

Vento e xeración das ondas

José Miguel Veigas Méndez,
Mario López Gallego,
Rodrigo Carballo Sánchez,
Gregorio Iglesias Rodríguez

Área de Enxeñaría Hidráulica
Escola Politécnica Superior

unidadesdidácticas
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA



Esta obra atópase baixo unha licenza internacional Creative Commons BY-NC-ND

4.0. Calquera forma de reprodución, distribución, comunicación pública ou transformación desta obra non incluída na licenza Creative Commons BY-NC-ND

4.0 só pode ser realizada coa autorización expresa dos titulares, salvo excepción prevista pola lei. Pode acceder Vde. ao texto completo da licenza nesta ligazón:

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/deed.gl>

© Universidade de Santiago de Compostela, 2013

Deseño e maquetación

J. M. Gairí

Edita

Edicións USC

<https://www.usc.gal/publicacions>

DOI

<https://dx.doi.org/10.15304/9788415876434>

MATERIA: Portos e Costas

TITULACIÓN: Grao en Enxeñaría Civil

PROGRAMA XERAL DO CURSO

Localización da presente unidade didáctica

MÓDULO I: Clima Marítimo

Unidade 1. Vento e xeración das ondas

Introdución
Circulación atmosférica
Caracterización do vento
Xeración das ondas
Previsión da ondada

Unidade 2. Ondas de gravidade

Unidade 3. Mecánica ondulatoria

Introdución
Propagación da ondada
Rotura da ondada
Modelización Numérica

Unidade 4. Análise a curto prazo da ondada

Introdución
Análise no tempo
Análise espectral

Unidade 5. Análise a longo prazo da ondada

Introdución
Caracterización do réxime medio
Caracterización do réxime extremo

Unidade 6. Mareas e niveis do mar

MÓDULO II: Procesos litorais

Unidade 7. Xeomorfoloxía costeira

Unidade 8. Correntes litorais

Unidade 9. Transporte de sedimentos

MÓDULO III: Actuacións no litoral

Unidade 10. Actuacións na costa

Unidade 11. Obras portuarias

Unidade 12. Xestión integrada da zona costeira

ÍNDICE

Presentación

Os obxectivos

A metodoloxía

Os contidos

1. Introducción
2. Circulación atmosférica
 - 2.1. Conceptos previos
 - 2.2. Modelo ideal de circulación atmosférica
 - 2.3. Modelo de tripla lazada
 - 2.4. Modelo de circulación atmosférica xeral
3. Caracterización do vento
 - 3.1. Estado de vento
 - 3.2. Perfil de velocidades
 - 3.3. Estrutura do vento na atmosfera libre
 - 3.4. Estrutura do vento na capa límite superficial
4. Xeración das ondas
 - 4.1. Introducción
 - 4.2. Mar de vento e mar de fondo
 - 4.3. Principio de xeración das ondas
5. Previsión da ondada
 - 5.1. Introducción
 - 5.2. Datos de partida
 - 5.2.1. Lonxitude do fetch
 - 5.2.2. Características do vento xerador
 - 5.2.3. Profundidade da auga
 - 5.3. Previsión da ondada de vento en augas profundas
 - 5.4. Previsión da ondada de vento en profundidade reducida

Actividades propostas

Avaliación da UD

Bibliografía

PRESENTACIÓN

A presente Unidade Didáctica, Vento e xeración das ondas, encádrase dentro do Módulo I (Clima Marítimo) da materia de Portos e Costas do Grao de Enxeñaría Civil. Neste primeiro módulo trátase a caracterización dos axentes climáticos que condicionan os procesos litorais e o deseño das actuacións no litoral, estes son: o vento, as ondas e as mareas. Seguidamente, no Módulo II (Procesos litorais) expóñense os principais procesos naturais que teñen lugar na costa e que determinan a xeomorfoloxía e a dinámica costeira. Finalmente, no Módulo III (Actuacións no litoral) abórdanse as diferentes tecnoloxías propias da enxeñaría de costas e portos.

Neste Unidade Didáctica I (Vento e xeración das ondas) trátanse os distintos modelos de circulación do vento nas capas da atmosfera, a caracterización do vento a diferentes alturas e a súa actuación como elemento perturbador da superficie do mar propiciando a creación tanto de ondas, correntes ou incluso de mareas ou ondas largas.

