

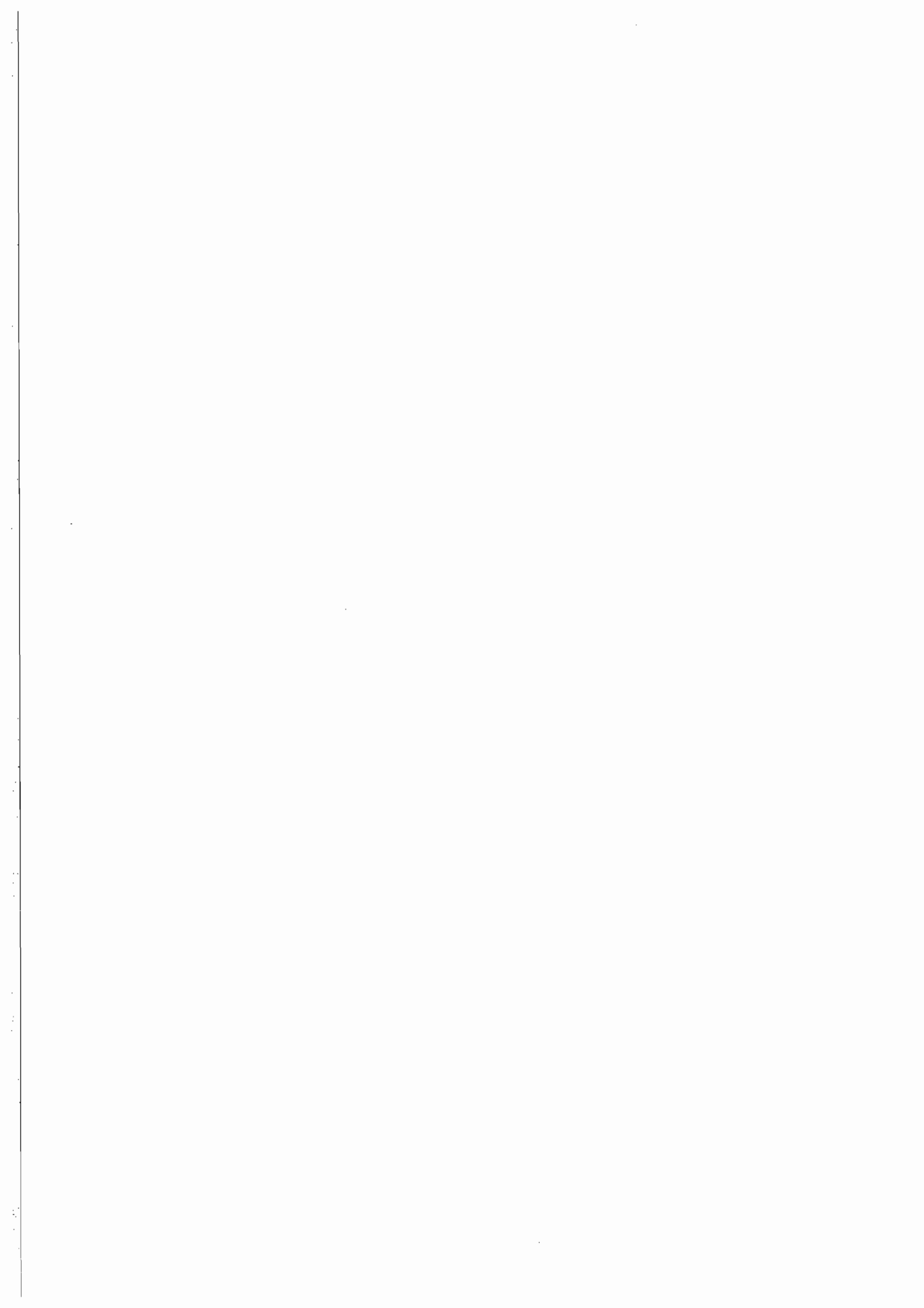
PARTE 2

CARACTERIZACION DEL VIENTO

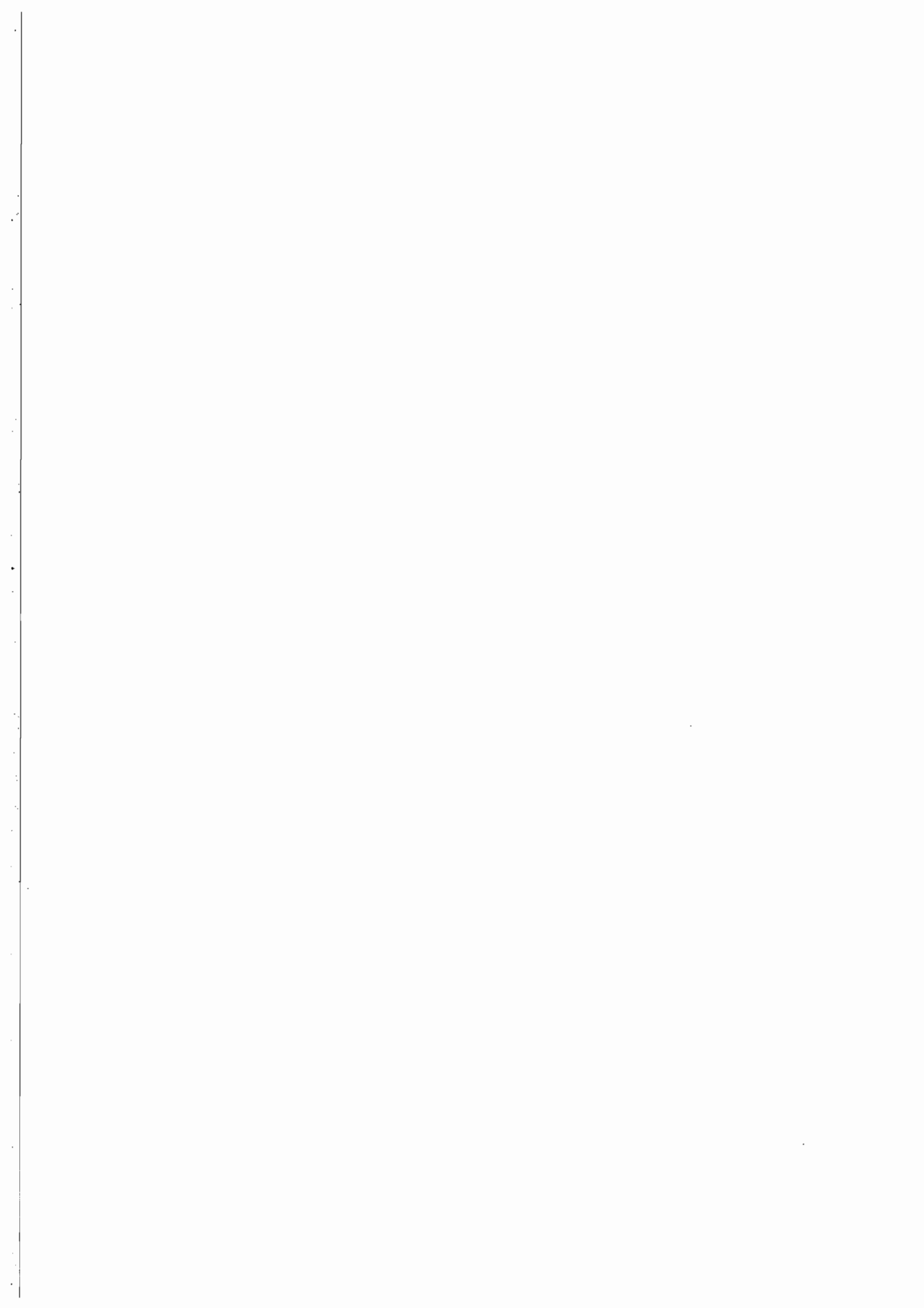
Indice

2.1. CARACTERIZACION DEL VIENTO EN PERIODOS DE CORTA DURACION	41
2.1.1. ESTADO DE VIENTO	41
2.1.2. PERFIL DE VELOCIDADES DE UN ESTADO DE VIENTO	43
2.1.2.1. CARACTERISTICAS DEL VIENTO EN LA ATMOSFERA LIBRE. VIENTO GEOSTROFICO Y VIENTO DE GRADIENTE	43
2.1.2.2. CARACTERISTICAS DEL VIENTO EN LAS CAPAS BAJAS DE LA ATMOSFERA. VIENTO EN LA CAPA LIMITE PLANETARIA.....	48
2.1.2.2.1. DESCRIPCION ESTADISTICA DEL VIENTO	49
a. VARIACION DE LA VELOCIDAD MEDIA CON LA ALTURA Y LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL	51
b. VARIACION DE LA DIRECCION MEDIA DEL VIENTO CON LA ALTURA Y LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL.....	54
c. VELOCIDAD MAXIMA PROBABLE.....	54
2.1.2.2.2. DESCRIPCION ESPECTRAL DEL VIENTO	55
2.1.3. VELOCIDAD BASICA DEL VIENTO	58
2.1.4. FACTORES DE VELOCIDAD DE VIENTO	58
2.1.4.1. FACTOR DE ALTURA Y DE RUGOSIDAD SUPERFICIAL (F_A).....	58
2.1.4.2. FACTOR TOPOGRAFICO (F_T).....	59
2.1.4.3. FACTOR DE RAFAGA MAXIMA (F_R)	60
2.2. CARACTERIZACION DEL VIENTO EN PERIODOS LARGOS DE TIEMPO	63
2.2.1. CONSIDERACIONES GENERALES	63
2.2.2. DATOS DE PARTIDA	65
2.2.2.1. REGISTROS INSTRUMENTALES	65
2.2.2.2. OBSERVACIONES DESDE BUQUES EN RUTA	66
2.2.2.3. ESTIMAS DE CAMPOS DE VIENTO A PARTIR DE CARTAS METEOROLOGICAS	69
2.2.3. ROSA DE VIENTOS.....	69
2.2.4. ANALISIS ESTADISTICO UNIDIMENSIONAL DE LA VARIABLE VELOCIDAD DEL VIENTO	71
2.2.4.1. REGIMENES MEDIOS.....	71
2.2.4.2. REGIMENES EXTREMALES	73
2.2.5. ANALISIS DE PERSISTENCIAS.....	77

2.1.1.1.	Ejemplo de Anemograma. Observatorio de San Sebastián (<i>Igueldo</i>). 25 Diciembre 1993	42
2.1.1.2.	Modelo Estadístico de descripción de un Estado de Viento. Parámetros Representativos	43
2.1.2.1.	Perfil vertical de módulos del vector velocidad media del viento	44
2.1.2.1.1.	Equilibrio de fuerzas y viento en la atmósfera libre (<i>Isobaras rectas. Hemisferio Norte</i>).....	45
2.1.2.1.2.	Equilibrio de fuerzas y viento en la atmósfera libre (<i>Isobaras curvas. Hemisferio Norte</i>).....	48
2.1.2.2.1.	Viento en la Capa Límite Planetaria (<i>Isobaras rectas. Hemisferio Norte</i>). Espiral de Ekman	50
2.1.2.2.2.	Velocidad media del viento a 10 m de altura en mar abierto, en función de la velocidad del viento de gradiente. (<i>Según Resio y Vicent, 1977</i>).....	53
2.1.2.2.3.	Espectro de Energía del Viento reducido tipo correspondiente a la componente longitudinal de la velocidad de fluctuación. (<i>Davenport y Harris, 1971</i>)	56
2.2.1.1.	Ejemplo de Curva de Estado de Viento. (<i>Curva de \bar{V}_v</i>)	64
2.2.3.1.	Ejemplo de Rosa Anual de Vientos realizada a partir de datos estimados desde buques en ruta (<i>1885-1985</i>). Area IV (<i>Suratlántica</i>).....	70
2.2.4.1.1.	Régimen medio anual de velocidad de viento \bar{V}_v , realizado a partir de datos instrumentales. Distribución de Weibull biparamétrica. Estación de Tarifa, 1974-1978.....	75
2.2.4.2.1.	Régimen extremal escalar instrumental de velocidad de viento $V_{v,3s}$. Distribución de Gumbel. Estación de Tarifa, 1975-1990	78
2.2.5.1.	Significado físico de la persistencia escalar en términos de duración y número de ocurrencias a partir de la Curva de Estado de Viento	82
2.2.5.2.	Estimas de la persistencia del viento para excedencias de diferentes niveles umbral de la velocidad del viento, a partir de datos procedentes de observaciones desde buques en ruta. Zona Suratlántica (<i>Area IV</i>)	84



2.1.2.1.1.	Abaco para la obtención de la velocidad del viento geostrófico a partir de las cartas meteorológicas de superficie	46
2.1.2.1.2.	Tabla para la obtención de la velocidad del viento geostrófico a partir de cartas meteorológicas con isobaras a intervalos de presión de 4 hPa (<i>Viento en m/s</i>).....	47
2.1.2.1.3.	Tabla para la obtención de la velocidad del viento de gradiente (V_{gr}) a partir de las cartas meteorológicas de superficie. Circulación ciclónica	49
2.1.2.1.4.	Tabla para la obtención de la velocidad del viento de gradiente (V_{gr}) a partir de las cartas meteorológicas de superficie. Circulación anticiclónica.....	50
2.1.2.2.1.	Valores aproximados de z_0 , z_g , C_g , C_D y β en función del tipo genérico de superficie	53
2.1.4.1.1.	Categorías de rugosidad superficial para la definición de los factores de velocidad de viento (F) y valores de los parámetros asociados	59
2.1.4.1.2.	Factor de altura y de rugosidad superficial (F_A).....	60
2.1.4.2.1.	Factor topográfico (F_T)	61
2.1.4.3.1.	Factor de ráfaga máxima (F_R).....	63
2.2.2.2.1.	Escala Beaufort de velocidad del viento. Equivalencia entre el número Beaufort y la velocidad media del viento a una altura de referencia de 10 m sobre la superficie en mar abierto o campo abierto plano sin obstáculos	68
2.2.4.1.1.	Papel probabilístico correspondiente a la distribución de Weibull biparamétrica	74
2.2.4.2.1.	Papel probabilístico correspondiente a la distribución de Gumbel.....	79
2.2.4.2.2.	Papel probabilístico correspondiente a la distribución de Weibull.....	80
2.2.4.2.3.	Papel probabilístico correspondiente a la distribución de Fisher Tipett II.....	81



PARTE 2

CARACTERIZACION DEL VIENTO

2.1. CARACTERIZACION DEL VIENTO EN PERIODOS DE CORTA DURACION

2.1.1. ESTADO DE VIENTO

El modelo clásico general para la caracterización del viento en las capas bajas de la atmósfera parte de admitir una serie de hipótesis simplificadoras en general limitadoras de la variabilidad aleatoria del mismo, que cumpliéndose razonablemente en la naturaleza permitan la descripción del viento en un área y durante un tiempo dados mediante sus características en un punto y en un cierto instante. Dicho modelo está basado en suponer que en un punto determinado el viento puede considerarse como una sucesión continua de "ESTADOS DE VIENTO" o situaciones energéticas estacionarias de pequeña duración.

Se define como *Estado de Viento* a la situación temporal/espacial del viento en la cual puede suponerse el fenómeno como energética y estadísticamente estable, es decir el tiempo durante el cual se puede considerar que los factores que afectan al viento (*generación y disipación*) en un área dada se mantienen en equilibrio. Representa, por tanto, cada una de las situaciones en las que se puede separar la continua evolución del viento. En cada una de ellas el viento puede ser tratado como un proceso aleatorio, estacionario en el tiempo y ergódico (*muestras temporales distintas de extensión finita suficiente, son estadísticamente iguales*). (Ver figura 2.1.1.2).

En esta situación puede admitirse que, en condiciones ideales ²⁾, el viento es horizontalmente homogéneo en el espacio. La no homogeneidad horizontal del viento es debida fundamentalmente a condiciones de la superficie terrestre (*cambios en la rugosidad superficial e irregularidades topográficas principalmente*) o a la naturaleza meteorológica del fenómeno que lo causa (*p.e. huracanes, ciclones tropicales, tornados y otros vientos locales*). Dada la situación de España en latitudes medias, no se consideran estos fenómenos meteorológicos de carácter fundamentalmente tropical dentro del ámbito de aplicación de esta Recomendación.

La duración de un Estado de Viento depende de la magnitud del fenómeno y de la masa en que se genera. Como orden de magnitud se puede considerar que un Estado de Viento tiene una duración entre 1 y 3 horas. Bajo estas condiciones, puede admitirse la descripción del viento en periodos cortos de tiempo a partir de una única observación o registro. El intervalo mínimo de registro viene impuesto por la exigencia de calidad estadística de la muestra. Como regla general son aceptables intervalos de registro entre 10 minutos y 1 hora, con un cadencia de 1 a 3 horas.

El Estado de Viento en una zona queda completamente definido por la evolución en el tiempo del vector velocidad de viento instantánea en un punto determinado, tomando en consideración la variación del perfil de velocidades del viento con la altura, la rugosidad superficial y las grandes irregularidades topográficas.

La representación gráfica de un registro de las componentes horizontales de las velocidades y direcciones instantáneas en un punto determinado recibe el nombre de anemograma (Ver figura 2.1.1.1).

La descripción de las características de un Estado de Viento puede llevarse a cabo según dos modelos aleatorios simplificados que reproducen, con aproximación suficiente para el ámbito de aplicación de esta Recomendación, la irregularidad del viento y permiten caracterizar probabilísticamente las variaciones del mismo utilizando un número limitado de parámetros representativos:

(2) Vientos no locales o de gran escala soplando sobre una superficie plana de gran longitud y rugosidad uniforme.

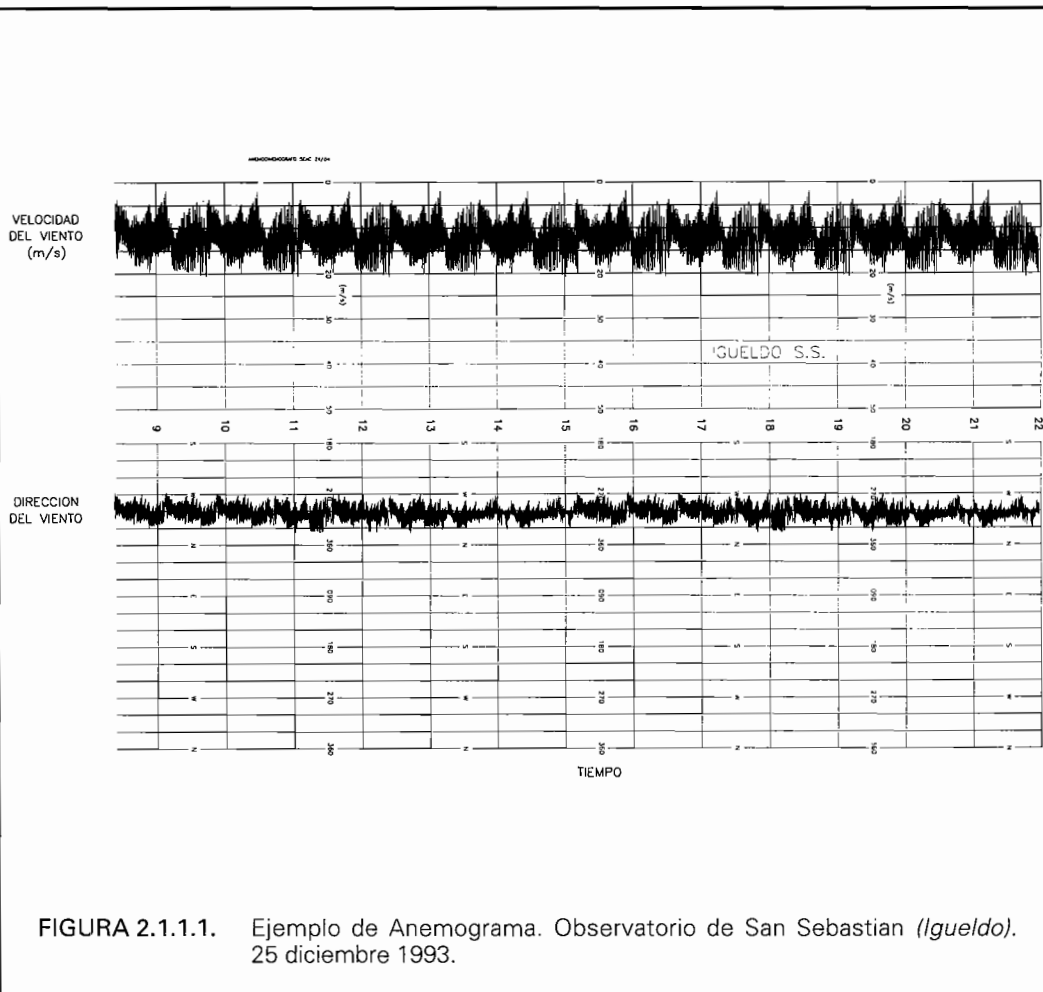


FIGURA 2.1.1.1. Ejemplo de Anemograma. Observatorio de San Sebastian (Igueldo). 25 diciembre 1993.

– MODELO ESTADISTICO: El viento queda caracterizado por los parámetros estadísticos deducidos a partir del registro de la componente horizontal de las velocidades y direcciones instantáneas, fundamentalmente:

- Velocidad media $[\bar{V}_v]$
- Velocidad máxima $[V_{v,t}|_{max}]$
- Varianza $[\sigma_v^2]$
- Dirección media $[\bar{\alpha}]$

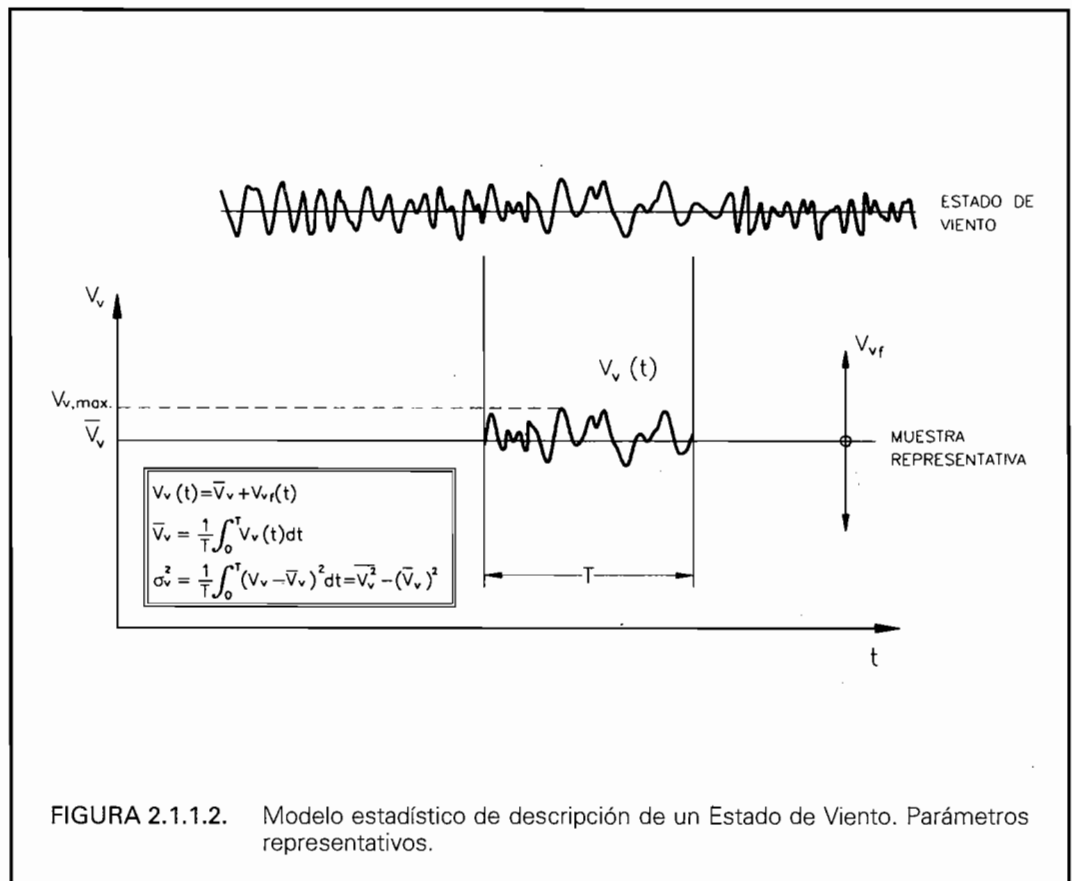
En base a este modelo descriptivo, la velocidad del viento puede considerarse compuesta por una componente media $[\bar{V}_v]$ y por una componente aleatoria de fluctuación estacionaria, de distribución gaussiana y valor medio cero $[V_{vf}]$:

$$V_v(t) = \bar{V}_v + V_{vf}(t) \quad [2.1.1]$$

(Ver figura 2.1.1.2)

– MODELO ESPECTRAL: La componente de fluctuación del viento queda caracterizada por la Función de Densidad Espectral de Potencia o Función Espectral correspondiente a la componente longitudinal de la velocidad de fluctuación $[S_{vf}(f)]$. Esta función representa la distribución de energía cinética por unidad de masa y por intervalo de frecuencia que se da en un Estado de Viento en un punto determinado; asociada a dicha componente de fluctuación.

