

UNIVERSIDAD ALFONSO X

E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos



Apuntes de Ingeniería Marítima

Viento y generación de oleaje

David Herranz Fernández
Curso 2013/2014

Comunicación de incidencias
y erratas:(dherrfer@uax.es)

Índice general

| | |
|--|----------|
| 1. Viento y Generación del Oleaje | 7 |
| 1.1. La Atmósfera | 7 |
| 1.1.1. La Troposfera | 7 |
| 1.1.2. Presión atmosférica o barométrica | 8 |
| 1.2. La circulación atmosférica | 9 |
| 1.2.1. Modelo de circulación ideal | 9 |
| 1.2.2. Modelo de circulación atmosférica general | 10 |
| Primer bucle o celda Hadley | 11 |
| Segundo bucle o celda Ferrel | 12 |
| Tercer bucle o celda Polar | 12 |
| Ciclones y anticiclones | 12 |
| Masas de aire | 15 |
| Frentes | 15 |
| 1.3. Estructura del viento en la atmósfera libre | 16 |
| 1.3.1. Viento Geostrófico | 17 |
| 1.3.2. Viento Bórico o de gradiente | 17 |
| Situación Ciclónica | 18 |
| Situación Anticiclónica | 18 |

| | |
|---|----|
| 1.3.3. Capa Límite Superficial | 19 |
| 1.3.4. La microestructura del viento | 19 |
| 1.4. Generación del Oleaje | 21 |
| 1.5. Interacción Atmósfera-Hidrosfera | 22 |
| 1.5.1. Generación de oleaje | 22 |
| 1.5.2. Distribución del oleaje | 23 |
| 1.5.3. Previsión del oleaje de viento | 24 |
| <i>En aguas profundas</i> | 24 |
| <i>En aguas someras</i> | 26 |
| 1.6. Variaciones del nivel del mar | 26 |
| 1.6.1. Marea Meteorológica (Storm Surge) | 26 |
| Sobreelevación por fricción (Wind Set-Up) | 27 |
| Sobreelevación por succión | 27 |
| Referencias | 29 |

Índice de figuras

| | |
|---|----|
| 1.1. Variación de la temperatura con la altura en la atmósfera | 8 |
| 1.2. Modelo de circulación atmosférica Ideal. (Fuente: Internet) | 9 |
| 1.3. Modelo de circulación atmosférica general. Diagrama de Rossby.(Fuente: Internet) | 11 |
| 1.4. Representación de una borrasca en el HN. | 13 |
| 1.5. Representación de un anticiclón en el HN. | 13 |
| 1.6. Ciclón (Fuente: Internet) | 14 |
| 1.7. Frente cálido y frío | 15 |



Capítulo 1

Viento y Generación del Oleaje

1.1. La Atmósfera

La Tierra está rodeada por una capa invisible de gas llamada Atmósfera, 1.1 cuyo límite superior no está claramente definido. Los principales componentes de la atmósfera son el nitrógeno molecular N_2 (con un 78 % en volumen) y oxígeno molecular O_2 (con un 21 % en volumen). El vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), y otros elementos gaseosos de menor concentración, ocupan el 1 % restante. La mayoría de los fenómenos meteorológicos (vientos, lluvias, cambios de temperatura, ...) se producen en la capa llamada Troposfera.

1.1.1. La Troposfera

La Troposfera es la parte inferior de la atmósfera; es la capa que se encuentra en contacto con la superficie terrestre y se extiende hasta la Tropopausa. Su espesor es variable, siendo máximo en el Ecuador (alrededor de 18 km) y mínimo en los Polos (del orden de 8 – 9 km). La temperatura es decreciente con la altura, con un fuerte gradiente térmico, en promedio la temperatura decrece del orden de 6, 5° C cada km. El rango de temperaturas en la Troposfera va desde los 15°/20° C en la superficie, hasta los –50°/ – 60° C en la Tropopausa.

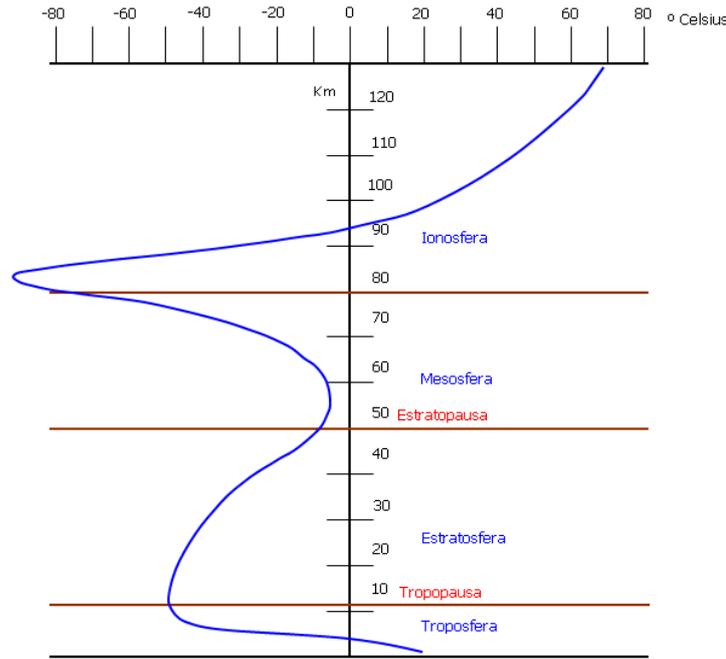


Figura 1.1: Variación de la temperatura con la altura en la atmósfera

1.1.2. Presión atmosférica o barométrica

La presión atmosférica o barométrica es la presión o “*peso*” que ejerce la atmósfera sobre la superficie terrestre. Se denomina región barométrica a la banda de presión en la que oscila el valor de la presión atmosférica, aproximadamente entre 80 000 Pa y 105 000 Pa. En condiciones hidrostáticas se puede calcular la variación de la presión con la altitud admitiendo un proceso adiabático, siendo la presión atmosférica estándar para una altitud de 0 m de:

$$1 \text{ atm} = 1,01325 \cdot 10^5 \text{ Pa} = 1013,25 \text{ mbar} = 1013,25 \text{ hPa} = 760 \text{ mmHg}.$$

Los gradientes de presión resultan de la distribución desigual de masas de aire. La representación de las presiones atmosféricas se realiza por medio de curvas de nivel de igual presión o **isobaras**.