A Unidade Didáctica desenvólvese nun total de seis (6) horas ECTS (Sistema Europeo de Transferencia de Créditos), repartidas en catro clases expositivas e dúas interactivas. Ó longo das clases expositivas, preséntanse os principais contidos teóricos. No tocante ás horas interactivas, dedicaranse a horas de seminarios interactivos, durante os cales se aplican os coñecementos teóricos a casos prácticos.

OS OBXECTIVOS

A análise do vento como elemento xerador da ondada abrangue unha serie de metodoloxías que teñen unha certa complexidade matemática no seu fundamento e ás que se lle dedican libros enteiros na literatura científica. Tendo en conta isto, máis a curta duración da Unidade e o carácter introdutorio da Materia, os obxectivos principais desta Unidade limítase á os seguintes:

- **obxectivo 1**, coñece-los fundamentos da circulación do vento na atmosfera;
- **obxectivo 2**, coñecela caracterización do vento a diferentes alturas;
- **obxectivo 3**, aplica-la caracterización do vento á xeración da ondada.

A METODOLOXÍA

Ó longo desta Unidade Didáctica conxúganse métodos didácticos afirmativos e de elaboración dependendo dos obxectivos e dos contidos abordados en cada unha das sesións de unha hora de duración.

Os principios teóricos e os contidos fundamentais trátanse nas catro horas de clases expositivas. Na primeira sesión dunha hora, interrógase ó alumnado e foméntase o debate sobre os posibles xeitos de afronta-la análise e a caracterización do vento. Nas seguintes tres horas, o profesor ou a profesora expón os contidos teóricos da unidade apoiado de material audiovisual, para o cal empregará os medios dispoñibles na aula.

Nas dúas horas de clases interactivas acódesse á aula de seminarios na que se proporán por parte do profesor ou profesora exercicios a resolver por parte do alumnado.

OS CONTIDOS

1. Introducción

É preciso comezar estudando un dos fenómenos naturais que maior incidencia teñen na xeración das ondas e en consecuencia en todo o ámbito da enxeñería marítima e portuaria como é o vento. A súa influencia é decisiva na planificación, proxecto e construción de obras marítimas e instalacións portuarias tanto no eido estrutural como funcional.

2. Circulación atmosférica

2.1. Conceptos previos

De todas as capas que compoñen a atmosfera terrestre, a *troposfera* é a máis importante para o que nos atinxe, xa que é a que está en contacto coa Terra e na que se dan os procesos atmosféricos. Ten un espesor variable, desde 18 km no ecuador aos 6-8 nos polos e a temperatura descende coa altura cun gradiente de $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Ó cambiar o espesor da troposfera tamén varía a altura da tropopausa (zona de transición entre a troposfera e a estratosfera). A rexión do ozono, gas que absorbe os raios ultravioletas, encóntrase entre a troposfera e a mesosfera, por iso nesta zona se produce un incremento de temperatura.

Como é sabido, a presión atmosférica vén definida como o peso dunha columna de aire que se encontra encima dun punto determinado da superficie terrestre. Sobre a superficie do mar o valor da presión atmosférica acada un valor de 760 mm de mercurio (1.013 mb ou 1 atm).

Esta presión atmosférica non é uniforme en toda a superficie terrestre, por unha banda as diferenzas na temperatura do aire e por outra as diferenzas de humidade producen diferenzas na presión. O aire cando se quenta dilátase, faise máis lixeiro e elévase. Pola contra, cando o aire se arrefría comprímese, faise máis denso e descende. Pola outra banda, o aire húmido é máis lixeiro e o aire seco máis pesado.

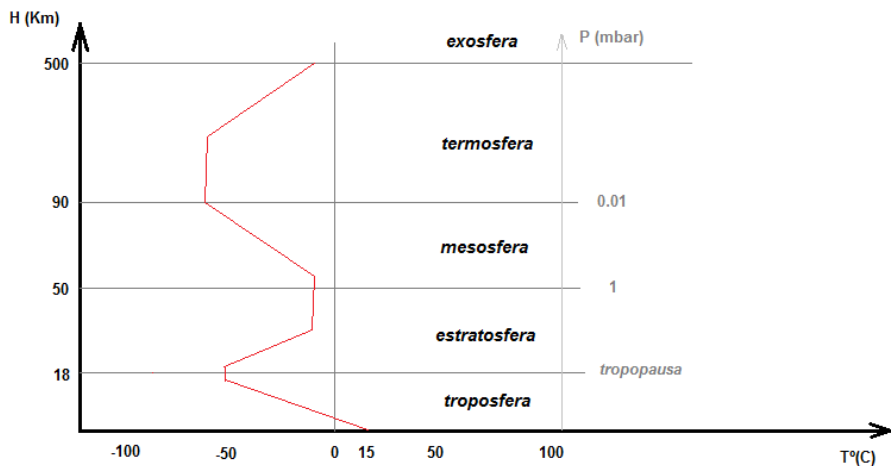


Figura 1: Capas da atmosfera terrestre.

