 \times U1000MB$$

$$\text{Coeficiente de correlación } r = 0.5665$$

$$\text{Estadístico } R^2 = 32.096$$

$$\text{Error estándar de las desviaciones } e = 3.06$$

El coeficiente de correlación es mucho mayor en el caso de los levantes, así como el estadístico R^2 , que muestra el porcentaje de variabilidad de la componente $U \text{ INM}$, explicada por el modelo estadístico. La desviación estándar de los residuos es algo mayor también para los levantes. En la componente U de la velocidad se acentúan -con respecto a la que se podía observar en el módulo- las diferencias existentes entre levantes y ponientes, existiendo mejor ajuste, en líneas generales, para los primeros, a pesar de que en los histogramas parecía existir mayor semejanza en los segundos.

Asimismo, en el diagrama de puntos correspondiente a la componente meridiana de la velocidad (V)(que no se muestra), igualmente resultan dos agrupaciones de puntos bien diferenciadas, correspondientes a vientos de componente Norte y Sur. No obstante, a diferencia de lo que se observa en la componente zonal, se aprecia un elevado número de casos en los que la componente V de los datos del INM es cero, cuando no ocurre lo mismo en los datos del análisis CEPMPM. Hay que recordar al respecto la elevada frecuencia de casos en que la dirección del viento observado en Tarifa es exactamente de 90° , lo cual no es tan frecuente en los análisis del modelo del CEPMPM.

Separando las poblaciones de vientos reales de componente Norte y Sur, se aprecia que existen varios casos en los cuales las observaciones del INM y los datos del análisis del CEPMPM tienen una componente meridiana opuesta en signo, aunque las velocidades son relativamente pequeñas.

Los valores correspondientes a esta regresión son los siguientes:

NORTE INM

$$V \text{ INM} = -2.1010 + 0.13212 \times V1000\text{MB}$$

Coefficiente de correlación $r = 0.2207$

Estadístico $R^2 = 4.8727$

Error estándar de las desviaciones $e = 1.22$

SUR INM

$$V \text{ INM} = -2.8442 + 0.52065 \times V1000\text{MB}$$

Coefficiente de correlación $r = 0.5930$

Estadístico $R^2 = 35.1681$

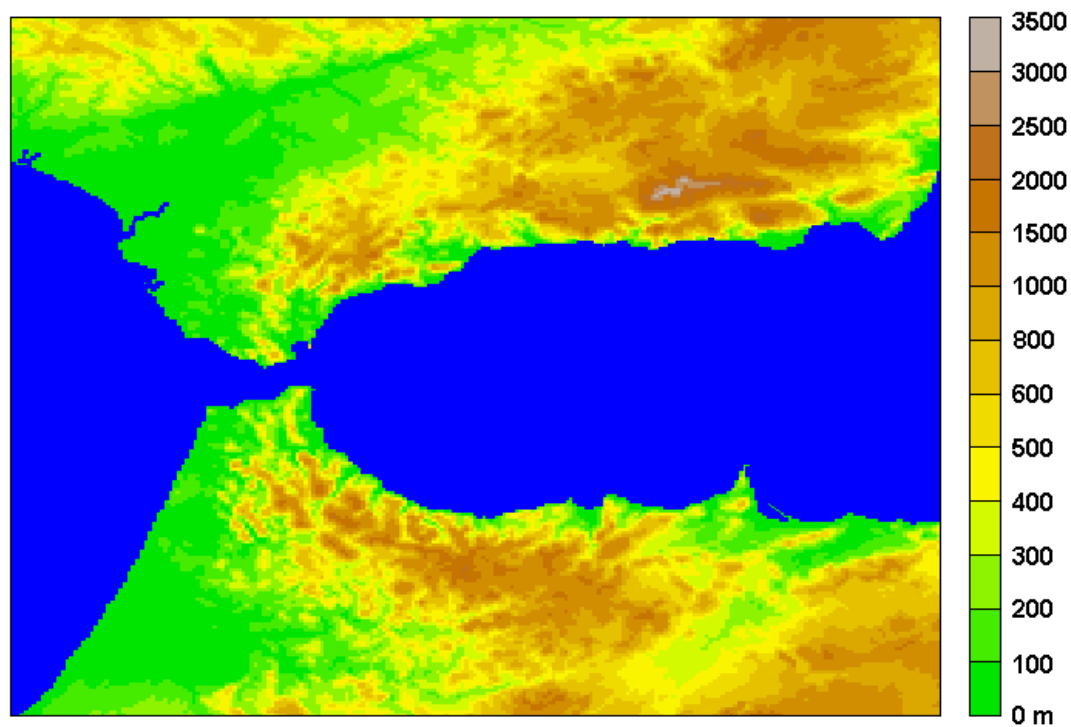
Error estándar de las desviaciones $e = 2.06$

Como se ve, en la componente meridiana (V) existe mucha diferencia entre la dirección Norte y la Sur. En la dirección Norte el coeficiente de correlación es muy pequeño (0.22) y el estadístico R^2 indica que la regresión explica tan sólo el 4.8 % de la variabilidad de V INM, aunque el error de las desviaciones sea pequeño. Este caso es muy significativo, y se volverá a hacer alusión a él cuando se analicen los puntos anómalos correspondientes a las multirregresiones. En la dirección Sur la regresión es algo mejor.

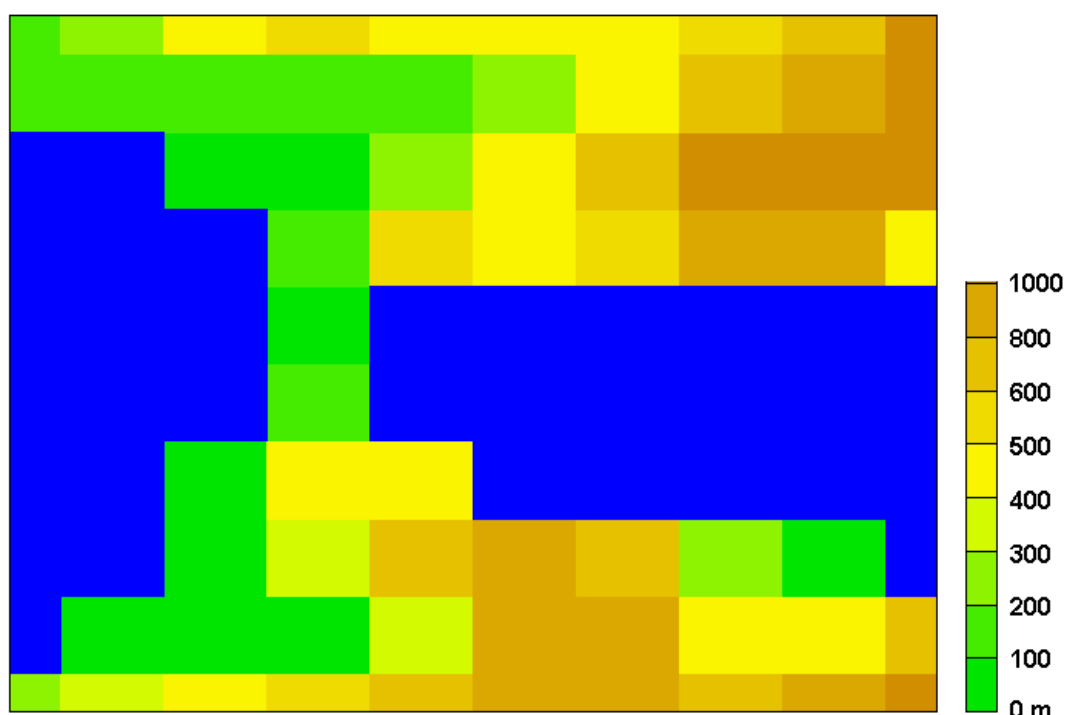
De nuevo, todos estos comentarios corroboran el hecho de que la canalización del viento en el Estrecho no es reproducida con fidelidad por el análisis realizado con el modelo de predicción operativa del CEPMPM, y que es necesaria algún tipo de técnica para mejorar la predicción.

La razón principal de que el modelo del CEPMPM no reproduzca este efecto de canalización reside en la resolución que se utiliza en la topografía con la que trabaja el modelo.

En la figura 5.7 se compara dicha topografía (resolución de 50x50 km) con la topografía “quasi-real” (2x2 km) con la cual es posible que el modelo –en el caso hipotético de que pudiera trabajar con dicha resolución- ofreciera mejores resultados.



Topografía con resolución 2 x 2 km



Topografía con resolución 50 x 50 km

Figura 5.7. Mapa del Estrecho de Gibraltar con una resolución de 2 x 2 km (gráfico superior) y de 50 x 50 km (gráfico inferior). El modelo del CEPMPM utiliza esta última resolución, debido a lo cual es imposible que reproduzca con fidelidad el efecto de la canalización orográfica que tiene lugar en el Estrecho de Gibraltar.

5.3.4. Multirregresiones

Siguiendo los pasos que se apuntaron en la introducción (apartado 5.1) el modelo que se pretende establecer se desarrolla mediante multirregresiones entre el MODULO (predictando) y los predictores elegidos. De esta manera se deducen las ecuaciones que van a permitir realizar la “reducción de escala” (“downscaling”).

Se ha hecho referencia a "ecuaciones" en plural, debido a que, en el Estrecho, el problema no se puede tratar de forma global. Como se ha comprobado en la descripción del régimen de vientos (capítulo 4) y en el apartado anterior (5.3.3) es conveniente distinguir entre los levantes y los ponientes, puesto que corresponden a regímenes diferentes. Posteriormente se hará referencia a la clasificación realizada según los diferentes subgrupos.

Elección del tipo y parámetros de la regresión

En primer lugar se ha de elegir el tipo de regresión estadística que más interesa aplicar (véase apéndice 3). Se ha optado por una regresión "paso a paso" ("stepwise regression"), en la cual se van añadiendo predictores a la ecuación de forma progresiva, según su contribución a la variabilidad del predictando sea más significativa (regresión hacia adelante o "forward regression") o bien se van eliminando predictores comenzando por las menos significativas (regresión hacia detrás o "backward regression"). Con esta técnica ("stepwise") la ecuación que se obtenga no depende del orden en que se introduzcan los predictores.

A su vez, dentro de la técnica "stepwise" (paso a paso), se ha elegido el proceso hacia atrás ("backward"), ya que se ha considerado que de esta forma no quedaría ningún predictor realmente significativo fuera de la ecuación. Además, siguiendo este método el número de predictores que resultan elegidos es algo menor que con el método hacia delante ("forward"), con lo cual la ecuación resultante se simplifica.

Una vez elegida la técnica, se han de escoger algunos parámetros de entrada:

- Nivel de confianza:

Se han elegido los predictores cuya "F" supere el valor prefijado (apéndice 3) con un nivel de confianza mayor del 95%.

- Tolerancia:

La tolerancia de una variable se define como 1 menos el cuadrado del coeficiente de correlación múltiple de dicha variable con las otras variables independientes de la ecuación de regresión. De esta forma, cuanto menor es la tolerancia de una variable, más redundante es su contribución a la regresión (con la contribución de otras variables). Si la tolerancia de alguna de las variables de la ecuación de regresión es igual a cero (o muy próxima) la ecuación no se puede hallar (véase el apéndice 3).

En este caso se ha elegido un valor de la tolerancia de 0.001, lo que significa que no se admiten variables en la ecuación que sean un 99% redundantes con el resto de las variables.

- Parámetro F:

El valor de este parámetro determina el grado de significación de una determinada variable con respecto a su contribución a la regresión, para que sea añadida o suprimida en dicha ecuación de regresión. Es la relación entre el incremento de variabilidad explicada por la ecuación de regresión, al añadir dicha variable dividido entre la varianza residual. Sirve para contrastar la hipótesis de que el coeficiente correspondiente a dicha variable, es nulo (véase el apéndice 3, ecuación 32).

Inicialmente se eligió un valor para F de 4, aunque posteriormente se fijó un valor de 10 para este parámetro, pues los resultados eran muy similares (teniendo en cuenta los valores del coeficiente de determinación, error de la regresión y otros estadísticos) y las

ecuaciones se simplificaban mucho, ya que al elevar el valor de F la restricción para la admisión de variables es mayor.

Elección de los "casos" de estudio

El criterio de elección de los diferentes casos a estudiar ("poblaciones" o grupos de datos para cada uno de los cuales se hallará una ecuación de ajuste diferente) está basado en los datos del análisis del CEPMPM en lugar de estarlo en los observados (del INM), puesto que, posteriormente, a la hora de aplicar el modelo estadístico resultante, se elegirá la ecuación correspondiente según el grupo de datos o "población" de que se trate, para lo que se han de considerar obviamente las predicciones del modelo global del CEPMPM.

No obstante, el número de casos de levantes para los datos del análisis ($U_{1000MB} < -1$) que corresponden a ponientes observados ($U_{INM} > 0$) son tan sólo 27 dentro de un total de 4384 datos. Igualmente, el número de casos de ponientes para los datos del análisis ($U_{1000MB} > 1$) que corresponden a levantes observados ($U_{INM} < 0$) son 91. Por tanto, el criterio de considerar ponientes o levantes en función de los datos del análisis del CEPMPM sería correcto en un porcentaje de casos del 97.3%.

Además, las elecciones van a basarse en los valores de la componente zonal de la velocidad (U), puesto que, además de ser la dominante en el Estrecho, se ha realizado una subdivisión inicial en levantes ($U < 0$) y ponientes ($U > 0$).

Se han realizado multirregresiones para los siguientes casos:

a) En primer lugar se han estudiado por separado las "calmas". Se entiende por "calmas" los casos en que la componente zonal de la velocidad a 1000 hPa del análisis del CEPMPM (U_{1000MB}) está comprendida entre -1 y 1 m/s. Se han separado estos casos del resto, ya que son muy poco frecuentes (173 casos de levantes y 214 de ponientes de entre un total de 4384) y suelen corresponder a períodos singulares de transición entre situaciones sinópticas distintas, que no conviene agrupar con el resto de datos. En el caso particular de las calmas, se ha distinguido, a su vez, entre levantes ($-1 \leq U_{1000MB} < 0$) y ponientes ($0 < U_{1000MB} \leq 1$).

Se ha tenido en cuenta esta clasificación de las “calmas” según la componente zonal de la velocidad y no según su módulo (que serían las verdaderas calmas), para que fuera compatible con la clasificación general establecida entre levantes y ponientes, que como ya se ha dicho, está referida a dicha componente. Además, se debe tener en cuenta que en el viento real (valores medidos), de los 330 casos en los que la componente zonal tiene un valor absoluto menor o igual que uno, 146 tienen también un módulo menor o igual que uno, y el resto presentan un módulo menor que 5 m/s, constituyendo casos aislados, puesto que en el Estrecho la componente meridiana es generalmente muy inferior a la zonal, según se ha comprobado en los capítulos anteriores.

b) Tanto para los levantes ($U_{1000MB} < -1$) como para los ponientes ($U_{1000MB} > 1$) se ha estudiado la posibilidad de elegir los casos distinguiendo las poblaciones de datos correspondientes a cada estación del año o a las horas del día en que se realizan los análisis del CEPMPM. Se debe elegir una de estas dos opciones, pues los subgrupos que se formarían en caso de subdividir cada estación del año en las diferentes horas del día tendrían un número de datos insuficiente para que cada muestra fuera representativa de la población a la que pertenecen.

Tras haber realizado un estudio de los datos correspondientes al viento medido en la estación del I.N.M., distinguiendo sus características (rosas de vientos, funciones de distribución, etc) para cada estación del año y cada una de las horas del día en que se efectúan dichas medidas (0, 6, 12 y 18h), se ha comprobado que las muestras resultantes realizando la clasificación según las estaciones del año permitían una mejor distinción entre poblaciones diferentes que la realizada teniendo en cuenta las horas del día, sobre todo en el caso de los vientos de levante, los cuales no presentan una típica curva de evolución horaria, como es el caso de los ponientes (según se vio en el capítulo 4).

No obstante, se han realizado las multirregresiones utilizando los dos tipos de clasificaciones (según las estaciones del año y las horas del día), obteniéndose resultados bastante similares, si se comparan los valores de los parámetros anteriormente citados que permiten comparar la bondad de dichas regresiones. Los errores estándar y medio absoluto de las desviaciones son del mismo orden y el estadístico Durbin-Watson (véase apéndice 3) es ligeramente superior en el caso de la clasificación por horas. Los valores del coeficiente de

determinación (R^2) para algunas estaciones resultan mayores que en ciertas horas del día y viceversa (dentro de los subgrupos principales de levantes y ponientes), de manera que no se puede decir que sea mejor una clasificación que otra, teniendo en cuenta el valor de este parámetro. Sin embargo, si se tiene en cuenta en conjunto el valor de todos los parámetros analizados y después de realizar el análisis de los residuos, se concluye que resulta más conveniente la clasificación según las estaciones del año.

Por lo tanto, se tienen finalmente 10 casos: Dos casos correspondientes a las calmas (levantes y ponientes) y cuatro casos correspondientes a cada una de las estaciones del año, para los levantes y ponientes respectivamente.

Resultados de las multirregresiones

Para poder evaluar los resultados de las multirregresiones y comparar entre las diferentes pruebas realizadas se han utilizado los siguientes parámetros que proporciona la salida del modelo de regresión múltiple:

- R^2 ajustada = coeficiente de determinación corregido por los grados de libertad.
- Error estándar de las estimaciones (raíz cuadrada de la varianza residual).
- Estadístico Durbin-Watson.

Estos parámetros están descritos en el apéndice 3.

Para comparar la bondad de las multirregresiones, el factor que más se tendrá en cuenta es el primero (R^2 ajustada), pues este coeficiente expresa el porcentaje de variabilidad en el MÓDULO que es explicado por la ecuación. No obstante, si el coeficiente de determinación es muy elevado, pero también lo es el error estándar de las estimaciones, la bondad del modelo disminuye. Además, el estadístico Durbin-Watson proporciona una idea de la existencia o ausencia de autocorrelación en la serie de las desviaciones, de manera que si este estadístico supera el valor de 1.4, no existe tal autocorrelación. Esto es lo que sucede en todos los casos estudiados.

Los valores de los estadísticos para cada uno de los 10 casos elegidos (levantes, ponientes y calmas) aparecen en la tabla 5.1. Las conclusiones que se obtienen son las siguientes:

- En los levantes las regresiones resultan mucho "mejores" que en los ponientes.
- Dentro de los levantes el mejor ajuste tiene lugar en Invierno, seguido del Verano, Primavera y por último el Otoño, aunque la diferencia estacional es mucho menor que para los ponientes.
- En el caso de los ponientes el mejor ajuste tiene lugar también en Invierno, seguido de la Primavera, Otoño y por último en Verano.
- El error estándar de las estimaciones oscila entre 2 y 2.4 para todos los casos, exceptuando el valor mínimo de los ponientes de Verano, que no puede ser comparado con el resto, puesto que en el proceso de elaboración de la regresión para este caso concreto se eliminaron dos veces consecutivas los puntos anómalos, según se explicará a continuación. El valor más elevado entre los casos de ponientes corresponde al Invierno (cuyo coeficiente de determinación era también el mayor) y entre los levantes a la Primavera. El mínimo valor entre los ponientes corresponde a la Primavera y entre los levantes al Otoño.
- El estadístico Durbin-Watson está por encima de 1.4 en todos los casos, por lo que se concluye que no existe autocorrelación en las series de las desviaciones. Su valor es algo mayor en los ponientes para la totalidad del período, aunque no ocurre así en todos los casos particulares.
- El número de puntos anómalos o "outliers", con un residuo studentizado (que resultaría si cada punto en particular, fuera suprimido del análisis) mayor que 2 en valor absoluto, oscila alrededor del 5% de los datos totales de la muestra para todos los casos exceptuando el de ponientes de Verano (3.5%) y las calmas (12.1 y 9.3%) a los cuales se hará referencia a continuación.