Los dos modelos descriptivos son complementarios para clarificar la naturaleza irregular del viento, y ambos son utilizados para la determinación de la acción del viento sobre las estructuras. En los casos prácticos más usuales, para el cálculo de los efectos del viento



en estructuras o elementos estructurales se utilizará principalmente el modelo estadístico de descripción del viento. Únicamente se utilizará la descripción espectral en aquellos casos en que la respuesta dinámica de la estructura se prevea apreciable o cuando se trate de estructuras complejas en las que la acción del viento constituya la sobrecarga principal (Ver Apartado 3.3. EFECTOS DINAMICOS).

2.1.2. PERFIL DE VELOCIDADES DE UN ESTADO DE VIENTO

La formación, estructura y características del viento en cada punto dependen fundamentalmente del balance entre las fuerzas debidas a la aceleración de las masas de aire por la acción de los gradientes de presión que se producen en la atmósfera, las fuerzas inerciales sobre la misma (*fuerzas de Coriolis y centrífuga*), y los efectos friccionales causados por la rugosidad de la superficie terrestre o marítima y por las diferencias de temperatura entre el aire y la superficie.

En función del resultado de este balance con la altura pueden diferenciarse tres zonas en el perfil vertical de velocidades del viento (Ver figura 2.1.2.1):

- Atmósfera libre o región geostrófica (*por encima de los 200-1000 metros de altura sobre la superficie, en función de la rugosidad superficial: $z > 200-1000$ m.*)
- Capa límite Planetaria (PBL), formada por dos subcapas:
 - Capa de transición o región de Ekman ($100 \leq z \leq 200-1000$ m.)
 - Capa límite superficial (SBL) ($z < 100$ m.)

2.1.2.1. CARACTERÍSTICAS DEL VIENTO EN LA ATMÓSFERA LIBRE. VIENTO GEOSTRÓFICO Y VIENTO DE GRADIENTE

En la atmósfera libre los efectos del contorno son despreciables frente a las fuerzas del gradiente de presión y a las fuerzas inerciales (*fuerza de Coriolis y fuerza centrífuga*), dando como resultado un flujo de viento esencialmente laminar. El vector velocidad del viento es constante e independiente de la altura.

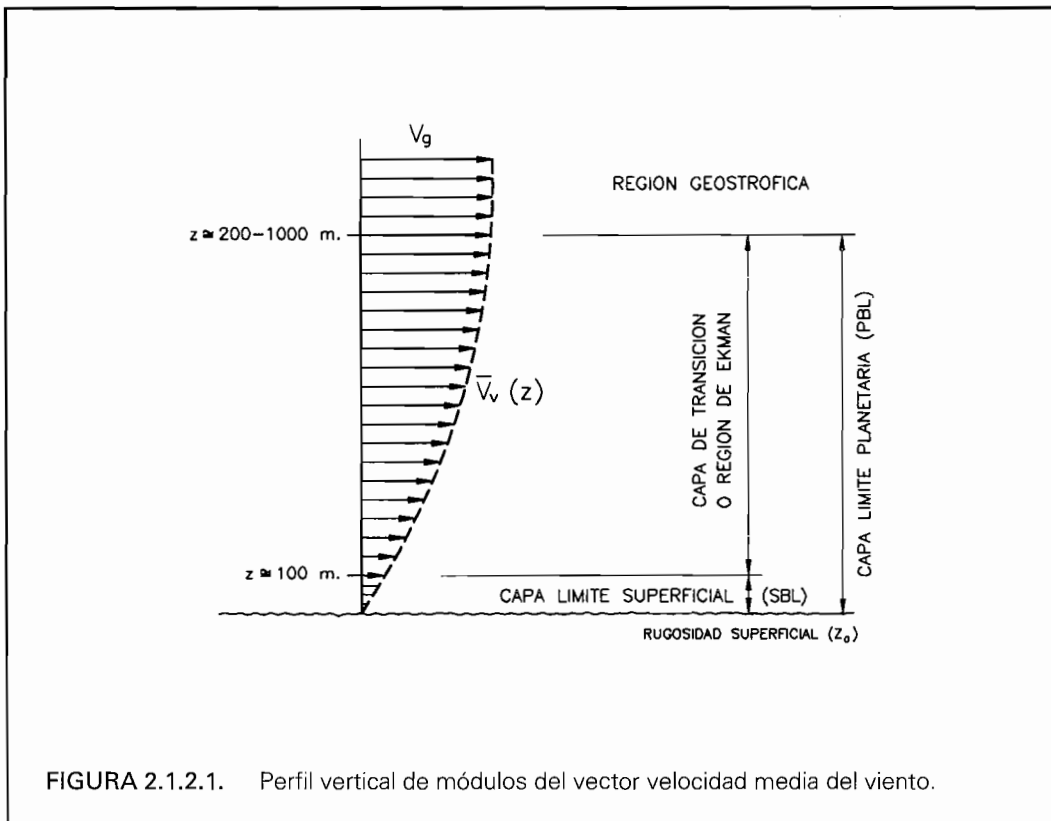


FIGURA 2.1.2.1. Perfil vertical de módulos del vector velocidad media del viento.

Bajo estas condiciones, el flujo de viento es horizontal con dirección constante paralela a las isobaras ³⁾ dejando, en el hemisferio norte, las bajas presiones a la izquierda del sentido del movimiento. (Ver figuras 2.1.2.1.1 y 2.1.2.1.2). Por el contrario, en el hemisferio sur, las bajas presiones quedan a la derecha del sentido del movimiento. En las regiones ecuatoriales, debido a que la influencia de la fuerza de Coriolis es insignificante en dichas zonas, el flujo de viento se desarrolla directamente desde las altas a las bajas presiones perpendicularmente a las isobaras.

En el caso de que las isobaras sean rectas, al viento que resulta del equilibrio de las fuerzas actuantes, y que por tanto sopla sin aceleración, se le conoce por Viento Geostrofico y la velocidad del viento en esa zona por Velocidad del Viento Geostrofico (V_g). Fuera de las zonas ecuatoriales, el valor de esta velocidad en un punto dado Q puede estimarse a partir de la carta meteorológica o mapa isobárico mediante la formulación siguiente obtenida a partir del planteamiento de la ecuación fundamental de la dinámica (2ª Ley de Newton) por unidad de masa (Ver figura 2.1.2.1.1):

$$\begin{aligned} \Sigma F &= m \cdot a \\ P + C &= 0 \\ -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} + f \cdot V_g &= 0 \Rightarrow V_g = \frac{1}{\rho \cdot f} \cdot \frac{dp}{dn} \end{aligned} \quad [2.1.2]$$

siendo:

P: Fuerza de gradiente de presión.

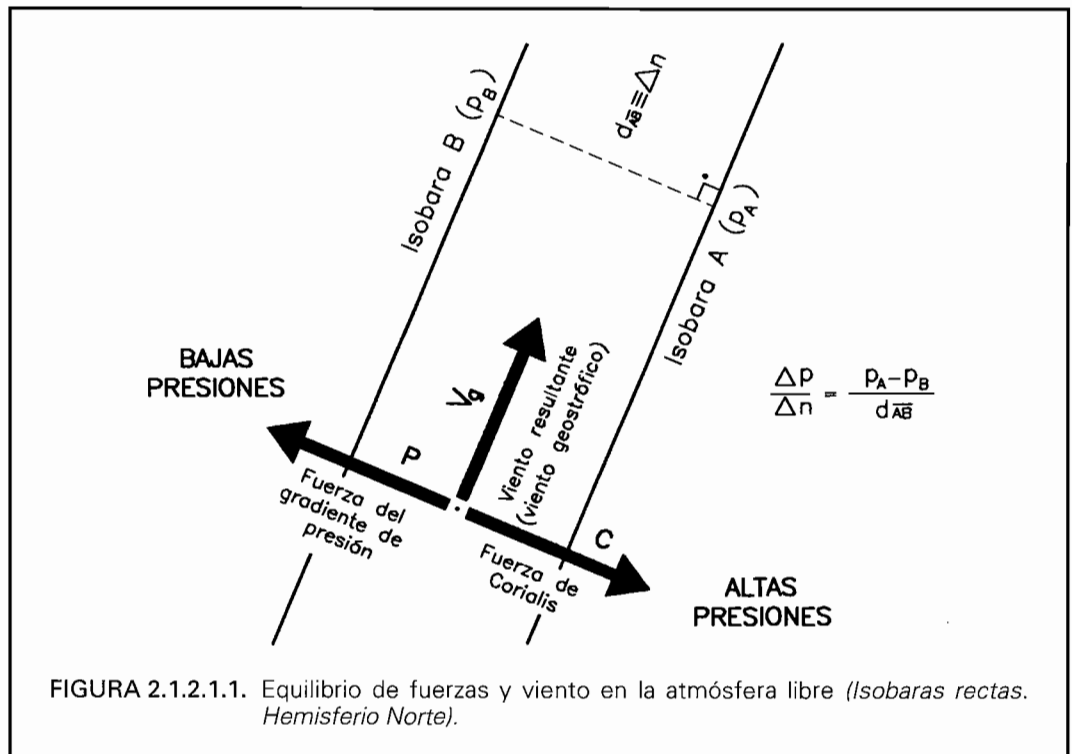
C: Fuerza de Coriolis.

dp/dn: Gradiente horizontal de presiones en el punto Q considerado. Es la máxima pendiente barométrica en dicho punto ($\Delta p / \Delta n$). Se puede determinar a partir de la carta meteorológica de superficie, eligiendo Δp como el intervalo de presión entre las isobaras consecutivas entre las cuales se sitúa Q y Δn la distancia entre dichas isobaras, medida perpendicularmente a las mismas. (Ver figura 2.1.2.1.1).

ρ : Densidad del aire (1.23 kg/m^3).

(3) Líneas que unen puntos de igual presión atmosférica en una situación temporal determinada.

- f: Parámetro de Coriolis ($2 \cdot \Omega \cdot \text{sen} \varphi$). ($\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$)
 siendo: Ω (Velocidad de rotación de la tierra: $0.726 \cdot 10^{-4} \text{ rad/s}$).
 φ (Latitud). (grados terrestres).
- V_g : Velocidad del viento geostrófico.



En la tabla 2.1.2.1.1. se incluye un ábaco desarrollado a partir de la ecuación [2.1.2] que permite obtener de forma general la velocidad del viento geostrófico en un punto a partir de la carta meteorológica de superficie. Asimismo, la tabla 2.1.2.1.2. proporciona el valor del viento geostrófico simplificado cuando se dispone de cartas meteorológicas en las que se han trazado las isobaras a intervalos de 4 hPa⁴⁾, en función de la latitud del punto considerado y del espaciamiento entre isobaras, medido bien en grados medios de latitud⁵⁾ o en km, considerando $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$.

En el caso de isobaras curvas, el viento que resulta del equilibrio de las fuerzas del gradiente de presión, de Coriolis y centrífuga, y que por tanto sopla con aceleración tangencial nula, es conocido como Viento de Gradiente y la velocidad del viento en esa zona como Velocidad del Viento de Gradiente (V_{gr}). (Ver figura 2.1.2.1.2). A partir de idénticas premisas que para el viento geostrófico, el valor de la velocidad del viento de gradiente en un punto dado Q puede estimarse mediante la formulación.

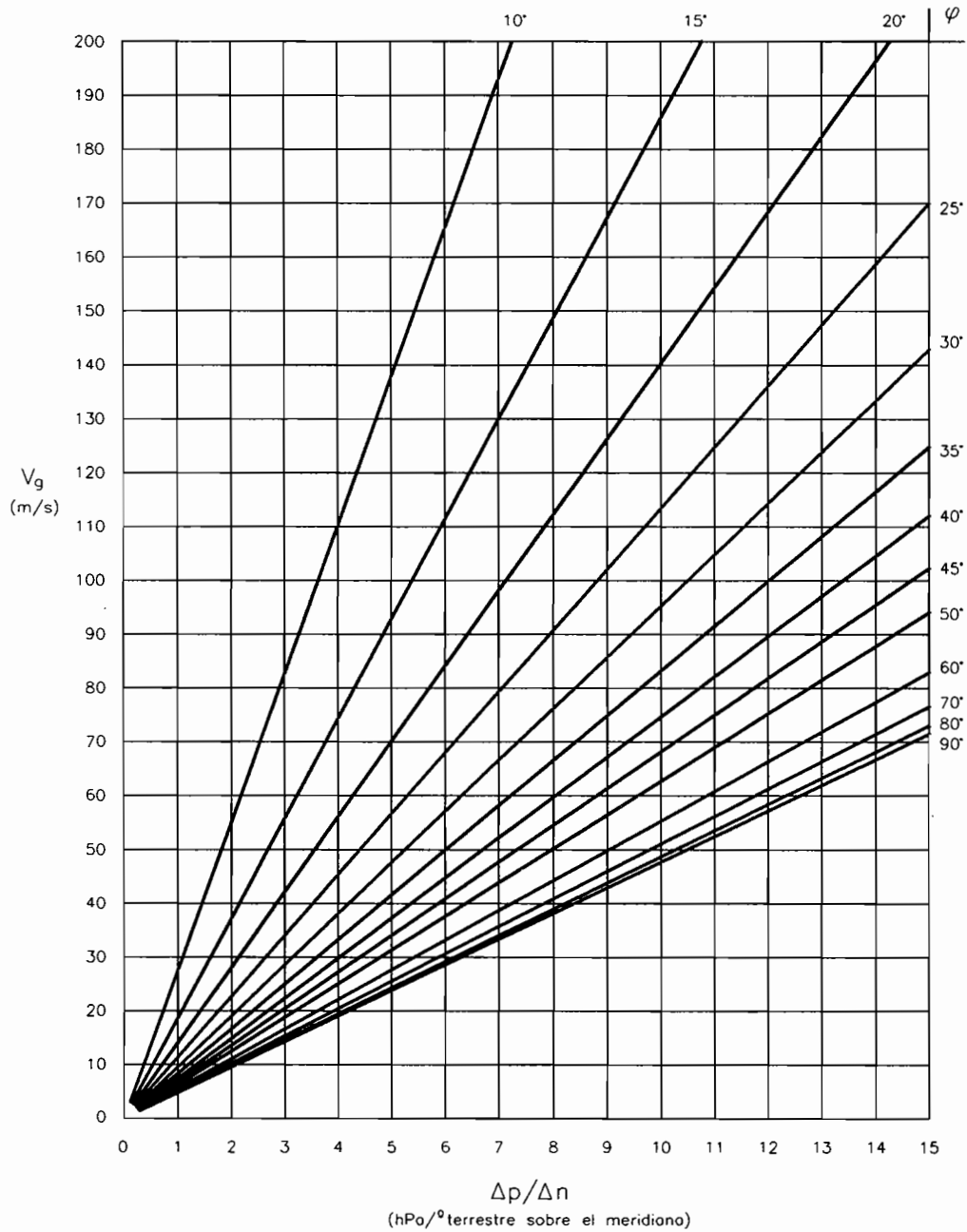
$$P + C \pm F_c = 0$$

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} + f \cdot V_{gr} \pm \frac{V_{gr}^2}{r} = 0 \quad [2.1.3]$$

dependiendo el signo positivo o negativo de la fuerza centrífuga de si la circulación es ciclónica (alrededor de un centro de bajas presiones) o anticiclónica (alrededor de un centro de altas presiones)⁶⁾, siendo:

- (4) 1hPa = 1 mb (milibar) = 0.75 mm de Hg.
- (5) También denominado grado terrestre sobre el meridiano. La longitud del grado medio de latitud es de aproximadamente 111.137 km según el elipsoide internacional de referencia.
- (6) El signo positivo se corresponde con circulación ciclónica y el signo negativo con circulación anticiclónica.

TABLA 2.1.2.1.1. ABACO PARA LA OBTENCION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO GEOSTROFICO A PARTIR DE LAS CARTAS METEOROLOGICAS DE SUPERFICIE



r : Radio de curvatura de la trayectoria del punto considerado. El radio de curvatura de la trayectoria puede diferir del radio de curvatura de la isobara más próxima. No obstante la diferencia es pequeña y puede despreciarse.

V_{gr} : Velocidad del viento de gradiente. Coincide con la velocidad del viento geostrofico cuando el radio de curvatura es infinito.

Por tanto, para radios de curvatura finitos, se cumple:

- Para circulación ciclónica:

TABLA 2.1.2.1.2. TABLA PARA LA OBTENCION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO GEOSTROFICO A PARTIR DE CARTAS METEOROLOGICAS CON ISOBARAS A INTERVALOS DE PRESION DE 4 hPa. (VIENTO EN m/s)

(Densidad del aire: 1 kg/m³)

Espaciado de isobaras		Latitud (grados)															
Grados de latitud	km	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85
0.6	67	236.9	158.9	120.3	97.3	82.3	71.7	64.0	58.2	53.7	50.2	47.5	45.4	43.8	42.6	41.8	41.3
0.7	78	203.0	136.2	103.1	83.4	70.5	61.5	54.8	49.9	46.0	43.0	40.7	38.9	37.5	36.5	35.8	35.4
0.8	89	177.6	119.2	90.2	73.0	61.7	53.8	48.0	43.6	40.3	37.7	35.6	34.0	32.8	31.9	31.3	31.0
0.9	100	157.9	105.9	80.2	64.9	54.8	47.8	42.7	38.8	35.8	33.5	31.7	30.3	29.2	28.4	27.8	27.5
1.0	111	142.1	95.4	72.2	58.4	49.4	43.0	38.4	34.9	32.2	30.1	28.5	27.2	26.3	25.5	25.1	24.8
1.1	122	129.2	86.7	65.6	53.1	44.9	39.1	34.9	31.7	29.3	27.4	25.9	24.8	23.9	23.2	22.8	22.5
1.2	133	118.4	79.5	60.1	48.7	41.1	35.9	32.0	29.1	26.8	25.1	23.7	22.7	21.9	21.3	20.9	20.6
1.3	144	109.3	73.3	55.5	44.9	38.0	33.1	29.5	26.8	24.8	23.2	21.9	20.9	20.2	19.7	19.3	19.1
1.4	156	101.5	68.1	51.5	41.7	35.3	30.7	27.4	24.9	23.0	21.5	20.4	19.4	18.8	18.2	17.9	17.7
1.5	167	94.7	63.6	48.1	38.9	32.9	28.7	25.6	23.3	21.5	20.1	19.0	18.2	17.5	17.0	16.7	16.5
1.6	178	88.8	59.6	45.1	36.5	30.8	26.9	24.0	21.8	20.1	18.8	17.8	17.0	16.4	16.0	15.7	15.5
1.7	189	83.6	56.1	42.4	34.3	29.0	25.3	22.6	20.5	19.0	17.7	16.8	16.0	15.4	15.0	14.7	14.6
1.8	200	79.0	53.0	40.1	32.4	27.4	23.9	21.3	19.4	17.9	16.7	15.8	15.1	14.6	14.2	13.9	13.8
1.9	211	74.8	50.2	38.0	30.7	26.0	22.6	20.2	18.4	17.0	15.9	15.0	14.3	13.8	13.4	13.2	13.0
2.0	222	71.1	47.7	36.1	29.2	24.7	21.5	19.2	17.5	16.1	15.1	14.2	13.6	13.1	12.8	12.5	12.4
2.1	233	67.7	45.4	34.4	27.8	23.5	20.5	18.3	16.6	15.3	14.3	13.6	13.0	12.5	12.2	11.9	11.8
2.2	245	64.6	43.3	32.8	26.5	22.4	19.6	17.5	15.9	14.6	13.7	13.0	12.4	11.9	11.6	11.4	11.3
2.3	256	61.8	41.5	31.4	25.4	21.5	18.7	16.7	15.2	14.0	13.1	12.4	11.8	11.4	11.1	10.9	10.8
2.4	267	59.2	39.7	30.1	24.3	20.6	17.9	16.0	14.5	13.4	12.6	11.9	11.3	10.9	10.6	10.4	10.3
2.5	278	56.8	38.1	28.9	23.4	19.7	17.2	15.4	14.0	12.9	12.1	11.4	10.9	10.5	10.2	10.0	9.9
2.6	289	54.7	36.7	27.8	22.5	19.0	16.5	14.8	13.4	12.4	11.6	11.0	10.5	10.1	9.8	9.6	9.5
2.7	300	52.6	35.3	26.7	21.6	18.3	15.9	14.2	12.9	11.9	11.2	10.6	10.1	9.7	9.5	9.3	9.2
2.8	311	50.8	34.1	25.8	20.9	17.6	15.4	13.7	12.5	11.5	10.8	10.2	9.7	9.4	9.1	8.9	8.8
2.9	322	49.0	32.9	24.9	20.1	17.0	14.8	13.2	12.0	11.1	10.4	9.8	9.4	9.1	8.8	8.6	8.5
3.0	333	47.4	31.8	24.1	19.5	16.5	14.3	12.8	11.6	10.7	10.0	9.5	9.1	8.8	8.5	8.4	8.3
3.5	389	40.6	27.2	20.6	16.7	14.1	12.3	11.0	10.0	9.2	8.6	8.1	7.8	7.5	7.3	7.2	7.1
4.0	445	35.5	23.8	18.0	14.6	12.3	10.8	9.6	8.7	8.1	7.5	7.1	6.8	6.6	6.4	6.3	6.2
4.5	500	31.6	21.2	16.0	13.0	11.0	9.6	8.5	7.8	7.2	6.7	6.3	6.1	5.8	5.7	5.6	5.5
5.0	556	28.4	19.1	14.4	11.7	9.9	8.6	7.7	7.0	6.4	6.0	5.7	5.4	5.3	5.1	5.0	5.0
6.0	667	23.7	15.9	12.0	9.7	8.2	7.2	6.4	5.8	5.4	5.0	4.7	4.5	4.4	4.3	4.2	4.1
7.0	778	20.3	13.6	10.3	8.3	7.1	6.1	5.5	5.0	4.6	4.3	4.1	3.9	3.8	3.6	3.6	3.5
8.0	889	17.8	11.9	9.0	7.3	6.2	5.4	4.8	4.4	4.0	3.8	3.6	3.4	3.3	3.2	3.1	3.1
9.0	1000	15.8	10.6	8.0	6.5	5.5	4.8	4.3	3.9	3.6	3.3	3.2	3.0	2.9	2.8	2.8	2.8
10.0	1111	14.2	9.5	7.2	5.8	4.9	4.3	3.8	3.5	3.2	3.0	2.8	2.7	2.6	2.6	2.5	2.5

$$V_{gr} = -\frac{r \cdot f}{2} + \sqrt{\left(\frac{r \cdot f}{2}\right)^2 + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}} = \frac{r \cdot f}{2} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{4 \cdot V_g}{r \cdot f}} \right) \quad [2.1.4]$$