Unha zona de aire cálido e húmido produce unha zona de baixas presións, o que se coñece como *borrasca* (representadas pola letra "B"). É unha zona de converxencia de ventos que no hemisferio norte circulan en sentido antihorario. Pola contra, unha zona de aire frío e seco produce unha zona de altas presións na superficie da Terra, o que se coñece como anticiclón (que se representa pola letra "A"). Son zonas de diverxencia de ventos que no hemisferio norte xiran en sentido horario. Así pois a circulación dos ventos como se pode apreciar na Figura 2 depende da situación dos anticiclóns e das borrascas, soprando os ventos dende as altas presións cara as baixas presións.

As isóbaras son liñas que unen puntos de igual presión atmosférica. A presión a unha determinada altura ven dada en función da temperatura, da situación atmosférica e da distribución desigual da masa.

2.2. Modelo ideal de circulación atmosférica

As condicións ideais para este modelo son:

- A Terra non se move.
- Encóntrase totalmente cuberta dunha capa homoxénea de auga (debido á emisión da calor das masas de auga cara á atmosfera para que sexa totalmente homoxénea).

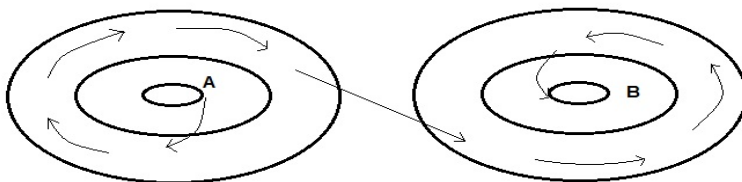


Figura 2: Circulación do vento de zonas de altas presións ás de baixas presións.

O movemento da atmosfera ou vento resulta dos cambios de temperatura debidos ó calentamento irregular que produce o sol sobre a Terra (como se fose unha máquina térmica). Neste proceso, que se produce nunha soa lazada ou cela (Figura 3), o ecuador quéntase máis que o resto da Terra, onde se expande e ascende o aire e circula posteriormente cara os polos, onde se arrefría, pesa máis e volve a baixar. Isto é o que se coñece como célula de convección.

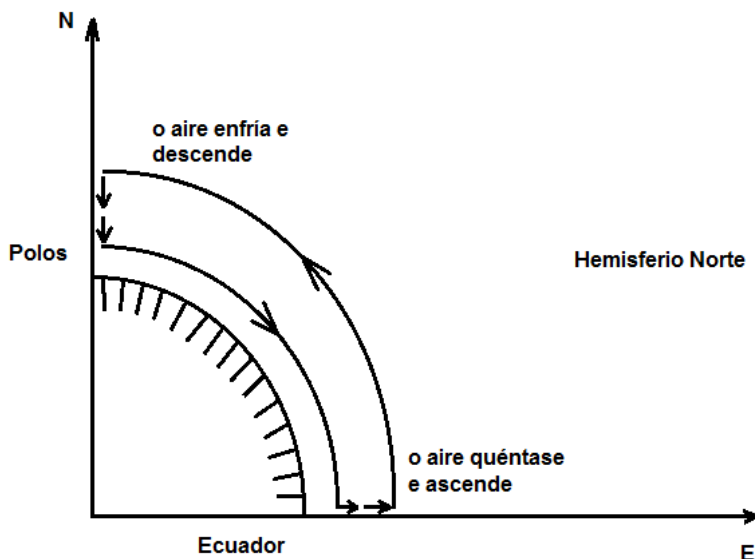


Figura 3: Modelo ideal de circulación atmosférica nunha soa lazada.

2.3. Modelo de tripla lazada

Na realidade o modelo ideal non se produce, pois nos paralelos 30º aparecen unhas zonas de alta presión e no paralelo 60º prodúcense unhas zonas de baixas presións, dividíndose a lazada anterior en tres como mostra a Figura 4.