RESUMEN ESTADÍSTICO DE LA REGRESIONES

	Levantes				Ponientes				Calmas	
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Levante	Poniente
Nº de casos	518	434	465	278	411	454	442	565	173	214
R ² Ajustada	0.73	0.74	0.73	0.79	0.62	0.54	0.54	0.67	0.50	0.35
Error estándar de las estimaciones	2.40	2.17	2.04	2.22	2.27	1.64	2.38	2.43	2.40	2.19
Estadístico Durbin-Watson	1.48	1.49	1.53	1.59	1.73	1.77	1.71	1.73	1.97	1.90
Número de puntos anómalos	23	22	22	15	20	16	20	23	21	20

Tabla 5.1. Resumen estadístico de las regresiones múltiples realizadas para la predicción del módulo de la velocidad de viento en Tarifa, separando los casos según las estaciones del año, tomando un valor del estadístico F=10.

Es necesario aclarar que, aunque en la tabla 5.1 aparece un valor de R^2 ajustada para los ponientes en Verano de 54%, en realidad este valor se ha obtenido después de haber realizado un estudio particular de este caso y con las correspondientes correcciones, a las cuales se hará referencia posteriormente. El valor inicial de R^2 ajustada para este caso era de 42%, muy inferior al resto de los casos, lo cual ha motivado la realización de dicho estudio.

Este mismo hecho sucede en el caso de las "calmas" (valores de la componente zonal de la velocidad a 1000 hPa (U1000MB) comprendidos entre -1 y 1 m/s). En los casos de "calmas", como es lógico, la relación entre la velocidad de viento y el resto de variables atmosféricas no está muy bien definida, debido a lo cual los ajustes no resultan tan favorables. Sin embargo, después de haber realizado algunas correcciones -a las que se hará referencia más adelante-, el R^2 ajustado adquiere un valor de 50% para los levantes y 34% para los ponientes, que todavía resultan muy inferiores al resto de los casos. No obstante, como ya se ha comentado anteriormente, el número total de calmas (387) es pequeño en comparación con el total de las muestras (4384).

Las ecuaciones del modelo resultantes para los 10 casos son las siguientes:

LEVANTES PRIMAVERA

$$\text{MODULO} = 5.50 - 0.40 \text{ U1000MB} - 2.80 \text{ GRADPSUP} + 4.10 \text{ GT311000} - 7.60 \text{ GT411000} + 4.00 \text{ GT51000} + 0.20 \text{ INTPOTAR} + 0.41 \text{ DTAR1000} - 0.62 \text{ D6431000} + 0.61 \text{ VTAR1000} - 0.66 \text{ V6431000}$$

LEVANTES VERANO

$$\text{MODULO} = 7.20 - 3.70 \text{ GRADPSUP} + 0.20 \text{ MODU1000} - 0.35 \text{ DTAR850} - 0.60 \text{ D6431000} - 0.16 \text{ V643700} - 0.38 \text{ V6411000} + 0.68 \text{ VTAR1000} + 1.00 \text{ DT941000}$$

LEVANTES OTOÑO

MODULO = **4.00** - **2.60** GRADPSUP + **1.00** GT311000 - **2.00** GT511000 - **0.90** DTAR1000 + **0.70** D6411000 + **1.84** V641925 - **4.30** VTAR925 + **4.72** V643925 - **1.91** V644925 - **1.04** V6411000 + **1.79** VTAR1000 - **1.05** V6431000

LEVANTES INVIERNO

MODULO = **3.60** - **0.30** U1000MB - **3.50** GRADPSUP + **3.70** GT311000 - **3.90** GT411000 + **0.40** INTPOTAR + **0.50** D6411000 - **0.78** D6431000 + **0.23** VTAR850

PONIENTES PRIMAVERA

MODULO = **4.20** + **0.50** U925MB + **2.00** GRADPSUP - **0.40** INTPO644 + **0.20** V925MB - **0.36** D641925 + **0.33** D643925 + **0.26** VTAR925 - **0.27** VTAR700 + **1.30** DT941000

PONIENTES VERANO

MODULO = **4.00** + **4.70** GRADPSUP - **0.70** GT31925 - **0.80** INTPOTAR + **0.80** INTPO644 + **0.74** DTAR850 - **0.77** D643850

PONIENTES OTOÑO

MODULO = **2.40** + **2.90** GRADPSUP + **0.30** MOD925MB - **0.32** D6411000 + **0.50** V641925 - **0.88** V644925 + **0.63** V645925 - **0.51** V6411000 + **0.48** V6431000 + **0.90** DT941000

PONIENTES INVIERNO

$$\text{MODULO} = \mathbf{3.00} + \mathbf{0.60} \text{ U1000MB} + \mathbf{0.10} \text{ V925MB} - \mathbf{0.60} \text{ MODU1000} + \mathbf{0.50} \text{ MOD925MB} - \mathbf{0.64} \text{ DTAR1000} + \mathbf{0.95} \text{ D6431000} + \mathbf{1.50} \text{ DT941000}$$

CALMAS LEVANTES

$$\text{MODULO} = \mathbf{4.60} - \mathbf{3.50} \text{ GT31925} + \mathbf{4.40} \text{ GT411000} - \mathbf{2.90} \text{ GT511000} - + \mathbf{3.10} \text{ INTPO644} + \mathbf{3.20} \text{ INTPO644} - \mathbf{0.59} \text{ D6431000}$$

CALMAS PONIENTES

$$\text{MODULO} = \mathbf{3.00} + \mathbf{1.00} \text{ GT311000} - \mathbf{1.00} \text{ GT31925} - \mathbf{1.00} \text{ INTPO644} + + \mathbf{1.00} \text{ INTPO644} - \mathbf{1.34} \text{ DTAR1000} + \mathbf{0.98} \text{ D6411000}$$

Con el fin de comparar los coeficientes correspondientes a los distintos predictores, se ha elaborado la tabla 5.2, donde aparecen los resultados de cada uno de los 10 casos.

No obstante, para realizar una comparación de la importancia relativa de cada variable con respecto a su aportación a la variabilidad del módulo en los 10 casos, es necesario tener en cuenta el valor del coeficiente de correlación parcial de cada predictor con respecto al módulo, que aparece en la tabla 5.3. En ella se han destacado en "negrita" los valores correspondientes a los predictores que forman parte de la ecuación, para cada uno de los 10 casos.

En el apartado 5.3.5 se realizará un estudio de la tabla 5.4, ya que puede ofrecer información sobre la influencia relativa de cada predictor, y sobre situaciones o procesos meteorológicos no considerados en el análisis del capítulo 4 y que afecten directamente al módulo de la velocidad en el Estrecho.

COEFICIENTES DE LA ECUACION DE REGRESION

Variables	Levantes				Ponientes				Calmas	
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Levante	Poniente
CONSTANTE	5.5	7.2	4.	3.6	4.2	4.0	2.4	3.0	4.6	3.0
U1000MB	-4		-.	-3				0.6		
U925MB					0.5					
GRADPSUP	-2.8	-3.7	-2.65	-3.5	2.0	4.7	2.9			
GT311000	4.1		1.	3.7						1.0
GT31925						-0.7			-3.5	-1.0
GT411000	-7.6			-3.9					4.4	
GT511000	4.0		-2.						-2.9	
INTPOTAR	0.2		.	0.4		-0.8			-3.1	-1.0
INTPO644					-0.4	0.8			3.2	1.0
V1000										
V925					0.2			0.1		
MODU1000		0.2						-0.6		
MOD925MB							0.3	0.5		.
COCIU1V1										
COCIU5V5										
DTAR1000	0.41		-0.90					-0.63		-1.34
DTAR925										
DTAR850		-0.35				0.74				
DTAR700										
D6411000			0.70	0.50						0.97
D641925					-0.36					
D641850										
D641700										
D6431000	-0.61	-0.60		-0.78				0.94	-0.59	
D643925					0.33					
D643850						-0.76				
D643700										
V641925			1.84					0.49		
V641850										
V641700										
VTAR925			-4.30		0.25					
VTAR850				0.23						
VTAR700					-0.27					
V643925			4.72							
V643850										
V643700		-0.16								
V644925			-1.91					-0.87		
V644850										
V644700										
V645925								0.63		
V645850										
V645700										
V6411000		-0.37	-1.04					-0.51		
VTAR1000	0.60	0.67	1.79							
V6431000	-0.66		-1.05					0.48		
DT941000		1.0			1.3		0.9	1.5		

Tabla 5.2. Coeficientes de las ecuaciones del modelo estadístico de predicción

Variables	Levantes				Ponientes				Calmas	
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Levante	Poniente
U1000MB	-.314	-.008	-.276	-.278	-.051	.031	.056	.285	-.114	.004
U925MB	.014	.005	.054	.044	.583	.032	.048	.038	-.057	.137
GRADPSUP	-.361	-.591	-.281	-.519	.294	.605	.385	.112	-.065	.049
GT311000	.241	.000	.230	.375	-.028	-.050	.031	.108	.099	.256
GT31925	-.028	-.107	.008	-.024	-.078	-.187	-.054	-.031	-.464	-.245
GT411000	-.190	-.031	-.101	-.356	-.059	-.070	-.001	.085	.536	.026
GT511000	.140	-.031	-.256	.140	-.076	-.058	-.010	.065	-.274	.048
INTPOTAR	.222	.055	.335	.336	.024	-.365	-.096	-.069	-.444	-.221
INTPO644	-.056	.051	.051	-.097	-.213	.340	-.092	-.083	.432	.257
V1000	-.057	-.037	.021	.100	.008	-.047	.128	-.021	.069	.012
V925	-.007	.093	.112	.145	.182	-.020	.131	.175	.069	-.003
MODU1000	-.144	.168	-.059	-.025	-.028	.041	.048	-.186	.103	.015
MOD925MB	-.114	-.019	-.036	-.004	.066	.054	.362	.303	.134	.308
COCIU1V1	-.006	-.038	-.083	-.051	-.001	-.061	.021	.037	.003	.181
COCIU5V5	-.035	.012	.006	-.055	.058	-.022	-.040	.049	.120	-.081
DTAR1000	.161	-.056	-.224	.071	-.082	.054	-.026	-.284	.024	-.435
DTAR925	-.050	-.100	-.093	-.137	-.082	.037	-.063	-.067	.041	-.119
DTAR850	-.112	-.208	-.073	-.060	.041	.186	-.055	-.044	-.170	-.088
DTAR700	.054	.120	.001	-.076	.029	-.027	.066	.006	-.089	.061
D6411000	-.038	-.049	.224	.474	-.063	.058	-.224	.016	.073	.353
D641925	-.046	-.123	-.096	-.163	-.158	-.038	-.067	-.070	.054	-.043
D641850	-.077	.149	-.031	.028	.014	-.050	-.076	-.056	-.174	-.086
D641700	.048	.095	.010	-.077	.042	.001	.067	-.003	-.099	-.007
D6431000	-.217	-.303	.077	-.395	-.024	.041	.017	.360	-.354	-.067
D643925	-.046	.029	-.059	-.028	.177	.027	-.048	-.034	.055	-.158
D643850	-.095	-.093	-.067	-.141	.047	-.193	-.020	-.015	-.032	-.095
D643700	.046	.108	-.017	-.085	.005	.029	.028	.006	-.061	.025
V641925	.047	.140	.283	-.120	-.005	.084	.279	.062	-.048	-.035
V641850	.044	.154	.015	-.045	-.017	.015	-.059	.036	.031	.021
V641700	-.050	.002	-.044	-.131	-.023	.003	-.113	-.047	.096	.064
VTAR925	.051	.062	-.272	-.107	.230	.101	-.016	.065	-.078	.024
VTAR850	.043	.144	.009	.247	-.047	.035	-.081	.055	.005	.044
VTAR700	-.050	.027	-.063	-.144	-.268	-.002	-.111	-.042	.073	.084
V643925	.024	-.012	.290	-.089	-.068	.084	-.005	.030	-.091	.011
V643850	.035	.107	.014	.039	-.088	.041	-.079	.041	-.004	.058
V643700	-.050	-.239	-.070	-.109	.043	-.010	-.101	-.046	.062	.100
V644925	-.040	-.038	-.288	-.060	-.048	.056	-.256	-.022	-.097	-.000
V644850	.017	.068	.032	.049	-.087	.021	-.069	.007	.009	.057
V644700	-.051	-.053	-.068	-.024	.046	-.015	-.090	-.063	.059	.109
V645925	-.089	-.028	.084	-.039	.018	.034	.220	-.051	-.079	-.014
V645850	.006	.056	.049	.053	-.034	-.003	-.063	-.029	.035	.051
V645700	-.049	-.050	-.062	.059	.042	-.021	-.085	-.090	.054	.111
V6411000	-.079	-.163	-.240	-.105	-.064	.059	-.264	.019	-.057	.017
VTAR1000	.207	.238	.211	-.088	-.032	.082	-.011	.054	-.011	.021
V6431000	-.188	-.035	-.186	-.048	.019	.110	.187	.035	-.023	.039
DT941000	.090	.344	.103	-.034	.288	-.006	.197	.315	.177	.090

Tabla 5.3. Coeficientes de correlación parcial entre el módulo de la velocidad de viento y los predictandos.

Uno de los primeros resultados que sorprende al observar las ecuaciones (y las tablas) son los valores con signo contrario de la contribución del gradiente de temperatura -GT411000 con respecto a los otros dos GT311000 y GT511000-. Precisamente este resultado indujo a realizar un estudio particular del comportamiento de dichos predictores, cuya correlación total con el MODULO es muy similar, aunque no su correlación parcial (correspondiente a la correlación que resulta excluyendo el efecto del resto de predictores). Posteriormente se comentarán los resultados de dicho estudio, pues resulta de especial interés.

Este motivo, indujo también a la inclusión como "predictor" de la variable DT941000 (diferencia de temperaturas entre el nodo 609 y 644), dado que se observa esta "anomalía" en la temperatura del nodo 644 y además, se poseen conocimientos previos sobre el efecto de los vientos anabáticos en el Estrecho, a los que ya se ha hecho referencia en el capítulo 4.

Antes de dar por concluyentes las ecuaciones que se acaban de mostrar, se realizaron las siguientes pruebas adicionales, con el objeto de intentar optimizar el modelo:

- 1) Con el fin de continuar con el mencionado estudio del nodo 644, se incluyeron como predictores las velocidades de viento en dicho nodo a diferentes niveles de presión. Los resultados mejoran, si se considera el valor del coeficiente R^2 ajustado, aumentándose aproximadamente en un 2%, excepto en el caso de los ponientes de Primavera, en que disminuye. Sin embargo, se ha preferido utilizar las antiguas ecuaciones del modelo (que se han explicitado anteriormente), pues al incluir estos nuevos predictores, el modelo se complica, se enmascara el efecto de otros predictores, y además, el análisis de residuos resulta más desfavorable. Por este motivo, se descartó esta opción de incluir los nuevos predictores.

- 2) Adicionalmente se realizaron otras pruebas para los ponientes, subdividiéndolos en 3 sectores en lugar de hacerlo por estaciones del año.

Estos tres sectores corresponden a:

Ponientes Sur: dirección entre 180° y 258.75°

Ponientes Oeste: dirección entre 258.75° y 281.25°

Ponientes Norte: dirección entre 281.25° y 360°

Esta subdivisión se realizó teniendo en cuenta las características similares de los datos en cada caso.

Los valores de R^2 ajustada obtenidos son los siguientes:

Ponientes Sur: 66%

Ponientes Oeste: 73%

Ponientes Norte: 50%

Esto induce una mejora en el caso de los ponientes del Oeste, aunque en el caso de los vientos del Norte se comporte peor. Pero los errores estándar de las regresiones aumentan con respecto a los obtenidos para las subdivisiones por estaciones y los análisis de los residuos salen más desfavorables, debido a lo cual se siguen considerando como válidas las ecuaciones a las que se hizo referencia anteriormente.

- 3) Por último, se analiza el caso de los ponientes de Verano, al que se ha hecho referencia anteriormente.

Al realizar las primeras pruebas se han obtenido una serie de puntos "anómalos" ("outliers") que, aunque constituyen un porcentaje muy pequeño de los datos, ocasionan problemas para ajustar el modelo. Pero dichos puntos no se pueden eliminar sin haberlos estudiado antes de manera pormenorizada. Sobre este punto se incidirá en el siguiente apartado.

Dado que el número de "puntos anómalos" es muy pequeño, y como todos ellos presentan características comunes -que serán detalladas

a continuación- se han eliminado estos casos, obteniéndose así una mejora del coeficiente R^2 ajustado, de un valor inicial de 42% a un 49%. Pero al suprimir estos puntos, la ecuación correspondiente se vio alterada por completo, cambiando los predictores significativos. Sin embargo, al repetir el proceso de eliminación de los "puntos anómalos", la R^2 ajustada pasó a ser de un 54%, volviéndose a obtener una ecuación con los mismos predictores que en el caso inicial y con coeficientes muy similares. Además, el análisis de residuos resultaba mucho más favorable, debido a lo cual, se ha elegido como definitivo este último resultado.

4) Con el fin de completar este análisis, en un intento de mejora del caso de los ponientes de Verano, se han considerado separadamente (para este caso) las 4 horas del día, obteniéndose los siguientes resultados para R^2 ajustada:

	<u>R^2 ajustada</u>
0 horas:	42%
7 horas:	41%
13 horas:	52%
18 horas:	35%

En ningún caso se mejora el valor obtenido para el caso global, por lo cual se ha descartado esta opción.

5) En el caso de las calmas se repitió el mismo proceso de eliminación de puntos anómalos, pues en ocasiones dichas calmas no se corresponden entre los datos reales (del INM) y los del análisis. Pero también en este caso ha sido necesario un estudio particular posterior, que se describe a continuación.

Estudio de puntos anómalos ("outliers")

Anteriormente se ha hecho referencia a los aquí llamados "puntos anómalos" u observaciones que son considerablemente supra- o infra-predichas por el modelo estadístico. Se han incluido dentro de este grupo aquellos valores para los cuales el residuo cuyo residuo studentizado es mayor que 2 en valor absoluto, o lo que es lo mismo, cuya desviación con respecto a un modelo ajustado sin utilizar dicho punto sea mayor que el doble de la varianza residual (véase apéndice 3).

En la tabla 5.1 aparece el número de puntos anómalos correspondientes a los 10 casos elegidos. En todos los casos este número de puntos constituye aproximadamente el 5 % del total de las muestras, exceptuando los dos casos de calmas (con un valor de 12.1 y 9.3 %) y el de ponientes de Verano (3.5%). Puede sorprender que, precisamente, el caso en el que existe un porcentaje menor (ponientes de Verano) sea precisamente el que muestra un resultado peor para el ajuste de la regresión. Pero lo más importante de estos puntos no es su número sino el grado de anomalía que constituyen (muy pocos tienen un residuo studentizado superior a 3) y estudiar si estos puntos poseen características comunes entre sí –de manera que constituyan un subgrupo dentro de la muestra analizada- o bien se trata de valores aislados cuyas anomalías puedan ser debidas al proceso de medida (se recuerda que las medidas son instantáneas).