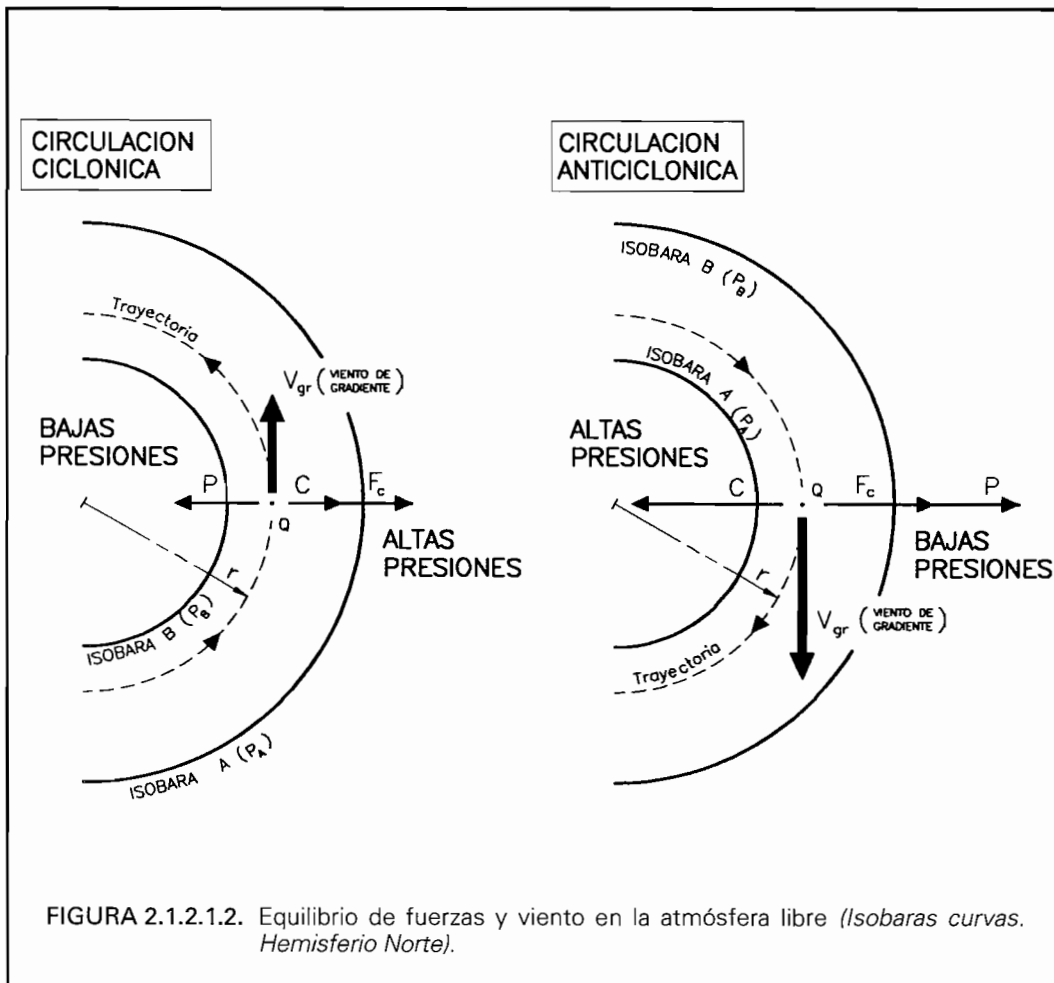
- Para circulación anticiclónica:

$$V_{gr} = +\frac{r \cdot f}{2} - \sqrt{\left(\frac{r \cdot f}{2}\right)^2 - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}} = \frac{r \cdot f}{2} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{4 \cdot V_g}{r \cdot f}} \right) \quad [2.1.5]$$

Puede observarse que, a igualdad de valores de r, f y dp/dn los vientos anticiclónicos son más suaves que los vientos ciclónicos. También puede observarse que en las borrascas la velocidad del viento de gradiente no está limitada. Por el contrario, en los anticiclones la velocidad del viento de gradiente no puede superar el valor máximo $r \cdot f / 2 = 2 \cdot V_g$ para un valor crítico de $r \cdot f = 4 \cdot V_g$, al no tener sentido físico que la raíz cuadrada en la fórmula [2.1.5] tome un valor negativo.

Las tablas 2.1.2.1.3. y 2.1.2.1.4., correspondientes a curvatura ciclónica y anticiclónica respectivamente, han sido desarrolladas por aplicación directa de las fórmulas [2.1.4] y [2.1.5]. Permiten obtener fácilmente la velocidad del viento de gradiente (V_{gr}) en un punto a partir de la carta meteorológica de superficie, en función del parámetro r·f y de la velocidad del viento geostrofico (V_g) obtenida a partir de las tablas 2.1.2.1.1. o 2.1.2.1.2. como si el sistema ciclónico o anticiclónico no tuviese curvatura.

Las estimaciones de las velocidades del viento geostrofico o de gradiente obtenidas por el método descrito podrán considerarse suficientemente válidas únicamente para las



grandes perturbaciones atmosféricas. Para perturbaciones de escasa entidad este método puede dar lugar a errores muy importantes.

Dado que puede admitirse que una carta meteorológica de superficie tiene una validez aproximada de tres o cuatro horas, las velocidades geostróficas o de gradiente obtenidas a partir de ellas podrán considerarse representativas de un Estado de Viento.

2.1.2.2. CARACTERISTICAS DEL VIENTO EN LAS CAPAS BAJAS DE LA ATMOSFERA. VIENTO EN LA CAPA LIMITE PLANETARIA

En las capas próximas al suelo el equilibrio resultante en la atmósfera libre entre las fuerzas del gradiente de presiones y las fuerzas inerciales se ve modificado por la influencia de las fuerzas de arrastre inducidas por la superficie terrestre y por las diferencias de temperatura entre el aire y la superficie terrestre, dando como resultado flujo de viento turbulento. Para vientos fuertes las fuerzas de arrastre de origen mecánico son preponderantes a las de origen térmico, pudiendo despreciarse en estos casos el efecto causado por las mismas.

En estas condiciones, en la capa límite planetaria el vector velocidad media de viento es horizontal, produciéndose una reducción del módulo y un cambio de dirección al disminuir la altura, dejando de ser el flujo paralelo a las isobaras. Esto es debido al balance que se produce en cada punto entre las fuerzas actuantes, al aumentar las fuerzas de arrastre y reducirse las fuerzas inerciales al disminuir la altura, y mantenerse prácticamente constante la fuerza del gradiente de presión.

En el caso de flujo de viento geostrófico (*isobaras sustancialmente rectas*), el ángulo de desviación entre la dirección del viento y las isobaras variará con la altura desde un valor cero en el contacto con la región geostrófica hasta alcanzar un valor máximo α_0 en la capa límite superficial. En dicha capa puede admitirse que la dirección del viento

TABLA 2.1.2.1.3. TABLA PARA LA OBTENCIÓN DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO DE GRADIENTE (V_{gr}) A PARTIR DE LAS CARTAS METEOROLÓGICAS DE SUPERFICIE. CIRCULACIÓN CICLÓNICA

Viento geostrofico V_g	Parámetro rf																											
	4	6	8	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150	200	300	400	500	600	700	800			
5	3	3	3	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		
10	5	5	6	6	7	8	8	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9		
15	6	7	8	8	10	11	12	12	12	13	13	13	13	13	13	14	14	14	14	14	14	14	15	15	15	15		
20	7	8	9	10	12	14	15	15	16	16	17	17	17	17	17	18	18	18	18	19	19	19	19	19	19	20		
25	8	10	11	12	14	16	17	18	19	20	20	20	21	21	21	21	22	22	22	23	24	24	24	24	24	24		
30	9	11	12	13	16	19	20	21	22	23	23	24	24	25	25	25	25	25	26	26	27	28	28	29	29	29		
35	10	12	13	14	18	21	22	24	25	26	26	27	27	28	28	29	29	29	30	30	32	32	33	33	33	34		
40	11	13	14	16	20	23	25	26	27	28	29	30	31	31	32	32	33	34	36	37	37	38	38	38	38	38		
45	12	14	15	17	22	25	27	29	30	31	32	33	34	34	35	35	36	36	38	40	41	42	42	42	43	43		
50	12	15	16	18	23	27	29	31	32	34	35	36	37	37	38	39	39	40	41	44	45	46	46	47	47	47		
55	13	15	17	19	25	28	31	33	35	36	37	39	39	40	41	42	42	43	45	47	49	50	51	51	52	52		
60	14	16	18	20	26	30	33	35	37	39	40	41	42	43	44	45	45	46	48	51	53	54	55	56	56	56		
65	14	17	19	21	27	32	35	37	39	41	42	44	45	46	47	48	48	49	52	55	57	58	59	60	60	60		
70	15	18	20	22	29	33	37	39	41	43	45	46	47	49	50	50	51	52	55	59	61	62	63	64	65	65		
75	15	18	21	23	30	35	38	41	43	45	47	49	50	51	52	53	54	55	58	62	65	66	67	68	69	69		
80	16	19	22	24	31	36	40	43	45	48	49	51	52	54	55	56	57	58	61	66	68	70	71	72	73	73		
85	17	20	22	25	32	38	42	45	47	50	52	53	55	56	57	59	60	61	64	69	72	74	75	77	77	77		
90	17	20	23	25	34	39	43	47	49	52	54	56	57	59	60	61	62	63	67	72	76	78	79	81	82	82		
95	18	21	24	26	35	40	45	48	51	54	56	58	60	61	62	64	65	66	70	76	79	82	83	85	86	86		
100	18	22	25	27	36	42	46	50	53	56	58	60	62	63	65	66	67	69	73	79	83	85	87	89	90	90		
110	19	23	26	29	38	44	49	53	57	59	62	64	66	68	70	71	72	74	79	86	90	93	95	97	98	98		
120	20	24	27	30	40	47	52	56	60	63	66	68	70	72	74	76	77	79	84	92	97	100	102	104	106	106		
130	21	25	28	31	42	49	55	59	63	67	70	72	74	77	79	80	82	84	90	98	103	107	110	112	114	114		
140	22	26	30	33	44	52	57	62	66	70	73	76	78	81	83	85	87	88	95	104	110	114	117	120	122	122		
150	23	27	31	34	46	54	60	65	69	73	77	80	82	85	87	89	91	93	100	110	116	121	124	127	129	129		
160	23	28	32	35	47	56	62	68	72	76	80	83	86	89	91	93	95	97	105	116	122	127	131	134	137	137		
170	24	29	33	37	49	58	65	71	75	80	83	87	90	92	95	97	99	101	110	121	129	134	138	141	144	144		
180	25	30	34	38	51	60	67	73	78	83	86	90	93	96	99	101	103	106	114	127	135	141	145	148	151	151		
190	26	31	35	39	52	62	69	76	81	86	90	93	97	100	102	105	107	110	119	132	141	147	152	155	159	159		
200	26	32	36	40	54	64	72	78	84	88	93	97	100	103	106	109	111	114	124	137	146	153	158	162	166	166		
250	30	36	41	45	61	73	82	90	96	102	107	112	116	120	123	127	130	133	145	162	174	183	190	195	200	200		
300	33	40	45	50	68	81	91	100	107	114	120	125	130	135	139	143	147	150	165	185	200	211	220	227	232	232		

NOTAS: Tomando V_g , rf y V_{gr} en las mismas unidades.

es constante con la altura. En el Hemisferio Norte el cambio de dirección es en sentido antihorario, pudiendo representarse la variación del vector velocidad media del viento con la altura por medio de la denominada Espiral de Ekman. (Ver figura 2.1.2.2.1).

En el caso de isobaras curvas, el equilibrio de las fuerzas actuantes dará lugar a que la dirección del viento resultante tienda a cruzar las isobaras hacia el centro de bajas presiones en circulación ciclónica o, por el contrario, hacia el exterior del centro de altas presiones en circulación anticiclónica.

La completa definición de las características del viento en la Capa Límite Planetaria y particularmente en la Capa Límite Superficial es de una gran importancia debido a que es la que incide directamente en el ámbito de aplicación de esta Recomendación.

2.1.2.2.1. DESCRIPCIÓN ESTADÍSTICA DEL VIENTO

Para un punto y un Estado de Viento dado, la velocidad del viento en las capas límites puede considerarse compuesta por una componente media constante [V_v] y por una componente aleatoria de fluctuación en la dirección del flujo estacionaria, de distribución gaussiana y valor medio cero [V_{vf}]⁷⁾, que describe las características de turbulencia longitudinal del flujo de viento (Ver figura 2.1.1.2):

$$V_v(t) = \bar{V}_v + V_{vf}(t) \quad [2.1.6]$$

Mediante esta descripción la velocidad de fluctuación del viento [$V_{vf}(t)$] puede considerarse formada por la superposición de un número infinito de ondas componentes monocromáticas de fluctuación alrededor de la velocidad media, de amplitud y frecuencia diferenciada.

(7) $\rho(V_{vf}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_{vf}} \cdot e^{-\frac{V_{vf}^2}{2\sigma_{vf}^2}}$, siendo σ_{vf} la desviación típica de V_{vf} .

TABLA 2.1.2.1.4. TABLA PARA LA OBTENCION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO DE GRADIENTE (V_{gr}) A PARTIR DE LAS CARTAS METEOROLOGICAS DE SUPERFICIE. CIRCULACION ANTICICLONICA

Viento geostrófico V_g	Parámetro rf																								
	4	6	8	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150	200	300	400	500	600	700	800
5					10	6	6	6	6	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
10							20	14	13	12	12	11	11	11	11	11	11	11	11	10	10	10	10	10	10
15									30	22	20	19	18	18	18	17	17	17	16	16	16	15	15	15	15
20											40	30	28	26	25	25	24	24	23	22	21	21	21	21	21
25												50	38	36	34	33	32	29	28	27	26	26	26	26	
30															60	47	44	41	37	34	33	32	31	31	
35																70	56	45	40	39	38	37	37	37	
40																		55	48	45	44	43	43	42	
45																		68	55	52	50	49	48	48	
50																		100	63	59	56	55	54	54	
55																			73	66	63	61	60	59	
60																			83	74	70	68	66	65	
65																			95	82	77	74	73	71	
70																			111	90	84	81	79	78	
75																			150	100	92	88	85	84	
80																				111	100	95	92	90	
85																				123	109	103	99	97	
90																				137	118	110	106	103	
95																				155	128	118	113	110	
100																				200	138	127	121	117	
110																					163	145	137	132	
120																					200	166	154	147	
130																						190	173	163	
140																						223	193	181	
150																						300	218	200	
160																							248	221	
170																							291	245	
180																								274	
190																								311	
200																								400	

NOTAS: Tomando V_g , rf y V_{gr} en las mismas unidades.

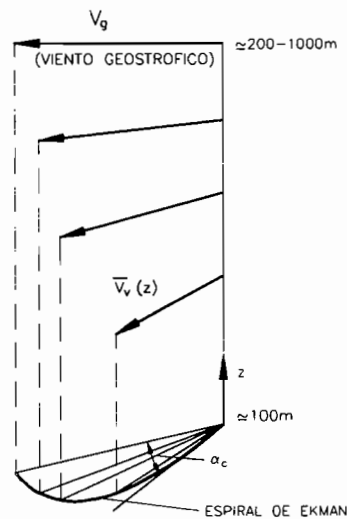
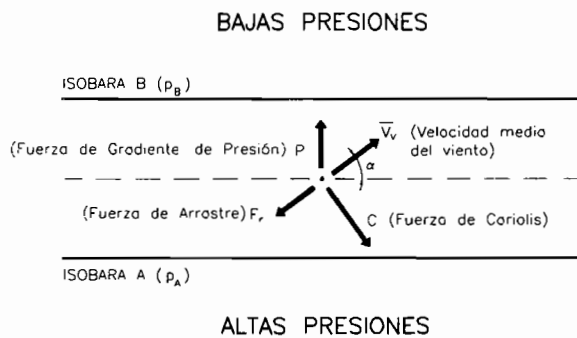


FIGURA 2.1.2.2.1. Viento en la Capa Límite Planetaria (Isobaras rectas, Hemisferio Norte). Espiral de Ekman.

Es decir, V_{vf} puede expresarse matemáticamente en el dominio del tiempo aplicando el análisis de Fourier de ondas compuestas al registro de las velocidades de fluctuación:

$$V_{vf}(t) = \int_0^{\infty} C(f) \cdot \cos [2\pi ft - \theta(f)] \cdot df \quad [2.1.7]$$

En base a este modelo descriptivo, un Estado de Viento quedará caracterizado por los siguientes parámetros estadísticos representativos del vector velocidad de viento en un punto, teniendo en cuenta la variación del perfil de velocidades en función de la altura, la rugosidad superficial y las irregularidades topográficas:

– Velocidad Media:
$$\bar{V}_v = \frac{1}{T} \cdot \int_0^T V_v(t) \cdot dt \quad [2.1.8]$$

– Dirección media: $[\bar{\alpha}]$

– Varianza de la velocidad de fluctuación:
$$\sigma_{vf}^2 = \frac{1}{T} \cdot \int_0^T (V_{vf})^2 \cdot dt = \overline{V_{vf}^2} \quad [2.1.9]$$

≡ Valor medio cuadrático de la velocidad de fluctuación.

– Velocidad Máxima Probable ⁸⁾: $V_{v,t}|_{\max}$

siendo T el tiempo de registro representativo adoptado.

a. VARIACION DE LA VELOCIDAD MEDIA CON LA ALTURA Y LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL

En la capa límite superficial, para vientos fuertes ⁹⁾ y superficie del terreno horizontalmente homogénea, el perfil vertical de velocidades medias del viento puede ser representado simplifadamente por el siguiente perfil logarítmico:

$$\bar{V}_v(z) = \frac{V_{v0}^*}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad [2.1.10]$$

siendo:

k : Constante adimensional de Von Karman con un valor numérico aproximado de 0.4.

z_0 : Altura de rugosidad superficial en el área considerada. Este parámetro es una función empírica de la naturaleza, altura y distribución de la rugosidad superficial. Podrán adoptarse, en función del tipo de superficie considerada, los valores de z_0 incluidos en la tabla 2.1.2.2.1.

z: Altura efectiva sobre la superficie. El nivel cero efectivo se considerará aproximadamente coincidente con el nivel medio para el cual el volumen de obstáculos por encima del mismo es igual al volumen de huecos por debajo del mismo. La altura del nivel cero efectivo sobre la superficie puede estimarse mediante la expresión:

$$\bar{H} - \frac{z_0}{k} = \bar{H} - 2.5 \cdot z_0 \quad [2.1.11]$$

siendo \bar{H} ($>2.5z_0$), la altura general de los obstáculos existentes (*edificios, árboles,...*). En mar abierto y zonas costeras llanas sin obstáculos se considerará como nivel cero efectivo el nivel medio del mar.

V_{v0}^* : Velocidad de fricción. Se define mediante la relación:

$$\tau_0 = \rho \cdot (V_{v0}^*)^2 \Rightarrow V_{v0}^* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad [2.1.12]$$

(8) A la Velocidad Máxima Probable también se le denomina Velocidad de Ráfaga Máxima.

(9) A estos efectos se considerarán vientos fuertes aquellos con $\bar{V}_v(10) \geq 15$ m/s. En estos casos puede desprejarse la influencia de las inestabilidades térmicas de la atmósfera en la velocidad del viento.

donde:

- ρ es la densidad del aire.
- τ_0 es la fuerza de arrastre superficial por unidad de superficie. La magnitud de esta fuerza puede expresarse tanto en función de la velocidad del viento de gradiente (V_{gr}) como de la velocidad media del viento a una altura de referencia de 10 m ($\bar{V}_v(10)$) por medio de la formulación siguiente:

$$\tau_0 = \rho \cdot C_g \cdot V_{gr}^2 \Rightarrow C_g = \left[\frac{V_{v0}^*}{V_{gr}} \right]^2 \quad [2.1.13]$$

$$\tau_0 = \rho \cdot C_D \cdot [\bar{V}_v(10)]^2 \Rightarrow C_D = \left[\frac{V_{v0}^*}{\bar{V}_v(10)} \right]^2 \quad [2.1.14]$$

siendo:

C_g (Coeficiente geostrófico de arrastre).

Una determinación práctica de dicho coeficiente puede obtenerse a partir de la formulación siguiente:

$$C_g \approx 0.0256 \left(\frac{V_{gr}}{f \cdot z_0} \right)^{-0.18} \quad [2.1.15]$$

Como puede observarse a partir de [2.1.15], C_g está regido principalmente por z_0 , por lo que en la práctica los valores de dicho coeficiente pueden obtenerse simplificada-mente en la tabla 2.1.2.2.1 para los diversos tipos genéricos de rugosidad superficial.

C_D (Coeficiente de arrastre superficial).

Se define como:

$$C_D = \left[\frac{k}{\ln \frac{10}{z_0}} \right]^2, \quad z_0 \text{ expresado en metros.} \quad [2.1.16]$$

Los valores de C_D en función de los diversos tipos de rugosidad superficial pueden tomarse de la tabla 2.1.2.2.1.

Considerando las expresiones [2.1.13] y [2.1.14], el perfil logarítmico de velocidades medias del viento puede expresarse en función tanto de la velocidad del viento de gradiente como de la velocidad media a una altura de referencia de 10 metros. Es decir:

$$\bar{V}_v(z) = \frac{\sqrt{C_g}}{k} \cdot V_{gr} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad [2.1.17]$$

$$\bar{V}_v(z) = \frac{\sqrt{C_D}}{k} \cdot \bar{V}_v(10) \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad [2.1.18]$$

A partir de la formulación anterior se ha desarrollado la gráfica de la figura 2.1.2.2.2. que permite simplificada-mente la estimación de la velocidad media del viento a 10 m de altura en mar abierto, en función de la velocidad del viento de gradiente, teniendo en cuenta la variación de la altura de rugosidad superficial del mar (oleaje) con la velocidad del viento ⁽¹⁰⁾.

En la capa de transición o región de Ekman no es admisible utilizar el perfil vertical de velocidades medias del viento representado por el perfil logarítmico. En estos casos puede utilizarse un perfil empírico de la forma:

$$\bar{V}_v(z) = V_{gr} \left[\frac{z}{z_g} \right]^\beta \quad [2.1.19]$$

siendo z_g la altura para la cual se puede admitir que la velocidad media es aproximada-mente coincidente con la velocidad del viento de gradiente y β una constante adimensio-nal. z_g y β son función de la altura de rugosidad superficial (z_0). Los valores más característicos de estos parámetros se incluyen en la tabla 2.1.2.2.1.

(10) Normalmente la gráfica de la figura 2.1.2.2.2. suele utilizarse para la obtención del viento su-perficial sobre el mar a partir de cartas meteorológicas de superficie, generalmente para su aplicación en modelos simplificados de predicción de oleaje.