2.4. Modelo de circulación atmosférica xeral

Neste modelo (Figura 5) tense en conta a forza de Coriolis, a cal é unha forza ficticia que aparece cando un corpo está en movemento con respecto a un sistema en rotación, neste caso a Terra, e describe o seu movemento nesa referencial.

$$\vec{F}_{\text{coriolis}} = m\vec{a}_c = 2m(\vec{v} \times \vec{\omega}),$$

sendo m , ω e v : a masa do corpo, a velocidade angular do corpo e a velocidade angular da Terra, respectivamente.

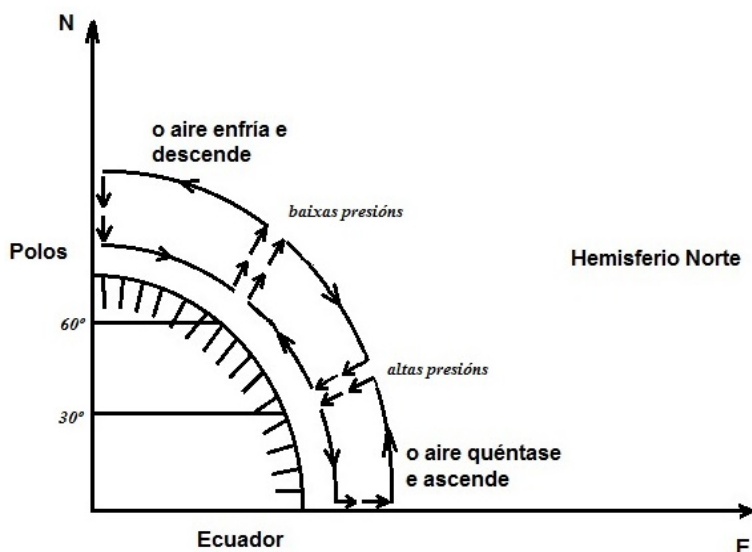


Figura 4: Modelo de tripla lazada.

3. Caracterización do vento

3.1. Estado de vento

Definimos como *Estado de Vento* a situación temporal/espacial do vento na cal se pode supoñer o fenómeno como enerxética e estatisticamente estable; é dicir, o tempo durante o cal se pode considerar que os factores que afectan ó vento (xeración e disipación) nunha área se manteñen en equilibrio. Representa, por tanto, cada unha das situacións nas que se pode separar a continua evolución do vento.

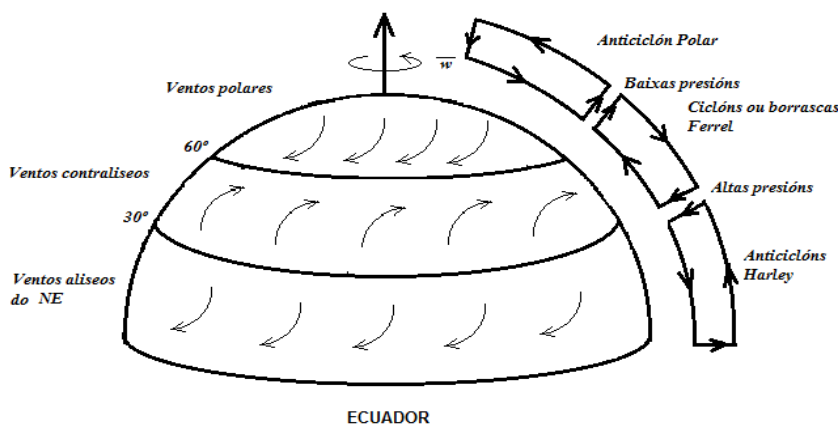


Figura 5: Modelo de circulación atmosférica xeral.

O Estado de Vento nunha zona queda completamente definido pola evolución no tempo do vector de velocidade de vento nun punto determinado, tomando en consideración a variación do perfil de velocidades do vento coa altura, a rugosidade superficial e as irregularidades topográficas.

3.2. Perfil de velocidades

A formación, estrutura e características do vento en cada punto dependen fundamentalmente do balance entre as forzas debidas á aceleración das masas do aire por acción dos gradientes de presión que se producen na atmosfera, ás forzas inercias (Coriolis e centrífuga), ós efectos de fricción causados pola rugosidade da superficie terrestre e marítima e polas diferenzas de temperatura entre o aire e a superficie.