Dado que el porcentaje de puntos anómalos frente al total de las muestras, para todos los casos (exceptuando las calmas) es relativamente pequeño y que no desvirtúan el resultado de las regresiones, dichos puntos no se han tenido en cuenta. Sin embargo, como los resultados para los ponientes de Verano y las calmas no son tan satisfactorios como lo son para el resto de los casos, se ha hecho un estudio para comprobar si en estos casos se pueden eliminar de la muestra, lo que mejoraría notablemente los resultados de las regresiones correspondientes.

Ahora bien, estos puntos solamente se pueden eliminar en dos casos: (1) si se trata de algún punto aislado (que puede ser una medida errónea o una racha o calma esporádicas, dado que se está trabajando con medidas instantáneas), o (2) si se trata de puntos que revisten las mismas características, y por tanto fácilmente identificables, de manera que a la hora de aplicar la ecuación de regresión, ésta no sería válida para el grupo de datos con esas mismas características (Neter, 1974).

En el caso de los ponientes de Verano, los "outliers" presentan las siguientes características:

- No existe una hora del día preferente en la que coincidan dichos puntos.
- De los 16 puntos anómalos, 10 de ellos corresponden al sector W, dos al WSW, dos al SW y dos al WNW (direcciones de los datos reales medidos en la estación del INM).

Como se puede ver, predominan los casos en que el viento de poniente observado (dirección paralela al eje del Estrecho) aparece en el análisis del CEPMPM con una componente Norte (NW) bastante considerable.

Al observar los mapas en superficie de los días en que ocurren estos errores del modelo se ve que se repite la misma situación: el Anticiclón Atlántico situado de manera que las isobaras tienen una dirección meridiana muy marcada sobre la región del Estrecho. En estas circunstancias, el análisis del CEPMPM muestra una dirección del viento paralela a las isobaras (NNW), mientras que el viento observado en el Estrecho tiene una dirección transisobárica, soplando directamente del W, según indica el gradiente de presión. Este caso, comentado en varias ocasiones a lo largo del trabajo, demuestra que el análisis del CEPMPM no contempla con fidelidad el efecto de canalización del viento debido a la orografía del Estrecho (fig. 5.7).

Por tanto, todos los "puntos anómalos" dentro de este caso de los ponientes de Verano se pueden eliminar para mejorar el resultado de la ecuación de regresión. Ahora bien, hay que tener en cuenta que cuando la situación sinóptica predicha por el modelo del CEPMPM tenga las características que se acaban de señalar, las predicciones a escala local no serán muy fiables.

En el caso de las “calmas”, se observan las siguientes características:

- Estas anomalías tienen lugar con mayor frecuencia para los levantes que para los ponientes.
- Coinciden casi siempre con una dirección estrictamente zonal (E o W) del viento real, con un módulo real elevado, mientras que el viento resultante del análisis del CEPMPM constituye una “calma” ($-1 \leq U_{1000MB} \leq 1$).
- En casi todos los casos la anomalía constituye una transición entre vientos de levante y poniente (un caso de levante, precedido y seguido por ponientes, y viceversa).
- Las situaciones sinópticas que se observan para los “outliers” de las calmas tienen unas características bien definidas, pertenecientes a dos tipos: El primero es similar al caso de los ponientes de Verano, antes comentado, y el segundo -que sólo se observa en las calmas de levante- corresponde al paso de un frente frío sobre el Estrecho, que se desplaza desde el Oeste, tras cuyo paso se originan fuertes ponientes.

Al igual que en el caso de los ponientes de Verano, se han eliminado estos puntos anómalos en los casos de calmas (pues tienen lugar en situaciones fácilmente identificables), aunque estos casos continúan siendo los que peor predice el modelo.

Análisis de residuos

Una vez construido el modelo de regresión, es necesario comprobar las hipótesis de linealidad, normalidad, homocedasticidad e independencia de los términos de error (véase apéndice 3), mediante el análisis de los residuos. Para ello se han realizado, para cada uno de los 10 casos elegidos, los siguientes gráficos, de los cuales se ha escogido como ejemplo ilustrativo, el caso de los levantes de Primavera:

- Residuos frente a los valores estimados (figura 5.8).

Este gráfico es muy útil para comprobar la linealidad existente entre las variables independientes (predictores) y la dependiente (predictando). Si la relación es lineal, entonces los residuos forman una "nube" homogénea alrededor de la línea correspondiente al residuo cero. Si no existe linealidad, pueden aparecer algunos patrones de comportamiento, que inducirían a la posibilidad de ecuaciones de regresión polinómicas de segundo o tercer orden.

En todos los casos analizados, se observa gran linealidad.

En este gráfico también se puede detectar la heterocedasticidad o los puntos anómalos.

- Valores observados frente a los estimados (figura 5.9)

Este gráfico es particularmente útil para identificar posibles grupos de datos que son sobrestimados o infraestimados. (Los residuos están representados por la distancia a la recta de regresión entre ambas muestras).

En ninguno de los casos analizados aparecen grupos de este tipo.

- Residuos frente a los valores observados (figura 5.10).

A partir de este gráfico se ponen de manifiesto los "puntos anómalos" ("outliers") a los que se hizo referencia anteriormente, en este mismo apartado.

En casi todos los casos, aparecen algunos de estos puntos, de manera aislada, representando un porcentaje mínimo (cerca al 5%), dentro de las muestras analizadas, lo cual puede ser debido a cualquier error en la medida, o simplemente al hecho que se viene recordando, de que las medidas son instantáneas, y puede haber una racha o una calma esporádica, coincidiendo con la adquisición del dato.

Los únicos casos en los que se han tenido en cuenta estos "puntos anómalos", han sido el de ponientes de Verano y las calmas, a los cuales ya se ha hecho referencia.

- Residuos estudentizados frente a los residuos estandarizados (figura 5.11).

Si existen muchas discrepancias entre los residuos estandarizados y los estudentizados, se puede concluir que los coeficientes de la regresión no son muy estables, pues se ven muy afectados por la exclusión de datos individuales.

En ninguno de los casos analizados aparecen anomalías de este tipo, por lo que se puede concluir que los coeficientes de las ecuaciones son estables.

- Histograma y curva normal de media cero y varianza la residual (figura 5.12).

Este gráfico muestra la distribución de residuos y su ajuste a la curva normal. Como el número de datos es sustancialmente mayor que el número de parámetros estimados (mayor de 4 veces) se puede despreciar el estudio de la independencia de los residuos (véase apéndice 3).

- Gráfico del valor normal esperado de los residuos frente a los residuos observados (figura 5.13)

Este gráfico muestra los residuos reales frente a los esperados valores ajustados a una curva "normal". Sirve para realizar un test de normalidad de los residuos.

En ninguno de los casos analizados se observa falta de normalidad en los residuos, excepto los casos puntuales a los que ya se ha hecho referencia anteriormente, en los que aparecen algunos puntos anómalos, respetando siempre la normalidad de la muestra en conjunto.

Por tanto, el análisis de residuos muestra que se cumplen las hipótesis del modelo (linealidad, normalidad, homocedasticidad e independencia). Los casos que presentan alguna excepción puntual ("puntos anómalos") ya han sido analizados anteriormente.

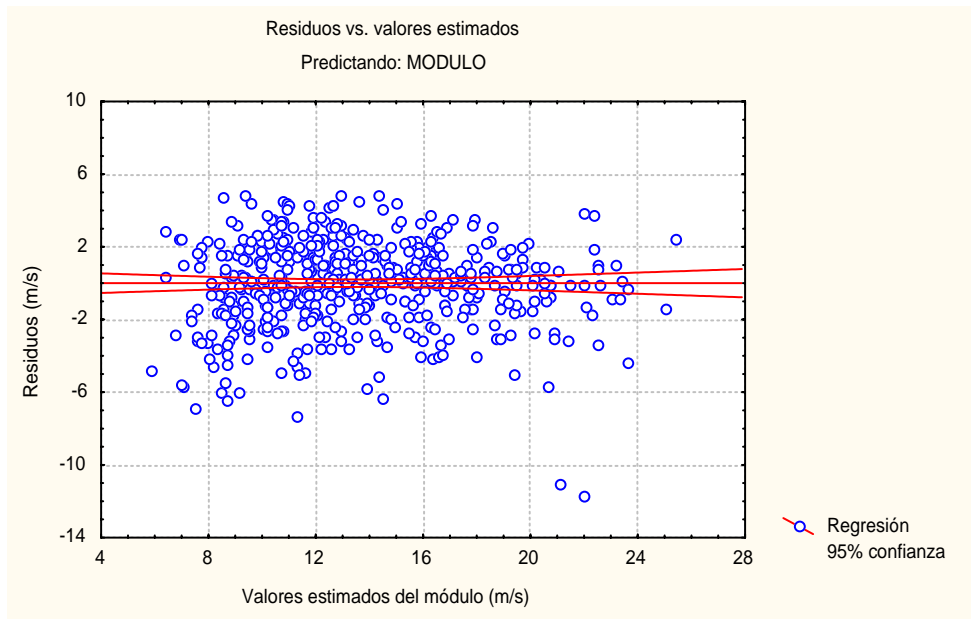


Figura 5.8. Gráfico de los residuos frente a los valores estimados o predichos del módulo de la velocidad de viento.

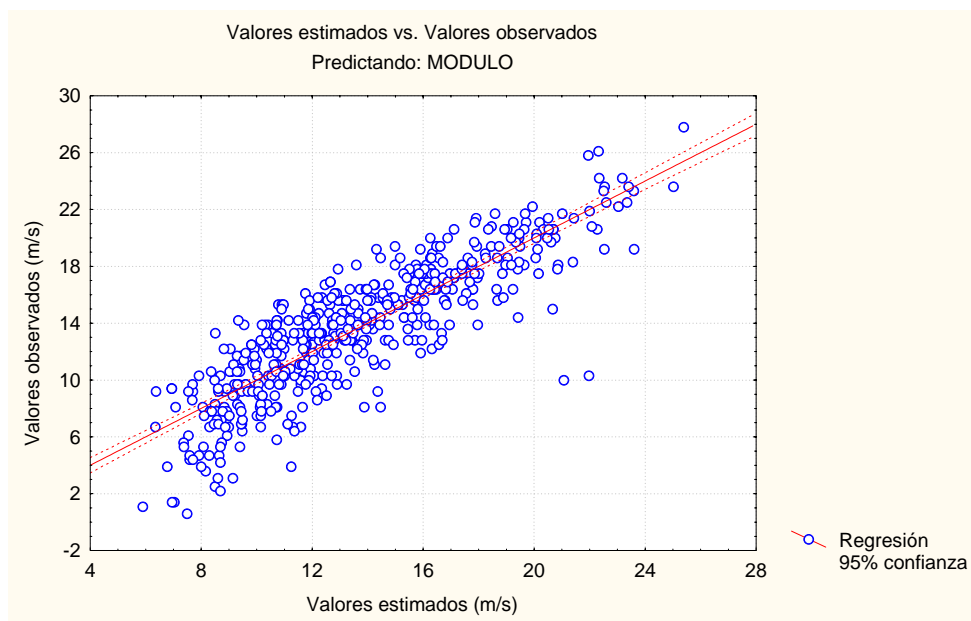


Figura 5.9. Gráfico de los valores observados del módulo de viento frente a los valores estimados.

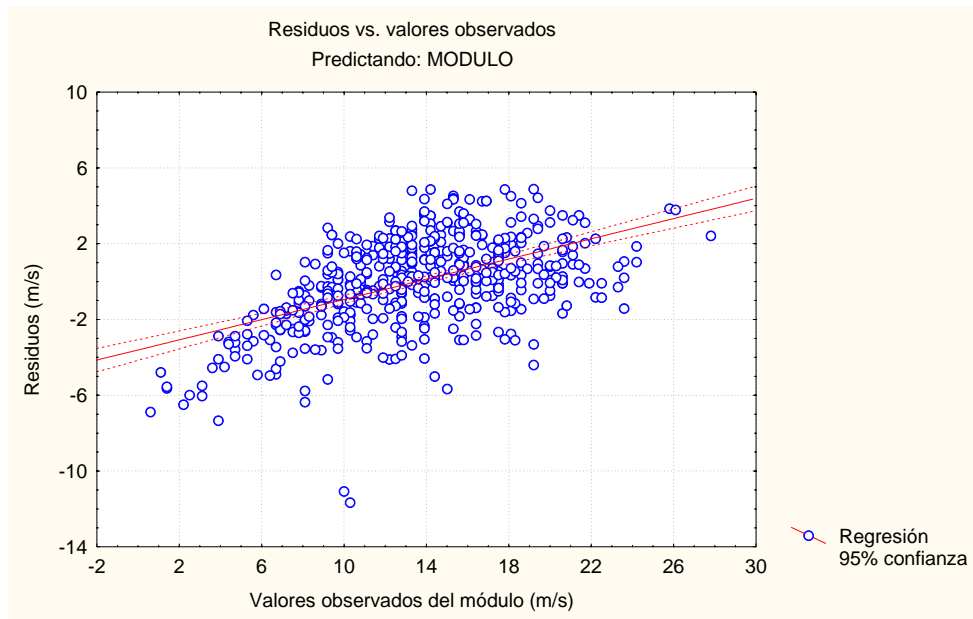


Figura 5.10. Gráfico de los residuos frente a los valores observados del módulo de viento.

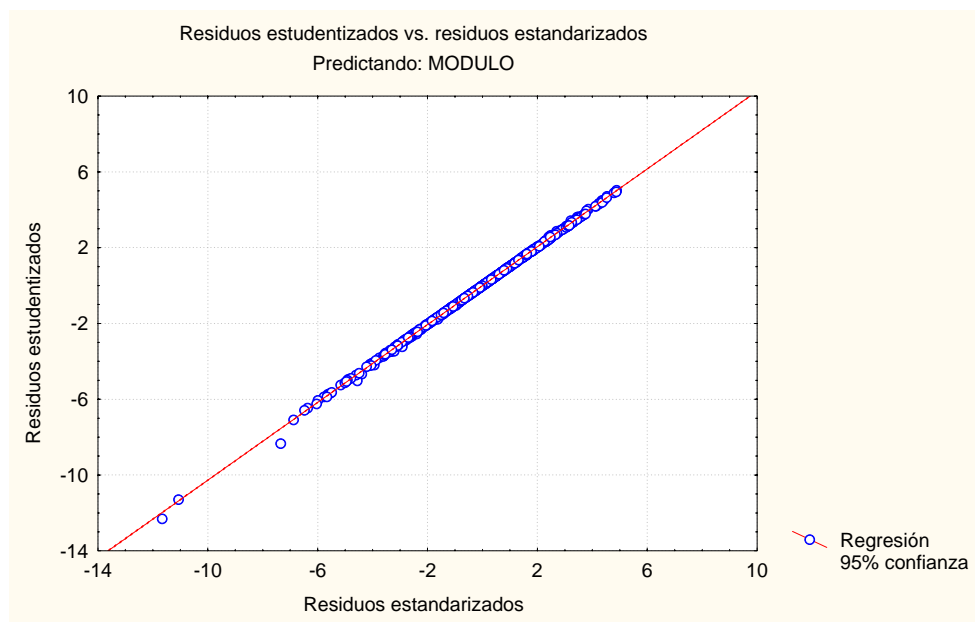


Figura 5.11. Gráfico de los residuos estudentizados frente a los residuos estandarizados.

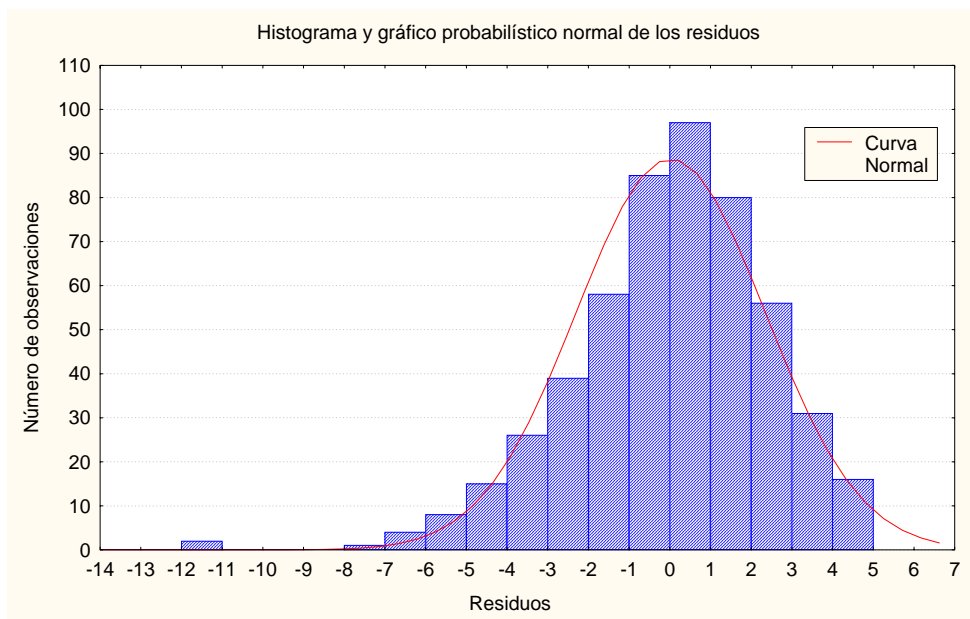


Figura 5.12. Histograma de los residuos y curva normal de media cero y varianza residual

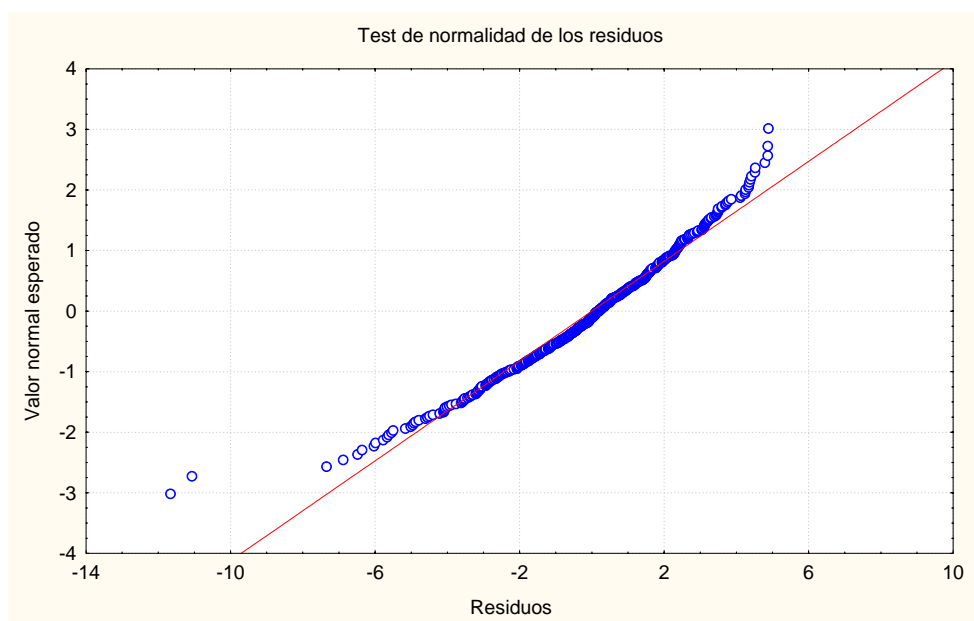


Figura 5.13. Gráfico del valor normal esperado de los residuos frente a los residuos observados. Sirve para comprobar la normalidad de los residuos.