La presión es función, para una determinada altura, de :

- ♣ la latitud
- ♣ la situación atmosférica, que varía con el paso de las perturbaciones (ciclones y anticiclones)

1.2. La circulación atmosférica

1.2.1. Modelo de circulación ideal

El modelo de circulación atmosférica ideal 1.2 es una primera aproximación al movimiento de la Atmósfera. Para aplicar dicho modelo es necesario asumir las siguientes condiciones ideales:

- ♣ La Tierra permanece en reposo
- ♣ La Tierra está cubierta completamente con una capa homogénea de agua

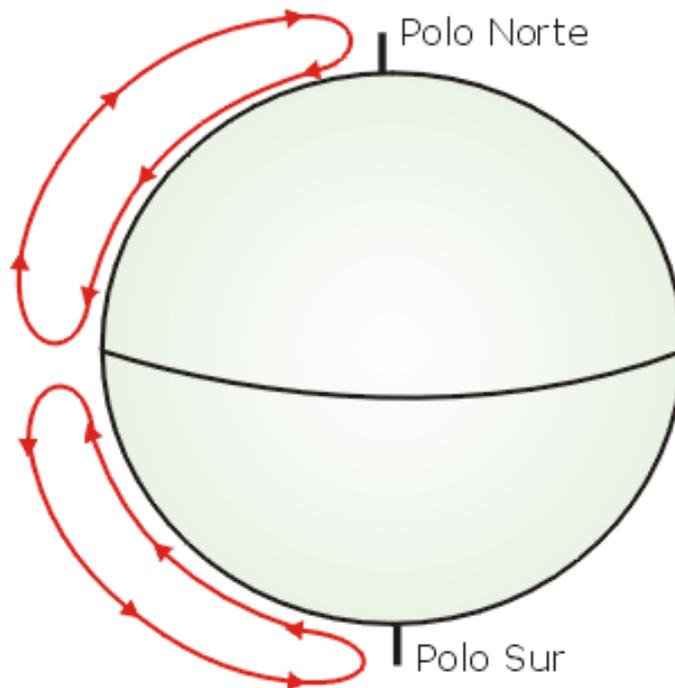


Figura 1.2: Modelo de circulación atmosférica Ideal. (Fuente: Internet)

El movimiento de la atmósfera o **viento**, resulta de los cambios de temperatura debido al calentamiento irregular que produce el sol sobre la Tierra. Este sistema se conoce como **Máquina Térmica**.

El mayor calentamiento de la atmósfera se produce en la zona Ecuatorial y el menor en la zona de los Polos. La diferente radiación absorbida por parte de la atmósfera provoca la aparición de gradientes de T^a :

- ♣ El aire caliente del Ecuador se expande y sube
- ♣ El aire frío de los Polos se contrae y desciende

Como consecuencia de ese gradiente aparece una circulación de aire; es lo que se conoce como **Célula de Convección**, con la zona alta de la atmósfera moviéndose hacia los Polos y la zona baja de la atmósfera hacia el Ecuador. Este modelo simplificado de circulación atmosférica está caracterizado por:

♣ *Zona Ecuatorial:*

- ♠ Baja presión atmosférica
- ♠ Nubes
- ♠ Precipitaciones

♣ *Zona Polar:*

- ♠ Alta presión atmosférica
- ♠ Pocas precipitaciones

Sin embargo, este modelo tan sencillo, no existe en la realidad. Se ha comprobado la existencia de una zona de altas presiones algo por encima de los paralelos 30° y de bajas presiones, aproximadamente, en los paralelos 60° . De este modo, la circulación atmosférica, presenta un aspecto de triple lazada, en contraposición con el modelo ideal que se explicaría con una única célula o simple lazada.

1.2.2. Modelo de circulación atmosférica general

En el modelo de circulación atmosférica general 1.3, además de las consideraciones realizadas en el modelo ideal, se tiene en cuenta el llamado **Efecto o Fuerza de Coriolis**¹. De una manera simplificada, podemos definir la Fuerza de Coriolis como la fuerza producida por la

¹descrito por el científico francés Gaspard-Gustave Coriolis, en 1835

rotación de la Tierra en el espacio, que tiende a desviar la trayectoria de los objetos que se desplazan sobre la superficie terrestre; a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda, en el sur.

El **Efecto Coriolis** hace que en el modelo simplificado, el aire que sube hacia los Polos por las capas altas de la atmósfera se desvíe hacia la derecha en el Hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur.