Segundo a resultante deste balance coa altura pódense diferenciar tres zonas no perfil vertical de velocidades do vento:

- Atmosfera libre ou rexión xeostrófica (por encima dos 200-1000 m de altura sobre a superficie, en función da rugosidade superficial)
- Capa límite planetaria (PLB), constituída a súa vez por dúas subcapas:
 - I. capa de transición ou rexión de Ekman ($100 < z < 200-1000$ m),
 - II. capa límite superficial (SBL) ($z < 100$ m).

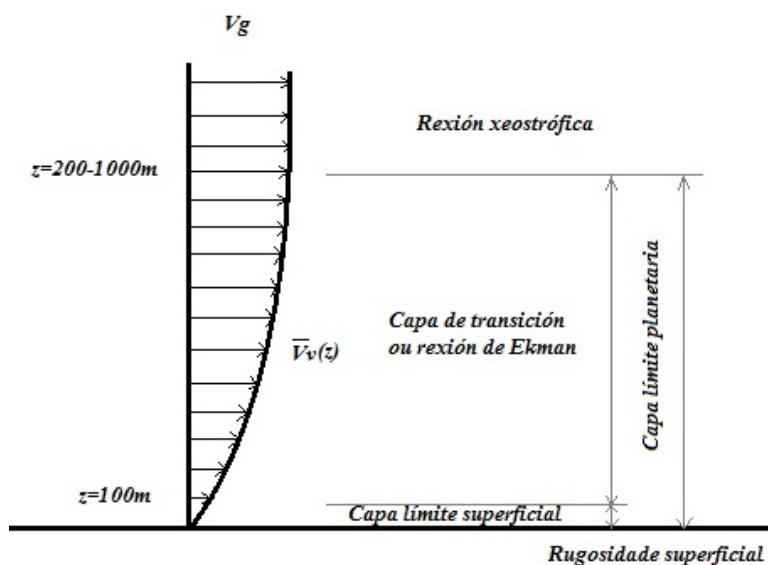


Figura 6: Perfil vertical do módulo do vector da velocidade media do vento.

Como podemos apreciar na Figura 6, na atmosfera libre os efectos do contorno son desprezables fronte ás forzas do gradiente de presións e ás forzas inercias (forza de Coriolis e forza centrífuga), dando como resultado un fluxo de vento esencialmente laminar. O vector velocidade do vento é constante e independente da altura.

3.3. Estrutura do vento na atmosfera libre

Baixo as condicións sinaladas no punto anterior, o fluxo de vento é horizontal coa dirección constante e paralela ás isóbaras, deixando, no hemisferio norte, as baixas presións á esquerda do sentido do movemento. Por outra banda, no hemisferio sur ocorre de forma contraria, quedando as baixas presións á dereita do sentido do movemento. Existe a excepción das zonas ecuatoriais en que a forza de Coriolis é desprezable e o fluxo de vento vai directamente das altas presións ás baixas presións perpendicularmente ás isóbaras.

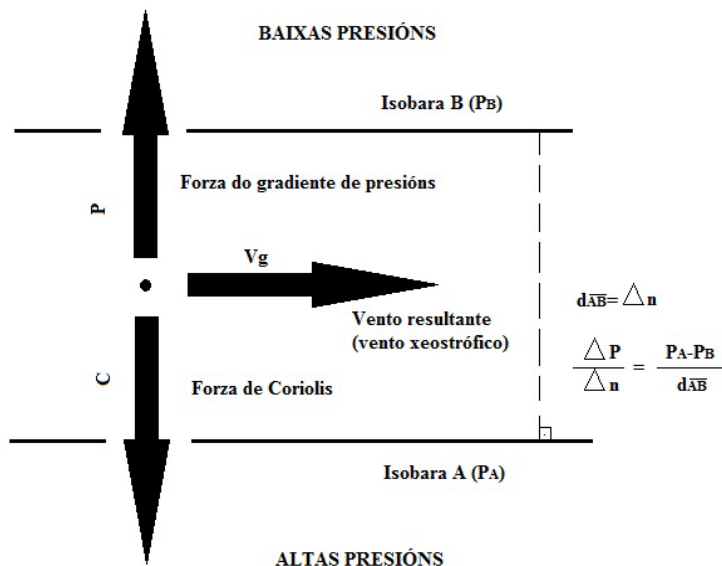


Figura 7: Equilibrio de forzas e vento xeostrófico na atmosfera libre. Isóbaras rectas.