5.3.5 Significación de las variables o predictores que intervienen en el modelo

En este apartado se van a señalar algunas particularidades que se deducen al observar la tabla de las Correlaciones Parciales (tabla 5.3), cuyos valores dan cuenta de la contribución relativa de cada predictor a la varianza total del predictando, sin tener en cuenta el efecto de los otros predictores. Los valores que aparecen en negrita corresponden a los predictores que contribuyen significativamente a dicha varianza –y por lo tanto, forman parte de la ecuación de regresión- según la selección que se realiza mediante la técnica de “stepwise” que se ha aplicado en este trabajo.

Como estas correlaciones son parciales, a partir de sus resultados se podrían establecer algunas consideraciones sobre la influencia individual de los distintos predictores sobre el predictando (módulo de la velocidad), para cada uno de los diez casos considerados.

A continuación se comentarán solamente las relaciones significativas entre los predictores y el predictando, que admitan una explicación razonable. Para las demás relaciones significativas no se intentará ninguna interpretación, pues sin el apoyo de estudios adicionales resultaría de carácter especulativo.

Las relaciones estadísticas más significativas, para las que se ha podido establecer una explicación física razonable, son las siguientes:

- El predictor que relativamente presenta mayores correlaciones con el módulo es la componente zonal del gradiente de presión en superficie entre ambos lados del Estrecho (GRADPSUP). Su correlación con el módulo es significativa en todos los casos excepto en los ponientes de Invierno y en las calmas. Esto parece poner de manifiesto el alto grado de ageostrofismo que poseen los vientos superficiales en esta región , lo que sin duda se debe, en buena medida, a la canalización orográfica. La falta de significación de este predictor en el caso de los ponientes de Invierno podría relacionarse con la mayor frecuencia del paso de sistemas frontales, acompañados de vientos fuertes del Oeste, con una componente zonal del gradiente de presión en superficie relativamente pequeña.

Los coeficientes más altos, tanto para levantes como para ponientes se obtienen en Verano, justamente cuando prevalece una actividad

sinóptica relativamente débil, y la dinámica a mesoescala, esencialmente ageostrófica, determina en mayor medida la intensidad del viento en el Estrecho.

No hay otro predictor que presente correlaciones significativas en tantos casos de levantes y ponientes. No obstante, hay unos pocos predictores significativos en la mayor parte del año para vientos de levante, cuyas correlaciones con el módulo podrán ofrecer información sobre su influencia en la intensidad del viento en el Estrecho. Así por ejemplo:

- La componente zonal de la velocidad de viento a 1000hPa del modelo del CEPMPM (U1000mb) está correlacionada significativamente con el módulo, salvo en Verano. Esta excepción tiene lugar en al época en la que más alta es la correlación del módulo con el predictor GRADPSUP. Esta conjunción podrá explicarse por la suavización de la orografía inducida por la resolución relativamente baja del modelo del CEPMPM, que no permite simular de forma adecuada la canalización del viento de levante en el Estrecho (fig. 5.7). Esto hace que le viento analizado por el modelo presente un mayor grado de geostrofismo que en la realidad.
- El gradiente zonal de la temperatura en 1000 hPa entre el nodo 643 y el 641 (GT311000), situados respectivamente al Este y al Oeste del nodo 642, donde se encuentra Tarifa (ver fig. 5.1), está correlacionado significativamente con el módulo, salvo en Verano. La mayor correlación se alcanza en Invierno. El signo positivo del coeficiente de esta variable en la ecuación del módulo de viento parece indicar que el flujo de levante se incrementa con el contraste térmico entre el aire relativamente más cálido a barlovento del Estrecho (sobre el mar Mediterráneo) que a sotavento (sobre el océano Atlántico) en un nivel cercano a la superficie (1000 hPa). Este resultado podría apuntar a que en situaciones de vientos de levante fuertes, la masa de aire que llega al Estrecho ha permanecido un tiempo relativamente prolongado sobre las aguas templadas del Mediterráneo. La excepción del Verano posiblemente se debería a que la temperatura del aire superficial a ambos lados del Estrecho es más uniforme en general en esta estación del año, y en particular durante situaciones de viento de levante. El intenso calentamiento continental en las masas continentales que

separa el Estrecho podría ser el determinante del menor contraste térmico entre barlovento y sotavento. Además, como se ha señalado en el capítulo 3, los episodios de viento de levante predominan claramente en situaciones de mayor influencia de la baja térmica Sahariana sobre la zona del Estrecho, es decir cuando mayor es el calentamiento superficial en dicha región.

- La diferencia de temperatura potencial entre 925 y 1000 hPa en el nodo 642 de la malla del modelo del CEPMPM (que incluye Tarifa) representada por la variable INTPOTAR, está correlacionada significativamente con el módulo salvo en Verano. Este resultado parece indicar que el flujo de levante en el Estrecho, además de estar limitado lateralmente por la orografía, también está constreñido en sentido vertical por la estabilidad de estratificación en la baja atmósfera. Es decir, cuanto mayor es la estabilidad, más confinamiento vertical del flujo en superficie y mayor aceleración. La excepción del Verano podría explicarse con el mismo argumento aducido en el caso de la variable GT311000.
- La divergencia horizontal en el nodo 643 (situado inmediatamente al Este del Estrecho) en el nivel de 1000 hPa (D6431000), presenta correlaciones significativas con el módulo, excepto en Otoño. Esto parece indicar que el flujo de levante observado en el Estrecho se intensifica con la convergencia de masa a barlovento (obsérvese el signo negativo de la correlación). Para la excepción del Otoño no se encuentra una explicación razonable.
- La vorticidad a 1000 hPa en el nodo 642, que incluye Tarifa (VTAR1000), también presenta correlaciones significativas con el módulo, aunque pequeñas, salvo en Invierno. Posiblemente esta débil relación con la vorticidad local se relacione con la cizalla horizontal del viento en sentido meridiano, que está presente en el caso de vientos de levante que atraviesan el Estrecho. No obstante, no se puede hablar de otra interacción entre el viento local y la vorticidad, cuando los coeficientes de correlación son tan pequeños.

- Por último, la diferencia de temperatura entre los nodos 609 y 644 (ver fig. 5.1) en el nivel de 1000 hPa (DT941000) es una variable que presenta correlaciones significativas con el módulo en los casos de vientos de poniente, excepto en Verano. Esto podría indicar que cuanto mayor es el contraste térmico entre el aire superficial sobre el continente ibérico y el mar de Alborán, más intenso es el flujo de poniente observado en el Estrecho. Si esta interpretación fuera correcta, corroboraría en gran medida la hipótesis de que la evolución diaria típica de los ponientes (máximo en las horas centrales del día) podría relacionarse con la intensificación de los vientos anabáticos en las laderas montañosas paralelas a las costas del mar de Alborán, provocando una divergencia a bajo nivel que aceleraría el flujo de poniente en el Estrecho. No obstante, la comprobación de esta hipótesis debe realizarse con la aplicación de un modelo dinámico de la atmósfera de escala apropiada.

Los demás predictores sólo se correlacionan significativamente con el módulo en casos aislados, por lo que no se intenta proponer ninguna interpretación física.

5.4. Validación del modelo

Una vez obtenidas las ecuaciones definitivas del modelo estadístico de predicción, se va a proceder a su validación.

Para ello, se han utilizado los datos observados en la estación meteorológica del INM situada en Tarifa, correspondientes al año 1997 y los correspondientes datos de Predicción a 24, 36 y 48h elaborados por el modelo del CEPMPM. Los tres ficheros de predicción contienen un dato diario, correspondiente a las 12h (en los casos de la predicción a 24 y 48h) y a las 0h (en el caso de predicción a 36h).

Introduciendo estos últimos datos en las ecuaciones del modelo estadístico, se han obtenido los correspondientes valores del módulo predicho, los cuales han sido comparados con los observados, mediante un análisis de regresión y mediante un contraste de las muestras, basado en la comparación

de sus medias, desviaciones estándar y distribuciones de probabilidad respectivas.

El criterio para elegir el caso al que pertenece cada medida en particular (dentro de los 10 casos que se han distinguido en el modelo), se ha basado igualmente en el valor de la componente zonal de la velocidad a 1000hPa (U1000MB) de los datos del CEPMPM, aunque ésta vez corresponde, lógicamente, a los datos de Predicción, en lugar de los datos del análisis del CEPMPM que se utilizaron para elaborar el modelo.

Los resultados que se han obtenido al comparar las muestras de los valores predichos con los reales son bastante aceptables, teniendo en cuenta la dificultad que existe en la predicción del fenómeno que tiene lugar en el Estrecho.

Para realizar la comparación estadística entre las medias de ambas muestras se ha utilizado un test de “t” de Student, que contrasta la hipótesis de igualdad de medias. Para comparar las desviaciones estándar se ha utilizado un test “F” de Fisher, que contrasta la hipótesis de igualdad de varianzas. Para comparar las distribuciones, se ha utilizado un test de Kolmogorov-Smirnov, que utiliza como base el cálculo de la distancia máxima entre las distribuciones acumuladas de ambas muestras. El nivel de confianza requerido en todos los test se ha fijado en un 95%.

Prácticamente en todos los casos la comparación de las muestras indica que son estadísticamente iguales, exceptuando las calmas, que es imposible predecir mediante este modelo. No se hará referencia a estos contrastes de forma individual, pues no reviste un interés especial, una vez comprobado el comportamiento general.

En cuanto a las regresiones que se han realizado entre ambos tipos de muestras (datos reales y predichos) para cada uno de los casos y en los tres periodos de predicción (24, 36 y 48 h), se puede observar en la tabla 5.8 cómo los coeficientes de correlación son bastante elevados, conservándose de este modo incluso para la predicción a 48h.

Lógicamente, los mejores resultados se obtienen para la predicción a 24h, seguida de la correspondiente a 36h y después por la de 48h, con alguna excepción, como ocurre en los ponientes de Primavera y Verano, en los cuales, la predicción a 24h sale algo peor que la de 36h, aunque la diferencia es mínima.

Al igual que se veía a lo largo de la elaboración del modelo y obtención de las ecuaciones, los casos de levante muestran mejores resultados que los de poniente.

Dentro de los levantes, las mejores predicciones tienen lugar en Invierno, seguidas del Otoño, Verano y Primavera, aunque todas son bastante buenas.

En los ponientes, las mejores predicciones tienen lugar igualmente en Invierno, seguidas del Otoño, Primavera, y por último, el Verano, como era lógico de esperar, debido a las peculiares características de este caso en concreto.

En la tabla 5.8 aparecen algunos asteriscos junto a los coeficientes de correlación. Estos asteriscos indican que en dicho caso, se ha procedido a la supresión de algún punto de la muestra (dos como máximo), observando previamente que dicho punto se alejaba notablemente del comportamiento general del conjunto de datos, desvirtuando en gran medida los resultados obtenidos.

A continuación se citan algunos ejemplos de estos puntos:

En la predicción a 36h para el caso de ponientes de Otoño (PO) el coeficiente de correlación entre los datos observados y los predichos resultó ser 0.44; se observó un dato correspondiente al día 6 de noviembre (de 1997) a las 0h en el cual tuvo lugar una racha máxima con dirección SW, ocasionada por el paso de un sistema frontal sobre el Estrecho, en la que el módulo observado era 21.5m/s mientras que el predicho era 3m/s. Tras eliminar ese dato (pues al tratarse de datos instantáneos es prácticamente imposible que se predigan correctamente las rachas máximas) se obtuvo un coeficiente de correlación entre los datos observados y los predichos igual a 0.70.

En la predicción a 48h de los ponientes de Verano (PV), inicialmente se obtuvo un coeficiente de correlación igual a 0.04, y tras eliminar una medida, en la que se predice una dirección poniente con velocidad muy inferior a la real, que corresponde a un máximo relativo con dirección levante (puntualmente, dentro de un período generalizado de ponientes) se obtiene un coeficiente igual a 0.52.

En la predicción a 24h de los ponientes de Otoño (PO), inicialmente se obtuvo un coeficiente de correlación igual a 0.74, y tras eliminar una medida correspondiente a una calma real que no se predice como tal, se obtuvo un coeficiente de correlación igual a 0.83.

Salvo en los casos de ponientes de Verano a 24h y los dos primeros ejemplos que se acaban de citar, en los cuales el coeficiente de correlación mejora notablemente al suprimir estos puntos anómalos (casos que aparecen señalados con asteriscos), en el resto de los casos el coeficiente de correlación aumenta aproximadamente en un 10%. Incluso, en algún caso en que se ha probado a suprimir algún punto que parecía influir negativamente en el comportamiento general de la muestra, se ha comprobado que la regresión no mejoraba. Lógicamente, los casos en los que se detectan más puntos anómalos de este tipo, corresponden a los ponientes y a las predicciones a 48h, pues las predicciones realizadas por el modelo del CEPMPM (que se han utilizado para calcular los resultados del modelo estadístico) a este plazo son algo peores que las realizadas a 24 y 36 horas. Por esta razón, aunque los ficheros a 24 y 48 horas correspondan a predicciones realizadas a la misma hora (12h TMG), no contienen los mismos datos y no tiene por qué aparecer la misma anomalía. Además, la clasificación en cada uno de los 10 casos (LP, LV, etc.) se ha realizado teniendo en consideración el valor de la componente zonal de la velocidad predicha en 1000hPa y puede ser que a 24h se haya predicho un viento de levante, mientras que a 48h se haya predicho poniente.

Al observar cada uno de los casos en particular, se concluye que la predicción falla en casos aislados, en los cuales los datos predichos son muy superiores a los reales o viceversa, lo cual sucede cuando tiene lugar una racha máxima esporádica (generalmente debida al paso de sistemas frontales, por lo cual es más frecuente que suceda en los casos de ponientes) o un viento real de poniente entre dos medidas de levantes (la predicción sigue siendo de levante y, por tanto, el valor predicho supera en gran medida al real), o una calma esporádica (al ser instantánea es prácticamente imposible de predecir). Se recuerda las medidas son instantáneas, con lo cual es fácil que tengan lugar fenómenos de este tipo.

Aunque se han obtenido resultados muy favorables con respecto a las expectativas iniciales, estos resultados pueden verse mejorados en gran medida, si se trabaja con valores medios, en lugar de muestras instantáneas. Esta labor constituye el próximo proyecto de trabajo, en la búsqueda de una mejora del modelo.

COEFICIENTE DE CORRELACIÓN ENTRE LOS VALORES PREDICHOS POR EL MODELO ESTADÍSTICO Y LOS VALORES REALES PARA EL AÑO 1997

	Levantes				Ponientes				Calmas	
	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Levante	Poniente
Predicción a 24h	0.74	0.79	0.88	0.89	0.68	0.52*	0.83*	0.76	-0.24	-0.20
Predicción a 36h	0.76	0.78	0.83	0.83	0.71	0.68*	0.71*	0.74*	-0.17	-0.08
Predicción a 48h	0.75*	0.75*	0.73*	0.86*	0.63*	0.42*	0.58*	0.67*	-0.05	-0.22

Tabla 5.4. Validación del modelo estadístico. La tabla muestra el coeficiente de correlación entre los valores predichos por el modelo estadístico y los valores reales para el año 1997

5.5. Análisis del ajuste del modelo de predicción

A continuación se van a comparar los errores que se cometen en la predicción a 24, 36 y 48h del módulo de viento en Tarifa utilizando directamente los datos de salida del modelo del CEPMPM y los valores obtenidos con el modelo estadístico elaborado.

Para ello, se han tomado los mismos datos de predicción descritos en el apartado anterior. Es decir, las predicciones del módulo de viento en 1000 hPa realizadas por el modelo del CEPMPM y las deducidas de las ecuaciones del modelo estadístico, correspondientes al año 1997. Ambas series de datos han sido comparadas con las observaciones durante ese mismo año en el observatorio del I.N.M. en Tarifa, calculando los errores cuadráticos medios respectivos.

Como se ha comentado en los apartados anteriores, los casos de “calmas” (componente zonal del viento en 1000 hPa inferior a 1m/s en valor absoluto) son los que peor predice el modelo estadístico. Por esta razón, dichos casos han sido separados del resto para realizar el cómputo de los errores. En el resto de los casos, se ha calculado el error total y además se ha realizado una clasificación en cuatro intervalos de velocidad. Los intervalos de velocidad corresponden al módulo predicho respectivamente por ambos modelos.

Los resultados de los errores aparecen en las tablas 5.5 (errores del modelo del CEPMPM) y 5.6 (errores del modelo estadístico elaborado), donde además se señala el número de muestras consideradas en cada caso.

Del análisis de los resultados se obtienen las siguientes conclusiones:

- Los errores del modelo del CEPMPM son muy superiores a los del modelo estadístico, por lo que se concluye que la utilización de la técnica M.O.S. resulta adecuada para la regionalización de vientos en el Estrecho de Gibraltar.
- Como ya se viene comentando a lo largo de todo el trabajo, el modelo del CEPMPM no capta el efecto de canalización orográfica en el Estrecho. Así, por ejemplo, con el modelo del CEPMPM no existen predicciones de vientos de levante con módulo superior a 15 m/s), mientras que el modelo estadístico si predice valores superiores a 15 m/s.

- Los errores que se cometen con el modelo estadístico aumentan muy poco con el plazo de la predicción (entre 2.94m/s para la predicción a 24h y 3.39 m/s para la predicción a 48h).
- En las predicciones a 24 y 36h del modelo estadístico, el mayor error se comete en el intervalo de velocidades superiores a 15 m/s, mientras que en la predicción a 48h tiene lugar en el intervalo de velocidades comprendidas entre 10 y 15 m/s.
- En los tres plazos de predicción, los menores errores con el modelo estadístico se cometen en el intervalo de velocidades comprendidas entre 1 y 5 m/s, excepto en el plazo de 36h. La predicción a 36h son vientos a las 00h TMG, que suelen ser más débiles que a las 12 h, sobre todo los de poniente, a cuya hora corresponden los datos de la predicción a 24 y 48h.
- Al observar más detalladamente las predicciones del modelo estadístico, se concluye que los mayores errores tienen lugar cuando se produce una racha máxima o una calma. Ambos casos suceden de forma instantánea en la realidad y el modelo no los reproduce fielmente. Esto no sucedería si, en vez de con observaciones instantáneas, se trabajase con valores promediados, como se pretende hacer en las investigaciones futuras.
- Los errores máximos se cometen en los casos de “calmas” (exceptuando el máximo error en los valores superiores a 15 m/s en la predicción a 36h), según cabía esperar.

Se concluye que el modelo estadístico mejora en gran medida los resultados del modelo del CEPMPM, y por tanto, se considera una buena técnica de regionalización o reducción de escala, que todavía se puede mejorar, utilizando valores promediados en lugar de valores instantáneos. Las limitaciones del modelo estadístico son más acusadas en el caso de las calmas, que por otra parte, son muy poco frecuentes en la realidad.

PLAZO DE LA PREDICCIÓN	INTERVALOS VELOCIDAD	1-5 m/s /U1000/>1	5-10 m/s	10-15 m/s	> 15 m/s	TOTAL /U1000/>1	CALMAS /U1000/<1
PREDICCIÓN A 24h	Error cuadrático medio (m/s)	7.07	8.36	7.16	--	7.53	4.77
	Número de datos	200	101	13	0	314	40
PREDICCIÓN A 36h	Error cuadrático medio (m/s)	5.73	8.34	6.54	--	6.51	2.97
	Número de datos	223	81	9	0	313	40
PREDICCIÓN A 48h	Error cuadrático medio (m/s)	6.65	8.18	7.14	--	7.19	5.14
	Número de datos	205	100	8	0	313	40

Tabla 5.5. Errores cuadráticos medios del módulo de viento en 1000hPa predicho por el modelo del CEPMPM en los plazos de 24, 36 y 48h, en el nodo 642 (Tarifa) con respecto al módulo observado en el observatorio del I.N.M. en Tarifa, durante el año 1997.