TABLA 2.1.2.2.1. VALORES APROXIMADOS DE z_0 , z_g , C_g , C_D y β EN FUNCION DEL TIPO GENERICO DE SUPERFICIE

TIPO DE SUPERFICIE	z_0 (m)	z_g (m)	$10^3 \cdot C_g$	$10^3 \cdot C_D$	β
I. Mar abierto y campo abierto llano sin obstáculos (p.e. zonas costeras llanas, desiertos,...).	0.001-0.01	200	0.7-1.2	1.9-3.4	0.12
II. Mar con oleaje muy fuerte y campo abierto, llano u ondulado, con obstáculos dispersos (p.e. praderas, páramos, ...).	0.01-0.3	300	1.2-2.2	3.4-13	0.16
III. Superficies boscosas, campo con obstáculos abundantes y pequeñas zonas urbanas (obstáculos con alturas entre 9 y 15 m).	0.3-1.0	400	2.2-2.8	13-30	0.28
IV. Superficies con grandes y frecuentes obstáculos, y grandes ciudades.	1.0-5.0	500	2.8-3.5	30-300	0.40

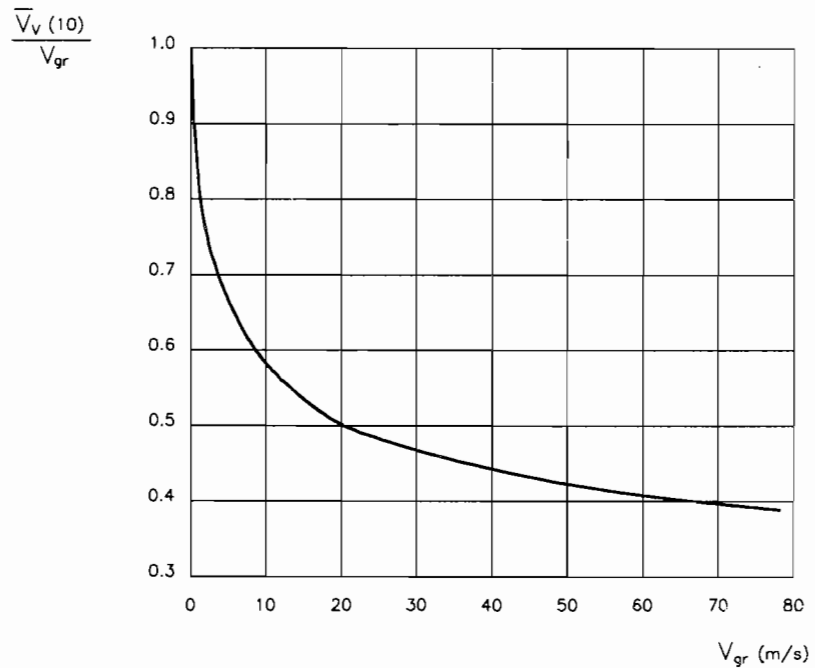


FIGURA 2.1.2.2.2. Velocidad media del viento a 10 m de altura en mar abierto, en función de la velocidad del viento de gradiente. (Según Resio y Vicent, 1977).

b. VARIACION DE LA DIRECCION MEDIA DEL VIENTO CON LA ALTURA Y LA RUGOSIDAD SUPERFICIAL

Para un Estado de Viento dado, puede considerarse que la dirección media del viento en la capa límite superficial se mantiene constante con la altura, sufriendo un cambio de dirección (α_0) respecto a la dirección del viento de gradiente (Ver figura 2.1.2.2.1). Este cambio de dirección puede estimarse mediante la siguiente expresión (Deaves y Harris, 1978):

$$\text{sen } \alpha_0 = 12\sqrt{C_g} \quad [2.1.20]$$

El sentido del cambio de dirección es función del hemisferio en que se encuentra la zona considerada. En el Hemisferio Norte el cambio de dirección es en sentido antihorario.

En la capa de transición o de Ekman podrá admitirse una variación lineal del ángulo con la altura:

$$\alpha_z = \alpha_0 \left[\frac{z_g - z}{z_g - 100} \right], \quad z \text{ y } z_g \text{ expresado en m.} \quad [2.1.21]$$

c. VELOCIDAD MAXIMA PROBABLE

A efectos de proyecto no siempre es relevante conocer únicamente la velocidad media del viento sino que deberá conocerse la velocidad máxima, o velocidad de ráfaga máxima, capaz de afectar a la estructura o elemento estructural considerado dando empujes o fuerzas de arrastre efectivos sobre la totalidad de la misma.

Sin tener en cuenta la posibilidad de efectos dinámicos inducidos, una ráfaga de viento dará empujes o fuerzas de arrastre efectivos cuasiestáticos si tiene una longitud o duración determinada función del tamaño y características del elemento o tipo estructural sobre el que actúa. Por esta causa se definen velocidades de ráfaga asociadas a duraciones entre 3 s y 10 minutos.

Se define como velocidad de ráfaga asociada a una duración t [$V_{v,t}(z)$] en un punto determinado al valor medio de la velocidad instantánea del viento en dicho punto en un intervalo de medición t . Como en la práctica las características físicas de las medidas, así como la sensibilidad y capacidad de respuesta de los aparatos de medida, impide la obtención de la velocidad instantánea del viento, se considerará velocidad instantánea a la velocidad media del viento en el menor intervalo de muestreo compatible con la posibilidad de medición. En la actualidad, dadas las características de los aparatos estándar de medida, y en ausencia de información más precisa, puede considerarse la velocidad instantánea como la velocidad media asociada al intervalo de 3 segundos ($V_{v,3s}$), sin perjuicio de otros intervalos menores o mayores de medida.

Ya que por definición de Estado de Viento (Ver apartado 2.1.1) la velocidad media del viento tiende a permanecer constante en periodos de tiempo entre 10 minutos y 1 hora, a efectos prácticos puede considerarse que la velocidad media del viento coincide con la media en el intervalo de 10 minutos. Es decir:

$$\bar{V}_v(z) = V_{v,10min}(z) \quad [2.1.22]$$

Para un Estado de Viento y un punto dados, la velocidad máxima probable o velocidad de ráfaga máxima dependerá del intervalo de medición considerado, de tal forma que al crecer el intervalo de medición aumentará el valor de la velocidad máxima probable.

En general para cualquier intervalo de medición, para vientos fuertes y superficie del terreno horizontalmente homogénea la velocidad máxima de un Estado de Viento podrá obtenerse por medio de la siguiente expresión:

$$V_{v,t|max}(z) = \bar{V}_v(z) + g(t) \cdot \sigma_{vf} \quad [2.1.23]$$

siendo:

$g(t)$: Factor de Pico. Es un factor dependiente de la duración o intervalo de medición t considerado. Para los intervalos más usuales podrán adoptarse los valores siguientes:

t	3 s	5 s	15 s	1 min	5 min	10 min
g(t)	3.43	3.28	2.93	2.41	1.66	0

σ_{vf} : Desviación estándar de la velocidad de fluctuación. Puede admitirse que en la capa límite superficial su valor es independiente de la altura. Del análisis de diversos registros puede deducirse que su valor es constante y función de la altura de rugosidad superficial z_0 y de la velocidad media del viento a una altura de referencia. Para un emplazamiento dado, la desviación estándar de la velocidad de fluctuación puede aproximarse por la expresión:

$$\sigma_{vf} \approx \sqrt{6} \cdot V_{v0}^* = \frac{0.98}{\ln(10/z_0)} \cdot \bar{V}_v(10) \quad , \quad z_0 \text{ en m.} \quad [2.1.24]$$

Por lo que puede deducirse que la componente de fluctuación asociada a la ráfaga máxima es prácticamente constante con la altura.

Para un Estado de Viento y un emplazamiento dado, se define como Factor de Ráfaga Máxima correspondiente a una duración t y a una altura z [$F_{R,t}(z)$] al cociente entre la velocidad máxima asociada a un intervalo de medición t y la velocidad media del viento a dicha altura. Es decir:

$$F_{R,t}(z) = \frac{V_{v,t(max)(z)}}{V_v(z)} = 1 + g(t) \cdot \frac{\sigma_{vf}(z)}{V_v(z)} = 1 + g(t) \cdot I(z) \quad [2.1.25]$$

siendo :

$I(z)$: Intensidad de la turbulencia. Es función de la rugosidad superficial y de la altura z , pero independiente de la velocidad media del viento. Para un emplazamiento dado, la variación de la intensidad de la turbulencia con la altura puede aproximarse por la expresión:

$$I(z) = \frac{0.98}{\ln(z/z_0)} \quad [2.1.26]$$

Como puede observarse los Factores de Ráfaga Máxima no dependen de la velocidad media del viento, siendo función creciente de la rugosidad superficial y decreciente de la altura.

Por tanto en el principal campo de aplicación de esta Recomendación [*mar abierto o zonas costeras y campo abierto plano sin obstáculos ($z_0=0.005$)*], a una altura de 10 m sobre la superficie, a efectos prácticos podrán adoptarse los siguientes Factores de Ráfaga Máxima:

- $F_{R,3s}(10) = 1.44$
- $F_{R,5s}(10) = 1.42$
- $F_{R,15s}(10) = 1.38$
- $F_{R,1min}(10) = 1.31$
- $F_{R,5min}(10) = 1.21$
- $F_{R,10min}(10) = 1$

2.1.2.2.2. DESCRIPCION ESPECTRAL DEL VIENTO

En aquellos casos en que sea previsible una respuesta dinámica significativa de la estructura o elemento estructural considerado debido a la actuación del viento, la Velocidad Máxima Probable y por tanto el Factor de Ráfaga Máxima no permiten la caracterización dinámica de los efectos sobre las estructuras causados por la componente de fluctuación de la velocidad del viento, siendo necesario introducir la descripción espectral del mismo.

Mediante este modelo descriptivo, la estructura aleatoria del viento en las capas límite se define en el dominio de la frecuencia a través de la función de Densidad Espectral de Potencia o Función Espectral correspondiente a la componente longitudinal de la velocidad de fluctuación [$S_{vf}(f)$]. Esta función representa la distribución de energía cinética por unidad de masa y por intervalo de frecuencia que se da en un Estado de Viento a

una altura z sobre la superficie, asociada a dicha componente de fluctuación. Es decir, la variación del valor medio cuadrático de la amplitud de las componentes de fluctuación en los diversos intervalos frecuenciales (Ver [2.1.7]). Se expresa en unidades de energía por unidad de masa y frecuencia, es decir en $m^2 \cdot s^{-1}$ o en unidades dimensionalmente similares.

Su representación gráfica se denomina Espectro de Energía del Viento o Espectro de Ráfaga. Debido al amplio rango de frecuencias presentes en un Estado de Viento con valores energéticos significativos, la forma usual de representar el Espectro de Energía del viento es en un gráfico cartesiano cuyas abscisas se corresponden con la frecuencia en escala logarítmica ($\ln f$) y cuyas ordenadas son la función $f \cdot S_{vf}(f)$, de forma que cumple la relación siguiente (Ver figura 2.1.2.2.3):

$$\int_{f_1}^{f_2} S_{vf}(f) df = \int_{f_1}^{f_2} f \cdot S_{vf}(f) \cdot d[\ln f] \quad [2.1.27]$$

La función de densidad espectral de potencia [$S_{vf}(f)$] puede obtenerse en la práctica aplicando el análisis de Fourier de ondas compuestas a una serie temporal registrada (*anemograma*), al coincidir con la expresión de la función de autocorrelación normalizada de la velocidad de fluctuación del viento [$R_{vf}(\tau)$] ⁽¹¹⁾ en el dominio de la frecuencia. Es por tanto la transformada de Fourier de dicha función. Ambas funciones están relacionadas por el siguiente par de transformadas de Fourier:

$$S_{vf}(f) = 4 \cdot \sigma_{vf}^2 \cdot \int_0^{\infty} R_{vf}(\tau) \cdot \cos(2\pi f \tau) \cdot dt \quad [2.1.28]$$

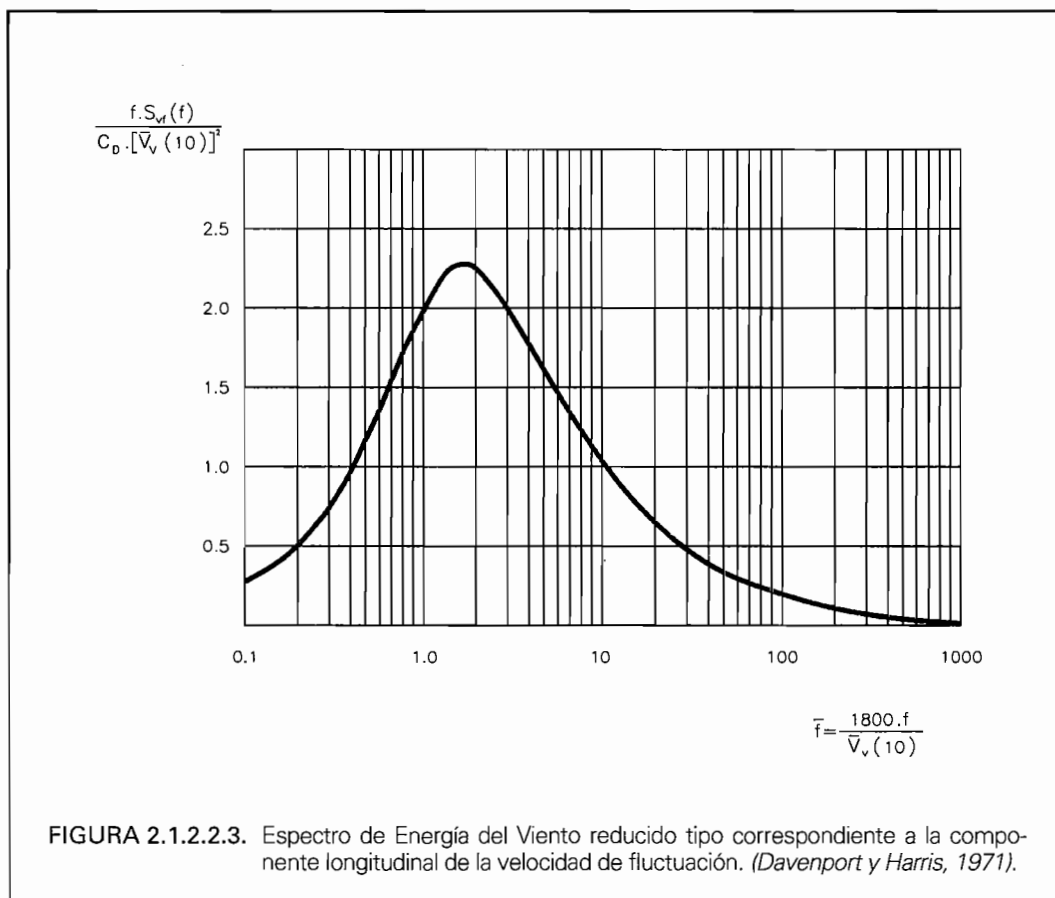


FIGURA 2.1.2.2.3. Espectro de Energía del Viento reducido tipo correspondiente a la componente longitudinal de la velocidad de fluctuación. (Davenport y Harris, 1971).

(11) Se define como función de autocorrelación normalizada de la velocidad de fluctuación del viento a:

$$R_{vf}(\tau) = \frac{1}{\sigma_{vf}^2} \cdot \frac{1}{T} \int_0^T V_{vf}(t) \cdot V_{vf}(t+\tau) \cdot dt \quad , \text{ siendo } T \text{ el tiempo de registro representativo adoptado.}$$

$$R_{vf}(\tau) = \frac{1}{\sigma_{vf}^2} \cdot \int_0^{\infty} S_{vf}(f) \cdot \cos(2\pi f\tau) \cdot df \quad [2.1.29]$$

Particularizando la ecuación [2.1.29] para el valor $\tau=0$, se cumple ¹²⁾:

$$R_{vf}(0) = 1 \Rightarrow \sigma_{vf}^2 = \int_0^{\infty} S_{vf}(f) \cdot df \quad [2.1.30]$$

Es decir, la integral de la función de Densidad Espectral de Potencia extendida a todo el intervalo de frecuencias es la varianza de la distribución de las velocidades de fluctuación del viento. Por consiguiente, la energía cinética media por unidad de masa de un Estado de Viento a una altura z , correspondiente a la componente de fluctuación del viento, es igual al área encerrada por la función espectral.

La función espectral $[S_{vf}(f)]$ permite la fácil identificación de todas las frecuencias dominantes en un Estado de Viento, asociadas a los valores energéticos mayores. Es por tanto un instrumento de primer orden para la previsión de posibles respuestas dinámicas significativas en las estructuras debidas a la actuación del viento (*Ver apartado 3.3. Efectos Dinámicos*).

El análisis de los espectros de energía correspondientes a vientos fuertes muestran que las frecuencias con valores energéticos significativos en un Estado de Viento se presentan en una amplia banda, normalmente entre 0.003 y 0.5 Hz ¹³⁾. Los máximos o picos de energía se producen generalmente para frecuencias entre 0.02 y 0.1 Hz ¹⁴⁾, desplazándose hacia las frecuencias mayores a medida que aumenta la severidad de las condiciones meteorológicas y la altura.

Debido a la escasez de información sobre las características de los espectros de viento en cada emplazamiento, en las aplicaciones prácticas para el proyecto de estructuras con efectos dinámicos significativos producidos por la acción del viento podrá utilizarse de forma general el Espectro Teórico Reducido Tipo de Davenport y Harris (1971) como aproximación de los espectros reales correspondientes a la componente longitudinal de la velocidad de fluctuación, sin perjuicio de otras formulaciones de validez reconocida para el lugar considerado. Su expresión matemática es:

$$\frac{f \cdot S_{vf}(f)}{(V_{v0}^*)^2} = \frac{4 \bar{f}}{[2 + \bar{f}^2]^{5/6}} \quad \text{ó} \quad \frac{f \cdot S_{vf}(f)}{C_D \cdot [\bar{V}_v(10)]^2} = \frac{4 \bar{f}}{[2 + \bar{f}^2]^{5/6}} \quad [2.1.31]$$

donde \bar{f} es la denominada frecuencia adimensional:

$$\bar{f} = \frac{1800 \cdot f}{\bar{V}_v(10)} ; f \text{ expresado en Hz y } \bar{V}_v(10) \text{ en m/s.}$$

siendo:

$S_{vf}(f)$: Función de Densidad Espectral de Potencia correspondiente a la componente longitudinal de la velocidad de fluctuación del viento. ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

f : Frecuencia. (Hz ó s^{-1}).

V_{v0}^* : Velocidad de fricción. (m/s). (*Ver apartado 2.1.2.2.1. a)*)

C_D : Coeficiente de Arrastre Superficial. (*Adimensional*) (*Ver apartado 2.1.2.2.1. a)*)
Los valores de C_D en función de los diversos tipos de rugosidad superficial pueden tomarse de la tabla 2.1.2.2.1.

$\bar{V}_v(10)$: Velocidad media del viento a una altura de referencia de 10 m. (m/s).

Este espectro se representa gráficamente en la figura 2.1.2.2.3.

(12) Por las características de la distribución de las velocidades de fluctuación en un Estado de Viento (*distribución normal de valor medio cero*) se cumple:

$$R_{vf}(0) = \frac{1}{\sigma_{vf}^2} \cdot \overline{V_{vf}^2} = 1$$

(13) Períodos entre 2 s y 5 min.

(14) Períodos entre 10 y 50 s.

Como puede observarse, la función de densidad espectral de Davenport y Harris depende de la velocidad del viento y de la rugosidad superficial pero es independiente de la altura. Podrá admitirse que su aplicación es válida para cualquier altura z en la capa límite superficial.

2.1.3. VELOCIDAD BASICA DEL VIENTO

Para un Estado de Viento, se define como Velocidad Básica del Viento (V_b) o Velocidad de Referencia a la velocidad media del viento en un intervalo de 10 minutos, medida a 10 metros de altura sobre la superficie en mar abierto o campo abierto sin obstáculos ¹⁵⁾. Es decir:

$$V_b = \overline{V_v(10)}_I = V_{v,10\ min}(10)_I \quad [2.1.32]$$

Al vector velocidad básica se le asocia la dirección media del viento en la capa límite superficial para categoría I de rugosidad superficial (*Ver apartado 2.1.2.2.1.b*); es decir vector horizontal con una desviación en planta de aproximadamente 22.5° en sentido antihorario ¹⁶⁾ respecto a la dirección del viento geostrofico o de gradiente que le corresponda.

Todos los parámetros estadísticos representativos de un Estado de Viento en la capa límite superficial correspondientes a un área dada (*velocidad media, velocidades de ráfaga máxima asociadas a diferentes duraciones t , y varianza de la velocidad de fluctuación*) en cualquier punto del espacio pueden obtenerse a partir del parámetro V_b por medio de factores multiplicadores denominados Factores de Velocidad del Viento (F). Dichos factores permiten tomar en consideración simplificada la variación del perfil de velocidades del viento con la altura, la rugosidad superficial y las grandes irregularidades topográficas de escala local. Es decir:

$$V_{v,t\ max}(z) = V_b \cdot F_A \cdot F_T \cdot F_R \quad [2.1.33]$$

siendo:

- $V_{v,t\ max}(z)$: Velocidad máxima del viento o Velocidad de Ráfaga Máxima asociada a una duración t , y a una altura z . Simplificada su símbolo será $V_{v,t}(z)$.
- V_b : Velocidad Básica del viento.
- F_A : Factor de Altura y de Rugosidad Superficial.
- F_T : Factor Topográfico.
- F_R : Factor de Ráfaga Máxima. Simplificada Factor de Ráfaga.

En la capa límite superficial puede considerarse que la dirección del perfil vertical de velocidades medias de un Estado de Viento no varía con la altura aunque sí con la rugosidad superficial y las irregularidades topográficas (*Ver apartado 2.1.2.2.*). No obstante, en el ámbito de aplicación de esta Recomendación puede considerarse despreciable esta variación, salvo efectos localizados causados por irregularidades topográficas significativas. Por lo tanto, salvo en los casos citados, a efectos prácticos a toda velocidad del viento en la capa límite superficial se le asignará la dirección de la velocidad básica.

Los Factores de Velocidad de Viento no serán de aplicación para la obtención de la velocidad del viento en la capa de transición o de Ekman ($z > 100\ m.$) a partir de la velocidad básica. En estos casos será de aplicación el perfil empírico de velocidades de la fórmula [2.1.19].

2.1.4. FACTORES DE VELOCIDAD DE VIENTO

2.1.4.1. FACTOR DE ALTURA Y DE RUGOSIDAD SUPERFICIAL (F_A)

El factor F_A toma en consideración el efecto combinado de la rugosidad superficial y de la altura sobre el perfil de velocidades medias. Para velocidades básicas altas ($\geq 15\ m/s$), en las que puede admitirse que la velocidad del viento no queda afectada por la inestabilidad térmica de la atmósfera, la velocidad media del viento en la capa límite superficial, y por tanto el factor F_A , es creciente con la altura y decreciente con la rugosidad superficial.

A los efectos prácticos de cálculo del Factor F_A se definen cuatro categorías diferenciadas de rugosidad superficial, las cuales se incluyen en la tabla 2.1.4.1.1.

(15) Tipo de superficie I según tabla 2.1.2.2.1. o tabla 2.1.4.1.1.

(16) En el Hemisferio Sur el cambio de dirección es en sentido horario.

Si la rugosidad de un lugar es variable se tomará la categoría correspondiente a la zona menos rugosa en una distancia de 5 km a barlovento del punto considerado.

Si se considera que el viento puede actuar con el mismo valor según todas las direcciones horizontales, se tomará la categoría de rugosidad correspondiente a la zona menos rugosa en un radio de 5 km alrededor del punto considerado. Para poder considerar una categoría de rugosidad diferenciada es necesario la existencia de una longitud mínima homogénea de 500 metros.

En el ámbito de aplicación de esta Recomendación se tomará siempre categoría I, salvo cuando se tome en consideración la dirección de actuación del viento.

El valor del Factor F_A para la altura y categoría de rugosidad superficial considerada puede obtenerse en el ábaco de la tabla 2.1.4.1.2. Este ábaco ha sido desarrollado a partir de la formulación matemática del perfil medio de velocidades en la capa límite superficial, para superficies horizontalmente homogéneas (Ver apartado 2.1.2.2.1. a).