No caso de que as isóbaras sexan rectas, o vento que resulta do equilibrio das forzas actuantes, e que por tanto sopran sen aceleración, é o que se coñece como o anteriormente mencionado Vento Xeostrófico (V_g). Fóra das zonas ecuatoriais, o valor desta velocidade nun punto determinado pode estimarse a partires da carta meteorolóxica ou mapa isobárico mediante a formulación da 2ª Lei de Newton:

$$\begin{aligned} \sum \bar{F} - m\bar{a} &, \\ \bar{P} + \bar{C} &= 0, \\ -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dn} + fV_g &= 0 \Rightarrow V_g = \frac{1}{\rho f} \frac{d\rho}{dn}, \end{aligned}$$

sendo:

P : a forza de gradiente de presión;

C : a Forza de Coriolis;

dp/dn : o gradiente horizontal de presións no punto considerado. É a máxima pendente barométrica en dito punto (p/n);

ρ : a densidade do aire (1.23 kg/m^3);

f : o parámetro de Coriolis ($2\omega\sin\varphi$), para unha velocidade de rotación da Terra de $0.726 \cdot 10^{-4}$ rad/s) e sendo φ a latitude; e

V_g : a velocidade do vento xeostrófico.

No caso de isóbaras curvas, o vector velocidade cambia de dirección, por tanto ó compendio de forzas que actúan hai que engadirlle a aceleración normal que se pode considerar como unha forza centrífuga. Neste caso estudaremos dúas respostas diferentes:

— Situación ciclónica: Na que como se pode apreciar na Figura 8 aparece a forza centrífuga sempre cara a fóra e cun valor:

$$\bar{F}_c = m \frac{v^2}{R},$$

sendo:

m : a masa da partícula;

v : a velocidade coa que se despraza a partícula; e

R : o raio de curvatura.

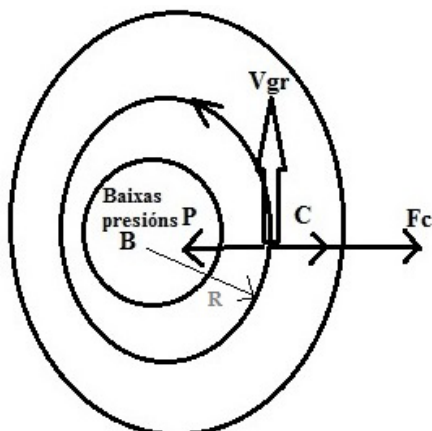


Figura 8: Equilibrio de forzas e vento de gradiente en situación ciclónica. Isóbaras curvas (Hemisferio Norte).

Nunha situación de equilibrio cúmprese que:

$$\bar{P} = \bar{C} + \bar{F}_c,$$

$$\frac{m}{\rho} \nabla P = 2m\omega\sin\varphi + m \frac{v^2}{R},$$

e

$$V_{gr} = -R\omega\sin\varphi \pm \sqrt{R^2\omega^2\sin^2\varphi + \frac{R}{\rho} \frac{dP}{dn}}.$$

O normal é o que se cumpra na maioría dos casos é que esta velocidade sexa positiva e xire de maneira antihoraria no hemisferio norte.

— Situación anticiclónica: Na Figura 9 pódese ver o compendio de forzas que actúan.

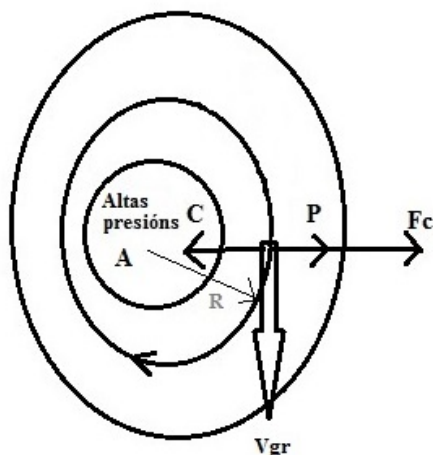


Figura 9: Equilibrio de forzas e vento de gradiente en situación anticiclónica. Isóbaras curvas (Hemisferio Norte).

Nunha situación de equilibrio cúmprese que:

$$\bar{P} + \bar{F}_c = \bar{C},$$

$$\frac{m}{\rho} \nabla P + m \frac{v^2}{R} = 2mw \sin \varphi,$$

e

$$V_{gr} = R w \sin \varphi \pm \sqrt{R^2 w^2 \sin^2 \varphi - \frac{R}{\rho} \frac{dP}{dn}},$$

Esta velocidade sempre vai ser positiva, polo que con independencia do signo, este vento sempre xirará en sentido horario no hemisferio norte.