PLAZO DE LA PREDICCIÓN	INTERVALOS VELOCIDAD	1-5 m/s /U1000/>1	5-10 m/s	10-15 m/s	> 15 m/s	TOTAL /U1000/>1	CALMAS /U1000/<1
PREDICCIÓN A 24h	Error cuadrático medio (m/s)	1.99	3.00	2.79	3.28	2.94	4.25
	Número de datos	20	136	103	55	314	40
PREDICCIÓN A 36h	Error cuadrático medio (m/s)	2.32	3.44	3.27	4.14	3.25	3.66
	Número de datos	60	114	89	50	313	40
PREDICCIÓN A 48h	Error cuadrático medio (m/s)	2.55	3.20	3.99	3.47	3.39	3.50
	Número de datos	19	141	97	56	313	40

Tabla 5.6. Errores cuadráticos medios del módulo de viento predicho por el modelo estadístico en los plazos de 24, 36 y 48h con respecto al módulo observado en el observatorio del I.N.M. en Tarifa, durante el año 1997.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Cumpliendo con los objetivos propuestos al inicio de este trabajo, se ha realizado una caracterización del régimen de vientos en el Estrecho de Gibraltar, utilizando series anuales de observaciones en dos estaciones meteorológicas próximas. Asimismo, se ha elaborado un modelo de ajuste estadístico entre datos de salida de un modelo global de predicción meteorológica y las observaciones locales, que permite mejorar significativamente las previsiones de intensidad de viento en dicha región, donde se ubican diversos parques eólicos con un potencial conjunto de generación de energía eléctrica que supera actualmente los 130 MW.

Las conclusiones más relevantes que se han obtenido en este trabajo son las siguientes:

1. Las características fundamentales del viento superficial en el Estrecho se pueden definir en función de la situación meteorológica a escala sinóptica en superficie y del efecto de canalización a mesoescala provocado por la orografía. La dinámica atmosférica en los niveles superiores tiene una influencia relativa menos importante a causa del predominio de situaciones acompañadas de una gran estabilidad atmosférica en la zona, salvo en casos poco frecuentes. Dicha estabilidad provoca el confinamiento del flujo de viento en una capa superficial relativamente somera, originando la aceleración del viento que atraviesa el Estrecho de Gibraltar.

2. No es posible aplicar la aproximación geostrófica para el viento superficial, ya que éste tiende a dirigirse según la fuerza del gradiente de presión entre ambos lados del Estrecho. Esto determina que el flujo superficial de aire que atraviesa el Estrecho tenga en muchas ocasiones un carácter claramente transisobárico. Solamente en aquellas ocasiones en las que las isobaras tengan una dirección estrictamente paralela al eje del Estrecho, el viento será paralelo a ellas. En este caso particular, que es poco frecuente, se alcanzan velocidades muy elevadas, sobre todo si se trata de vientos de levante.
3. Como el sentido y la intensidad del viento superficial dependen de las variaciones del gradiente de presión que se establece entre ambos lados del Estrecho, se distinguen claramente dos grandes poblaciones, vientos de levante y vientos de poniente, con características diferentes y una componente meridiana prácticamente nula.
4. El desplazamiento de sistemas sinópticos de baja presión suele originar una alternancia relativamente rápida de vientos de poniente o levante. Estas variaciones se pueden observar más frecuentemente en Primavera.
5. Las situaciones sinópticas de tipo anticiclónico dominan sobre todo en los meses de Invierno, mientras que las de tipo ciclónico son más frecuentes en Verano. En Primavera y Otoño se alternan ambos tipos de situaciones. Pero el predominio estacional de alguno de estos dos tipos de situaciones no está directamente relacionado con unas características típicas del viento resultante, las cuales dependen de la distribución relativa de presiones entre ambos lados del Estrecho.
6. Debido a la gran canalización del viento en el Estrecho, las situaciones de calma son poco frecuentes. Tan solo se observan en periodos de transición entre situaciones de viento de levante y de poniente y su duración es relativamente corta. Asimismo, los escasos días con alternancia de levantes y ponientes tienen lugar preferentemente en Otoño.

7. Debido a las características topográficas, los vientos de levante están mucho más canalizados que los de poniente. Es decir, mientras los primeros son casi siempre del E, los segundos proceden de cualquier sector entre el SSW y el NNW, aunque dominan, en general, los del SW, WSW, W y WNW . Como consecuencia de la mayor canalización de los levantes, éstos tienen mayor persistencia, alcanzan mayores valores en las velocidades medias, y no suelen presentar una curva de evolución diaria típica, como ocurre en los ponientes.
8. No obstante, los ponientes pueden alcanzar durante ciertos días velocidades medias, y sobre todo máximas, del mismo orden que los levantes, principalmente en Otoño e Invierno. Esto se observa con el paso de sistemas frontales, que provocan un fuerte aumento del módulo y rachas máximas muy superiores a las medias. En Verano, sin embargo, los ponientes tienen velocidades medias mucho menores que los levantes, cuyas características son más homogéneas a lo largo de todo el año.
9. Las características del viento medido en tres niveles (10, 20 y 30m. de altura) resultan muy similares. En los tres se registra la misma evolución temporal de los valores medios horarios y diarios, aunque los módulos aumentan con la altura, salvo casos excepcionales. Existe mayor semejanza entre los dos niveles superiores que entre éstos y el inferior, en el cual se detecta una mayor variabilidad del viento –tanto en módulo como en dirección y sentido- debido al rozamiento superficial. Los valores de las rachas máximas no siempre aumentan con la altura.
10. A lo largo del año las situaciones de levante tienen la misma frecuencia que las de poniente. La frecuencia de los levantes es máxima en Verano y Otoño mientras que los ponientes predominan en Invierno y Primavera – debido fundamentalmente al paso más frecuente de depresiones atlánticas sobre la Península-.

11. La dirección de los vientos de levante apenas presenta variación a lo largo del año, centrándose prácticamente por completo en el sector E. La de los ponientes, por el contrario, presenta una gran variabilidad: la máxima centralización en el sector W tiene lugar en Verano; en Primavera aparece cierta componente NW y SW, que se acentúan en Otoño y adquieren máxima frecuencia en Invierno, debido fundamentalmente al paso de frentes sobre la Península, lo cual hace que las velocidades medias de los ponientes aumenten en esta época del año.
12. Tanto la velocidad media como la desviación estándar de la velocidad a lo largo del año son mucho mayores para los levantes que para los ponientes. Este mayor valor de la desviación estándar en los levantes se debe a que, a pesar de la mayor variabilidad direccional que presentan los ponientes a todos los niveles, existen algunos casos aislados de vientos del SSE y NNE que introducen velocidades muy inferiores a las del E, y a que la persistencia de una situación del E durante un período considerable de días puede hacer que el módulo de viento aumente de forma muy considerable, cubriéndose un amplio rango de velocidades adquiridas.
13. La velocidad media anual de los vientos de levante es $11.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, siendo máxima en Verano ($13.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y mínima en Invierno ($11.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). La velocidad media anual de los vientos de poniente es $7.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, siendo máxima en Invierno ($8.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y mínima en Primavera ($6.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).
14. Aunque la frecuencia del resto de sectores distintos del E, dentro de los levantes sea muy pequeña, hay ocasiones en que otros sectores (ENE o ESE) introducen velocidades superiores a las del E. Dentro de los sectores de poniente, el mayor valor de la velocidad media se adquiere en el sector SW y SSW, debido fundamentalmente al paso de sistemas frontales sobre el Estrecho en esta dirección, aunque su frecuencia sea menor que la del W. (No obstante, en la variación diaria que tiene lugar con vientos del Oeste, el máximo se adquiere en las horas centrales del día, coincidiendo con la dirección W.)

15. Las distribuciones de probabilidad observada de la velocidad se ajustan casi perfectamente a las teóricas de Weibull, sobre todo en el nivel inferior (10 m). Este hecho permitiría extrapolar la curva de duración a partir de muestras relativamente pequeñas.
16. Las velocidades medias y máximas diarias en los tres niveles de medida tienen la misma evolución temporal -salvo casos excepcionales-. Los máximos suelen coincidir con días de levante entre períodos de ponientes o con el paso de sistemas frontales sobre la Península. Los mínimos, por el contrario, generalmente coinciden con ponientes, contrastando con levantes de días contiguos, o bien con días de transición entre períodos de levantes y ponientes, en los cuales se alternan ambos tipos de viento. La máxima diferencia entre los valores máximos y las medias tiene lugar en los días de máximos o mínimos en las velocidades medias.
17. Los espectros de potencias correspondientes al módulo de la velocidad de viento en los tres niveles de medida (10, 20 y 30 m) son muy semejantes, por lo que cualquiera de ellos es representativo del conjunto (se ha escogido el nivel de 10m para este estudio, por ser un nivel de referencia para las estaciones meteorológicas).
18. Los factores que contribuyen a una mayor persistencia en el módulo de la velocidad de viento son:
 - Situación sinóptica estacionaria (por ejemplo, bajas térmicas o Anticiclón Atlántico), con ausencia de frentes que atraviesen la zona.
 - Isobaras en superficie dirigidas en sentido zonal (paralelas al eje del Estrecho) y no dirigidas en sentido meridiano (perpendicular al eje del Estrecho), en cuyo caso el flujo sería claramente transisobárico.
 - Los vientos más persistentes son los levantes. Dentro de los ponientes, los de mayor persistencia son los de Verano, mientras que los menos persistentes son los de Otoño e Invierno, pues en su mayoría coinciden con el paso de sistemas frontales asociados a depresiones atlánticas.

19. En épocas de alternancia de levantes y ponientes, se distinguen períodos significativos entre 2 y 4 días en el espectro de potencias del módulo de la velocidad de viento.
20. El período de hora y media se distingue en todos los casos analizados del espectro de potencias del módulo de la velocidad de viento (exceptuando los períodos de predominio total de levantes), pero sobre todo destaca el de una hora, confirmándose la existencia de este período, ya detectado por algunos autores como Ishida (1989).
21. En los períodos de vientos de poniente se detecta una curva típica de evolución diaria. A primeras horas de la mañana, coincidiendo con el inicio del calentamiento diurno, el flujo procede del SW, y después cambia a dirección W, con la cual se alcanza el máximo entre las 13 y las 15h, dependiendo de la época del año. Al atardecer el viento adquiere una dirección NW, disminuyendo el módulo de la velocidad de forma progresiva a lo largo de la noche, hasta alcanzar un mínimo al amanecer. Aunque esta curva de evolución típica del viento parece responder a la evolución térmica diaria, no es debida a un régimen de brisas local. Una posible explicación de este comportamiento típico podría relacionarse con un efecto de aceleración del flujo de poniente en el Estrecho originada por la divergencia superficial de los vientos anabáticos en las cadenas montañosas costeras al este del Estrecho, en las dos márgenes del Mar de Alborán.
22. La curva de evolución diaria se acentúa en las épocas de mayor variabilidad atmosférica -térmica en particular-, sobre todo en Primavera y Otoño. En estas épocas el máximo diurno se mantiene durante menos tiempo que en períodos de mayor estabilidad (Invierno y Verano), en los cuales, además, el calentamiento desde primeras horas de la mañana hasta alcanzar este máximo, suele realizarse en dos etapas, la primera hasta la desaparición de la frecuente inversión que se ha originado junto a la superficie durante la noche, y la segunda hasta dicho máximo.

23. Los valores del módulo de viento deducidos del análisis del modelo de predicción meteorológica a escala global del CEPMPM con una resolución de $0.5 \times 0.5^\circ$ (lat-lon), no reflejan fielmente el comportamiento real del viento observado en el Estrecho de Gibraltar, ya que no reproducen la canalización orográfica. Esto confirma la necesidad de aplicar una técnica de “reducción de escala” (“downscaling”) a los valores de salida de un modelo de predicción con resolución relativamente baja, para una mayor aproximación a los valores reales. Esta técnica se basa en la relación estadística (regresión lineal múltiple) entre las distintas variables que definen el estado de la atmósfera (predictores) y la variable a predecir (predictando) que es el módulo de viento en el observatorio de Tarifa.
24. Considerando las características de los vientos típicos en el Estrecho de Gibraltar, se ha creído conveniente aplicar la técnica de multirregresión, separando los datos de viento en distintos grupos o poblaciones. Después de realizar distintas pruebas se ha optado por distinguir los dos grandes grupos de levantes y ponientes según las estaciones del año y no según las horas del día, debido fundamentalmente al hecho comprobado de la ausencia de una evolución diaria en los periodos de vientos de levante. En consecuencia se han considerado un total de 10 casos: (a) El grupo de vientos de levante compuesto por cinco casos: “Calmas” (componente zonal inferior a $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), Invierno, Primavera, Verano y Otoño. (b) El grupo de vientos de poniente compuesto por otros cinco casos: “Calmas” (componente zonal inferior a $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), Invierno, Primavera, Verano y Otoño.
25. En las ecuaciones de regresión correspondientes a la mayoría de los casos, el predictor más influyente es la componente zonal del gradiente de presión en superficie entre ambos lados del Estrecho, lo que, una vez más, confirma la influencia orográfica del Estrecho, que induce al carácter ageostrófico del viento, salvo en los casos en los que existe una gran actividad meteorológica a escala sinóptica (paso de sistemas frontales, etc.), en los cuales el modelo del CEPMPM reproduce con más fidelidad el campo de vientos real. En los casos de viento de levante, los otros predictores importantes son el gradiente horizontal de temperatura

en 1000 hPa entre ambos lados del Estrecho, y la diferencia de temperatura potencial entre 925 y 1000 hPa en el nodo del modelo del CEPMPM que incluye Tarifa (al aumentar la estabilidad el flujo de viento se confina en una capa más fina junto a la superficie, acelerándose a su paso por el Estrecho. La componente zonal del viento a 1000 hPa es otro predictor que aparece en una mayoría de ecuaciones de regresión, aunque en Verano su contribución no es significativa. Otros predictores relacionados significativamente con el módulo de viento (en los casos de levante) son la divergencia horizontal a sotavento del flujo en el Estrecho, la vorticidad en el nodo que incluye Tarifa (relacionada con la cizalla horizontal del viento en sentido meridiano), y la diferencia de temperatura entre la costa del Sur peninsular y el mar de Alborán (posiblemente relacionada con la actividad de los vientos anabáticos que se originan debido al calentamiento superficial), todos ellos en el nivel de 1000 hPa.

26. El factor más importante para evaluar el grado de ajuste de las ecuaciones de regresión es el coeficiente de determinación corregido por los grados de libertad R^2 , pues representa el porcentaje de variabilidad en el módulo de viento que es explicado por la ecuación. Su valor está comprendido entre 0.54 para los ponientes de Verano y Otoño, y 0.79 para los levantes de Invierno. En los casos de calmas, los valores de dicho coeficiente son bastante inferiores (0.50 y 0.34 para las calmas de levante y poniente, respectivamente).

27. En general, para los casos de vientos de levante (excluidas las calmas) las regresiones resultan mucho "mejores" que para los de ponientes, si se compara el coeficiente de determinación R^2 , los errores estándar y absoluto y el estadístico de Durbin-Watson. Dentro de los levantes el mejor ajuste tiene lugar en Invierno, seguido del Verano, Primavera y Otoño, aunque la diferencia estacional es mucho menor que en los casos de los ponientes, en los que el mejor ajuste tiene lugar también en Invierno, seguido de la Primavera, Otoño y Verano.

28. En casi todos los casos aparecen algunos “puntos anómalos”, para los cuales el residuo estandarizado correspondiente es mayor que el doble de la varianza residual. Estos puntos, que representan un porcentaje mínimo dentro de las muestras analizadas (menor del 5%, salvo en los casos de “calmas”), pueden aparecer debido a que los datos observados (predictando) corresponden a medidas instantáneas, y pueden responder rachas o calmas esporádicas que el modelo meteorológico no puede reproducir. Por esa razón, no ha sido necesario eliminarlos para deducir las ecuaciones de multirregresión exceptuando los casos de ponientes de Verano y las calmas, en los cuales ha sido necesario realizar un análisis adicional.
29. Los coeficientes de las ecuaciones del modelo son estables. En todos los casos, el análisis de los residuos muestra que se cumplen las hipótesis de normalidad, linealidad, homocedasticidad e independencia, requeridas en el modelo de regresión múltiple.
30. El contraste de las muestras del módulo de viento observado en la estación meteorológica de Tarifa y de las predicciones de dicha variable que resultan de aplicar el modelo estadístico a 24, 36 y 48 horas, realizado a partir de la comparación de sus medias, desviaciones estándar y distribuciones de probabilidad respectivas, revela que son estadísticamente iguales. Esto ocurre para los 10 casos considerados.
31. Las regresiones efectuadas entre los datos reales y los predichos por el modelo muestran unos coeficientes de correlación bastante elevados en todos los casos, exceptuando las calmas –que es imposible predecir mediante el modelo- y los ponientes de Verano –en los que se alcanza el mínimo de dichos coeficientes, que es 0.42 para la predicción a 48 horas-. En el resto de los casos dicho coeficiente supera el valor de 0.68, 0.71 y 0.63 para las predicciones a 24, 36 y 48 horas, respectivamente.

32. En la validación del modelo se reitera el hecho de que los resultados del modelo son mejores para los levantes que para los ponientes. Dentro de los levantes, las mejores predicciones tienen lugar en Invierno, seguidas del Otoño, Verano y Primavera, aunque todas son bastante buenas. En los ponientes, las mejores predicciones tienen lugar igualmente en Invierno, seguidas del Otoño, Primavera y Verano.
33. Aunque las predicciones a 24 y 36 horas muestran mejores resultados que las realizadas a 48 horas, la diferencia entre ellas es muy pequeña. No obstante, en este último caso se observa mayor número de “puntos anómalos”, que corresponden a valores aislados que no se predicen correctamente. Estos puntos suelen coincidir con rachas máximas y calmas, que se producen de forma instantánea.
34. Los errores cuadráticos medios que se cometen en las predicciones del módulo de viento realizadas por modelo estadístico son muy inferiores a los correspondientes al modelo del CEPMPM, debido a lo cual el modelo elaborado se considera una técnica adecuada de reducción de escala. Estos errores son oscilan alrededor de 3 m/s y apenas aumentan con el plazo de la predicción (entre 24 y 48h).
35. Los mayores errores tienen lugar cuando se produce una racha máxima o una calma. Ambos casos suceden de forma instantánea en la realidad y el modelo no los reproduce fielmente.

Se concluye que es posible la aplicación de un modelo estadístico para la predicción operativa a escala local del módulo de viento en Tarifa a 24, 36 y 48 horas, a partir de las predicciones que proporciona el modelo global del CEPMPM, con unos resultados bastante aceptables. No obstante, en la predicción de las calmas y algunos casos de ponientes de Verano, que es posible identificar a priori, la calidad de la predicción no es satisfactoria.

El modelo estadístico podría ser optimizado utilizando valores medios en lugar de medidas instantáneas, lo cual constituye una de las tareas más inmediatas a realizar en el futuro.

Otro objetivo próximo será el estudio de la posible influencia de las circulaciones anabáticas que tiene lugar en ambas márgenes de la zona oriental del Estrecho (Mar de Alborán), lo cual podría proporcionar algunas explicaciones sobre el comportamiento de los vientos de poniente, y así contribuir a la optimización del modelo.