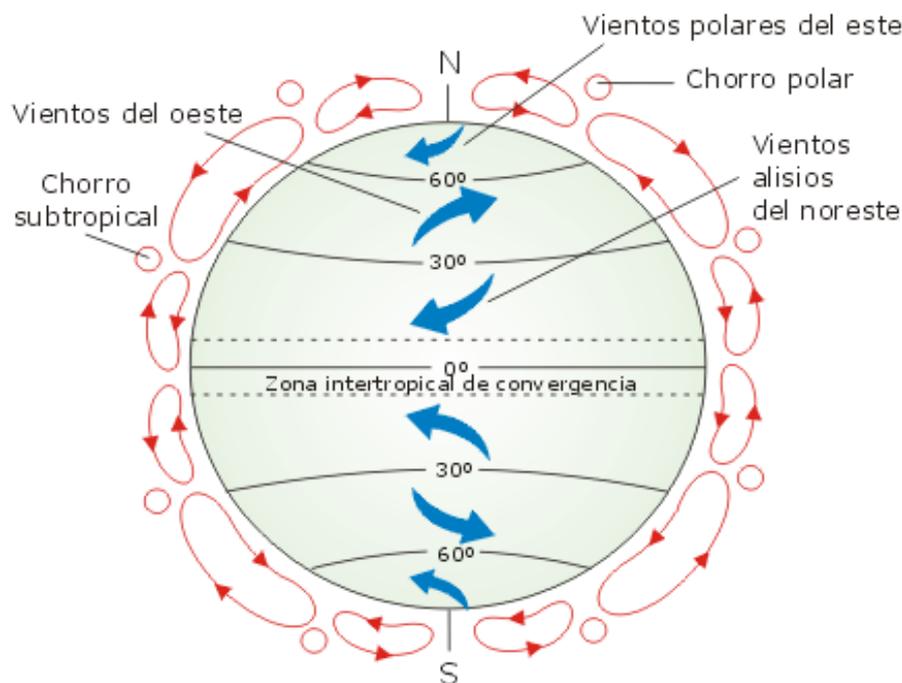


Figura 1.3: Modelo de circulación atmosférica general. Diagrama de Rossby. (Fuente: Internet)

Primer bucle o celda Hadley

Aparece entre el Ecuador y el paralelo 30. El viento en las capas bajas que circula hacia el Ecuador es desviado hacia la derecha dando lugar a unos vientos del NE o “Alisios”. Al llegar al Ecuador convergen alrededor del mismo en una región denominada “Zona intertropical de convergencia (ZITC)”. Este aire ecuatorial convergente se calienta y se eleva a lo largo del ciclo.

En las latitudes de 30°, en lugar de desplazarse hacia el ecuador, una parte del aire superficial lo hace hacia los polos. La fuerza de Coriolis desvía estos vientos hacia el este

en ambos hemisferios. Estos vientos superficiales soplan del oeste al este y se denominan “*vientos prevalentes del oeste o vientos del oeste*” en ambos hemisferios.

Segundo bucle o celda Ferrel

Entre las latitudes de 30° a 60°, la mayor parte del aire húmedo de las regiones del sur se desplaza hacia el norte. Esta humedad se condensa y libera la energía que ayuda a calentar el aire en las latitudes del norte.

Tercer bucle o celda Polar

En las áreas que se encuentran entre las latitudes de 60° y los polos, prevalecen los vientos polares del este. Estos forman una zona de aire frío que sopla hacia el sudeste (hemisferio del norte) y hacia el nordeste (hemisferio del sur) hasta que se encuentran con los del oeste, más cálidos. La interfaz entre los vientos polares del este y los del oeste es el frente polar, que se traslada a medida que ambas masas de aire se presionan entre sí de un lado al otro. El frente polar viaja del oeste al este y ayuda al aire frío a desplazarse hacia el sur y al aire húmedo y cálido, hacia el norte (hemisferio del norte). A medida que el aire húmedo y cálido, característico de los vientos del oeste, ejerce una presión sobre los del este, fríos y más secos, se desarrolla un clima tempestuoso. Por consiguiente, el frente polar generalmente está acompañado por nubes y precipitaciones.

Ciclones y anticiclones

Con las medidas de presión atmosférica (normalmente a diferentes altitudes) pueden construirse mapas de su distribución mediante las curvas de nivel conocidas como isobaras. Las depresiones se representan mediante la letra “*B*” (Baja) y las zonas de alta presión “*A*”(Alta).

♣ *Ciclones o Borrascas en el Hemisferio Norte*

En la separación entre las celdas Polar y Ferrel (60° N) se da una inestabilidad por las masas de aire con dirección enfrentada. Se forman remolinos de aire que sube con circulación antihoraria, equivalente a un sumidero. Son centros de bajas presiones en los que el aire es succionado hacia arriba y los vientos generados son fuertes. El “*Ojo*” o centro de la borrasca no está bien definido. En el hemisferio sur, la circulación del aire en los ciclones es la contraria, es decir, sentido horario.

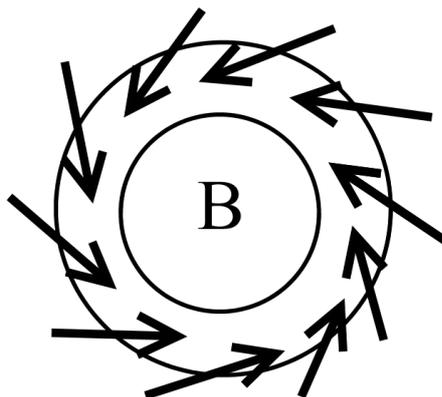


Figura 1.4: Representación de una borrasca en el HN.

♣ *Anticiclones en el Hemisferio Norte*

En la separación entre las celdas de Ferrel y de Hadley (30° N) se da una inestabilidad análoga. Se forman remolinos de aire que baja con circulación horaria, equivalente a una fuente. Son centros de altas presiones en los que el aire está siendo empujado desde arriba y los vientos generados suelen ser flojos o moderados. Están asociados a estabilidad atmosférica, sin precipitaciones. Se mantienen estables durante mucho tiempo; como por ejemplo el anticiclón de las Azores en verano a unos 45° N. En el hemisferio sur, la circulación del aire en los anticiclones es la contraria, es decir, sentido antihorario.