TABLA 2.1.4.1.1. CATEGORIAS DE RUGOSIDAD SUPERFICIAL PARA LA DEFINICION DE LOS FACTORES DE VELOCIDAD DE VIENTO (F) Y VALORES DE LOS PARAMETROS ASOCIADOS

TIPO DE SUPERFICIE	z_0 (m)	ALTURA DEL NIVEL CERO EFECTIVO SOBRE LA SUPERFICIE (m)
I. Mar abierto y campo abierto llano sin obstáculos (p.e. zonas costeras llanas, desiertos,...).	0.005	0.00
II. Campo abierto, llano u ondulado, con obstáculos dispersos (p.e. praderas, páramos, ...) (nivel general de los obstáculos de 5 m).	0.05	4.00
III. Superficies boscosas, campo con obstáculos abundantes y pequeñas zonas urbanas (nivel general de los obstáculos alrededor de 10 m).	0.30	9.00
IV. Superficies con grandes y frecuentes obstáculos y grandes ciudades (nivel general de los obstáculos alrededor de 15m o más).	1.00	15.00

2.1.4.2. FACTOR TOPOGRAFICO (F_T)

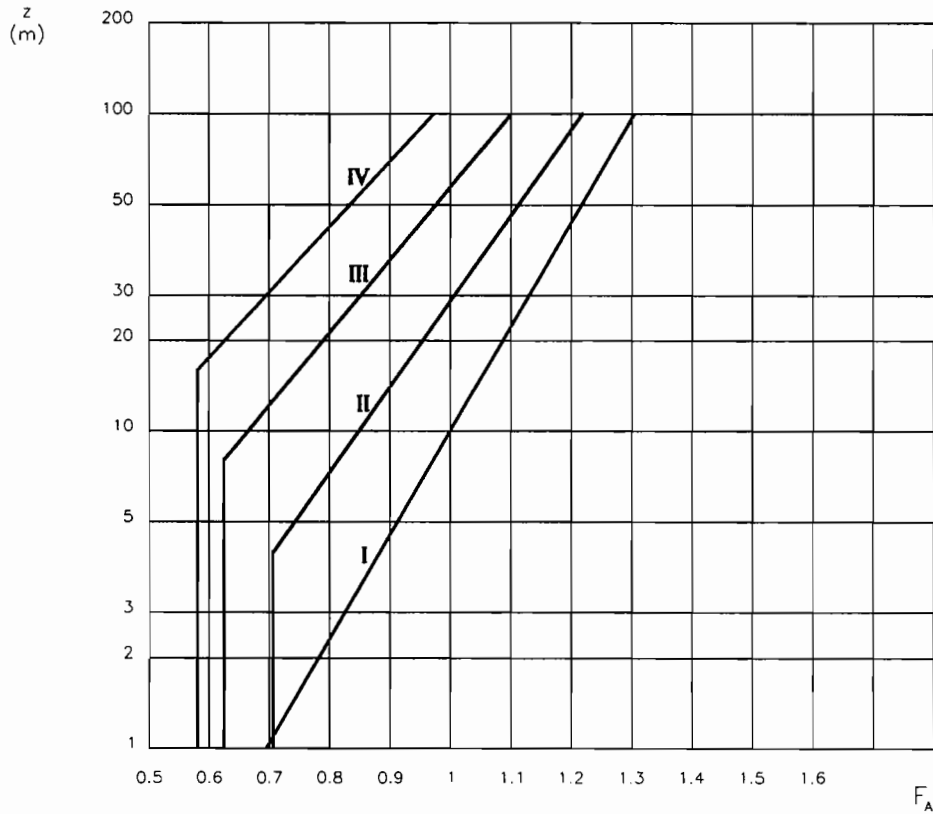
El factor F_T toma en consideración el efecto de las heterogeneidades topográficas locales ¹⁷⁾ sobre el perfil de velocidades medias.

En la cumbre de acantilados, colinas, mesetas muy expuestas, valles en embudo, y en sus proximidades suelen producirse aceleraciones significativas de la velocidad del viento. Por el contrario, en valles muy encajonados y profundos cuando el viento actúa perpendicularmente al eje del valle, y en el pie de acantilados y colinas a sotavento suelen producirse deceleraciones de la velocidad del viento.

Los efectos de la topografía local no se considerarán significativos para una determinada dirección del viento cuando la pendiente media del terreno a barlovento en una distancia

(17) Se entiende por heterogeneidades topográficas locales a accidentes topográficos aislados (no a regiones montañosas).

TABLA 2.1.4.1.2. FACTOR DE ALTURA Y DE RUGOSIDAD SUPERFICIAL (F_A)



NOTAS:

- z: Altura efectiva sobre la superficie en las proximidades del punto considerado. El nivel cero efectivo se considerará aproximadamente coincidente con el nivel medio para el cual el volumen de obstáculos por encima del mismo es igual al volumen de huecos por debajo del mismo. (Ver tabla 2.1.4.1.1).
- En mar abierto y zonas costeras llanas sin obstáculos se considerará como nivel cero efectivo el nivel medio del mar.

de 5 km desde el punto considerado no exceda de 0.05. En esos casos la superficie se considerará llana o débilmente accidentada, tomando F_T el valor 1.

En los casos en que los efectos de la topografía local sean significativos, los valores del Factor Topográfico F_T pueden obtenerse, para algunos casos ideales tipificados, en la tabla 2.1.4.2.1.; sin perjuicio de la experiencia local registrada en el lugar considerado. Puede observarse que el Factor F_T varía con la altura, tomando los valores máximos (o mínimos) en las proximidades de la superficie y alcanzando el valor 1 a niveles más altos.

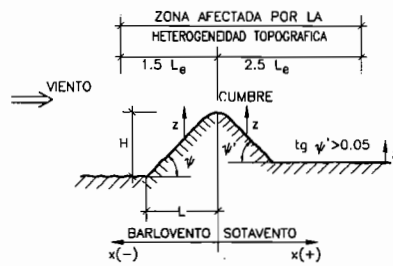
En todos los casos, el nivel cero de altura para el cálculo del Factor Topográfico será el correspondiente al nivel cero efectivo en el punto considerado. (Ver tablas 2.1.4.1.1. y 2.1.4.1.2.)

2.1.4.3. FACTOR DE RAFAGA MÁXIMA (F_R)

El Factor F_R permite la obtención de la velocidad máxima del viento asociada a una duración o intervalo de medición determinado (entre 3 s y 10 min) y a una altura z , a partir de la velocidad media del viento en el punto considerado (V_b, F_A, F_T) y de las características de rugosidad superficial de la zona. Para velocidades básicas altas (≥ 15 m/s), en las que puede

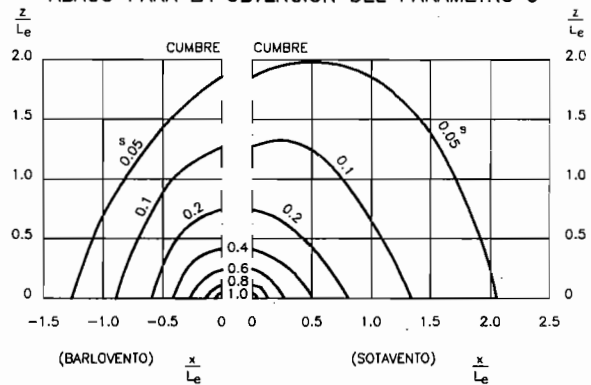
TABLA 2.1.4.2.1. FACTOR TOPOGRAFICO (F_T)

A. EN COLINAS Y SIERRAS

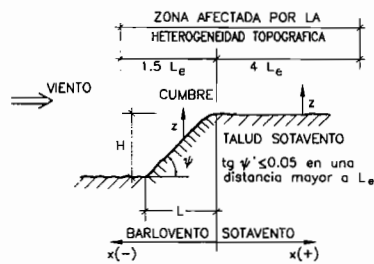


$0.05 < \text{tg } \psi \leq 0.3$	$\text{tg } \psi > 0.3$
$L_e = L$	$L_e = H/0.3$
$F_T = 1 + 2 \cdot s \cdot \text{tg } \psi$	$F_T = 1 + 0.6 \cdot s$

ABACO PARA LA OBTENCION DEL PARAMETRO s

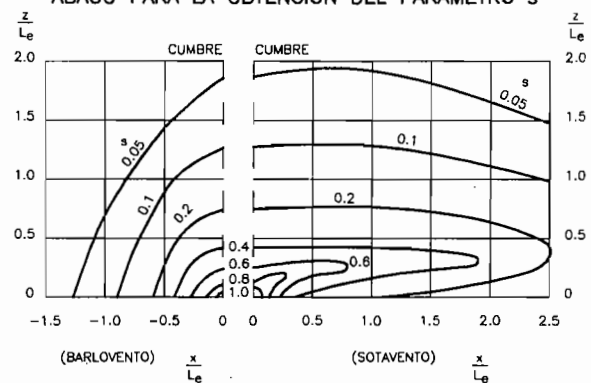


B. EN ACANTILADOS Y LADERAS



$0.05 < \text{tg } \psi \leq 0.3$	$\text{tg } \psi > 0.3$
$L_e = L$	$L_e = H/0.3$
$F_T = 1 + 2 \cdot s \cdot \text{tg } \psi$	$F_T = 1 + 0.6 \cdot s$

ABACO PARA LA OBTENCION DEL PARAMETRO s

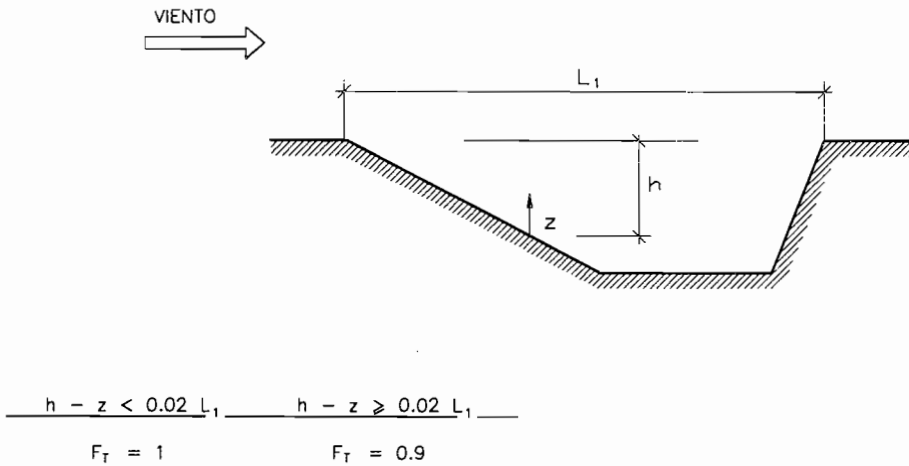


C. EN VALLES EN EMBUDO (Dirección del viento paralela al eje del valle)

$F_T = 1.5$

TABLA 2.1.4.2.1. (Continuación)

D. EN VALLES (*Dirección del viento perpendicular al eje del valle*)



LEYENDA:

- L: Longitud de la proyección horizontal del talud de barlovento sobre el nivel cero efectivo de la superficie a barlovento de la heterogeneidad topográfica considerada (*colina, sierra, acantilado o ladera*). (*Para la definición del nivel cero efectivo de la superficie ver fórmula [2.1.11]*)
- H: Altura efectiva de la heterogeneidad topográfica considerada (*colina, sierra, acantilado o ladera*), medida desde el nivel cero efectivo de la superficie a barlovento de la misma.
- tg ψ : Talud de la heterogeneidad topográfica considerada (*colina, sierra, acantilado o ladera*) a barlovento (H/L).
- tg ψ' : Talud de la heterogeneidad topográfica considerada (*colina, sierra, acantilado o ladera*) a sotavento.
- L_0 : Longitud efectiva del talud a barlovento.
- s: Factor función de la altura z sobre el nivel local del terreno y de la proyección horizontal de la distancia a la cumbre de la heterogeneidad topográfica (*colina, sierra, acantilado o ladera*) (x), relativas a L_0 .
- z : Altura sobre el nivel local del terreno.
- L_1 : Anchura de un valle medida perpendicularmente al eje longitudinal del mismo.
- h : Profundidad efectiva de un valle en el punto considerado, medida desde el nivel cero efectivo de la superficie a barlovento.

NOTAS:

Cuando el talud a sotavento en una colina o sierra es mayor de 0.3 ($tg \psi' > 0.3$) es posible que en esa zona se presenten menores aceleraciones que las previstas en la parte A de esta tabla o incluso deceleraciones de la velocidad. En estos momentos no hay datos que permitan una normalización general de este efecto, por lo que a falta de otros datos no se tendrá en cuenta, pudiéndose aplicar del lado de la seguridad lo previsto en la parte A de esta tabla.

admitirse que la velocidad del viento no queda afectada por la inestabilidad térmica de la atmósfera, el Factor F_R es creciente con la rugosidad superficial y decreciente con la altura.

El valor del Factor F_R correspondiente a intervalos de medición de 3 s, 5 s, 15 s y 1 min, para diferentes alturas y categorías de rugosidad superficial puede obtenerse en la tabla 2.1.4.3.1. Esta tabla ha sido desarrollada a partir de la formulación matemática de la velocidad máxima de un Estado de Viento en la capa límite superficial como función de la velocidad media, para cualquier intervalo de medición y superficie del terreno horizontalmente homogénea ¹⁸⁾. (fórmulas [2.1.23] a [2.1.25])

A los efectos de cálculo del Factor F_R , para la consideración de las categorías de rugosidad superficial se seguirán los criterios establecidos en la tabla 2.1.4.1.1.

TABLA 2.1.4.3.1. FACTOR DE RAFAGA MAXIMA (F_R)																	
DURACION z (m)		CATEGORIA DE RUGOSIDAD SUPERFICIAL															
		I				II				III				IV			
		3s	5s	15s	1min	3s	5s	15s	1min	3s	5s	15s	1min	3s	5s	15s	1min
3	1.52	1.50	1.45	1.37	1.76	1.73	1.65	1.54	1.98	1.94	1.84	1.69	2.24	2.18	2.06	1.87	
5	1.48	1.46	1.41	1.34	1.73	1.70	1.62	1.51	1.98	1.94	1.84	1.69	2.24	2.18	2.06	1.87	
10	1.44	1.42	1.38	1.31	1.63	1.60	1.54	1.44	1.96	1.91	1.82	1.67	2.24	2.18	2.06	1.87	
15	1.42	1.40	1.36	1.29	1.59	1.56	1.50	1.41	1.86	1.82	1.73	1.60	2.24	2.18	2.06	1.87	
20	1.40	1.38	1.34	1.28	1.56	1.53	1.48	1.39	1.80	1.76	1.68	1.56	2.12	2.07	1.96	1.79	
30	1.38	1.37	1.33	1.27	1.52	1.50	1.45	1.37	1.73	1.70	1.62	1.51	1.99	1.94	1.84	1.69	
40	1.37	1.36	1.32	1.26	1.50	1.48	1.43	1.35	1.68	1.65	1.58	1.48	1.91	1.87	1.78	1.64	
50	1.36	1.35	1.31	1.25	1.48	1.46	1.41	1.34	1.65	1.63	1.56	1.46	1.86	1.82	1.73	1.60	
60	1.36	1.34	1.30	1.25	1.47	1.45	1.40	1.33	1.63	1.60	1.54	1.44	1.82	1.78	1.70	1.57	
80	1.35	1.33	1.29	1.24	1.45	1.43	1.39	1.32	1.60	1.57	1.51	1.42	1.76	1.73	1.65	1.54	
100	1.34	1.32	1.29	1.24	1.44	1.42	1.38	1.31	1.58	1.55	1.49	1.40	1.73	1.70	1.62	1.51	

2.2. CARACTERIZACION DEL VIENTO EN PERIODOS LARGOS DE TIEMPO

2.2.1. CONSIDERACIONES GENERALES

Se considera caracterización del viento en periodos largos de tiempo a la descripción estadística de la variación en el dominio del tiempo de los Estados de Viento ¹⁹⁾ en un punto determinado, cada uno de ellos definido por los parámetros estadísticos representativos del vector velocidad del viento en dicho punto (*fundamentalmente* V_v , $V_{v,t,max}$, σ_{vfr}^2 y *dirección media* $[\bar{\alpha}]$) o su espectro de energía.

Una de las representaciones gráficas características de la evolución sucesiva de los Estados de Viento a lo largo del tiempo son las Curvas de Estado de Viento. Se denomina Curva de Estado de Viento a aquella función continua que representa la evolución de un determinado parámetro representativo del Estado de Viento (*en particular la velocidad media*) a lo largo del tiempo en un punto determinado. Se representa en un sistema de referencia que tiene en ordenadas el parámetro elegido y en abscisas el tiempo cronológico de medición. (Ver figura 2.2.1.1)

Para el análisis estadístico del viento en periodos largos de tiempo podrá aplicarse, en líneas generales, una aproximación estadística similar a la utilizada para la definición del Clima

(18) Aunque el factor de ráfaga es dependiente también de las heterogeneidades topográficas locales, podrá aceptarse a efectos prácticos su no dependencia de la topografía local debido a que su influencia en dicho factor es muy pequeña.

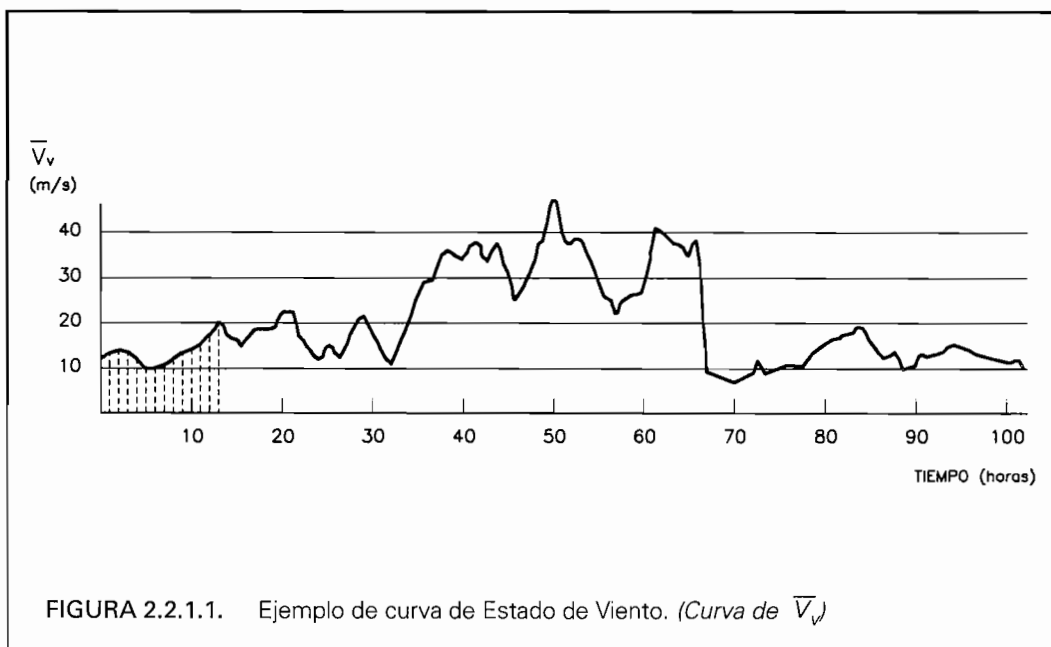
(19) Ver definición de Estado de Viento en el apartado 2.1.1.

Marítimo (Ver ROM 0.3. Acciones Climáticas I: Oleaje, y su Anejo I: Clima Marítimo en el Litoral Español). Por tanto puede considerarse definido a partir de las funciones de distribución marginales o conjuntas de los parámetros estadísticos representativos del Estado del Viento. Para la velocidad media, no teniendo en cuenta la componente direccional, puede escribirse:

$$P(\bar{V}_v \leq \bar{V}_{vi}) = P(\bar{V}_v) = \int_0^{\bar{V}_{vi}} p(\bar{V}_v) \cdot d(\bar{V}_v) \quad [2.2.1]$$

siendo $p(\bar{V}_v)$ la función de densidad marginal de la velocidad media del viento.

Al igual que en el caso del oleaje y de otras variables climáticas, la obtención de esta función de distribución y de otras procedentes del análisis estadístico unidimensional o bidimensional de la variación en el dominio del tiempo de cada uno de los parámetros estadísticos representativos del Estado de Viento, es la base sobre la que se fundamentan los estudios de "Previsión del Viento" necesarios para la definición del Viento de Cálculo, ya que dichas funciones de distribución caracterizan el comportamiento continuado de las variables representativas del Estado de Viento a lo largo del tiempo.



Dado que la cantidad de información acumulada es escasa, es necesario, en general, realizar la previsión del viento por medio de extrapolaciones en las funciones de distribución estimadas a partir de las frecuencias de ocurrencia obtenidas de los datos disponibles con objeto de obtener las apropiadas condiciones de proyecto, las cuales suelen exceder al período de tiempo cubierto por los datos.

En la práctica ingenieril y operacional en el ámbito de aplicación de esta Recomendación, la descripción y previsión del viento en periodos largos de tiempo para una zona determinada puede considerarse suficientemente representativa cuando se obtengan las siguientes relaciones estadísticas:

- Distribución conjunta Velocidad Media (o también Velocidad Máxima)/Dirección, en forma de Rosas de Vientos.
- Análisis Estadístico Unidimensional de la variable Velocidad Media del Viento (o también Velocidad Máxima) para dos tipos de situaciones:
 - Regímenes Medios o estadística de valores secuenciales.
 - Regímenes Extremales o estadística de valores extremos o de temporal.
- Análisis de Persistencias o de duraciones continuadas de la variable Velocidad Media del Viento (o también Velocidad Máxima).

La caracterización del viento en periodos largos de tiempo es imprescindible para el proyecto de obras marítimas y portuarias tanto estructuralmente como funcionalmente. A partir de dicha caracterización surgirán los valores representativos de las acciones de viento tanto para fase de servicio (*en condiciones normales de operación, en condiciones extremas, o en condiciones excepcionales o accidentales*) como para fase de construcción, al definirse Estados de Viento característicos o de cálculo asociados a determinadas probabilidades de presentación o riesgos durante el periodo asignado en proyecto a cada una de las fases del mismo ²⁰). También se utilizará para la definición de criterios, condiciones de explotación y niveles de operatividad en puertos, y para el estudio de procesos litorales y de dispersión de contaminantes. Asimismo es fundamental para evaluar los niveles de dificultad de una ruta de navegación o de una cierta maniobra del buque en un emplazamiento determinado.

La caracterización del viento en periodos largos de tiempo también permite, en algunos casos, la caracterización y previsión del oleaje de viento (*oleaje Sea*) a largo término mediante la aplicación de modelos numéricos o teórico-empíricos simplificados de generación y desarrollo de oleaje a partir de datos meteorológicos (*Modelos de Hindcasting*) ²¹). Esta metodología de caracterización del oleaje es de aplicación principalmente para aquellas zonas de fetch corto y geometría simple en las que no se dispongan de suficientes datos instrumentales o visuales de oleaje, y especialmente para la obtención del oleaje de viento local o de dársena de actuación simultánea compatible con el viento de cálculo.

2.2.2. DATOS DE PARTIDA

Para la caracterización y predicción del viento en periodos largos de tiempo, correspondiente a una zona determinada, es necesario disponer de datos de viento en dicha zona.

Lo ideal será disponer de registros instrumentales completos en el punto de interés o en sus proximidades, cubriendo sin merma de información un periodo abundante de años. No obstante esto no siempre es posible, sobre todo para datos de viento sobre el mar, por lo que en estos casos deberá recurrirse al empleo de datos (*generalmente no instrumentales*) procedentes de observaciones obtenidas desde buques en ruta, mucho más imprecisas y menos fiables; al empleo de métodos o modelos de obtención de campos de vientos a partir de cartas meteorológicas de presiones en superficie reales ²²); o a la extrapolación a alta mar de datos procedentes de registros costeros.

Así pues, los datos de viento necesarios en el ámbito de aplicación de esta Recomendación se pueden dividir en tres grupos:

- Registros Instrumentales:
 - En Estaciones Costeras.
 - En Estaciones Marítimas (*Boyas meteorológicas, barcos meteorológicos, buques-faro, plataformas petrolíferas,...*).
- Observaciones desde Buques en Ruta.
- Estimaciones de campos de viento a partir de cartas meteorológicas.

2.2.2.1. REGISTROS INSTRUMENTALES

En la actualidad, la información instrumental disponible procede fundamentalmente de Estaciones Costeras. En España, las Estaciones Meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología del Ministerio de Obras Públicas, Transportes, y Medio Ambiente ubicadas en las proximidades de la costa constituyen una red que dispone, en la mayor parte de los casos, de suficientes datos fiables procedentes de registros sistemáticos y uniformemente espaciados en el tiempo.

En los últimos años la adquisición de datos en estas estaciones se realiza en forma de registros o muestras continuas simultáneas de velocidad y dirección instantáneas del viento, uniformemente espaciados en el tiempo en intervalos de 1 a 3 horas. Cada registro tiene generalmente una duración entre 10 minutos y una hora. La frecuencia de muestreo dentro del registro, o intervalo de medición utilizado para la obtención de la velocidad instantánea del viento, suele estar entre 3 segundos y 15 segundos en función de las características técnicas del aparato de medición. (*Ver ejemplo de un registro de velocidad y dirección instantánea del viento en la figura 2.1.1.1*).