REFERENCIAS

- ASLETT (1949): "Pressure anomalies at Gibraltar and in the vicinity". *Meteor. Mag. of London*; pp. 83-84.
- ASTRUP, P., JENSEN, N. y MIKKELSEN, T.(1996): "Surface roughness model for LINCOM". *Report Risoe National Laboratory*, June 1996. Dinamarca.
- BALOUKTIS, A. TSANAKAS, D. y VACHTSEVANOS, G. (1986): "Stochastic Simulation of Hourly and Daily Average Wind Speed Sequences". *Wind Engineering*, Vol. 10, nº 1.
- BANNON y JACKSON (1953): "Relation between tropopause and level of maximum wind at Gibraltar". *Meteor. Mag. of London*, vol. 82; pp. 100-102.
- BECHRAKIS D. y SPARIS, P. (1998): "Wind Speed Prediction Using Artificial Neural Networks". *Wind Engineering*, vol. 22, nº6; pp. 287-295.
- BENDALL (1982): "Low-level flow through the Strait of Gibraltar". *Meteor. Mag.* 14; pp. 149-153.
- BERGELES, G., GLEKAS, I., PROSPATHOPOULUS, I. y VOUTSINAS., S. (1996): "Statistical and physical modelling of wind resources in complex terrain: assessment fo the applicability of a 3D Navier-Stokes code". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Goteborg, Suecia.
- BERMEJO, M. (1994): "Mapa eólico nacional; resúmenes energéticos por comunidades autónomas". *Pub. A- 142 del I.N.M.* Centro de Pub. del M.O.P.U. Madrid, España.

-
- BEYER, H., HEINEMANN, D., MELINGHOFF, H., MONNICH, K. y WALDL, H. (2000): "Forecast of Regional Power Output of Wind Turbines". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Kassel, Alemania.
 - BLACKADAR, A. y TENNEKES, H. (1968): "Asymptotic similarity in neutral barotropic boundary layer". *J. Atmos. Sci.*, 25; pp. 1015-1020.
 - BLACKMAN, R. y TUCKEY, J. (1958): "The measurement of the power spectrum". *Dover Pub. Inc.*, New York, U.S.A.
 - BOSSANYI, E. (1985): "Short-term wind prediction using Kalman filters". *Wind Engineering*, Vol. 9 (No.1).
 - BOWEN, A. y MORTENSEN, N. (1996): "Exploring the limits of Wasp (the Wind Atlas Analysis and Application Program)". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Suecia.
 - BROWER, M., ZACK, J. y BAILEY, B. (2000): "Validation of the forewind model in wind forecasting applications". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Kassel, Alemania.
 - BURT, W., CUMMINGS, T. y PAULSON, C. (1974): "Large changes in wind patterns at sea". *Meteor. Mag. of London*, vol. 103; pp. 21-23.
 - BURT, W., CREW, H. POOLE, S. (1975): "Evidence of Roll Vortices Associated with a Land Breeze". *J. Marine Res.* n° 33; pp. 61-68.
 - BURT, W., CUMMINGS, T. y PAULSON, C. (1974): "The Mesoscale Wind Field over the Ocean". *J. Geophys. Res.* n°79; pp. 5625-5632.
 - CASTILLO (1981): "Precipitaciones y tipos de tiempos en las Béticas-Alto Guadalquivir". *Pub. A-56 del INM*. Centro de pub. del M.O.P.U. Madrid, España.

- COURTIER, P, FREYDIER, C. GELEYN, J. RABIER, F. y ROCHAS, M. (1991): "The ARPEGE project at Meteo-France". *Proceedings of ECMWF workshop on Numerical methods in atmospheric modelling, vol. II*. pp. 193-231. Reading, U.K.
- CRESPO, A. y HERNÁNDEZ, J. (1986): "A Numerical Model of Wind Turbine Wakes and Wind Farms". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Roma, Italia.
- CROBA, D. TRYFONOPOULOS, D. BUNN, J. CASANOVA, M., MARTÍN, F., MORGANA, B. RODRIGUES, A., SCHMID, J. y VOUTSINAS, S. (1996): "Improving techniques for statistical and physical modelling of wind resources in complex terrain". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Goteborg, Suecia.
- CUBASH, U., WASZKEWITZ, J. HEGERL, G. y PERWTZ, J. (1995): "Regional climate changes as simulated in time-slice experiments". *Max-Planck Institut fur Meteorologie*, Report 153; pp40. Hamburgo, Alemania.
- DÍAZ-PABÓN, R. (1990): "Adaptación del modelo de análisis operativo en el I.N.M. a mayor resolución". *Nota interna del I.N.M.*. Madrid, España.
- DICKINSON, R. , ERRICO, R. , GIORGI, F. y BATES, G. (1989): "A regional climate model for the western U.S.A". *Climatic Change*, 15; pp. 383-422.
- DURST (1949): "Wind speeds over short periods of time". *Meteor. Mag. of London*, vol. 89; pp. 181-187.
- FERNANDEZ DE CASTILLEJO y CESTINO (1973): "Vientos geostróficos en el Mar de Alborán". *Rev. de Met. Marítima* n° 14. Ministerio del Aire. Madrid, España.
- FIEDLER, F. y PANOFSKY, H. (1970): "Atmospheric Scales and Spectral Gaps". *Bull. Amer. Meteor. Soc.* n° 51; pp. 1114-1119.

-
- FRANK, H. (1999): "A linear model for flow over complex terrain". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*; pp. 1196-1199. Niza, Francia.
 - GIEBEL, G. LANDBERG, L., JOENSEN, A., NIELSEN, T., y MADSEN, H. (2000): "The ZEPHYR-PROJECT. The next generation prediction system". *Proc. European Conference on Wind Energy*. Kassel, Alemania.
 - GIMENO DE EVAN, C. (1985): "Modelo operativo de predicción numérica del I.N.M.". *Pub. SM069 del I.N.M.*. Centro de pub. del M.O.P.U. Madrid, España.
 - GIORGI, F. y MEARNES, L. (1991): "Approaches to the simulation of regional climate change: A review". *Rev. Geophys.* , 29; pp. 191-216.
 - GLAHN, H. (1972): "An operational subsynoptic advection model". *J. Appl. Meteor.*, 11; pp. 578-575.
 - GLAHN, H., y LOWRY, D. , (1972): "The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weather forecasting". *J. Appl. Meteor.* 11; pp. 1203-1211.
 - GLINO, G., MORFIADAKIS, E., ZAPHIROPOULOS, Y. Y DELLAPORTAS, P. (1999): "A statistical approach to wind potential assessment using multivariate ARFIMA modelling". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Niza, Francia.
 - GOMES, L. y VICKERY, B. (1977): "On the Prediction of Extreme Wind Speeds from the Parent Distribution". *J. Industr. Aerodyn*, nº2; pp. 21-36.
 - HEIMANN, D. (1986): "Estimation of regional surface layer wind field characteristics using a three-layer mesoscale model". *Bull. Phys. Atmos.*, 59; pp. 518-537.
 - HESS, G. y CLARKE, R. (1973): "Time Spectra and Cross-Spectra of Kinetic Energy in the Planetary Boundary Layer". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Vol. 99; pp. 130-153.

-
- HIRSCH, W. RINDELHARDT, U. y TETZLAFF (1996): "Saxon wind energy resources: comparison of WASP and KAMM results". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Goteborg, Suecia.
 - HURST (1958): "Variation of pressure at Gibraltar". *Meteor. Mag. of London*, vol. 87; pp. 294-300.
 - INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA (I.N.M.) (1988): "Mapa eólico nacional; análisis del viento para aprovechamiento energético". *Pub. Serie A del I.N.M.*, nº 122. Centro de pub. del M.O.P.U. Madrid, España.
 - INSTITUTO PARA LA DIVERSIFICACIÓN Y AHORRO DE LA ENERGÍA (IDAE) (1999): "Plan de Fomento de las Energías Renovables en España". *Pub. IDAE*. Madrid, España.
 - ISHIDA, H. (1989): "Spectra of surface wind speed and air temperature over the ocean in mesoscale frequency range in Jasin - 1978". *Boundary-Layer Meteor.* vol. 47, pp. 71-84.
 - ISHIDA, H., BURT, W. y MITSUTA, Y. (1984): "The Effects of Mesoscale Convective cells on the surface wind Field over the Ocean". *Boundary-Layer Meteor.* vol. 29, pp. 75-84.
 - JANSÁ (1966): "Meteorología del Mediterráneo occidental". *3er. ciclo de conferencias del INM (1964)*. Madrid, España.
 - JANSÁ, A. y LOPEZ (1983): "Diagnóstico objetivo de viento en las zonas marítimas mediterráneas". *IV Asamblea Nacional de Geofísica y Geodesia*; vol. II. Madrid, España.
 - JACKSON, P. y HUNT, J. (1975). "Turbulent wind flow over a low hill". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101, pp.929.

-
- JOENSEN, A. GIEBEL, G., LANDBERG, L., MADSEN, H. y NIELSEN, H. (1999): "Model Output Statistics applied to wind power prediction". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Niza, Francia.
 - KALLBERG, P. (1990): "HIRLAM Forecast Model Level 1. Documentation manual". *SMHI, S-60176*, Norkoping, Suecia.
 - KALLSTRAND, B.(1998): "Low level jets in a marine boundary layer during spring". *Contr. Atmos. Phys.*, vol. 1, n°3; pp. 359-373.
 - KAPLAN, M., ZACK, J., WONG, V. y TUCCILLO, J. (1982): "Initial results from a mesoscale atmospheric simulation system and comparison with the AVE-SESAME.1 dataset". *Mon. Wea. Rev.*, 110; pp. 1564-1590.
 - KARINIOTAKIS, G., NOGARET, E. Y STAVRAKAKIS, G. (1996) "A fuzzy logic and a neural network based wind power forecasting model". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Goteborg, Suecia.
 - KIM, J,W., CHANG, J.T., BAKER, N. L., WILKS, D. S. Y GATES, W. L. (1984): "THE STANDARD PROBLEM OF CLIMATE INVERSION: "Determination of the relationship between local and large scale climate". *Mon. Wea. Rev.* 112; pp 2069-2077.
 - KLEIN, W. (1982): "Statistical weather forecasting on different time scales". *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , 63; pp. 170-177.
 - LANDBERG, L. (1998): "A mathematical look at physical power prediction model". *Wind Energy*, 1; pp. 23-28.
 - LANDBERG, L. (1999): "Short-term prediction of the power production from wind farms". *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 80; pp.207-220.
 - LANDBERG,L. y WATSON, S. (1994): "Short-term prediction of local wind conditions". *Boundary-Layer Meteor.* 70; pp. 171-195.

-
- LANDBERG, L. (2000): "Prediktor - an on-line prediction system". ". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Kassel, Alemania.
 - LALAS, D. "Modelling of the wind flow over Crete for wind energy estimation". *EUROMECH 173*, Delphi, Grecia.
 - LEMONE, M. (1973): "The structure and Dynamics of Horizontal Roll Vortices in the Planetary Boundary Layer". *J.. Atmos. Sci.* n° 13; pp. 820-825.
 - LIN, L., ERIKSSON, J. VIHRIALA, H. Y SODERLUND, L. (1996): "Predicting wind behaviour with neural networks". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*. Goteborg, Suecia.
 - LISSAMAN, P. (1979): "Energy effectiveness of arbitrary arrays of wind turbines". *Proc. 17 Wind Energy Conference*, New Orleans, U.S.A.
 - LISSAMAN, P., GYAT, G. y ZALAY, A. (1982): "Numeric modelling sensitivity analysis of the performance of wind turbine arrays". *Technical Report PNL-4183*, U.S.A.
 - LISSAMAN, P., FOSTER, D., HIBBS, B., LINDBERG, D., THOMPSON, C. y RUMBAUGH, J. (1987) : "Technical description of AVENU: a comprehensive computer software system for wind farm design". *Proc. Int. Conf. Sobre aeroturbinas*, Leeuwarden, The Netherlands.
 - LOUIS, J. (1979): "ECMWF forecast model documentation manual". *Internal report n° 27 ECMWF Research Department*. Cap. 2, Reading, U.K.
 - MAGNUSSON, M. (1999): "Wind energy potential in a wind farm". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Niza, Francia; pp.1150-1152.
 - MACHENHAUER, B. (1988): "HIRLAM final report. HIRLAM technical Report 5." *Danish Meteor. Inst.*, Copenague, Dinamarca.

-
- NETER, J. y WASSERMAN, W. (1974): "Applied linear Statistical Models". *R.D. Irwin Pub.*, USA.
 - NIELSEN, T. y MADSEN, H. (1999): "Experiences with Statistical Methods for Predicting Wind power". ". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Niza, Francia.
 - OORT, A y TAYLOR, A. (1969): "On the kinetic Energy Spectrum Near the Ground". *Mon. Wea. Rev.* n° 97; pp. 623-636.
 - PALOMARES, A. (1990): "Study of wind conditions and mesoscale turbulence in Tarifa (Spain)". ". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Madrid, España.
 - PALOMARES, A., MARTÍN, F., ZUBIAUR, R., RODRIGUEZ, S. y MORENO, P. (1996): "Development of a short term prediction model of energy production in wind power plants at Tarifa (Spain). First results". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Goteborg, Suecia.
 - PANOFSKY, H. (1969): "Spectra of Atmospheric variables in the Boundary Layer". *Ra. Sci*, 4; pp. 1101-1109.
 - PANOFSKY, H. y DUTTON (1983): "Atmospheric Turbulence (Models and Methods for Engineering Applications)". *Willey -Interscience Pub.* New York, U.S.A.
 - PATANKAR, S. (1980): "Numerical heat transfer and fluid flow". *McGraw Hill Book Comp*, U.S.A.
 - PEÑA, D. (1995): "Estadística. Modelos y métodos. Parte 2: Modelos lineales y series temporales". *Alianza Universidad Textos. Alianza Editorial*, S.A. Madrid, España.
 - PETERSEN, E. y TROEN, I. (1981): "Wind Atlas for Denmark". *Risoe National Laboratory*, Roskilde, Denmark.

-
- PETERSEN, E. (1986): "Modelling of site-specific time series of the wind speed". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Roma, Italia.
 - PETERSEN, E. (1990): "Wind resources in complex terrain, measurements and models". ". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Madrid, España, 1990.
 - PETERSEN, E., MORTENSEN, N. y LANDBERG, L. (1996): "Measurements and modelling in complex terrain". ". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Goteborg, Suecia.
 - PHILIPS, G. (1979): "A preliminary user's code for the NOABL objective analysis". *Technical Report*, Science Pub. Inc, U.S.A.
 - PIERSON, W. (1983): "The Measurement of the Synoptic Scale wind Over the Ocean". *J. Geophys. Res.* n° 88; pp. 1683-1708.
 - PLATE, E. (1982): "Engineering Meteorology". *Elsevier Scientific Pub. Comp.* Amsterdam, Holanda..
 - REIJA, A. y RAISSOUNI, D. (1981): "Estudio monográfico sobre Meteorología en el Estrecho de Gibraltar". Informe Técnico. *Pub. de S.E.C.E.G.S.A.* Madrid, España.
 - SANCHEZ (1983): "Oceanografía y meteorología del Estrecho de Gibraltar". *Rev. Gral. de Marina*, Mayo 1983; pp. 783-792.
 - SCORER (1952): "Mountain-gap winds; a study of surface wind at Gibraltar". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc. of London*; vol 78 (335), Enero 1952; pp.53-61.
 - SHERMAN, C. (1978): "A Mass Consistent Model for Wind Fields over Complex Terrain (MATHEW)". ". *J.. Appl. Meteor*, 17.
 - SMEDMAN - HÖGSTRÖM, A and HÖGSTRÖM, V (1975): "Spectral Gap in Surface - Layer Measurements". *J.. Atmos. Sci.* n° 32; pp. 340-350.

-
- SIMTH, M. y DAVIS, G.. (1991): Packed Printfile Archive. *Documentation Paper* , 91. Met- O. (CF) 6. Meteorological Office, Bracknell, U.K.
 - SOLER, A. (1977): "Situaciones meteorológicas locales típicas: su persistencia y parámetros o variables más característicos". *Tesis doctoral*. Universidad Complutense de Madrid, España.
 - THOMSON, M. (1979): "The wind Speed Spectrum in an Industrial Environment or Does the Spectral Gap exists". *Rept. No. ARL/STRUC. Note 457*, Aeronautical Research Laboratories, Melbourne, Australia.
 - TEMPLIN, R.(1974): "An estimate of the interaction of windmills in widespread arrays". *Technical Report LTR-LH 1711*, Canadá.
 - TERJUNG, W. , LIVERMANN, D. y HAYES, J. (1984): "Climatic change and water requirements for grain corn in the North America Great Plains". *Climatic Change*, 6; pp.192-220.
 - TROEN, I. y PETERSEN,E. (1989): "European Wind Atlas". *Risoe National Laboratory Pub.* Roskilde, Denmark, 656 pp.
 - TROEN, I., MORTENSEN, N. y PETERSEN, E. (1988): "WASP - Wind Atlas Analysis and Application Programme. User's Guide". *Risoe National Laboratory Pub.*, Roskilde, Denmark, 32 pp.
 - TROEN, I. y LANDBERG, L. (1990): "Short term prediction of local wind conditions". ". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Madrid, España.
 - VAN DER HOVEN, I. (1957): "Power Spectrum of Horizontal wind Speed in the Frequency Range From 0.0007 to 900 cycles per Hour". *J.. Meteor. n°14*; pp. 160-164.
 - VERMEULEN, P. (1980): "An experimental analysis of wind turbine wakes". *Symp. Wind-Energy Systems*, Copenague, Dinamarca; pp. 431.450.

-
- WARD (1953): "Wind direction at North Front, Gibraltar". *Meteor. Mag. of London*, vol. 82; pp. 322-330.
 - WEINSTOCK, J. (1980): "A theory of Gaps in the Turbulence Spectra of Stably Stratified Shear Flow". *J. Atmos. Sci.* n° 37; pp. 1542-1549.
 - WIERINGA (1989): "Shapes of annual frequency distributions of wind speed observed on high meteorological masts". *Boundary-Layer Meteorol* 47, pp. 85-110.
 - W.M.O.(1981): "Meteorological aspects of the utilization of wind as an Energy Source". *Technical Note n° 175*. W.M.O., Ginebra, Suiza.
 - ZUBIAUR, R., MORENO, P. HORMIGO,A. y ESCUDERO, J.M. (1990): "Wind resources on the southern coast of the Iberian Peninsula". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Madrid, España.
 - ZUBIAUR, R, MARTIN, F. (1993): "Operational Tool for short term prediction model of energy production in wind power plants at Tarifa". *Proc. European Conference on Wind Energy*, Lubeck-Travemunde, Alemania
 - ZUBIAUR, R, MARTIN, F. (1993): "Performance and limitations of wind simulation models in NW of Spain". *Proc. E.C. Wind Energy Conference*, Lubeck-Travemunde, Alemania.

APÉNDICE 1: FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE WEIBULL

La expresión analítica más utilizada, dentro del campo de la energía eólica, para representar la probabilidad de velocidades de viento (función densidad de probabilidad), es la distribución de Weibull, que se expresa mediante la fórmula:

$$p(v) = a c v^{(c-1)} \exp(-a v^c)$$

en la que $v \geq 0$, $a > 0$ y $c > 0$, siendo c el parámetro de forma (adimensional) y $A = a^{-1/c}$ el factor de escala, -que tiene unidades de velocidad-, cuyo valor se acerca a la velocidad media.