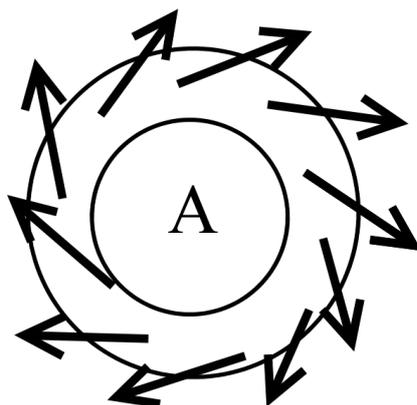


Figura 1.5: Representación de un anticiclón en el HN.

♣ *Ciclones Tropicales*

Son fenómenos intensos, de corta duración. Sus vientos alcanzan velocidades elevadas, llegando a alcanzar incluso los 100 nudos. Son varias las denominaciones con las que se conocen a estos ciclones:

- ♠ *Huracanes*, normalmente en el Caribe
- ♠ *Tifones*, en Asia
- ♠ *Tornados*, en las llanuras americanas

Se deben a causas dinámicas asociadas a inestabilidad térmica. Las condiciones necesarias para su creación y desarrollo son:

- ♠ Superficie oceánica extensa con T^{as} superiores a $27^{\circ} C$
- ♠ Capa profunda de aire inestable y húmedo
- ♠ Un mínimo viento cortante de desarrollo vertical que hace que el aire cálido del mar suba por el ojo del huracán, provocando precipitaciones al ascender.

El ciclón es simétrico radialmente. Una vez formado, los vientos se mueven violentamente en espiral en sentido contrario a las agujas del reloj en el hemisferio Norte y al contrario en el hemisferio Sur.

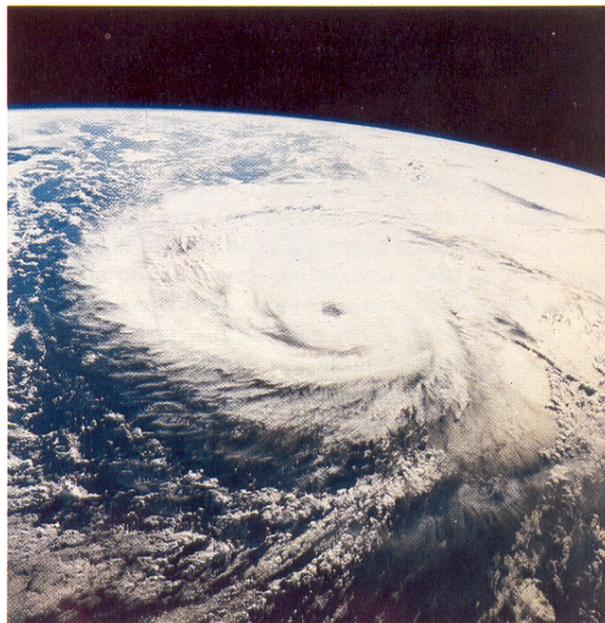


Figura 1.6: Ciclón (Fuente: Internet)

Masas de aire

Una masa de aire es **un gran volumen de aire en cuyo seno las condiciones de temperatura y humedad son aproximadamente las mismas en todos los puntos situados en dirección horizontal**. Adopta las características de la zona sobre la que se forma y cuando comienza su movimiento es modificada ligeramente por las superficies por donde se traslada.

Frentes

Se denomina **Sistema Frontal** a la superficie de separación de las masas de aire. Suponen un cambio marcado de temperatura, presión y dirección del viento. Los frentes forman, normalmente, pequeñas pendientes con la horizontal.

Frente cálido

Normalmente pendientes menores del 1 % por lo que el ascenso de aire es gradual

Frente frío

Las pendientes de los frentes fríos son mayores que las de los frentes cálidos (aprox. 2 %)

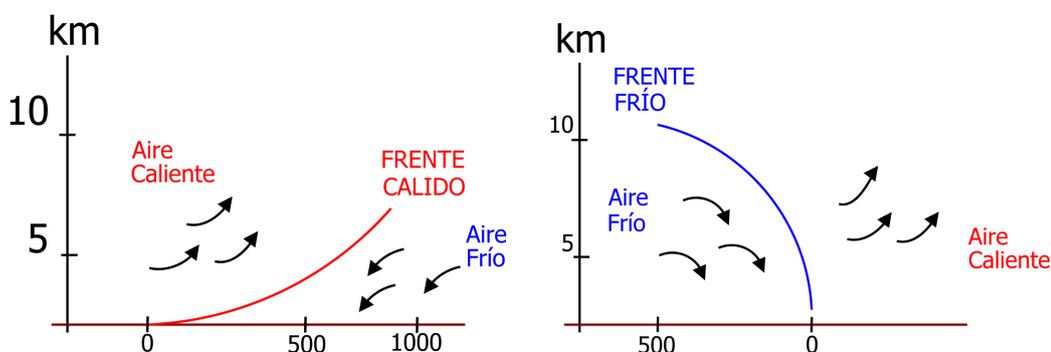


Figura 1.7: Frente cálido y frío

Para poder estudiar la estructura del viento, conviene dividir la Troposfera en dos capas concéntricas:

♣ *ATMÓSFERA LIBRE*

Comprende desde una altura del orden de 1 Km hasta la Tropopausa. En ella los efectos del rozamiento superficial (con el contorno) son despreciables frente al efecto Coriolis y la velocidad del viento es independiente de la altura.