(20) Ver ROM 0.2-90 ACCIONES EN EL PROYECTO DE OBRAS MARÍTIMAS Y PORTUARIAS. Apartado 3.2.3. Valores Representativos de las Cargas Variables.

(21) Ver Anejo II de esta Recomendación y ROM 0.3 Acciones Climáticas I: Oleaje.

(22) Ver apartado 2.1.2. PERFIL DE VELOCIDADES DE UN ESTADO DE VIENTO

Al considerarse cada registro como representativo de un Estado de Viento diferenciado, se almacenan únicamente como valores representativos del mismo los correspondientes a velocidad y dirección medias del viento ($V_w, \bar{\alpha}$) y a velocidad máxima o velocidad de ráfaga máxima (*normalmente* $V_{v,3s|max}$, $V_{v,5s|max}$ o $V_{v,15s|max}$).

La información instrumental sistemática, continua y fiable procedente de Estaciones Marítimas es en estos momentos escasa y muy dispersa geográficamente. En las zonas costeras españolas, al margen de las plataformas petrolíferas, en 1995 únicamente se dispone de dos estaciones marítimas constituidas por una boya océano-meteorológica de superficie. Dichas estaciones forman parte del Proyecto EMOD (*Estaciones Medidoras de Oleaje Direccional*) de Puertos del Estado. Estas boyas se han ido instalando en distintos puntos piloto con el objeto de ir adquiriendo fundamentalmente información direccional del oleaje y experiencia de funcionamiento. Desde 1990 están fondeadas con carácter permanente frente a las costas vasca y menorquina. La información de vientos procedentes de estas estaciones es, por tanto, todavía muy escasa.

Dada la escasa disponibilidad de registros instrumentales de viento sobre el mar, las mejores estimaciones de datos de viento en mar abierto podrán realizarse por extrapolación de aquéllos obtenidos en estaciones costeras próximas, a partir del establecimiento de factores de correlación entre los valores de los parámetros representativos del viento en la costa y sobre el mar. Estas extrapolaciones se considerarán válidas únicamente en aquellos casos y para aquellas áreas en las que los campos de viento sobre el mar y sobre la estación costera estén originados por el mismo gradiente de presión atmosférica, y no estén presentes en la zona importantes efectos locales secundarios como efectos embudo, encauzamientos o grandes abrigos. Es decir, la extrapolación será válida cuando la variación de los valores representativos del viento entre la estación costera y el punto de interés sobre el mar sean únicamente debidos a las variaciones de rugosidad superficial, a las diferencias de temperatura entre el aire y la superficie, y a las pequeñas heterogeneidades topográficas de escala local de la zona en la que está situada la estación costera. Los factores de correlación se determinarán sobre un mínimo de un año de observaciones locales específicas en el punto de interés sobre el mar, suplementada por las observaciones disponibles en la zona obtenidas desde buques en ruta.

A falta de observaciones locales específicas que permitan la determinación de factores de correlación, para velocidades de viento altas e irregularidades topográficas que puedan asimilarse a los casos ideales tipificados, los datos de viento obtenidos en una estación costera podrán extrapolarse directamente a mar abierto hasta una distancia máxima de 5 km desde la línea de costa próxima mediante la obtención de la Velocidad Básica del viento asociada al valor de velocidad del viento registrado en la estación costera. Se ha denominado Velocidad Básica de un Estado de Viento (V_b) a la velocidad media del viento medida a 10 m sobre la superficie correspondiente a mar abierto o campo abierto llano sin obstáculos. Es decir:

$$V_b = \frac{V_{v,t}(z) \text{ registrada en la estación costera}}{F_A \cdot F_T \cdot F_R} \quad [2.2.2]$$

siendo F los factores de velocidad de viento correspondientes a la Estación Costera para la dirección de viento considerada (*Ver apartados 2.1.3. y 2.1.4.*). A la velocidad básica se le asociará la dirección del viento registrado.

2.2.2.2. OBSERVACIONES DESDE BUQUES EN RUTA

La información de viento en mar abierto procedente de observaciones realizadas fundamentalmente desde buques en ruta es de gran utilidad en aquellas zonas en las cuales no existen registros instrumentales, o no son suficientes o fiables, y para completar (*p.e. direccionalmente*) la información instrumental disponible.

Los datos de viento estimados desde buques en ruta presentan un gran interés debido a su gran abundancia tanto en el tiempo como en el espacio, y porque además proporcionan información direccional. No obstante, la calidad y características de los mismos es generalmente desconocida, y por tanto su explotación estadística presenta múltiples problemas que es necesario tomar en consideración con el objeto de valorar la fiabilidad de los resultados obtenidos.

Los problemas surgen principalmente de la metodología de la observación, de la heterogeneidad de la red de toma de datos, y de la correlación entre los parámetros estadísti-

cos representativos del viento y aquéllos estimados desde buques en ruta, pudiendo resumirse en:

– *Problemas debidos a la Metodología de la Observación*

Poca fiabilidad de los datos de viento estimados desde buques en ruta debido al método subjetivo de obtención de los mismos. Normalmente las observaciones de viento desde buques en movimiento se efectúan en horas fijas (0 horas, 6 horas, 12 horas, y 18 horas UTC²³⁾) generalmente sin la ayuda de instrumentos de medida. En este caso, la velocidad del viento se estima por un observador situado en un punto variable y desconocido del buque en movimiento, a partir de las condiciones de navegabilidad del buque conjuntamente con las del estado del mar, usando la Escala Anemométrica Beaufort (Ver tabla 2.2.2.2.1.). Dicha velocidad se denominará Velocidad del Viento Estimada ($V_{v,e}$).

Para paliar en la medida de lo posible estos problemas se deben aplicar a los datos diversos controles de calidad, eliminando los contradictorios o que no superen determinados test de calidad, e introduciendo correlaciones entre datos de distintas procedencias o con distintos criterios de medida que posibiliten la uniformización de los mismos. Por ejemplo, Cardone et Al. (1969) analizó el sesgo de “mal tiempo” de los datos de viento procedentes de observaciones desde buques en ruta, proponiendo la siguiente corrección de los mismos:

$$V_{v,e} \text{ corregida} = 2.16 (V_{v,e})^{7/9} \quad [2.2.3]$$

estando las velocidades de viento expresadas en nudos.

La equivalencia entre el Número Beaufort y la velocidad media del viento a una altura de referencia de 10 metros sobre la superficie en mar abierto o campo abierto plano sin obstáculos puede considerarse a partir de los valores dados en la tabla 2.2.2.2.1.

– *Problemas debidos a la Heterogeneidad de la Red de Toma de Datos*

- Para un lugar determinado en mar abierto, la densidad de observaciones en el tiempo es muy irregular. Las observaciones disponibles consistirán normalmente en estimaciones del viento hechas en intervalos irregulares de tiempo por una variedad de observadores desde diferentes buques.
- La distribución de observaciones dentro de la cuadrícula o zona estudiada no es uniforme y se agrupa en las rutas de navegación densa.
- Carencia de observaciones durante algunos temporales debido a que motivos de seguridad impiden la navegación de buques durante grandes tormentas. A su vez, sesgo de “buen tiempo” hacia vientos más débiles al tender los buques a evitar zonas con mal tiempo.

Todo lo anterior provoca que las extrapolaciones que se efectúan en el tiempo o en el espacio puedan no ser fiables. El problema se agrava si la cuadrícula geográfica analizada es amplia y las lagunas de información en el tiempo son grandes. Una forma de solventar estos problemas puede ser la realización de estudios de correlación estadística entre las zonas con abundancia de datos y las que adolecen de los mismos.

– *Problemas de Correlación entre los Parámetros Representativos del Viento obtenidos Instrumentalmente y los Estimados desde Buques en Ruta*

Las dificultades de correlación entre las velocidades del viento estimadas desde buques en ruta y las representativas de un Estado del Viento (V_v , $V_{v,3s}$, $V_{v,15s}$, $V_{v,1min}$, ...) a una altura determinada son muy grandes debido a las características específicas de los datos y a la metodología de la observación.

Los intentos de correlacionar los parámetros del viento estimados desde buques en movimiento e instrumentales no han dado, hasta la actualidad, resultados que permitan el establecimiento de relaciones empíricas fiables entre estos parámetros, ni tan solo para zonas específicas y limitadas. Algunos autores consideran

(23) UTC: Tiempo Universal Coordinado.

TABLA 2.2.2.2.1. ESCALA BEAUFORT DE VELOCIDAD DEL VIENTO. EQUIVALENCIA ENTRE EL NUMERO BEAUFORT Y LA VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO* A UNA ALTURA DE REFERENCIA DE 10 m. SOBRE LA SUPERFICIE EN MAR ABIERTO O CAMPO ABIERTO PLANO SIN OBSTACULOS

VIENTO	NUMERO BEAUFORT	m/s	nudos
Calma	0	< 0.3 (Calma)	< 1 (Calma)
Ventolina	1	0.3 - 1.5	1 - 3
Flojito	2	1.6 - 3.3	4 - 6
Apacible	3	3.4 - 5.4	7 - 10
Bonancible	4	5.5 - 7.9	11 - 16
Fresquito	5	8.0 - 10.7	17 - 21
Fresco	6	10.8 - 13.8	22 - 27
Frescachón	7	13.9 - 17.1	28 - 33
Duro	8	17.2 - 20.7	34 - 40
Muy Duro	9	20.8 - 24.4	41 - 47
Temporal	10	24.5 - 28.4	48 - 55
Borrasca	11	28.5 - 32.6	56 - 63
Huracán	12	≥ 32.7	≥ 64

NOTAS: (*) Para considerar el intervalo de medición asociado a la velocidad media definida en esta tabla debe tomarse en consideración lo definido en el párrafo "Problemas de correlación entre los parámetros representativos del viento obtenidos instrumentalmente y los estimados desde buques en ruta", del apartado 2.2.2.2.

que las velocidades de viento estimadas desde buques pueden corresponderse con velocidades máximas asociadas a periodos de medición entre 3 segundos y un minuto (*velocidades de ráfaga máxima*). Sin embargo, otros autores consideran que dichas velocidades están asociadas a valores próximos a la velocidad media del viento.

Si se admiten las equivalencias aplicadas usualmente entre unidades Beaufort y la velocidad del viento en m/s o nudos (*Ver tabla 2.2.2.2.1*), puede considerarse que las velocidades estimadas están asociadas a valores próximos a la velocidad media del viento a una altura de referencia de 10 m. No obstante, los datos incluidos en la Base de Datos de viento estimados desde buques no proceden exclusivamente de estimaciones cualitativas Beaufort, aunque éstos son aún muy numerosos, sino que incluyen cada vez más datos procedentes de registros instrumentales situados en el puente de buques en movimiento o en buques meteorológicos OWS (*Ocean Weather Ships*), los cuales generalmente suministran el parámetro velocidad máxima del viento correspondiente a periodos de medición entre 10 y 15 segundos. Así mismo, algunos estudios realizados (*Cardone, 1969/1990*) han concluido que la altura media del registro de la velocidad del viento es en estos casos de aproximadamente 20 metros.

Por todo lo anterior, a falta de otros datos y sin perjuicio de otras, puede utilizarse orientativamente del lado de la seguridad la relación siguiente:

$$V_{v,e}|_{\text{corregida}} = V_{v,1\text{min}}(10\text{ m}) \quad [2.2.4]$$

Esta relación se ha definido conservadoramente valorando las incertidumbres y heterogeneidades existentes en los datos de vientos estimados desde buques, así como las correlaciones observadas entre dichos datos y los registrados en las estaciones costeras situadas en el litoral español. La relación [2.2.4] también puede

utilizarse tentativamente para la uniformización de datos de viento procedentes de observaciones desde buques en ruta entre datos con distintos orígenes o con distintos criterios de medida.

La toma de datos de viento procedentes de observaciones desde buques y su posterior difusión está regida a nivel mundial por la Organización Meteorológica Mundial (*WMO*). Esta Organización encargó la recogida y distribución de datos a nivel mundial a los Estados Unidos y a la antigua Unión Soviética. Por parte de los primeros el organismo centralizador es la National Oceanic and Atmospheric Administration (*NOAA*), que canaliza los datos procedentes de distintas entidades en diferentes países. Independientemente de lo anterior hay otras entidades públicas y privadas (*Servicios Oceanográficos de las Marinas de Estados Unidos y del Reino Unido*) que disponen de datos brutos, o elaborados en forma de Rosas de Viento, capaces de suministrarlos.

Los datos de viento estimados desde buques en ruta para el área de influencia de las costas españolas se encuentran disponibles en España en el Centro de Estudios de Puertos y Costas (*CEPYC*) del CEDEX, y en el Departamento T. de Clima Marítimo de Puertos del Estado.

Las Bases de Datos Climáticos estimados desde buques en ruta correspondientes a un área determinada incluyen, conjuntamente con la información de la dirección e intensidad del viento y la identificación y posición del buque que realiza las medidas, datos visuales de oleaje (*Ver ROM 0.3*) y otros datos meteorológicos simultáneos (*temperatura aire-agua, visibilidad,...*)

2.2.2.3. ESTIMAS DE CAMPOS DE VIENTO A PARTIR DE CARTAS METEOROLÓGICAS

Las estimas de campos de viento a partir del análisis de cartas meteorológicas de presiones en superficie reales, correspondientes a periodos pasados, son imprescindibles como fuente de información de datos de viento en aquellas zonas en las que no existe otro tipo de información de viento disponible, o ésta es escasa.

La estimación de campos de viento a partir de cartas meteorológicas podrá realizarse según la metodología definida en los apartados 2.1.2.1. y 2.1.2.2. de la presente Recomendación. Según esta metodología, en primer lugar se obtienen las características del viento geostrófico o de gradiente asociado a la carta y punto analizados, para a continuación obtener la velocidad media del viento a 10 m. de altura sobre la superficie como función del viento geostrófico o de gradiente y de la rugosidad superficial en el punto considerado. Para mar abierto o zonas costeras llanas sin obstáculos, la velocidad media en superficie puede obtenerse directamente en función de la velocidad del viento de gradiente por medio de la gráfica de la figura 2.1.2.2.2.

El modelo de estimación de datos de viento a partir de cartas meteorológicas de superficie incluido en esta Recomendación tiene validez únicamente para vientos fuertes, ya que en esos casos puede considerarse despreciable la influencia de la estabilidad térmica de la atmósfera. No obstante puede dar lugar a errores considerables, especialmente sobre terrenos no homogéneos o de topografía accidentada. Es por tanto principalmente recomendable para estimas de viento en mar abierto o en campo abierto llano sin obstáculos. En cualquier caso es recomendable, siempre que sea posible, comparar los resultados con otro tipo de observaciones en la zona considerada para confirmar su validez.

La colección de cartas meteorológicas de superficie históricas utilizables en España puede localizarse en el Instituto Nacional de Meteorología (*Boletín Diario del Instituto*).

2.2.3. ROSA DE VIENTOS

Se denomina Rosa Direccional de Vientos a la representación gráfica de la distribución conjunta Velocidad del Viento/Dirección (V_w/α), o frecuencia de presentación de velocidades de viento en cada sector direccional, correspondiente a datos instrumentales registrados en una estación meteorológica o a datos estimados desde buques en ruta contenidos en un área marítima. (*Ver figura 2.2.3.1*). Para cada intervalo de velocidades y sector direccional, la frecuencia de presentación puede obtenerse como cociente entre la suma del número de observaciones en dicho intervalo de velocidades en todas las direcciones contenidas en el sector, y el número de observaciones válidas totales.

Generalmente se considerarán sectores direccionales de 45° o 22.5° de amplitud (8 o 16 rumbos respectivamente) ²⁴⁾, e intervalos de velocidad de viento de una unidad Beaufort (para datos estimados desde buques en ruta) o 2 m/s (para datos instrumentales) con el objeto de reducir el número de intervalos de la variable analizada. La escala de frecuencias se dará en tanto por ciento.

Las rosas de vientos pueden ser mensuales, estacionales o anuales en función del periodo de observación o registro considerado.

Los datos necesarios para obtener una Rosa de Vientos en un punto o zona determinada deberán abarcar el mayor número de años posibles. La fiabilidad de la rosa aumentará con el número de años considerado al reducirse la incertidumbre sobre la representatividad de la muestra y recogerse las posibles variaciones hiperanuales. Generalmente pueden considerarse admisibles las rosas de vientos obtenidas a partir de periodos de toma de datos muy cortos (al menos 3 años), siempre y cuando el nivel de datos válido correspondiente a dicho periodo sea superior al 75 % y los vacíos de información estén uniformemente repartidos a lo largo del periodo considerado.

Para que una Rosa de Vientos, o cualquier tipo de análisis estadístico, realizado a partir de datos estimados desde buques en ruta, sea totalmente representativo de un área marítima deberán considerarse tamaños de cuadrícula en los que pueda aceptarse que las características del viento son homogéneas en todos sus puntos. Por tanto, el tamaño máximo de la misma dependerá de las características climáticas particulares del área analizada. En cualquier caso ésta deberá tener un tamaño mínimo para que la muestra de partida (observaciones contenidas en la misma) sea representativa de la población a la que pertenece.

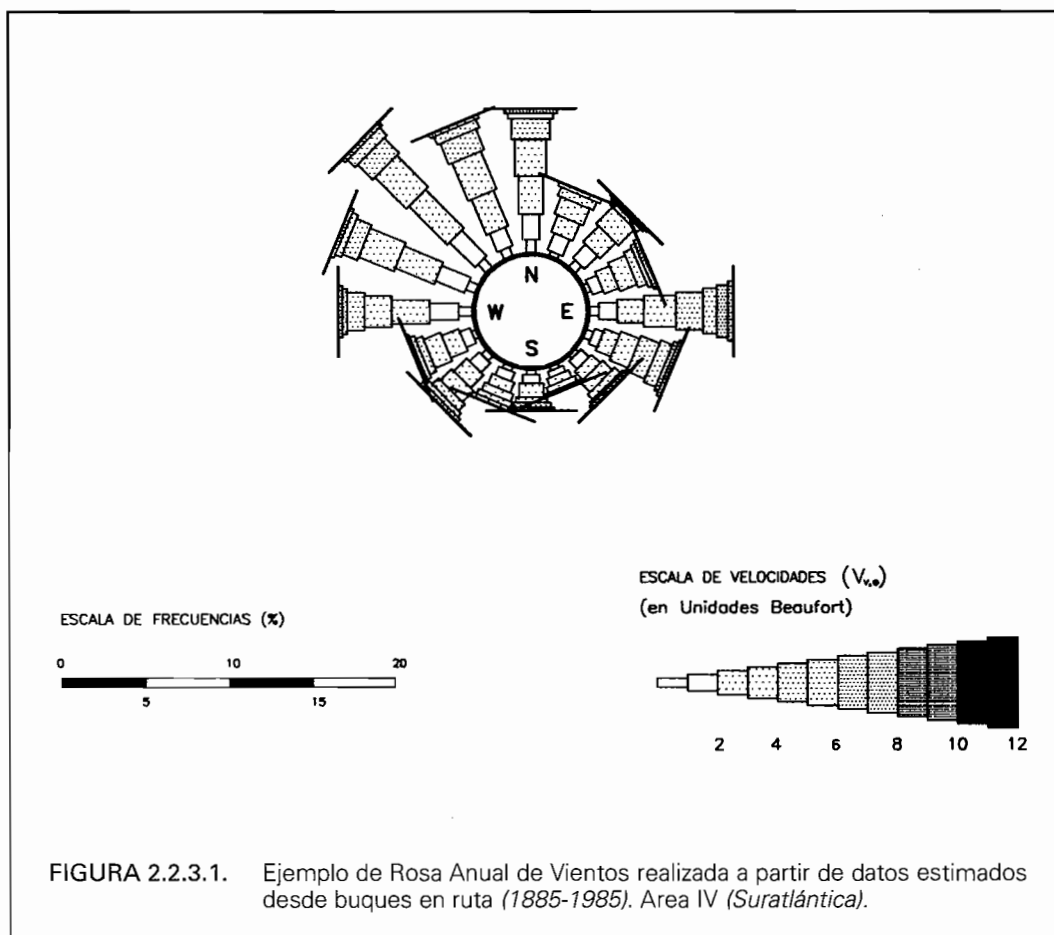


FIGURA 2.2.3.1. Ejemplo de Rosa Anual de Vientos realizada a partir de datos estimados desde buques en ruta (1885-1985). Area IV (Suratlántica).

(24) Se recuerda que al contrario que en otras variables vectoriales, la dirección del viento toma como denominación la procedencia del vector velocidad, no su destino. Es decir, un viento de dirección Sur significa un viento procedente del Sur.

Las Rosas de Vientos caracterizan direccionalmente al viento de forma cualitativa al permitir definir cual es la dirección reinante o más frecuente (*longitud de brazo mayor*) y dominante o más severa (*brazo más ancho*) en el punto, zona y periodo de tiempo analizado. Esto es especialmente importante para estudios de operación, explotación y planificación portuarias; así como para evaluar niveles de dificultad de una ruta de navegación o de una cierta maniobra de un buque en un emplazamiento determinado.

2.2.4. ANALISIS ESTADISTICO UNIDIMENSIONAL DE LA VARIABLE VELOCIDAD DEL VIENTO

El análisis estadístico unidimensional de la variación en el dominio del tiempo del parámetro velocidad del viento utilizado como representativo del Estado del Viento ($V_v, V_{v,3s}, V_{v,5s}, \dots, V_{v,e}$), se realiza fundamentalmente para dos tipos de situaciones:

- Condiciones Medias (*Regímenes Medios*)
- Condiciones Extremas (*Regímenes Extremales*)

2.2.4.1. REGIMENES MEDIOS

El régimen medio de cualquier variable relaciona los diversos valores de la misma con la probabilidad de que dichos valores no sean superados en un periodo de tiempo medio, en general igual al año climático medio (*régimen medio anual*). También pueden considerarse periodos mensuales, estacionales, semestrales o de cualquier otra duración, denominándose entonces regímenes medios mensuales, estacionales o semestrales respectivamente.

En el caso del viento, la determinación del régimen medio equivale a estimar la función de distribución estadística de la variable velocidad del viento (*media, máxima asociada a diversos intervalos de medición, o estimada a partir de observaciones desde buques en ruta*), en general para un año climático medio, en el punto o zona analizada [$P(V_v \leq V_{v0})$]. Dicha función define el porcentaje de tiempo en que, para el año medio, la velocidad del viento considerada no excede de cada valor (*probabilidad de no excedencia*). Al régimen medio anual de la velocidad del viento también se le denomina Régimen de Vientos.

Si consideramos la velocidad del viento no únicamente como una magnitud escalar sino que también tenemos en cuenta su componente direccional, podemos obtener regímenes medios direccionales definiendo la probabilidad de no excedencia para cada nivel de la velocidad del viento, condicionada a que el viento tenga la dirección comprendida en el sector o sectores considerados. Es decir, para la obtención de regímenes direccionales únicamente se tomarán en consideración las observaciones contenidas en cada uno de los sectores independientemente. Por tanto, para trabajar en términos absolutos, las probabilidades condicionadas obtenidas de estos regímenes direccionales deberán multiplicarse por la frecuencia de presentación de la dirección o direcciones correspondientes. Es decir, para el caso particular del régimen medio correspondiente al sector direccional i , se cumplirá:

$$P_i(V_{v0}) = 1 - [1 - P_i^i(V_{v0})] \cdot f_i \quad [2.2.5]$$

siendo:

$P_i(V_{v0})$: Probabilidad absoluta de no excedencia del nivel V_{v0} , correspondiente al sector i .

$P_i^i(V_{v0})$: Probabilidad condicional de no excedencia del nivel V_{v0} , obtenida del régimen medio direccional correspondiente al sector i .

f_i : Frecuencia de presentación del sector direccional i .

Por tanto, cuando interese tener en cuenta simultáneamente varias direcciones, la probabilidad total de no excedencia de cada valor de la variable se obtendrá a partir del sumatorio de probabilidades absolutas de excedencia correspondientes a todos los sectores direccionales considerados. Es decir:

$$P(V_{v0}) = 1 - \left\{ \sum_{i=1}^n [1 - P_i^i(V_{v0})] \cdot f_i \right\} \quad [2.2.6]$$

siendo n el número de sectores considerados.