El parámetro C nos da el sesgo de la distribución. Para $C > 1$ la función tiene un máximo lejos del origen. Para $C=1$ la función es exponencial. Para $C=2$ es una distribución de Rayleigh y para $C=3.5$ es una distribución normal. El valor más usual de C es de 2 ± 0.5 .

La distribución de frecuencias acumuladas de Weibull $P(v)$, que da la probabilidad de ocurrencia de una velocidad de viento menor o igual que " v " se obtiene integrando la ecuación anterior, resultando:

$$P(v) = 1 - \exp(-a v^c)$$

Los parámetros estadísticos de la distribución, en función de los parámetros de Weibull son:

$$\bar{V} = \alpha^{1/c} \Gamma(1+1/c)$$

$$\sigma^2 = \alpha^{2/c} [\Gamma(1+2/c) - \Gamma^2(1+1/c)]$$

$$\langle v^2 \rangle = \alpha^{2/c} \Gamma(1+2/c)$$

$$\text{Mediana} = \alpha^{1/c} (\ln 2)^{1/c}$$

$$\text{Moda} = \alpha^{1/c} [(c-1)/c]^{1/c}$$

Siendo:

\bar{v} = velocidad media observada

σ^2 = varianza observada

$\langle v^2 \rangle$ = promedio de la velocidad cuadrática

$\Gamma(x)$ = función gamma, definida:

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-x} x^{x-1} dx ; \Gamma(x+1) = x\Gamma(x) \text{ y } \Gamma(n) = (n-1)!$$

donde x es un número real y n entero positivo.

El método de cálculo seguido para la determinación de los parámetros de Weibull es el siguiente:

Se definen dos funciones:

$$x_1(c) = \Gamma\left(1 + \frac{2}{c}\right) \Gamma^{-2}\left(1 + \frac{1}{c}\right)$$

$$x_2(c) = \Gamma\left(1 + \frac{1}{c}\right) \Gamma^{-1}\left(1 + \frac{2}{c}\right)$$

llegándose a las siguientes expresiones para "a" y "c"

$$x_1(c) = \frac{\langle v^2 \rangle}{\langle v \rangle^2}$$

$$A = a^{-1/c} = \frac{\langle v^2 \rangle}{\langle v \rangle} x_2(c)$$

Este sistema de ecuaciones se resuelve por iteración, mediante aproximaciones sucesivas, suponiendo un valor de "C" y comprobando si el valor de "a" es el apropiado. El proceso de iteración termina cuando el cambio relativo entre aproximaciones sucesivas en los parámetros es menor del 1%.

APÉNDICE 2: SIGNIFICACIÓN ESTADÍSTICA EN EL ANÁLISIS ESPECTRAL

Algunas series temporales están caracterizadas por poseer valores elevados de los coeficientes de autocorrelación correspondientes a datos de medidas sucesivas. Esto hace que en los espectros obtenidos para dichas series, aparezca una disminución de la varianza relativa en las altas frecuencias, con el consiguiente incremento para las frecuencias bajas, lo cual está directamente relacionado con una mayor persistencia.

En este caso, el "continuo nulo" presenta una acumulación de energía en las bajas frecuencias y se dice que la serie presenta un "ruido rojo", y su forma varía, dependiendo de la propia muestra.

Por el contrario, si no tiene lugar el fenómeno descrito, el "continuo nulo" tiene un valor casi constante y parecido a la media de las estimaciones espectrales, diciéndose que existe "ruido blanco".

Para poder estimar hasta qué punto la muestra puede clasificarse dentro de uno u otro fenómeno, se aplican una serie de tests (existen varias posibilidades) que consisten en valorar la magnitud y relación que siguen los primeros coeficientes de la autocorrelación -es decir, los valores obtenidos para pequeños desfases de tiempo-.

Se ha aplicado el siguiente test:

Si el primer coeficiente de autocorrelación de la serie (r_1) difiere significativamente de cero, es decir:

$$r_1 > \sqrt{1 + 2 \frac{r_1^2}{N}}$$

donde N es el número de datos, entonces el "continuo nulo" no es "ruido blanco".

Si no se trata de un "ruido blanco", habrá que aplicar otro test para ver si se trata de un "ruido rojo". Para ello, además de ser el primer coeficiente de autocorrelación (r_1) significativamente distinto de cero, se tiene que cumplir para el segundo y tercer coeficiente de autocorrelación:

$$r_2 \cong r_1^2$$

$$r_3 \cong r_1^3$$

El test se aplica mediante las siguientes desigualdades:

$$|r_1^2 - r_2| > \sqrt{1 + 2 \frac{r_1^2 + r_2^2}{N}}$$

$$|r_1^3 - r_3| > \sqrt{1 + 2 \frac{r_1^2 + r_2^2 + r_3^2}{N}}$$

Si no se cumplen estas desigualdades, es decir, si además de ser r_1 significativamente distinto de cero, los coeficientes para los dos lags siguientes muestran una relación exponencial, entonces el "continuo nulo" resulta ser un "ruido rojo" de Markov, cuya forma depende del valor de la autocorrelación correspondiente al primer lag (r_1).

Si r_1 es significativamente distinto de cero, pero se cumplen las desigualdades anteriores, entonces existe una "persistencia simple" de Markov, pero el "continuo nulo" no es "ruido rojo" ni "ruido blanco".

Blackman y Tukey (1958) encontraron que los cocientes entre el valor de las estimaciones espectrales, y el correspondiente al "continuo nulo" para cada frecuencia, sigue una distribución estadística particular (χ^2 o Ji-Cuadrado), de tal manera que en base a esta distribución se puede valorar el nivel de "significación estadística" de los resultados obtenidos. Se han elegido concretamente los niveles de confianza del 90% y 95%, respectivamente.

APÉNDICE 3: MODELO DE REGRESIÓN MÚLTIPLE

El modelo general de regresión es la extensión para k variables explicativas del modelo simple para una sola variable. Una variable respuesta, dependiente o predictando y , depende de otras muchas variables explicativas, regresores, independientes o predictores x_1, \dots, x_n . El modelo de regresión pretende medir el efecto de las más importantes y representa el de las restantes mediante una variable aleatoria u que se denomina perturbación del modelo (Peña, 1995).

Es decir:

$$y = f(x_1, \dots, x_k) + g(x_{k+1}, \dots, x_n) = f(x_1, \dots, x_n) + \beta_0 + u \quad (1)$$

Si se supone que en el rango de valores de interés, la función f admite una aproximación lineal, el modelo de regresión múltiple resulta ser:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \dots + \beta_k x_k + u \quad (2)$$

1. Hipótesis básicas

En cada elemento estudiado la relación entre estas variables es:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \dots + \beta_k x_{ki} + u_i \quad (3)$$

Donde cada coeficiente β_i mide el efecto marginal sobre la respuesta de un aumento unitario en x_i cuando el resto de las variables explicativas permanecen constantes. El término u_i (perturbación) representa el efecto de todas las variables que afectan a la dependiente y no están incluidas en el modelo.

La perturbación debe verificar las siguientes hipótesis:

a) su esperanza es cero

$$E(u_i) = 0 \quad (4)$$

b) su varianza es constante, σ^2 (homocedasticidad)

$$\text{Var}(u_i) = \sigma^2 \quad (5)$$

c) las perturbaciones son independientes entre sí

$$E(u_i, u_j) = 0 \quad (6)$$

d) su distribución es normal.

Llamando U' al vector fila (u_1, \dots, u_n) estas condiciones pueden resumirse en:

$$U \text{ es } NM_n(O; \sigma^2 I_n)$$

es decir, el vector U es normal multivariante con media nula y matriz de varianzas y covarianzas $\sigma^2 I_n$, siendo I_n la matriz unidad.

Además de estas condiciones se supone que existen más datos que parámetros a estimar. Como el modelo incluye $k+1$ parámetros β (más el parámetro σ^2) se establece como hipótesis adicional:

e) el número de datos disponibles es, como mínimo $k+1$.

Finalmente, se impondrá que las variables explicativas o predictores sean realmente distintas, para evitar ambigüedades:

f) ninguna de las variables explicativas es una combinación lineal exacta de las demás. (Las variables x_i son linealmente independientes).

Las hipótesis respecto a la perturbación pueden escribirse en términos de la variable respuesta como sigue:

a) para cada conjunto fijo de valores de las x , la distribución de y tiene media:

$$E(y) = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \dots + \beta_k x_k \quad (7)$$

b) la varianza de y es constante y no depende de los valores de las x :

$$Var(y) = \sigma^2 \quad (8)$$

c) las variables y_i son independientes entre sí

d) la variable respuesta o dependiente se distribuye normalmente.

2. Comentarios a las hipótesis

Las hipótesis (a) y (d) establecen que el valor medio de y queda determinado por el conjunto de variables x_1, \dots, x_k , existiendo un término aleatorio, que engloba los efectos de las restantes variables que, por el teorema central del límite, tendrá una distribución normal, y por la hipótesis (b) tendrá la misma varianza para todas las observaciones.

La hipótesis (c) establece que el conocimiento de los valores particulares de las variables aleatorias u_i en el pasado no proporciona información sobre sus valores futuros.

Las hipótesis (f) y (e) son necesarias para poder estimar el modelo sin ambigüedad.

3. Cálculo de los estimadores

La distribución de la variable aleatoria y es, por hipótesis, normal, por lo que el método de máxima verosimilitud equivale a mínimos cuadrados. La función a minimizar es:

$$M = \sum (y_i - \beta_0 - \beta_1 x_{1i} - \dots - \beta_k x_{ki})^2$$

Derivando respecto a β_0 los estimadores deben verificar:

$$\sum (y_i - \hat{\beta}_0 - \hat{\beta}_1 x_{1i} - \dots - \hat{\beta}_k x_{ki}) = 0$$

y llamando $e_i = y_i - \hat{y}_i$ a los residuos del modelo, la ecuación anterior es:

$$\sum e_i = 0 \quad (9)$$

Derivando respecto a β_j se obtiene:

$$\sum e_i x_{ji} = 0 \quad \text{para } j=1, \dots, k \quad (10)$$

El sistema de ecuaciones definido por las ecuaciones 9 y 10 incluye $(k+1)$ ecuaciones e incógnitas. Llamando X a la matriz de datos ($n \times (k+1)$) cuyas columnas son los valores de las variables explicativas más la columna de unos del término β_0 , Y al vector de observaciones y $\underline{\hat{\beta}}$ al de parámetros (incluyendo β_0), matricialmente se tiene:

$$X'Y = X'X \underline{\hat{\beta}} \quad (11)$$

y como por la hipótesis (f) y (e) $X'X$ es no singular:

$$\underline{\hat{\beta}} = (X'X)^{-1} X'Y \quad (12)$$

que expresa matricialmente las ecuaciones para obtener los parámetros.

Estos parámetros se pueden caracterizar de la siguiente manera:

- 1) Cualquier coeficiente de regresión estimado, $\hat{\beta}_i$, puede interpretarse como la pendiente de la recta que relaciona los residuos de una regresión de y respecto a todas las otras variables (parte de y no explicada por el resto de las x) con la aportación diferencial de x_i (parte de x_i no común con las demás x , que se obtiene tomando el residuo de la regresión de x_i sobre las restantes x).
- 2) Un coeficiente de regresión, $\hat{\beta}_i$, tiene que interpretarse como el efecto diferencial de la variable x_i eliminando los efectos de las otras variables explicativas. Por tanto, sólo tiene sentido si se especifican el resto de las variables x que aparecen en la regresión.
- 3) El efecto sobre los coeficientes de regresión de excluir variables relevantes para explicar y , es distinto cuando las variables excluidas

son independientes de las incluidas que cuando no lo son; en el primer caso, no afectarán a los coeficientes $\hat{\beta}_i$, pero en el segundo pueden distorsionarlos apreciablemente.

Otra forma de expresar el modelo en desviaciones es:

$$\hat{y} - \bar{y} = \hat{\beta}_1(x_1 - \bar{x}_1) + \dots + \hat{\beta}_k(x_k - \bar{x}_k) \quad (13)$$

Llamando \bar{Y}, \bar{X} al vector de respuestas y a la matriz de datos cuando todas las variables se expresan en desviaciones respecto a sus medias (la matriz \bar{X} no incluye, por tanto, la columna de unos y tiene dimensiones $n \times k$) y b al vector de k componentes que no incluye β_0 , se tendrá que las ecuaciones de estimación de los parámetros β_i ($i \neq 0$) serán el resultado de eliminar $\hat{\beta}_0$ en el sistema de ecuaciones definido por (11), con lo que resulta:

$$\bar{X}' \bar{Y} = \left(\bar{X}' \bar{X} \right) b \quad (14)$$

dividiendo ambos términos entre n y llamando

$$S_{xx} = \frac{1}{n} \left(\bar{X}' \bar{X} \right) ; S_{xy} = \frac{1}{n} \left(\bar{X}' \bar{Y} \right) \quad (15)$$

S_{xx} a la matriz de varianzas y covarianzas entre las variables explicativas y S_{xy} al vector de covarianzas entre las variables explicativas y la variable respuesta, se obtiene

$$b = S_{xx}^{-1} S_{xy} \quad (16)$$

Si las variables x están incorreladas, $\bar{X}' \bar{X}$ será diagonal y cada coeficiente vendrá dado por el cociente entre la covarianza (x,y) y la varianza de x , exactamente igual que en la regresión simple. Por tanto, en este caso sus efectos individuales sobre la respuesta son iguales a sus efectos marginales (estudiados dentro del conjunto de variables). Por el contrario, cuando las x son muy dependientes entre sí, sus coeficientes estimados por regresión múltiple pueden ser muy distintos de los de la regresión simple.

4. Propiedades de los estimadores

Los estimadores mínimo-cuadráticos son funciones lineales de las y , por lo cual se distribuirán normalmente.

Su esperanza es:

$$E[\underline{\hat{\beta}}] = \underline{\beta} \quad (17)$$

y su varianza es:

$$\text{Var}(\underline{\hat{\beta}}) = \sigma^2 (\underline{X'X})^{-1} \quad (18)$$

Llamando q_{ij} a los elementos de la matriz $(\underline{X'X})^{-1}$, de (17) y (18) se concluye que

$$\hat{\beta}_j \approx N(\beta_j, \sigma \sqrt{q_{jj}})$$

expresando (17) en términos del vector b :

$$\text{Var}(\hat{b}) = \sigma^2 (\overline{X'X})^{-1} \quad (19)$$

que puede escribirse, según (15)

$$\text{Var}(\hat{b}) = \frac{\sigma^2}{n} S_{xx}^{-1} \quad (20)$$

Esta expresión, análoga a la de la regresión simple, pone de manifiesto que la precisión en la estimación de los coeficientes depende de la estructura de la matriz de varianzas y covarianzas de las variables explicativas S_{xx} .

5. Estimación de la varianza residual

El modelo quedará especificado al estimar $\underline{\beta}$ y la varianza σ^2 de la perturbación.

Los residuos del modelo de regresión se definen por:

$$e = Y - \hat{Y}$$

Parece razonable tomar como estimador de σ^2 la varianza de los residuos, que es, además el estimador máximo-verosímil en la hipótesis de normalidad:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n} e'e = \frac{1}{n} \sum e_i^2$$

Como el estimador para la varianza es sesgado, para obtener un estimador centrado se divide la suma cuadrática de los residuos entre el número de grados de libertad o número de residuos independientes, en lugar de hacerlo entre n (número de sumandos). Los residuos tienen $n-k-1$ grados de libertad, ya que existen las $k+1$ ecuaciones de restricción del sistema de ecuaciones anteriormente citado (9 y 10). En consecuencia, el estimador centrado de la variabilidad será la *varianza residual*, definida por:

$$s_R^2 = \frac{\sum e_i^2}{gl(\text{residuos})} = \frac{\sum e_i^2}{n-k-1} \quad (21)$$

El estadístico

$$\frac{(n-k-1)s_R^2}{\sigma^2} = \sum \left(\frac{e_i}{\sigma} \right)^2$$

es una $\chi_{gl(\text{residuos})}^2$

La expresión $\frac{1}{\sigma^2} e'e$ es una distribución χ_{n-k-1}^2

Como la esperanza de una distribución χ^2 es igual a su número de grados de libertad:

$$\frac{1}{\sigma^2} E[e'e] = n - k - 1$$

por tanto:

$$E[\hat{s}_R^2] = E\left[\frac{e'e}{n - k - 1}\right] = \sigma^2 \quad (22)$$

6. Intervalos de confianza y contrastes

Los intervalos de confianza para los coeficientes individuales se obtienen mediante

$$\hat{\beta}_i \pm t(\alpha/2; g) \hat{s}(\hat{\beta}_i)$$

donde $\hat{s}(\hat{\beta}_i)$ es la estimación de la desviación típica de la distribución en el muestreo del estimador calculada con g grados de libertad y $t(\alpha/2; g)$ el valor correspondiente de la distribución t de Student con g grados de libertad.

El contraste $E[\hat{\beta}_i] = \beta_i^*$ se reduce a obtener

$$t = \frac{\hat{\beta}_i - \beta_i^*}{s(\hat{\beta}_i)} \quad (23)$$

y compararlo con la distribución t de Student con g grados de libertad.

En muchas aplicaciones de la regresión existe una teoría que establece que el efecto de una variable determinada x_i , medido por el valor de un parámetro β_i debe ser igual a un valor β_i^* prefijado. Esto equivale a contrastar que la variable aleatoria $\hat{\beta}_i$ tiene media β_i^* . Por tanto, el test se realizará calculando el estadístico

$$t = \frac{\hat{\beta}_i - \beta_i^*}{s(\hat{\beta}_i)} = \frac{\hat{\beta}_i - \beta_i^*}{\hat{s}_R \sqrt{q_{ii}}} \quad (24)$$

que seguirá una distribución t con $n-k-1$ grados de libertad si $E[\hat{\beta}_i] = \beta_i^*$. Un importante contraste es el de la hipótesis $\beta_i^* = 0$, que implica que la variable x_i no afecta a la respuesta y no debería aparecer en la ecuación. Si esto es cierto, la variable

$$t_{\text{observada}} = \frac{\hat{\beta}_i}{s_R \sqrt{q_{ii}}} \quad (25)$$

seguirá una distribución t con $n-k-1$ grados de libertad y se rechazará la hipótesis nula $\beta_i = 0$ cuando el valor $t_{\text{observado}}$ sea significativamente grande, lo que significará que la variable x_i debe ser incluida en la ecuación.

El contraste más importante de la regresión múltiple es el que establece que ninguna de las variables explicativas influye en la respuesta. Este contraste se formula:

$$H_0 : b = 0 (\beta_1 = \beta_2 = \dots = \beta_k = 0)$$

$$H_1 : b \neq 0$$

El estadístico será una distribución F con $(k, n-k-1)$ grados de libertad:

$$F_{(k, n-k-1)} = \frac{\hat{b}'(\overline{X'X})\hat{b}}{k s_R^2} \quad (26)$$

y se rechazará la hipótesis nula de b cuando el estadístico (26) sea significativamente grande, según lo cual alguna de las variables explicativas influye en la respuesta.