3.4 Estrutura do vento na capa límite superficial

Nesta capa a velocidade do vento descende coa altura debido a aparición de forzas de rozamento. Por esta razón para estudar o movemento do aire se utilizan métodos estatísticos. Nesta capa tómasse como referencia a velocidade do vento a unha altura de 10 m e promediada cada 10 min.

Para un punto e un Estado de Vento dado, a velocidade do vento nas capas límites pode considerarse composta por unha compoñente media constante (V_v) e por unha compoñente aleatoria de flutuación na dirección do fluxo estacionaria denominada velocidade de refacho (V_r).

$$V_v(t) = \bar{V}_v + V_r(t)$$

A forza de rozamento dá lugar a que a masa de aire se desvíe un certo ángulo α , que é distinto á traxectoria que debería seguir no caso de non haber rozamento. Dá lugar a unha espiral coñecida como Espiral de Ekman que provoca que o vector non sexa tanxencial senón curvo.

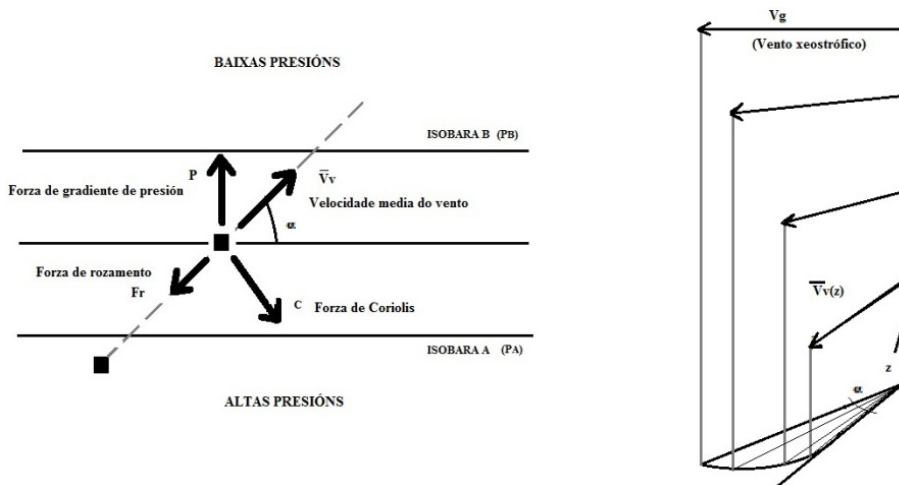


Figura 10: Vento na capa límite superficial (Isóbaras rectas, Hemisferio Norte). Espiral de Ekman.

Nesta zona o perfil logarítmico de velocidades medias do vento pode expresarse en función tanto da velocidade do vento de gradiente como da velocidade media a unha altura de referencia de 10 m mediante a seguinte formulación:

$$\bar{V}_v(z) = \frac{\sqrt{C_g}}{k} V_{gr} \ln \frac{z}{z_0},$$

ou

$$\bar{V}_v(z) = \frac{\sqrt{C_D}}{k} \bar{V}_v(10) \ln \frac{z}{z_0},$$

sendo:

k : a Constante adimensional de Von Karman cun valor numérico aproximado de 0.4;

z_0 : a altura de rugosidade superficial na área considerada;

z : Altura efectiva sobre a superficie. O nivel cero efectivo considerarase aproximadamente coincidente co nivel medio para o cal o volume de obstáculos por enriba do mesmo é igual ó volume de ocas por debaixo do mesmo;

C_g : o coeficiente xeostrófico de arrastre; e

C_D : o coeficiente de arrastre superficial.

A seguinte gráfica (Figura 11) permite obter de xeito simplificado a estimación da velocidade media do vento a 10 m de altura en mar aberto, en función da velocidade do vento de gradiente, tendo en conta a variación da altura de rugosidade superficial do mar (ondada) coa velocidade do vento.