♠ *Región geostrófica*

- ♡ Viento uniforme
- ♡ Estacionario
- ♡ Laminar (sin rozamiento)
- ♡ Isobaras \approx rectilíneas

$\implies V_{gr} \equiv$ velocidad geostrófica del viento

♣ *CAPA LÍMITE PLANETARIA O CAPA DE FRICCIÓN*

Comprende desde la superficie terrestre hasta la atmósfera libre. El viento no es estacionario ni uniforme, por lo que se utiliza la estadística para caracterizar el viento en esta capa. A su vez se divide en:

1. *Capa límite de transición o región de Eckman*

Comprende desde unos 100 m hasta la atmósfera libre. La acción del contorno y el efecto de Coriolis son del mismo orden de magnitud.

- ♠ \vec{v} (vector velocidad) gira en función de la altura
- ♠ $|v|$ (módulo) disminuye desde la atmósfera libre hasta el borde superior de la capa límite superficial

2. *Capa límite superficial*

Comprende desde la superficie terrestre hasta una altura de unos 100 m. La acción del contorno es preponderante \implies el perfil de velocidades depende de la rugosidad de la superficie y de la estabilidad térmica de la atmósfera.

1.3. Estructura del viento en la atmósfera libre

Para estudiar la estructura del viento en la atmósfera libre de un modo sencillo, despreciamos la acción del contorno (rozamiento) frente al efecto de Coriolis ($F_{Cor}^{\vec{r}} \gg F_{roz}^{\vec{r}}$) con lo que aplicando la 2ª ecuación de Newton al sistema tenemos:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} - 2w \vec{v} \sin \varphi &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \vec{p}}{\partial x} \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + 2w \vec{u} \sin \varphi &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \vec{p}}{\partial y} \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \vec{p}}{\partial z} - g \end{aligned} \right\} \text{Ecuaciones generales}$$

1.3.1. Viento Geostrófico

Si consideramos el movimiento homogéneo, estacionario y rectilíneo los términos de la aceleración son nulos, con lo que aplicando de nuevo la 2ª ecuación de Newton al sistema tenemos:

$$F_{Cor}^{\vec{}} + F_{GP}^{\vec{}} = 0 \quad (1.1)$$

que podemos resolver fácilmente en forma vectorial

$$-2\vec{w} \times \vec{V}_g - \frac{1}{\rho} \nabla p^{\vec{}} = 0 \quad (1.2)$$

dónde f es el llamado parámetro de Coriolis $f = (2w \text{ sen } \varphi)(\text{rad} \cdot \text{s}^{-1})$ y ρ la densidad del aire.

$$-\frac{1}{\rho} \nabla p^{\vec{}} - f\vec{k} \times \vec{V}_g = 0 \quad (1.3)$$

$$-\frac{1}{\rho} \nabla p^{\vec{}} = f\vec{k} \times \vec{V}_g \quad (1.4)$$

$$-\frac{1}{\rho} \vec{k} \times \nabla p^{\vec{}} = f\vec{k} \times (\vec{k} \times \vec{V}_g) \quad (1.5)$$

$$-\frac{1}{\rho} \vec{k} \times \nabla p^{\vec{}} = -f\vec{V}_g \quad (1.6)$$

$$\implies \vec{V}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \nabla p^{\vec{}} \quad (1.7)$$

El viento geostrófico sopla paralelo a las isobaras, es decir, el viento es rectilíneo cuando lo son las isobaras.

1.3.2. Viento Bórico o de gradiente

Ahora consideraremos el caso en que la isobaras sean curvas, es decir, además de la fuerza de Coriolis y la fuerza debida al gradiente de presión, aparece la fuerza centrífuga:

Situación Ciclónica

$$F_{Cor}^{\vec{}} + F_C^{\vec{}} = F_{GP}^{\vec{}} \quad (1.8)$$

sustituyendo obtenemos:

$$\frac{m}{\rho} \cdot \left| \frac{\partial \vec{p}}{\partial x} \right| = m \frac{v^2}{R} + 2 m v w \operatorname{sen} \phi \quad (1.9)$$

o lo que es lo mismo:

$$m \frac{v^2}{R} + 2 m v w \operatorname{sen} \phi - \frac{m}{\rho} \cdot \left| \frac{\partial \vec{p}}{\partial x} \right| = 0 \quad (1.10)$$

y resolviendo la ecuación de 2º grado nos queda:

$$v = -\frac{fR}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} + \frac{R}{\rho} \left| \frac{\partial \vec{p}}{\partial n} \right|} \quad (1.11)$$

Obtenemos dos soluciones posibles, una “+” y otra “-” lo cual significa que es dinámicamente posible una baja con flujo anticiclónico, si bien, la mayoría de las veces la naturaleza nos muestra que la solución **normal** es la “+”.

Situación Anticiclónica

$$F_{GP}^{\vec{}} + F_C^{\vec{}} = F_{Cor}^{\vec{}} \quad (1.12)$$

sustituyendo obtenemos:

$$\left| \frac{\partial \vec{p}}{\partial x} \right| + m \frac{v^2}{R} = 2 m v w \operatorname{sen} \phi \quad (1.13)$$

o lo que es lo mismo:

$$v^2 - 2 R v w \operatorname{sen} \phi + \frac{R}{\rho} \cdot \left| \frac{\partial \vec{p}}{\partial x} \right| = 0 \quad (1.14)$$

$$v = \frac{fR}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} - \frac{R}{\rho} \left| \frac{\partial \vec{p}}{\partial n} \right|} \quad (1.15)$$

Obtenemos dos soluciones posibles, una “+” y otra “-” pero $v > 0$ lo cual significa que alrededor de una alta el flujo siempre es anticiclónico.