7. Contrastes y descomposición de la variabilidad

La variabilidad de la respuesta puede descomponerse, como en la regresión simple, utilizando el teorema de Pitágoras:

$$\sum (y_i - \bar{y})^2 = \sum (\hat{y}_i - \bar{y})^2 + \sum e_i^2 \quad (27)$$

$$VT = VE + VNE$$

que expresa la variación total (VT) como suma de la explicada (VE) más la residual o no explicada (VNE). La VE se calcula de la siguiente forma:

$$VE = \sum (\hat{y}_i - \bar{y})^2 = (\hat{Y} - 1\bar{y})'(\hat{Y} - 1\bar{y}) = \hat{b}'\bar{X}'\bar{X}\hat{b} \quad (28)$$

El contraste de la regresión establece que la VE es significativamente mayor que la VNE . Si $b=0$, tanto \hat{y}_i como \bar{y} estiman la media global y VE sólo contiene el error experimental. Los grados de libertad de VE son k , ya que el vector \hat{Y} se mueve en el muestreo en un espacio de dimensión $k+1$ que contiene al vector 1 y al vector $\hat{Y} - 1\bar{y}$, cuyo módulo mide la VE y pertenecerá en consecuencia a un espacio de dimensión k .

Por tanto, si se cumple la hipótesis nula $b=0$, según (26) se tendrá como contraste de la regresión:

$$F = \frac{VE}{k\hat{s}_R^2} \quad (29)$$

que será una F con $(k, n-k-1)$ grados de libertad.

El contraste de que un coeficiente cualquiera β_h es cero se realizará, según la ecuación (25), mediante:

$$t_{(n-k-1)} = \frac{\hat{\beta}_h}{\hat{s}_R \sqrt{q_{hh}}} \quad (30)$$

y puede interpretarse en términos de análisis de la varianza como sigue: Sea $VE(k)$ la variabilidad explicada por el modelo con todas las variables y sea $VE(k-1)$ la correspondiente a un modelo que no incluye la variable x_h y supone, por tanto, que $\beta_h = 0$. La diferencia:

$$\Delta VE = VE(k) - VE(k-1) \quad (31)$$

mide la variabilidad incremental explicada por x_h , por lo que si $\beta_h = 0$ depende sólo del error experimental.

Un test del efecto de esta variable puede construirse con

$$F = \frac{\Delta VE}{s_R^2} \quad (32)$$

que es una ecuación equivalente a (31). Si $\beta_h = 0$ sigue una F con $(1, n-k-1)$ grados de libertad.

8. Construcción de modelos de regresión

Cuando se dispone a priori de un conjunto grande de variables explicativas es necesario definir un procedimiento operativo para construir el modelo de regresión.

Los tres procedimientos más utilizados son:

- a) *Eliminación progresiva*. Este método comienza con la regresión de y en función de todas las variables explicativas potencialmente influyentes; a continuación se calculan los estadísticos t (según la ecuación 30) para cada coeficiente. Si alguno de estos valores es menor que un valor prefijado, se elimina esta variable, se realiza una regresión con las $k-1$ variables restantes, y se repite el procedimiento de eliminación de variables no significativas. Esta estrategia tiene el inconveniente de utilizar mucha capacidad de cálculo y que puede conducir fácilmente a un problema de multicolinealidad. En contrapartida, es excelente para evitar la exclusión de alguna variable significativa, por lo que se utiliza con frecuencia.
- b) *Introducción progresiva*. Este procedimiento es inverso al anterior; se comienza con una única variable, cuyo coeficiente de correlación parcial con la variable explicativa sea el máximo (con respecto al del resto de las variables explicativas) y se añade una segunda variable con el mayor coeficiente de correlación parcial con la variable respuesta. Se calcula el estadístico t para el coeficiente de esta variable. Si no es significativo se termina el proceso. Si es significativo se repite el proceso añadiendo una nueva variable. Este método tiene la ventaja de requerir una menor capacidad de cálculo. Sin embargo, es peor respecto al error de especificación, ya que no

es capaz de eliminar variables cuando la introducción de otras nuevas hacen innecesaria su presencia.

- c) *Regresión paso a paso (Stepwise regression)*. Este procedimiento trata de evitar los inconvenientes de la introducción progresiva de variables, manteniendo su relativa economía de cálculo. Se diferencia en que, en cada paso, al incluir una nueva variable, el papel de todas las ya presentes es reevaluado mediante un contraste t (o F , que es equivalente), pudiendo rechazarse alguna de las ya incluidas.

El procedimiento consiste en :

- 1) Una regla de entrada de nuevas variables: se introduce una variable cuando: a) produce el máximo incremento de la variabilidad explicada por el modelo al incluirla; b) la variabilidad explicada por ella es significativa a un nivel prefijado.

La condición (a) implica seleccionar la variable con un coeficiente de correlación parcial con y más alto. La condición (b) implica comprobar si el estadístico t de Student (o el equivalente F de Fisher) para su coeficiente es mayor que un valor prefijado.

- 2) Una regla de salida: se excluye una variable introducida en una etapa anterior, cuando la variación explicada que aportaría si se hubiese introducido en el último paso, no fuera significativa. Esto se contrasta con el mismo test de t o F anteriormente mencionados.

El procedimiento que se ha descrito corresponde a la regresión paso a paso hacia adelante. En la regresión paso a paso hacia atrás se realiza el mismo proceso en sentido inverso: esta vez se comienza incluyendo todas las variables explicativas posibles y se van eliminando, partiendo de las que tienen menor coeficiente de correlación parcial con la variable respuesta, hasta que todas las variables incluidas superen un determinado valor de t o F anteriormente mencionados.

9. Correlación en la regresión múltiple

Para construir una medida descriptiva del ajuste global del modelo se utiliza el cociente entre la variabilidad explicada por la regresión y la variabilidad total. Esta medida se denomina *coeficiente de determinación*:

$$R^2 = \frac{VE}{VT} = \frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (33)$$

Al valor R se le denomina también *coeficiente de correlación múltiple*.

Este coeficiente tiene las propiedades siguientes:

- $|R| \leq 1$. Cuando $R=1$ existe una relación funcional exacta entre la respuesta y las variables explicativas.
- Es el coeficiente de correlación lineal simple entre las variables Y e \hat{Y} .
- $100(1 - R^2)$ representa el % de variabilidad no explicada por la relación. Es inmediato comprobar, sustituyendo el numerador de (33) por $VT - VNE$, de acuerdo con (27), que:

$$\frac{\hat{s}_R^2}{\hat{s}_y^2} = \frac{n-1}{n-k-1} (1 - R^2) \quad (34)$$

El coeficiente de determinación se utiliza a veces para comparar la eficacia de distintas regresiones, pero esta utilización no está justificada y presenta problemas importantes. En primer lugar, R^2 aumenta siempre al introducir nuevas variables en el modelo, aunque su efecto no sea significativo. En segundo lugar, R^2 es muy sensible a la formulación del modelo y a la elección de la variable dependiente: es posible estimar dos modelos formalmente idénticos y con la misma capacidad predictiva pero que conducen a distintos valores de R^2 .

La eficacia de R^2 como medida descriptiva del grado de relación depende del cociente entre k (número de variables) y n (tamaño de la muestra). Cuando no existe relación entre la variable dependiente y las independientes el valor esperado de R^2 es $k/(n-1)$. Por tanto, no es recomendable incluir en una

regresión un número de variables independientes k tal que el cociente k/n sea alto, ya que el previsible alto valor del coeficiente de correlación puede ser debido al azar, sin que se pueda concluir la existencia de una alta asociación entre las variables.

Para evitar estos problemas, se define el *coeficiente de determinación corregido por los grados de libertad*, $\overline{R^2}$:

$$\overline{R^2} = 1 - \frac{\text{Varianza Residual}}{\text{Varianza}(y)} \quad (35)$$

donde en lugar de utilizar las sumas de cuadrados como en (33), se utilizan las varianzas calculadas dividiendo las sumas de cuadrados entre sus grados de libertad. Entonces:

$$s_R^2 = s_y^2(1 - \overline{R^2})$$

y al añadir una nueva variable a la ecuación s_R^2 disminuirá únicamente

si $\overline{R^2}$ aumenta. Entonces

$$\overline{R^2} = 1 - \frac{\sum e_i^2 / (n - k - 1)}{\sum (y_i - \bar{y})^2 / (n - 1)} = 1 - \frac{n - 1}{n - k - 1} \frac{\sum e_i^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (36)$$

La expresión equivalente que se deduce de (33) es:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum e_i^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (37)$$

con lo que se obtiene la siguiente relación entre los coeficientes de determinación:

$$\overline{R^2} = R^2 - (1 - R^2) \frac{k}{n - k - 1} \quad (38)$$

Esta fórmula muestra que $\overline{R^2}$ será, para $k \leq 1$, siempre menor que R^2 , pudiendo ser negativo.

10. El coeficiente de determinación y el test de regresión

Para contrastar la hipótesis de que todos los coeficientes de regresión son cero, se vió, según (29):

$$F = \frac{VE/k}{VNE/n-k-1} = \frac{VE}{VNE} \times \frac{n-k-1}{k}$$

según la definición de (33)

$$1 - R^2 = \frac{VNE}{VT}$$

Según esto, el contraste F de la regresión puede escribirse:

$$F_{(k, n-k-1)} = \frac{R^2}{1-R^2} \times \frac{n-k-1}{k} \quad (39)$$

11. Criterios de selección de variables

Cuando se dispone de muchas variables explicativas potenciales, las estrategias de regresión definen normalmente un subconjunto posible de modelos y el problema es seleccionar uno de ellos. La elección de la transformación debe hacerse escogiendo aquella que produzca normalidad, homocedasticidad e independencia y no un R^2 mayor, lo que puede ser muy engañoso.

1) *Coeficiente de determinación*

Es un mal criterio, pues R^2 aumenta al introducir variables, sea cual sea su efecto, por lo que se tendería a escoger modelos con muchas variables innecesarias.

2) *Coeficiente de determinación corregido*

Evita el inconveniente principal de R^2 ; puede comprobarse que este coeficiente aumentará al introducir una variable si su estadístico t correspondiente es mayor que uno. Por tanto, escoger mediante este criterio equivale a imponer una regla amplia de entrada de variables.

3) *Varianza residual*

El modelo con menor varianza residual es también el que tiene un mayor coeficiente de correlación corregido por los grados de libertad, por lo que este criterio equivale al anterior.

Por tanto, la selección del modelo mediante un criterio automático no es recomendable. La práctica muestra que los buenos modelos suelen coincidir con cualquier criterio razonable y la selección final del modelo es mejor realizarla en base a su adecuación lógica a la realidad que describe.

12. Diagnóstico y validación del modelo de regresión múltiple

A continuación se presentan los problemas principales que pueden surgir al construir un modelo de regresión, sus efectos sobre las propiedades del modelo y la forma de identificarlos:

a) El primer problema se presenta cuando las variables explicativas son muy dependientes entre sí. Entonces es muy difícil separar sus efectos y medir la contribución individual de cada variable a la respuesta, con lo que los estimadores de los parámetros serán inestables y con gran varianza. Este problema se conoce con el nombre de “*multicolinealidad*” y surge de intentar extraer de la muestra más información de la que contiene.

La estimación de los parámetros del modelo de regresión requiere la inversión de la matriz $X'X$. Si una de las variables explicativas es combinación lineal exacta de las demás (colineal con el resto) la matriz X tendrá rango menor que $k+1$ (número de parámetros), la matriz $X'X$ será singular y el sistema de ecuaciones que determina los parámetros no tendrá solución única.

La identificación de variables colineales se efectúa examinando la matriz de correlaciones entre las variables explicativas R y su inversa R^{-1} , y las raíces y vectores característicos de las matrices $X'X$ o R .

La presencia de correlaciones altas entre variables explicativas es una señal clara de multicolinealidad.

También se puede evaluar directamente la correlación múltiple de cada variable con el resto. Se define la *tolerancia* de una variable como 1 menos el

cuadrado del coeficiente de correlación múltiple de dicha variable con las otras variables independientes entre sí. De esta forma, cuanto menor es la tolerancia de una variable, más redundante es su contribución a la regresión. En la práctica, se elige un valor mínimo de la *tolerancia* por debajo del cual no se admite dicha variable como regresor, por considerarse linealmente dependiente del resto. Suele elegirse un valor de la *tolerancia* por defecto de 0.001, lo que significa que la variable sería un 99% redundante con el resto de variables de la ecuación.

b) La comprobación de las hipótesis básicas del modelo se realiza siempre en la regresión múltiple estudiando los residuos estimados, que deben cumplir las hipótesis de linealidad, normalidad, homocedasticidad e independencia.

La varianza de los residuos se puede expresar como

$$\text{Var}(e_i) = \sigma^2(1 - v_{ii}) \quad (40)$$

donde v_{ii} es el término diagonal de la matriz V que mide la distancia entre el punto \bar{x}_i y la media \bar{x} . Si el punto está muy alejado $v_{ii} \cong 1$ y $\text{Var}(e_i) = 0$, indicando que sea cual sea el valor de y el residuo es siempre igual a su valor esperado, cero, por lo que la ecuación de regresión siempre pasará por dicho punto.

Para comparar los residuos entre sí se suele estandarizarlos, dividiendo cada residuo entre una estimación de su desviación típica. Se tiene así el *residuo estandarizado*:

$$r_i = \frac{e_i}{\hat{s}_R \sqrt{1 - v_{ii}}} \quad (41)$$

también se suele utilizar el *residuo estudentizado*, que mide el número de desviaciones standard que cada valor del predictando se desvía de un modelo ajustado utilizando todos los datos excepto la observación en cuestión (i):

$$\hat{t}_i = \frac{e_i}{\hat{s}_{R(i)} \sqrt{1 - v_{ii}}} \quad (42)$$

que tendrá una distribución t de student con $n-k-2$ grados de libertad y donde $s_{R(i)}$ se ha calculado eliminando de la regresión el punto (y_i, x_i) .

Estos tres residuos, e_i, r_i, \hat{t}_i , aportan información valiosa sobre los datos. Si n es grande, y si los datos no contienen valores extremos, el comportamiento de los tres tipos de residuos es análogo. En otro caso, los dos últimos suelen proporcionar mejor información para detectar las deficiencias del modelo.

Tal es el caso de los llamados *puntos anómalos* (“outliers”) definidos como aquellos puntos cuya *desviación* con respecto a un modelo ajustado sin utilizar dicho punto sea mayor que el doble de la varianza residual o cuyo *residuo estudentizado* sea mayor que 2 en valor absoluto (el valor de 2 es arbitrario, aunque éste suele tomarse como el más adecuado). Para evaluar si se trata de simples errores de la muestra o si realmente esos puntos son importantes y no pueden ser eliminados sin tenerlos en cuenta, hará falta un estudio pormenorizado del problema.

Por otra parte, para comprobar que se cumplen las hipótesis de los residuos e identificar los valores atípicos, se utilizan una serie de gráficos (Neter, 1974):

- Gráfico de los residuos respecto a los valores estimados

Este gráfico puede indicar falta de linealidad, heterocedasticidad y los valores atípicos o anómalos. Se puede realizar con los residuos sin transformar o con los estandarizados. Si existe linealidad, los residuos forman una “nube” de puntos homogénea alrededor de la línea central. Si no existe, pueden aparecer algunos patrones de comportamiento, que inducirán a la posibilidad de pensar en ecuaciones de regresión polinómicas de segundo o tercer orden.

- Gráfico de los valores observados frente a los estimados.

Este gráfico es particularmente útil para identificar posibles grupos de datos que son sobrestimados o infraestimados.

- Gráfico de los residuos frente a los valores observados.

A partir de este gráfico se pone de manifiesto la existencia de "puntos anómalos" o "outliers".

- Gráfico de los residuos estudentizados frente a los residuos estandarizados.

Si existen muchas discrepancias entre los residuos estandarizados y los estudentizados, se puede concluir que los coeficientes de la regresión no son muy estables, pues se ven muy afectados por la exclusión de casos individuales.

- Histograma y gráfico probabilístico normal.

Este gráfico es útil para analizar la normalidad de los residuos e identificar valores anómalos.

- Test de comprobación de la normalidad de los residuos

Este gráfico muestra los residuos reales frente a los esperados valores ajustados a una curva "normal".

La regresión múltiple asume la normalidad de los residuos (valores observados menos los predichos) y la linealidad de la ecuación de la regresión. Si alguna de estas premisas es violada, los coeficientes de la ecuación pueden verse afectados y los test de significación estadística, desvirtuados. Si los residuos no están distribuidos de forma "normal", se separarán de la línea que aparece en el gráfico. A partir de este gráfico, también se pone de manifiesto la existencia de los "puntos anómalos".

Por último, es necesario comprobar la falta de autocorrelación entre los residuos.

La dependencia entre las perturbaciones del modelo de regresión es un problema frecuente cuando las variables que se estudian son series temporales. Los efectos de esta dependencia pueden ser muy graves:

- los estimadores $\hat{\beta}$ son centrados, pero no eficientes
- los contrastes para los parámetros no son válidos y están sesgados hacia la detección de relaciones inexistentes
- las predicciones son ineficientes

El procedimiento de identificar si existe dependencia entre los residuos consiste en aplicar un análisis de series temporales. Si se dispone de una muestra grande se calculan los coeficientes de autocorrelación de los residuos. Si se dispone de una muestra pequeña, se puede utilizar el test de Durbin y Watson que contrasta que el primer coeficiente de autocorrelación (que suele ser el mayor de la secuencia de coeficientes) es cero.

Este contraste utiliza el *estadístico Durbin-Watson*:

$$d = \frac{\sum_{t=1}^n (e_t - e_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^n e_t^2} \quad (43)$$

teniendo en cuenta que

$$\sum_{t=1}^n e_t^2 \cong \sum_{t=2}^n e_t^2 \cong \sum_{t=1}^n e_{t-1}^2$$

desarrollando el cuadrado en el numerador de (43) y simplificando, se puede escribir:

$$d \cong 2(1 - r_1) \quad (44)$$

donde r_1 es el coeficiente de autocorrelación de orden uno de los residuos. Por tanto, si r_1 es cero, el valor del estadístico d es próximo a 2; si r_1 es positivo, d estará comprendido entre cero y dos; finalmente, si r_1 es negativo, d de estará comprendido entre 2 y cuatro. En la práctica, se suele utilizar un valor límite de 1.4, por encima del cual se considera que no existe autocorrelación en los residuos.

13. Predicción e intervalo de confianza para una nueva observación

La predicción de un valor particular no observado, y_h , se efectuará mediante la media de su distribución condicionada \hat{y}_h . La predicción es centrada, ya que :

$$E[\hat{y}_h] = E[y_h] \quad (45)$$

con error cuadrático medio

$$E[(y_h - \hat{y}_h)^2] = \sigma^2 - \sigma^2 v_{hh} = \sigma^2 (\hat{n}_h + 1) / \hat{n}_h \quad (46)$$

En consecuencia, el error de predicción, $e_h = y_h - \hat{y}_h$, será una variable normal con media cero y varianza (46).

Para construir un intervalo de confianza para y_h , dado que

$$e_h = y_h - \hat{y}_h \approx N(0, \sigma \sqrt{1 + v_{hh}})$$

entonces

$$\frac{e_h}{\hat{s}_R \sqrt{1 + v_{hh}}}$$

seguirá una distribución t de student con $n-k-1$ grados de libertad y se puede escribir:

$$-t_{\alpha/2} \hat{s}_R \sqrt{1 + v_{hh}} < e_h < t_{\alpha/2} \hat{s}_R \sqrt{1 + v_{hh}}$$

que se convierte en

$$y_h - t_{\alpha/2} \hat{s}_R \sqrt{1 + v_{hh}} < y_h < \hat{y}_h + t_{\alpha/2} \hat{s}_R \sqrt{1 + v_{hh}} \quad (47)$$

que será el intervalo de confianza para una nueva observación.