La frecuencia de presentación de cada sector (f_i) se obtiene como cociente entre la suma del número de observaciones en todas las direcciones contenidas en el sector (N_i) y el número de observaciones válidas totales (N_T). Para su determinación se recomienda no efectuar ningún tipo de reparto de calmas, considerándolas todas ellas agrupadas en un sector adicional.

$$f_i = \frac{N_i}{N_T} \quad [2.2.7]$$

La estima de los regímenes medios del viento podrá realizarse tanto a partir de datos instrumentales o de observaciones realizadas desde buques en ruta, como de datos obtenidos de estimas de campos de viento a partir de cartas meteorológicas. Los datos necesarios para obtener el régimen medio anual del viento en un punto o zona determinada deberán abarcar el mayor número de años posibles. De igual forma que lo señalado para las Rosas de Viento, la fiabilidad del régimen medio obtenido aumentará con el número de años considerado, al reducirse la incertidumbre sobre la representatividad de la muestra y recogerse las posibles variaciones hiperanuales. La determinación del tiempo mínimo de muestreo que permita una buena estima del año medio debe hacerse para cada emplazamiento, realizando estudios comparativos con muestras que incluyan diferente número de años hasta observar la estabilidad del régimen. Generalmente pueden considerarse admisibles las estimas del régimen medio obtenidas a partir de periodos de toma de datos muy cortos (*al menos 3 años*), siempre y cuando el nivel de datos válido correspondiente a dicho periodo sea superior al 75 %, los vacíos de información estén uniformemente repartidos a lo largo del año, y el ajuste de la función de distribución se realice a los datos de la zona central del régimen ²⁵⁾. En cualquier caso es recomendable, siempre que sea posible, contrastar el régimen medio obtenido a partir de diferentes fuentes de datos con objeto de valorar su fiabilidad.

Para la obtención de regímenes medios mensuales, estacionales o semestrales será extrapolable lo anteriormente definido, tomando como referencia, en lugar del año, el periodo de tiempo analizado.

El cálculo del Régimen de Vientos se realizará a partir de las Curvas de Estado de Viento (*Ver apartado 2.2.1*), o del histograma acumulado ²⁶⁾ de velocidades de viento cuando las características de la información utilizada impida determinar la función de evolución continua del Estado del Viento. Es decir, el cálculo del régimen medio del viento a partir a datos procedentes de observaciones desde buques en ruta puede realizarse únicamente a partir del histograma acumulado.

Las metodologías para la obtención de probabilidades de no excedencia (*muestra representativa*) a partir de las Curvas de Estado o del histograma acumulado pueden encontrarse en la ROM 0.3. Oleaje. En el caso del viento se recomienda establecer los valores de la variable velocidad del viento para el cálculo de excedencias en intervalos de clase de una Unidad Beaufort (*de 3 a 8 nudos o de 1.5 a 4 m/s*) para datos procedentes de observaciones desde buques en ruta, y de 5 nudos o de 2 m/s para datos instrumentales o procedentes de estimas de campos de viento a partir de cartas meteorológicas.

Una vez obtenida la muestra representativa, el conocimiento de los regímenes medios de viento requerirá la estimación de la función de distribución estadística de la variable velocidad del viento de mejor ajuste, para el periodo climático medio considerado. Simplificadamente podrá considerarse que la distribución estadística de la velocidad del viento se ajusta a una distribución de Weibull biparamétrica (*parámetro de posición A=0*).

La expresión matemática de la distribución de Weibull biparamétrica es:

$$P(x) = 1 - e^{-\left(\frac{x}{B}\right)^C}, \quad 0 \leq x \leq \infty \quad [2.2.8]$$

siendo B y C los parámetros de escala y forma respectivamente. En general el parámetro C toma valores próximos a 2, valor correspondiente a la función de Rayleigh.

(25) Se entiende como zona media o central del régimen aquella que presenta el mayor número de ocurrencias.

(26) Se entiende por histograma de una variable al diagrama de rectángulos que relaciona los distintos intervalos de clase de la variable (*base del rectángulo*) con las frecuencias de presentación correspondientes. El histograma acumulado se obtiene acumulando en cada intervalo las observaciones correspondientes a los intervalos anteriores.

Con objeto de evitar errores en las extrapolaciones debido a desviaciones importantes en las colas de la distribución, causadas por el reducido número de ocurrencias que presentan ambas en relación a la muestra total, el ajuste deberá realizarse principalmente a los datos de la zona central ²⁵⁾, siempre que el tamaño muestral sea suficiente para que el ajuste en dicha zona sea aceptable.

El ajuste y estima de los parámetros de la distribución se realizará por cualquiera de los métodos estadísticos de ajuste en uso (*momentos, máxima verosimilitud, mínimos cuadrados, o gráfico ajustando visualmente una recta a la nube de puntos muestrales representados en el papel probabilístico correspondiente*) ²⁷⁾.

Los regímenes medios se representan en un gráfico cartesiano cuyas ordenadas se corresponden con la velocidad del viento, y cuyas abscisas son las probabilidades de no excedencia. La representación gráfica puede realizarse en ejes que tengan escala lineal o en ejes con escala distorsionada de acuerdo con una función de distribución estadística (*escala lineal de las variables reducidas*). Este último soporte de representación se denomina papel probabilístico.

El papel probabilístico correspondiente a la función de Weibull biparamétrica se incluye en la tabla 2.2.4.1.1. Cuando el régimen medio se ajusta a la distribución asociada al papel probabilístico utilizado, la representación del mismo resultará ser una recta (*Ver ejemplo de la figura 2.2.4.1.1*).

El conocimiento de los regímenes medios de viento, al permitir evaluar el tiempo en que la velocidad del viento va a exceder determinados niveles en la dirección o direcciones consideradas, será fundamental en ingeniería marítima y portuaria entre otros para:

- Proyectos de obras portuarias para la definición de condiciones límite de operatividad, acciones de viento asociadas a condiciones normales de operación, valores frecuentes y cuasi-permanentes de la acción del viento, y acciones para la comprobación del estado límite último de fatiga; así como para el estudio de tiempos de construcción.
- Explotación portuaria al condicionar la operatividad en instalaciones de atraque, instalaciones en mar abierto, instalaciones de manipulación de mercancías, y la maniobrabilidad de los buques en canales de acceso, dársenas y demás áreas de flotación.
- Estimación del régimen medio de otras variables físicas dependientes del viento como el oleaje local que se puede generar en una determinada zona (*oleaje tipo Sea*).
- Ingeniería de costas por su incidencia en la formación de corrientes, y por tanto en el transporte litoral.
- Análisis medioambiental de dispersión de contaminantes o de productos de dragado.

2.2.4.2. REGIMENES EXTREMALES

Se denomina régimen extremal a la función de distribución de los valores extremos de una determinada variable en el punto o zona considerado. Dicha función relaciona los valores máximos previsible de la variable con la probabilidad de que dichos valores no sean superados en un periodo de tiempo prefijado (*generalmente un año*).

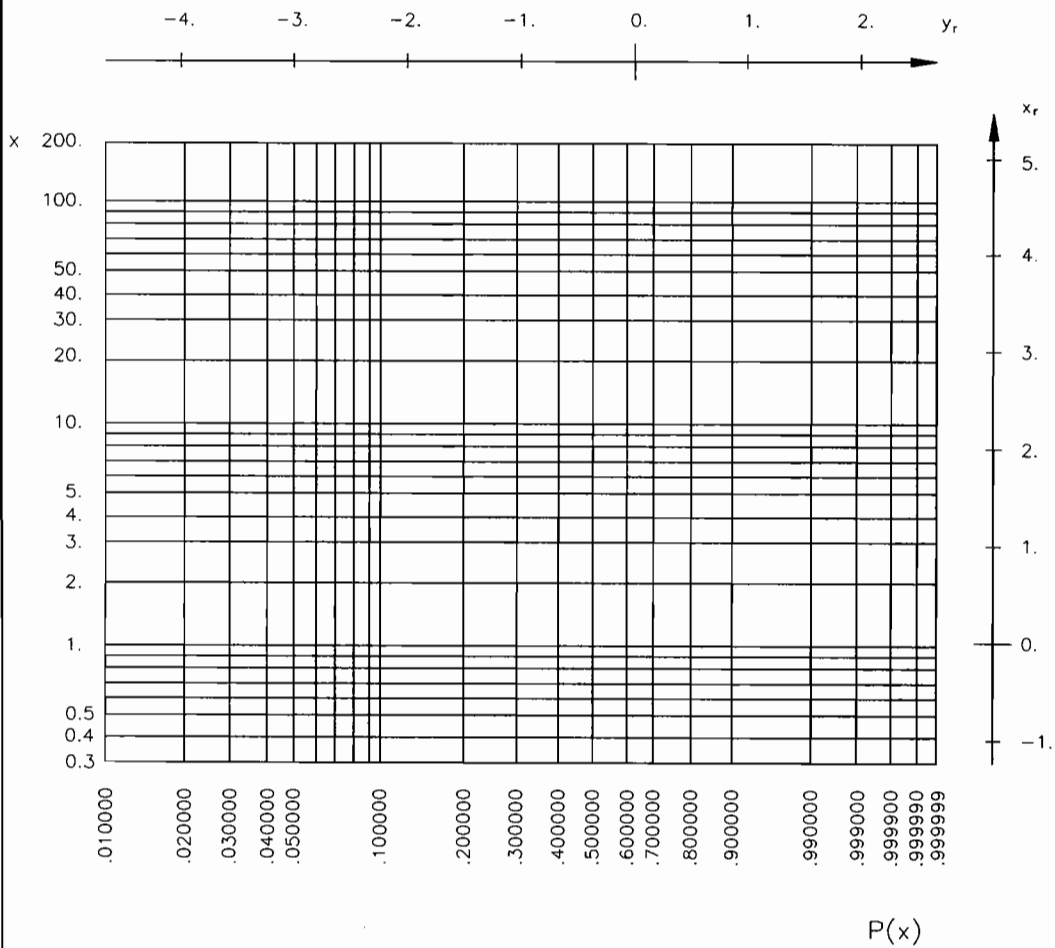
Esta probabilidad también puede expresarse en términos de periodo de retorno o de recurrencia. Se define como periodo de retorno (T) para un valor determinado de la variable (X_i), el intervalo medio de tiempo en el que dicho valor es superado una sola vez; es decir, el tiempo medio entre dos excedencias consecutivas de X_i . La relación entre probabilidad de no excedencia en un periodo de tiempo y periodo de retorno, medido en dichas unidades de tiempo, será:

$$T(X_i) = 1 / [1 - P(X \leq X_i)] \quad [2.2.9]$$

En el caso del viento, la determinación del régimen extremal equivale a estimar la función de distribución de los valores extremos de la variable velocidad del viento (*media*,

(27) La descripción detallada de los métodos de ajuste se incluye en la ROM 0.3.- Acciones Climáticas I: Oleaje.

TABLA 2.2.4.1.1. PAPEL PROBABILISTICO CORRESPONDIENTE A LA DISTRIBUCION DE WEIBULL BIPARAMETRICA



VARIABLES REDUCIDAS

$$y_r = \ln[-\ln(1-P(x))]$$

$$x_r = \ln x$$

RECTA DE AJUSTE EN TERMINOS DE VARIABLE REDUCIDA

$$y_r = C \cdot x_r - C \cdot \ln B$$

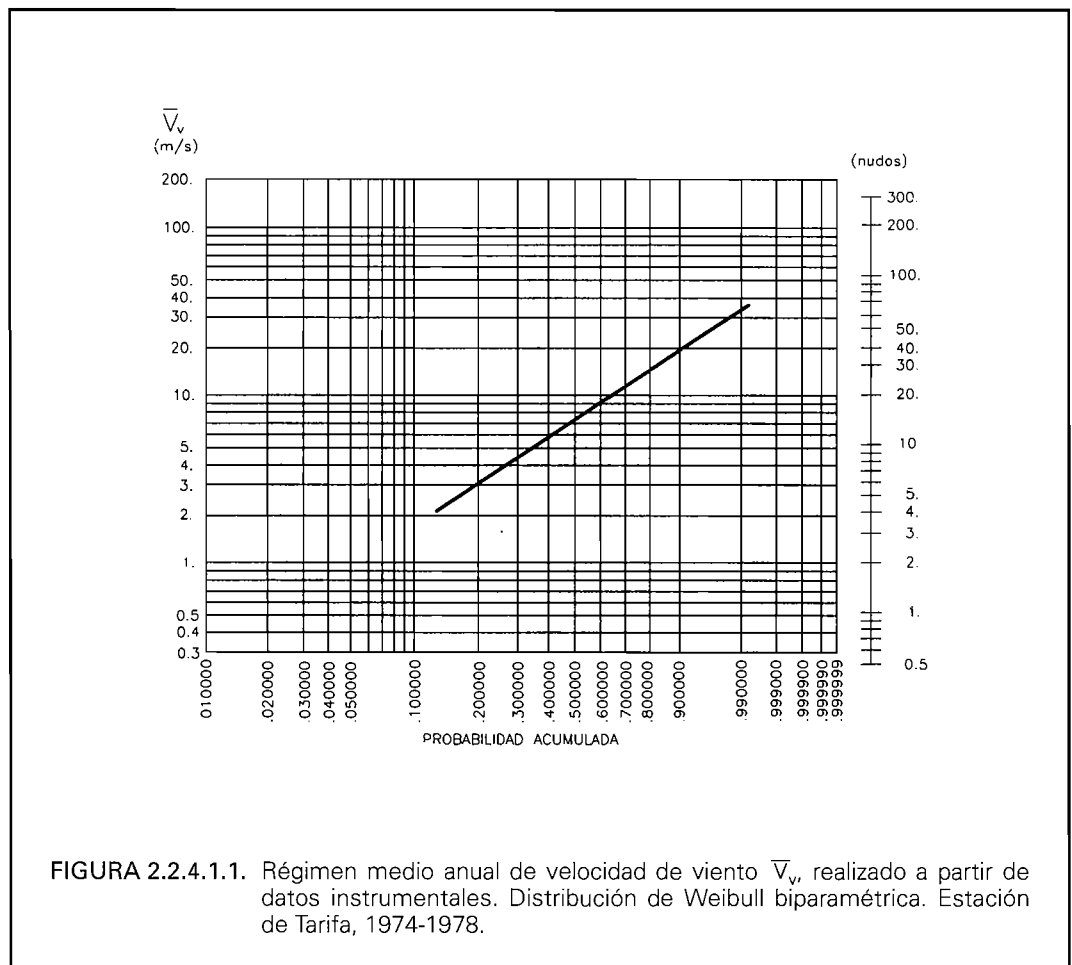


FIGURA 2.2.4.1.1. Régimen medio anual de velocidad de viento \bar{V}_v , realizado a partir de datos instrumentales. Distribución de Weibull biparamétrica. Estación de Tarifa, 1974-1978.

máxima asociada a diversos intervalos de medición, o estimada a partir de observaciones desde buques en ruta). Esta función indica la probabilidad de que una velocidad del viento represente el máximo Estado del Viento que se presente, en un periodo de tiempo, en una zona determinada.

Si tenemos en cuenta la componente direccional del viento podemos obtener regímenes extremales direccionales, relacionando los valores máximos previsible de la variable velocidad del viento en cada sector direccional con la probabilidad de que dichos valores no sean superados en un periodo de tiempo prefijado. En zonas abiertas de características superficiales homogéneas en todas las direcciones, cuando los datos de partida no estén diferenciados por direcciones, y no haya posibilidades de diferenciación mediante su correlación estadística con otro tipo de datos, se podrá considerar que la variable velocidad del viento está uniformemente distribuida en todas las direcciones, admitiéndose que el régimen extremal direccional de la velocidad del viento correspondiente a cualquier sector direccional puede obtenerse estimativamente a partir del régimen extremal escalar correspondiente, sin más que desplazar horizontalmente este régimen, asignando a cada valor de la variable un nuevo periodo de retorno resultado de multiplicar por 2.5 el que le corresponde en el régimen extremal escalar. Generalmente este método está del lado de la seguridad, cubriendo la existencia de direcciones dominantes en la zona considerada.

La estadística correspondiente al régimen extremal del viento podrá aplicarse tanto a datos instrumentales o procedentes de observaciones desde buques en ruta, como a datos obtenidos de estimas de campos de viento a partir de cartas meteorológicas. No obstante, siempre que sea posible se obtendrá preferentemente a partir de datos instrumentales. Dada la calidad y características de los datos procedentes de observaciones desde buques en ruta (Ver apartado 2.2.2.2), los regímenes extremales obtenidos a partir de este tipo de datos se considerarán sólo como indicativos, debiendo contrastarse con los obtenidos con otro tipo de datos con objeto de valorar su fiabilidad.

La fiabilidad del análisis extremal mejorará al aumentar el número de años con medidas utilizado. Sin perjuicio de otros métodos de análisis extremal (*Ver ROM 0.3. Oleaje*), y siempre que exista información disponible de viento correspondiente a periodos superiores a 20 años, puede considerarse suficientemente fiable la obtención de regímenes extremales de viento mediante la aplicación de metodologías desarrolladas tomando como datos muestrales los valores Máximos Anuales registrados u observados.

Puesto que no existe una metodología numérica que permita derivar teóricamente a partir de dichos valores la distribución estadística de los valores extremos, la elección de dicha función de distribución implica analizar una serie de distribuciones teóricas con el objeto de seleccionar aquella que mejor ajuste la muestra analizada. La estima de los parámetros de la distribución ensayada puede realizarse por cualquiera de los métodos estadísticos de ajuste mencionados en el apartado 2.2.4.1. Regímenes Medios. ²⁷⁾

Sin perjuicio de otras, para la determinación de regímenes extremales de la variable velocidad del viento podrán considerarse prioritariamente las siguientes funciones de distribución de extremos:

- Gumbel (*Asíntota I del mayor valor o Fisher-Tipett I*)

$$P(x) = e^{-e^{-\frac{(x-A)}{B}}} \quad -\infty < x < \infty \quad [2.2.10]$$

- Weibull (*Asíntota III del menor valor con C fijo = 0.75, 1.0, 1.4 y 2.0*)

$$P(x) = 1 - e^{-\left(\frac{x-A}{B}\right)^C} \quad A \leq x < \infty \quad [2.2.11]$$

- Frechet o Fisher Tipett II (*C fijo = 2.5, 3.33, 5.0, 10.0*)

$$P(x) = e^{-\left[1 + \frac{(x-A)}{BC}\right]^{-C}} \quad A-BC \leq x < \infty \quad [2.2.12]$$

donde los parámetros A, B y C son parámetros de posición, escala y forma respectivamente.

Si el método de ajuste utilizado es el de los mínimos cuadrados, la muestra representativa podrá obtenerse de la siguiente forma:

- Ordenar la muestra de máximos anuales de velocidad del viento en sentido decreciente.
- Asignar a cada velocidad del viento un número de orden n_i a partir del mayor valor.
- Calcular la probabilidad de presentación o de no excedencia $P(V_v \leq V_{v0})$ teórica asociada a cada valor de la muestra extremal mediante formulaciones del tipo:

$$P(V_{v0}) = 1 - \left(\frac{n_i - \alpha}{n + \beta}\right) \quad [2.2.13]$$

siendo n_i el número de orden, n el número total de datos, y α y β parámetros función de la distribución extremal considerada. Podrán utilizarse los siguientes parámetros α y β :

DISTRIBUCION	α	β
GUMBEL	0.44	0.12
WEIBULL	$0.20 + 27/\sqrt{C}$	$0.20 + 0.23/\sqrt{C}$
FT-II	$0.44 + 0.52/C$	$0.12 - 0.11/C$

donde C es el parámetro de forma de la distribución.

Al contrario que el análisis estadístico en condiciones medias, el análisis estadístico de muestras extremas está sometido a una gran incertidumbre debido fundamentalmente al número limitado de datos muestrales disponibles frente a los periodos a los que se extrapola. Por este motivo la elección de la distribución final de mejor ajuste requiere la aplicación de distintas pruebas de bondad de ajuste y criterios de rechazo, así como la determinación del error asociado al valor de retorno de cálculo.

Existen varias metodologías que permiten la valoración de la bondad del ajuste. Una de las más completas es la desarrollada por Goda (1990) ²⁸⁾. Esta metodología incluye para las nueve funciones de distribución de extremos recomendadas correspondientes a las familias de Gumbel, Weibull y Frechet, unos coeficientes empíricos, función de las características de la muestra analizada (*tamaño muestral fundamentalmente*), que permiten seleccionar la distribución de mejor ajuste. El método también proporciona los coeficientes necesarios para estimar el error asociado a cada valor de retorno, facilitando el establecimiento de límites a ambos lados de la curva de ajuste asociados a determinados niveles de confianza (*banda de confianza*). Los niveles de confianza definen la probabilidad de que la población esté incluida en la banda de confianza correspondiente. Puede considerarse que la función de distribución estimada representa la media de todos los datos poblacionales. (*Ver ejemplo de la figura 2.2.4.2.1*).

Los regímenes extremos se representan en un gráfico cartesiano cuyas ordenadas se corresponden con la velocidad del viento, y cuyas abscisas son las probabilidades de no excedencia de los valores extremos de dicha variable, o preferentemente los periodos de retorno dada la correlación entre éstos y la distribución extremal. La representación gráfica puede realizarse en ejes que tengan escala lineal o en ejes con escala distorsionada de acuerdo con una función de distribución estadística (*papel probabilístico*). Si el régimen extremal se ajusta a la función de distribución correspondiente al papel probabilístico utilizado, la representación del mismo resultará ser una recta. Los papeles probabilísticos correspondientes a las funciones más utilizadas en el análisis extremal del viento se incluyen en las tablas 2.2.4.2.1. a 2.2.4.2.3. Cuando se calculan, la representación gráfica del régimen extremal incluirá los límites de las bandas de confianza asociados a uno o varios niveles de confianza. (*Ver ejemplo de la figura 2.2.4.2.1*)

El conocimiento de los regímenes extremos de la velocidad del viento es fundamental para el proyecto de estructuras marítimas y portuarias al permitir obtener los valores representativos de las acciones debidas al viento, tanto para fase de servicio como para fase de construcción, cuando se definan a partir de los valores extremos de la variable velocidad del viento correspondientes a periodos de retorno asociados a una determinada probabilidad de presentación o riesgo (E) durante el periodo asignado a cada una de las fases de proyecto (*Ver ROM 0.2. Acciones en el Proyecto de Obras Marítimas y Portuarias, y Parte 3 de esta Recomendación*). Asimismo, el conocimiento de los regímenes extremos de viento permitirá en algunos casos (*p.e. en rías, dársenas, ...*) estimar los valores extremos de otras variables físicas dependientes del viento como el oleaje local de viento (*oleaje tipo Sea*), y además posibilitará la obtención del oleaje de viento de actuación simultánea compatible con el viento de cálculo.

2.2.5. ANALISIS DE PERSISTENCIAS

La persistencia del viento puede definirse como la función de probabilidad que determina el tiempo durante el cual la velocidad del viento (*media, máxima asociada a diversos intervalos de medición, o estimada a partir de observaciones desde buques en ruta*), permanece de forma continuada por debajo o por encima de un cierto umbral. Normalmente, la persistencia se presenta en términos de probabilidad de excedencia de las duraciones en un cierto periodo de tiempo, para excedencias o no excedencias de una serie de niveles umbral de velocidad del viento (V_{vd}). (*Ver figura 2.2.5.2*). Generalmente suelen considerarse persistencias anuales, aunque también pueden considerarse periodos mensuales, estacionales, semestrales o de cualquier otra duración.