1.3.3. Capa Límite Superficial

La velocidad del viento disminuye con la altura, desde el borde inferior de la capa de transición hasta la superficie terrestre, considerándose como velocidad tipo la correspondiente a una altitud de $z = 10$ m (También suelen medirse velocidades a una altitud de $z = 19,5$ m). Del mismo modo, a medida que descendemos verticalmente, es decir, nos aproximamos a la superficie terrestre o acuática, el viento cambia de dirección y forma un ángulo con las isobaras, del orden de entre 10° y 20° sobre la superficie del mar y alrededor de 40° sobre la superficie terrestre.

Teóricamente el hecho de despreciar la Fuerza de Coriolis frente a la Fuerza de Rozamiento en la Capa Límite Superficial, nos llevaría a que el viento es perpendicular a las isobaras, aunque esto no ocurre en la realidad como se puede comprobar experimentalmente.

Excepto en contados casos, el viento en las inmediaciones terrestres es altamente turbulento, especialmente en las cercanías de obstáculos, como accidentes del terreno, casas, árboles, etc . . . En estos casos, el perfil de velocidades en las inmediaciones del suelo es complejo y difícilmente expresable en forma matemática. En cuanto a las superficies líquidas, su rugosidad depende del oleaje.

1.3.4. La microestructura del viento

Tradicionalmente se ha descrito al viento considerando un **viento medio** cuyo perfil de velocidades en la Capa Límite Superficial puede considerarse plano y caracterizado por una velocidad media al nivel estándar $z = 10$ m y unas **ráfagas o fluctuaciones** que se superponen al viento medio y cuyas frecuencias de presentación, se admite, sigue una distribución normal:

$$V_v(t) = \vec{V}_v + V_{vf}(t) \quad (1.16)$$

En la Capa Límite Superficial ($z \leq 100$ m) tenemos:

- Las ráfagas de corta duración (unos segundos) originadas fundamentalmente por los efectos de rozamiento con el contorno (turbulencia mecánica)
- Las ráfagas de larga duración (\sim minutos) son debidas fundamentalmente a las perturbaciones locales de flujo (turbulencia térmica) (frentes fríos en miniatura, ...)

Se denomina **Factor Ráfaga** a la relación:

$$FR = \frac{u_{max}}{\vec{u}(t)_{z=10}} \quad (1.17)$$

u_{max} : máxima velocidad del viento $\vec{u}(t)$: velocidad media del viento en un intervalo de tiempo t

Que depende de:

- La duración de la ráfaga
- Intervalo de tiempo sobre el que se promedia

No existe una norma internacional con respecto a la duración del intervalo (t), pero se suelen usar como intervalos estándar 600, 300, 200 o 60 s.

Podemos decir, sin gran margen de error, que con 600 s cualquier viento medio es representativo del estado de viento. Podemos definir un **Estado de Viento** como la situación temporal/espacial del viento en la cual puede suponerse un 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.

Se define la **Velocidad Básica del Viento** o velocidad de referencia a la velocidad media del viento en un intervalo de 10 min medida a una altura de 10 m sobre la superficie sin obstáculos.

$$V_b = V_{v,10min,10m} \quad (1.18)$$

Para evaluar el llamado viento de proyecto asociado a 10 m de altura o cota, asociado a 50 años de periodo de retorno y con una duración de ráfaga predeterminada (10 min) se debe realizar un análisis del cálculo del viento utilizando el programa ROM, concretamente la **ROM 0,4/95 Acciones Climáticas II: Viento** que nos proporciona la velocidad básica del viento, así como los factores de altura, rugosidad y topográfico que se deben aplicar cuando varían las condiciones estándar de cálculo.

1.4. Generación del Oleaje

El estudio del oleaje es muy reciente. En el siglo XVIII, aparecía en un libro italiano, una demostración matemática en la que se *“demostraba”* que ninguna ola podía superar los 3,72 m.

En 1925 Jeffreys fue uno de los primeros que escribió acerca de la formación de las olas. Propuso la hipótesis de abrigo (*“Sheltering”*) que ofrece la ola al flujo de aire sobre su espalda, y que genera una diferencia de presión a lo largo de la ola. Esta teoría parte de la existencia de la ola.

Después de 50 años de investigación Ursell escribió: *“el viento soplando sobre la superficie del H_2O generará olas por procesos físicos, los cuales no pueden ser considerados conocidos”*.

Phillips y Miles, en 1957, propusieron la teoría que actualmente prevalece: Phillips escribió que *“las fluctuaciones de presión del viento sobre la superficie del agua producen fluctuaciones en la superficie del H_2O y es lo que le da la rugosidad”* y Miles completó diciendo *“que las fluctuaciones del agua producen fluctuaciones en el aire y que estas fluctuaciones se ponen en fase, haciendo crecer más las olas”*

Hasselmann, en 1967, propuso que olas interactúan entre sí y compartían la energía. Por ello, es posible el transporte de energía dentro del espectro entre algunas frecuencias determinadas, que explicaba el crecimiento al principio de la formación de las olas.

L. Cavaleri en el siglo XX escribió que las olas son probablemente, junto la marea, los efectos más espectaculares del océano. Desde el punto de vista matemático, las olas se representan mediante ondas. Las ondas pueden ser longitudinales o transversales. El oleaje no es ni longitudinal ni transversal sino una combinación de ambos tipos. Las olas nacen, crecen, se desarrollan, se mezclan y se rompen; nunca son las mismas.

... y esto es lo que hay hasta hoy.

1.5. Interacción Atmósfera-Hidrosfera

Sobre la superficie del mar el viento genera:

- ♣ Oleaje
- ♣ Corrientes marinas
- ♣ Mareas (meteorológicas)

1.5.1. Generación de oleaje

Podemos definir el **oleaje** como una deformación de la superficie marina. Esta deformación es debida a la perturbación cuasi-instantánea generada por el viento en la interfase atmósfera-hidrosfera. El viento se entiende como la combinación o superposición de un “*viento medio*” y unas “*ráfagas*” (fluctuaciones que se superponen al viento). según la ley de distribución de velocidades del viento en contacto con la superficie líquida:

$$\vec{u} = \bar{u} + u' \quad (1.19)$$

$$\vec{v} = \bar{v} + v' \quad (1.20)$$

$$\vec{w} = \bar{w} + w' \quad (1.21)$$

Las velocidades de fluctuación están asociadas a remolinos térmicos y mecánicos ya que la superficie nunca es lisa del todo. La velocidad media del viento es nula en contacto con la superficie líquida. Pues bien, es la componente de la ráfaga normal a la superficie la causante de la aparición de una **onda de impacto** en la superficie líquida y de la acumulación de energía en ella. Si la frecuencia de la ráfaga de viento coincide con la de la microonda generada, se producirá un fenómeno de resonancia y como consecuencia la onda se amplificará (**efecto Phillips**).

Una vez generadas las olas, éstas se verán expuestas a la acción del viento medio, que por empuje aerodinámico, presión y tensión tangencial, actuará sobre ella aumentando su energía. Este mecanismo de crecimiento fue estudiado por Miles. Como consecuencia de la



acción de el viento sobre la ola, aparece un empuje en la dirección del viento como resultado de las presiones positivas de barlovento y de las negativas de sotavento. El resultado es el arrastre de la ola.

1.5.2. Distribución del oleaje

FETCH

es la superficie líquida sobre la cuál se genera el oleaje. Se define como **FETCH** correspondiente a un punto de observación o previsión a la superficie de H_2O en la que actúa un viento capaz de generar oleaje en el que alguna de sus componentes llegue al punto de observación. Queda generalmente determinado por el parámetro **longitud de Fetch**, definido simplificadaamente como la longitud del área de generación en la dirección principal de actuación del viento generador.

A pesar de ser una superficie, se mide en unidades de longitud (km) puesto que se supone una banda infinita.

Podemos distinguir:

♣ *Fetch geográfico*

Se refiere al concepto geomorfológico, de superficie geográfica.

♣ *Fetch meteorológico*

Se refiere al concepto de superficie líquida dónde sopla el viento capaz de generar oleaje que alcance nuestro punto de previsión.

♣ *Fetch esquemático*

Es una idealización del Fetch meteorológico. Se aproxima la superficie líquida a un rectángulo y queda caracterizada por una velocidad media \bar{u} .

♣ *Fetch estándar*

Es el Fetch esquemático de banda infinita. Se caracteriza por una velocidad media del viento generador y por una longitud de Fetch.

Podemos dividir el Fetch en celdas y en cada una de esas celdas se generarán y crecerán olas elementales de altura, frecuencia, fase y dirección aleatorias e independientes unas de otras, cuya interferencia da lugar a una disposición caótica de la superficie líquida conocida por “*MAR DE VIENTO*”, “*MAR EN NIDO DE ABEJAS*”, “*MAR NACIENTE*”, O **SEA**.

Este estado del mar presenta una superficie líquida muy complicada, formada por una serie de protuberancias que nacen y desaparecen continuamente. Los registros de los niveles del mar muestran la más variada gama de periodos y amplitudes, sucediéndose sin orden aparente olas grandes y pequeñas.

Cuando el oleaje abandona su zona de generación, aumenta su “edad”, se dice que “*ha evolucionado*”, “*ha madurado*”. Las ondas generadas en el Fetch tienden a soldarse, uniéndose unas olas con otras en función de su frecuencia, de modo que se va concentrando la energía. Aparece, entonces, lo que se llama el “*OLEAJE DE FONDO*”, o **SWELL** presentándose en forma de sucesiones o grupos constituidos por alguna olas de gran altura y otras más pequeñas. El periodo de las olas del “*SWELL*” depende de la longitud del Fetch, de la velocidad del viento y de su duración o persistencia.

El conjunto de ambos fenómenos, **SEA** y **SWELL** se denomina **OLEAJE**. El oleaje es función por lo tanto de:

- ♣ la longitud del Fetch
- ♣ la velocidad e intensidad del viento
- ♣ su duración o persistencia
- ♣ la profundidad de la lámina de H_2O
- ♣ la dirección del viento

1.5.3. Previsión del oleaje de viento

Las características de los oleajes de viento están limitadas por:

- ♣ la longitud del Fetch
- ♣ su duración o persistencia

En aguas profundas

Uno de los más simples y ampliamente método utilizado para el cálculo del oleaje a partir del viento es el “*Método del Shore Protection Manual (1947-1984)*”

$$H_s = 5,112 \cdot 10^{-4} \cdot U_A \cdot \sqrt{L_F} \quad (1.22)$$

$$T_p = 6,238 \cdot 10^{-2} \cdot \sqrt[3]{U_A \cdot L_F} \quad (1.23)$$

El viento actúa durante un tiempo mínimo para permitir que la H y el T alcancen una situación de equilibrio en el extremo del Fetch:

$$t_{min} = 3,215 \cdot 10 \cdot \sqrt[3]{\frac{L_F^2}{U_A}} \quad (1.24)$$

siendo $U_A = 0,713 \cdot V_{v(t=10min, z=10m)}^{1,23}$ el **Factor activo de viento** o **Velocidad eficaz del viento** dónde

| | | |
|-------|-----------------------------|-------------------|
| H_s | Altura de ola significativa | (m) |
| L_F | Longitud de Fetch | (m) |
| U_A | Factor activo de viento | ($\frac{m}{s}$) |
| V_v | Altura de ola significativa | ($\frac{m}{s}$) |