La persistencia del viento definida se corresponde con un concepto escalar de la misma. Para la definición de persistencias direccionales asociadas a diferentes sectores direccionales deberá tomarse en consideración que la quiebra de la persistencia puede ser debida tanto a la caída de la velocidad del viento por debajo del nivel umbral como al cambio

(28) La descripción detallada de algunos métodos para la valoración de la bondad de los ajustes, y especialmente el de Goda (1990), se incluyen en la ROM 0.3. Acciones Climáticas I: Oleaje

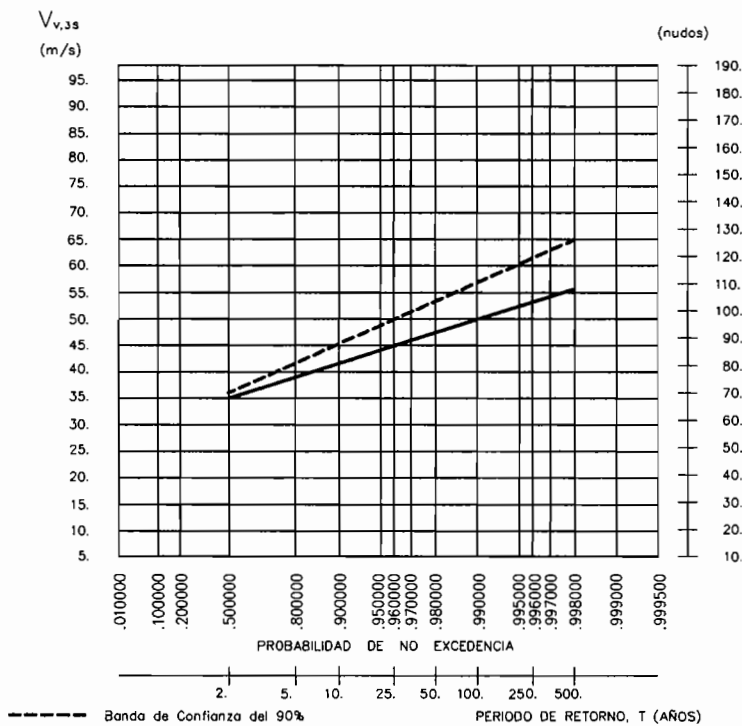


FIGURA 2.2.4.2.1. Régimen extremal escalar instrumental de velocidad de viento $V_{v,3s}$. Distribución de Gumbel. Estación de Tarifa, 1975-1990.

de dirección de la misma fuera del sector direccional considerado. Por tanto, para incluir efectos direccionales en la persistencia será necesario partir de modelos de distribución conjunta velocidad del viento/dirección. En la actualidad no existe una definición estándar del concepto de persistencia para un modelo de distribución conjunta velocidad del viento/dirección.

La estima de las persistencias escalares tanto de las excedencias como de las no excedencias de un nivel umbral de velocidad de viento, se realizará preferentemente a partir de las Curvas de Estado de Viento correspondientes al parámetro de velocidad del viento considerado, obtenidas de registros instrumentales puntuales y continuos, muestrados a intervalos regulares de tiempo durante, al menos, tres años. Las Curvas de Estado de Viento permiten definir los principios y el significado físico de la persistencia en términos de duración y número de ocurrencias (Ver figura 2.2.5.1).

A partir de las curvas de Estado de Viento, la persistencia estadística de las excedencias de V_{v0} , $Q(\tau)_{\geq V_{v0}}$, puede ser obtenida como porcentaje del número de ocurrencias de duración $\geq \tau$ en el tiempo considerado. Es decir:

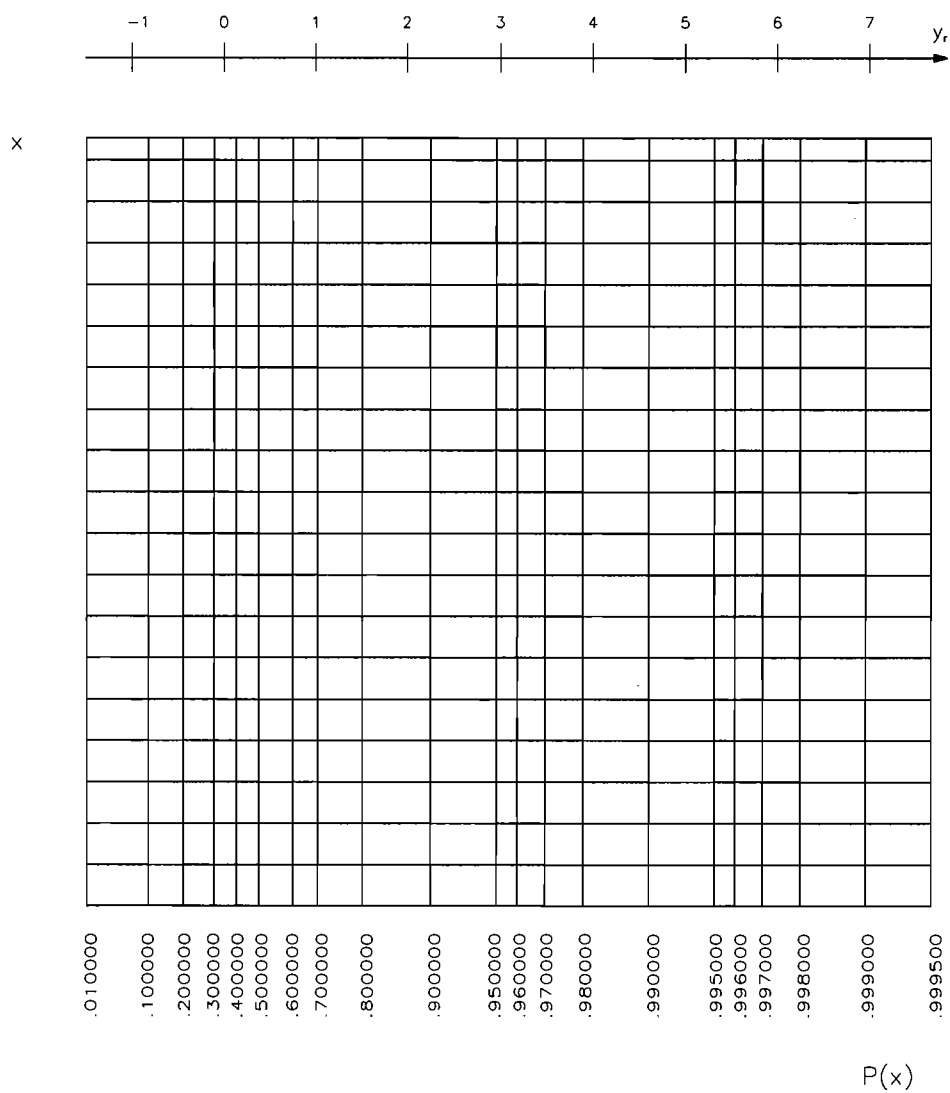
$$Q(\tau)_{\geq V_{v0}} = \frac{N(\tau)_{\geq V_{v0}}}{N} \quad [2.2.14]$$

siendo:

$N(\tau)_{\geq V_{v0}}$: Número de ocurrencias de las excedencias del valor umbral V_{v0} de duración $\geq \tau$, en el tiempo considerado.

N : Número total de ocurrencias (tanto de las excedencias como de las no excedencias del valor umbral V_{v0}) en el tiempo considerado.

TABLA 2.2.4.2.1. PAPEL PROBABILISTICO CORRESPONDIENTE A LA DISTRIBUCION DE GUMBEL



VARIABLES REDUCIDAS

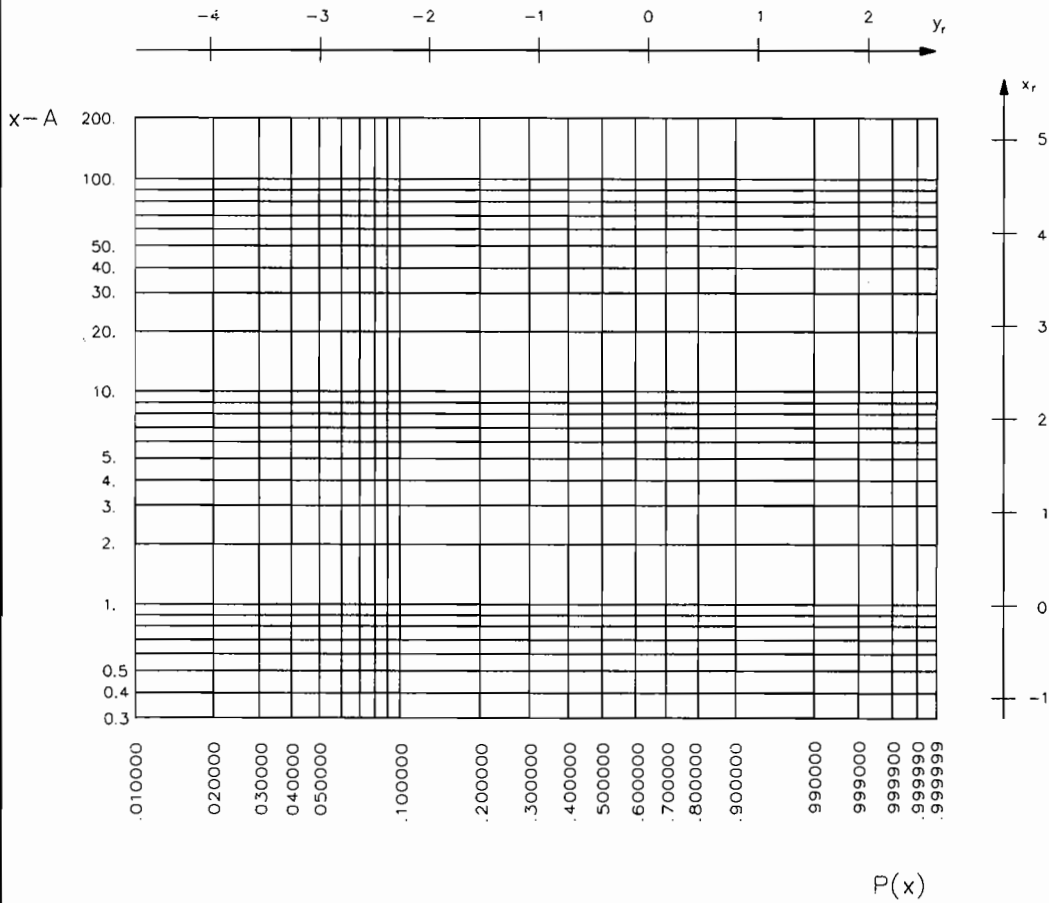
$$y_r = -\ln[-\ln P(x)]$$

$$x_r = x$$

RECTA DE AJUSTE EN TERMINOS DE VARIABLE REDUCIDA

$$x_r = B \cdot y_r + A$$

TABLA 2.2.4.2. PAPEL PROBABILISTICO CORRESPONDIENTE A LA DISTRIBUCION DE WEIBULL



VARIABLES REDUCIDAS

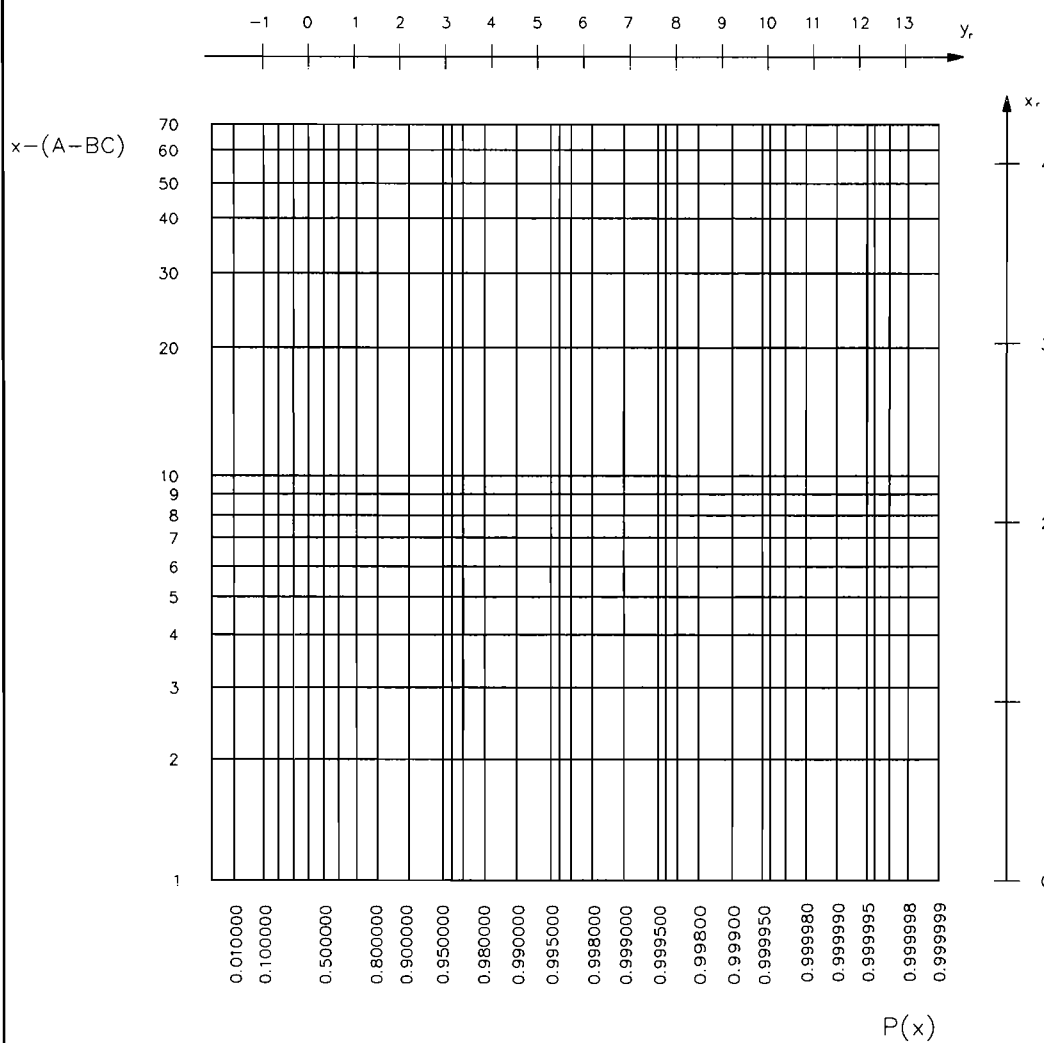
$$y_r = \ln[-\ln(1-P(x))]$$

$$x_r = \ln(x-A)$$

RECTA DE AJUSTE EN TERMINOS DE VARIABLE REDUCIDA

$$y_r = C \cdot x_r - C \cdot \ln B$$

TABLA 2.2.4.2.3. PAPEL PROBABILISTICO CORRESPONDIENTE A LA DISTRIBUCION DE FISHER TIPETT II



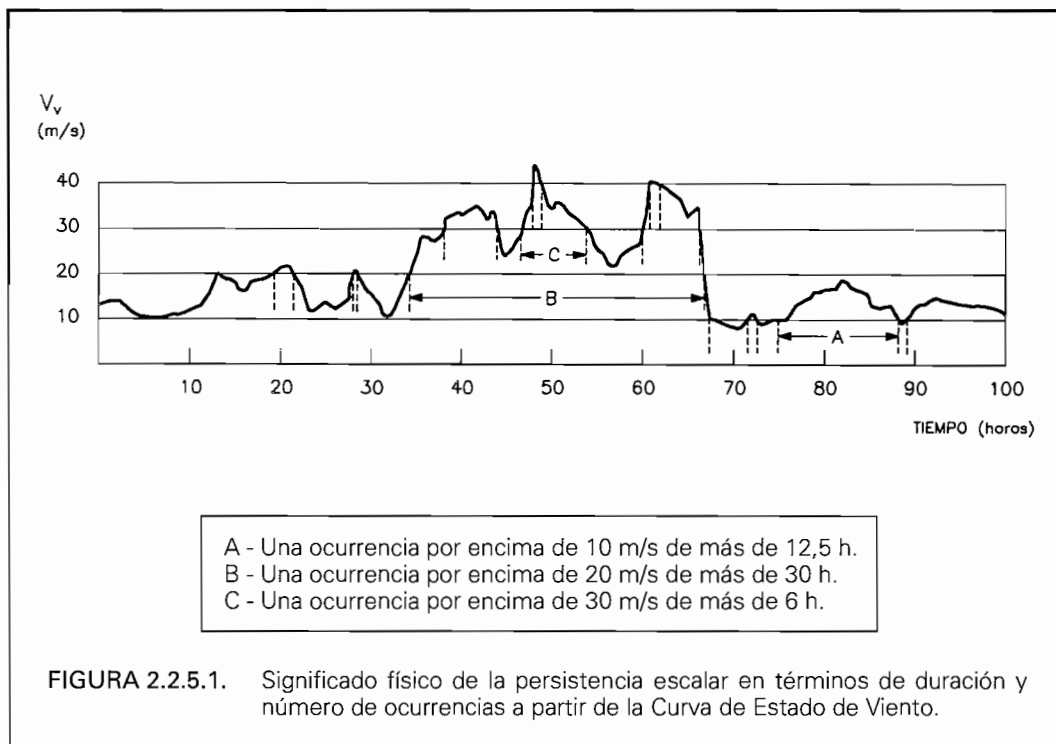
VARIABLES REDUCIDAS

$$y_r = -\ln[-\ln P(x)]$$

$$x_r = \ln [x-(A-BC)]$$

RECTA DE AJUSTE EN TERMINOS DE VARIABLE REDUCIDA

$$y_r = C \cdot x_r - C \cdot \ln [BC]$$



Del mismo modo podrá obtenerse la persistencia estadística de las no excedencias de V_{v0} , tomando $N(\tau)$ como el número de ocurrencias de las no excedencias del valor umbral considerado de duración $\geq \tau$.

Cuando no se disponga de datos instrumentales continuos, el cálculo de la persistencia estadística podrá realizarse por medio de modelos paramétricos aproximados que permiten estimar las persistencias del viento a partir de la distribución acumulada de las excedencias de la velocidad del viento $P(V_v \geq V_{v0})$. Por tanto, el cálculo de persistencias a partir de datos procedentes de observaciones desde buques en ruta únicamente puede realizarse a partir de estos modelos.

Uno de los modelos paramétricos de cálculo de persistencias es el denominado método NMI (Graham, 1982; modificado por Kuwashima y Hogben en 1986), consistente en:

- Como dato de partida se tomará la distribución acumulada de excedencias de la velocidad del viento $[P(V_v \geq V_{v0})]$, definida en términos de la distribución del tipo Weibull biparamétrica:

$$P(V_v) = e^{-\left(\frac{V_v}{B}\right)^C} \quad [2.2.15]$$

siendo B y C los parámetros de escala y forma respectivamente. Esta función puede obtenerse a partir del histograma de la variable velocidad del viento mediante un procedimiento similar al utilizado para la estimación y ajuste de los regímenes medios del viento (ver apartado 2.2.4.1).

- El modelo asume que la duración media de la persistencia de las excedencias ($\bar{\tau}_g$) y de las no excedencias ($\bar{\tau}_1$) están relacionadas con la distribución acumulada de excedencias de la velocidad del viento $[P(V_v)]$ de la forma:

$$\bar{\tau}_g = \frac{A}{[-\ln P(V_v)]^\beta} \quad [2.2.16]$$

$$\bar{\tau}_1 = \bar{\tau}_g \cdot \frac{[1 - P(V_v)]}{P(V_v)} \quad [2.2.17]$$

siendo los parámetros A y β función del parámetro C de la distribución acumulada de partida, tomando los siguientes valores:

$$A = 18.3/C^{0.647}$$

$$\beta = 0.72$$

- Las distribuciones acumuladas de la duración de las excedencias o no excedencias (τ) para cualquier nivel de la velocidad del viento se representan por distribuciones del tipo Weibull biparamétrica, cuyas expresiones en términos de duración normalizada ($x = \tau/\bar{\tau}$) son respectivamente:

$$Q_g(x_g)_{\geq v_0} = e^{-C_g(x_g)^{\alpha_g}} \quad [2.2.18]$$

$$Q_1(x_1)_{< v_0} = e^{-C_1(x_1)^{\alpha_1}} \quad [2.2.19]$$

donde el subíndice g se refiere a excedencias del nivel umbral V_{v0} y el subíndice 1 a no excedencias de dicho nivel, y siendo:

$$x_g = \frac{\tau}{\bar{\tau}_g} \quad [2.2.20] \quad x_1 = \frac{\tau}{\bar{\tau}_1} \quad [2.2.21]$$

$$C_g = \left[\Gamma \left(1 + \frac{1}{\alpha_g} \right) \right]^{\alpha_g} \quad [2.2.22] \quad C_1 = \left[\Gamma \left(1 + \frac{1}{\alpha_1} \right) \right]^{\alpha_1} \quad [2.2.23]$$

$$\alpha_g = 0.286 C \left[\frac{V_{v0}}{(\bar{V}_v)} \right]^{0.4} \quad [2.2.24] \quad \alpha_1 = 0.286 C \left[\frac{V_{v0}}{(\bar{V}_v)} \right]^{-0.4} \quad [2.2.25]$$

donde (\bar{V}_v) es el valor medio de todas las velocidades de viento en la distribución; es decir el valor medio de la población, no de la muestra ²⁹⁾.

Las distribuciones Q pueden ser transformadas directamente en número de ocurrencias de una duración determinada multiplicándolas por N, siendo N el número total de ocurrencias (*tanto de las excedencias como de las no excedencias del valor umbral*) en el tiempo considerado.

Se recomienda representar las persistencias estadísticas en el papel probabilístico correspondiente a la función de Weibull biparamétrica, situando en ordenadas a la probabilidad de excedencia de las duraciones, y en abscisas a la duración en horas. El papel probabilístico correspondiente a la función de Weibull biparamétrica se incluye en la tabla 2.2.4.1.1. (*Ver ejemplo de la figura 2.2.5.2*)

El conocimiento de las persistencias del viento es fundamental en ingeniería marítima y portuaria principalmente para la definición de las condiciones de explotación y de los niveles de operatividad de las instalaciones portuarias, de las instalaciones en mar abierto, y de las de manipulación y transporte de mercancías; así como de las condiciones de navegabilidad y de maniobrabilidad de los buques en canales de acceso, dársenas y demás áreas de flotación. También es importante para la planificación de la duración de las fases de construcción, el análisis medioambiental de dispersión de contaminantes o de productos de dragado, y en general para la ingeniería de costas. Asimismo, el análisis de persistencias tiene una importante aplicación para la evaluación de otras variables físicas dependientes del viento, como el oleaje de viento (*oleaje Sea*), por medio de modelos teórico-empíricos de previsión.

(29) $(\bar{V}_v) = B \cdot \Gamma \left[1 + \frac{1}{C} \right]$, siendo B y C los parámetros de escala y forma de la distribución de ajuste de la muestra.

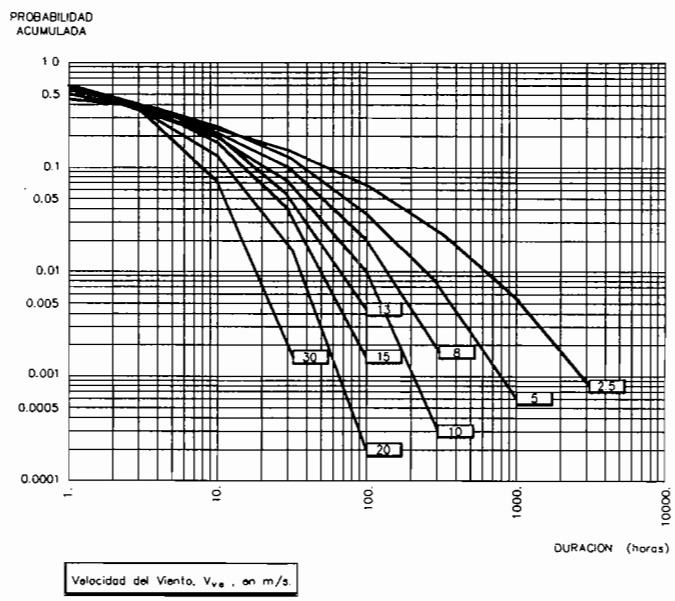


FIGURA 2.2.5.2. Estimaciones de la persistencia del viento para excedencias de diferentes niveles umbral de la velocidad del viento, a partir de datos procedentes de observaciones desde buques en ruta. Zona Suratlántica (Area IV).