Para un oleaje totalmente desarrollado (OTD) o sea, para H y T máximas para ese Fetch:

$$H_s = 2,482 \cdot 10^{-2} \cdot U_A^2 \quad (1.25)$$

$$t_{min} = 7,296 \cdot 10^3 \cdot U_A \quad (1.26)$$

$$T_p = 8,30 \cdot 10^{-1} \cdot U_A \quad (1.27)$$

y para el caso de oleajes limitados por la duración del viento $t < t_{min}$:

$$H_s = 4,433 \cdot 10^{-5} \cdot U_A^2 \cdot \left(\frac{t}{U_A}\right)^{\frac{5}{7}} \quad (1.28)$$

$$T_p = 1,830 \cdot 10^{-2} \cdot U_A \cdot \left(\frac{t}{U_A} \right)^{0,411} \quad (1.29)$$

En aguas someras

Método de Iribarren (1938)

$$H = 1,20 \cdot \sqrt[4]{L_F} \quad (1.30)$$

$$T = \sqrt{\frac{62 \cdot \pi}{g}} \cdot \sqrt[6]{L_F} \quad (1.31)$$

$$L = 31 \cdot \sqrt[3]{L_F} \quad (1.32)$$

con L_F en (km)

Método espectral (Breschneider y Reid (1953))

$$H_s = 0,283 \cdot \frac{U_A^2}{g} \cdot \tanh \left(0,530 \cdot \left(\frac{g \cdot d}{U_A^2} \right)^{\frac{3}{4}} \right) \cdot \tanh \left[\frac{0,00565 \cdot \sqrt{\frac{g \cdot L_F}{U_A^2}}}{\tanh \left(0,530 \cdot \left(\frac{g \cdot d}{U_A^2} \right)^{\frac{3}{4}} \right)} \right] \quad (1.33)$$

$$T_p = 7,54 \cdot \frac{U_A}{g} \cdot \tanh \left(0,833 \cdot \left(\frac{g \cdot d}{U_A^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right) \cdot \tanh \left[\frac{0,0379 \cdot \left(\frac{g \cdot L_F}{U_A^2} \right)^{\frac{1}{3}}}{\tanh \left(0,833 \cdot \left(\frac{g \cdot d}{U_A^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right)} \right] \quad (1.34)$$

$$t_{min} = 5,37 \cdot 10^2 \cdot \left(\frac{g}{U_A} \right)^{\frac{4}{3}} \cdot T_p^{\frac{7}{3}} \quad (1.35)$$

1.6. Variaciones del nivel del mar

1.6.1. Marea Meteorológica (Storm Surge)

Es un fenómeno de sobreelevación del nivel del H_2O debido a la persistente acción del viento en una determinada dirección y a la existencia de un gradiente de presiones sobre la superficie líquida.

Sobreelevación por fricción (Wind Set-Up)

Básicamente, es el esfuerzo tangencial que el viento provoca cuando sopla de una manera persistente en una misma dirección sobre la superficie líquida haciendo que ésta adquiera una cierta inclinación. La fricción del viento sobre la superficie líquida produce el desplazamiento del H_2O . Los efectos de la sobreelevación por fricción pueden llegar a ser apreciables cerca de la costa.

Sobreelevación por succión

En los centros de bajas presiones o ciclones se produce una sobreelevación del nivel del mar debido a la menor presión atmosférica que se ejerce sobre la superficie líquida, de modo que el nivel del mar sube ya que el aire que está inmediatamente por encima “pesa” menos. Del mismo modo, en los centros de altas presiones o anticiclones se produce el efecto contrario.

$$S_{\frac{\Delta p}{\Delta n}}(m) = 0,01 (1013,25 - P_{atm}(mbar)) \quad (1.36)$$

Por lo tanto, bien porque se aproxime a un lugar un centro de bajas presiones, o bien porque lo haga un régimen de vientos, en ese lugar se producirá una elevación del nivel del mar. Ambos fenómenos pueden darse a la vez.

Una forma de estimar o conocer los niveles de H_2O que se pueden llegar a alcanzar en un determinado lugar costero sería realizando un seguimiento de los niveles máximos alcanzados anualmente y de las condiciones en que se alcanzaron dichos niveles (mediante datos barométricos por ejemplo).

Ejemplo 1: Ejemplo de sobreelevaciones muy significativas

7 de octubre de 1737 y 1 de noviembre de 1876 – Golfo de Bengala, con más de 12 m (IMD, 2004)

17 de agosto de 1969 – Corpus Cristi, Mississippi, producida por el huracán “*Camille*”, con 8 m (Morton, 2004)

25/31 agosto de 2005 – Sur de la Florida, Mississippi y Alabama, producida por el huracán “*Katrina*”, con un estimado de más de 8 m de altura (Graumann et al. 2006)

9 de noviembre de 1932 – Santa Cruz del Sur, Cuba, con más de 6 m (Ortiz y García 1989)

17/18 de octubre de 1944 – El Golfo de Batabanó, Cuba, con más de 6 m (Salas et al. 2004)

Bibliografía

- [1] José Manuel de la Peña Olivas. *Guía técnica de estudios litorales, Manual de Costas*. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid, 2007.
- [2] Coastal Engineering Reserch Center. *Coastal Engineering Manual*, volume 1. Department of the Army. US Army Corps of Engineers, Washington, DC 20314, 2002.
- [3] Transportes y Medio Ambiente Ministerio de Obras Públicas. *ROM 0.3-91 Acciones Climáticas I: Oleaje*. Puertos del Estado, 1991.
- [4] Transportes y Medio Ambiente Ministerio de Obras Públicas. *ROM 0.4-95 Acciones Climáticas II: Viento*. Puertos del Estado, 1995.
- [5] Shore Protection Manual. *Shore Protection Manual*, volume 2. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, U.S., Washington, DC, 4th ed. edition, 1984.