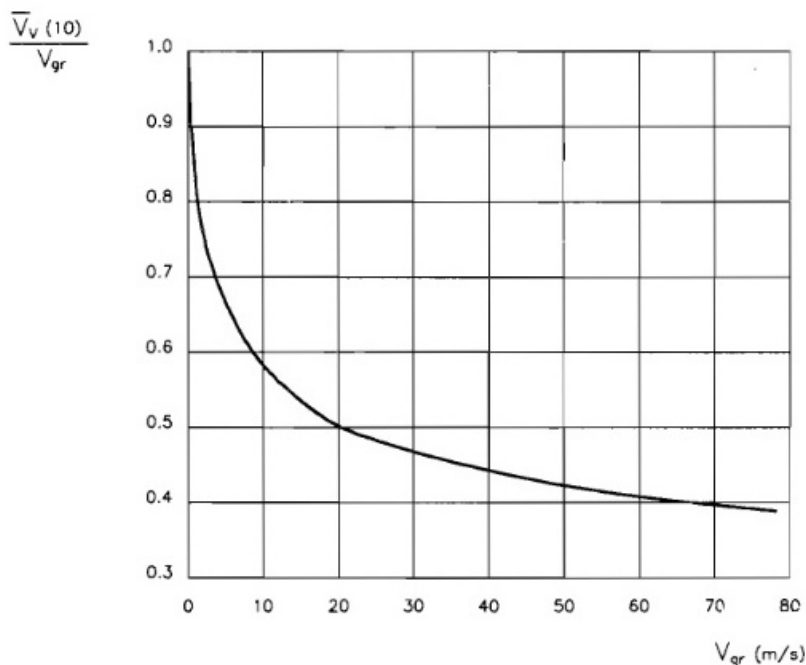


Figura 11: Velocidade media do vento a 10 m de altura en mar aberto, en función da velocidade do vento de gradiente (Segundo Resio e Vicent,1977).

4. Xeración das ondas

4.1. Introducción

O vento sobre a superficie do mar xera:

- Ondada
- Correntes mariñas
- Mareas meteorolóxicas e ondas longas

A ondada é unha deformación da superficie marítima. Esta deformación xera unha perturbación cuasi-intántanea, provocada polo vento na interface atmosfera-hidrosfera.

En xeral, a velocidade do vento e a ondada están moi relacionadas. A escala de Beaufort (Táboa 1) é unha relación formal entre o estado do mar e a velocidade do vento.

4.2. Mar de vento e mar de fondo

As ondas que son xeradas localmente polo vento son coñecidas como mar de vento (*sea* no inglés), o cal está composto por ondas de diferentes alturas e de diferentes períodos que se propagan principalmente na dirección do vento como se amosa na Figura 12.

Tabla 1. Escala de Beaufort

Escala de Beaufort	Descrición do vento	Velocidade do vento		Aspecto do mar
		(nós)	(m/s)	
0	Calma	0–1	<0.3	Despexado
1	Ventoliña	1–3	0.3–1.5	Pequenas ondas, sen espuma
2	Frouxiño	4–6	1.6–3.3	Cristas de semellanza vítrea, sen romper
3	Apracible	7–10	3.4–5.4	Pequenas ondas, cristas rompentes
4	Moderado	11–17	5.5–7.9	Reberetes de espuma numerosos, ondas cada vez máis longas
5	Fresquiño	17–21	8.0–10.7	Ondas medianas e alongadas, reberetes moi abundantes
6	Fresco	22–27	10.8–13.8	Comezan a formarse ondas grandes, cristas rompentes, espuma
7	Frescachón	28–33	13.9–17.1	Mar groso, con espuma arrastrada na dirección do vento
8	Duro	34–40	17.2–20.7	Ondas moi grandes, rompentes, franxas de espuma
9	Moi Duro	41–47	20.8–24.4	Ondas moi grandes, rompentes. Visibilidade reducida
10	Temporal	48–55	25.5–28.4	Ondas moi grosas e cristas empenachadas, superficie do mar branca
11	Borrasca	56–63	28.5–32.6	Ondas excepcionalmente grandes, mar branco, visibilidade moi reducida
12	Furacán	64–71	>32.7	Ondas excepcionalmente grandes, mar branco, visibilidade nula

A medida que estas ondas se van afastando da zona de xeración, a enerxía de cada onda é disipada por fricción interna e a enerxía é transferida dende as altas frecuencias ata as baixas frecuencias. O resultado desta disipación de enerxía son ondadas máis ordenadas que as iniciais, con períodos maiores e alturas de onda menores. Isto é o que se coñece como mar de vento (*swell* no inglés). Na maioría de costas, *Sea e Swell* ocorren simultaneamente. As excepcións son corpos de auga cerrados como lagos e encoros onde o *swell* non ten distancia suficiente para poder xerarse.

4.3. Principio de xeración das ondas

Cando un vento sopra sobre a superficie da auga, as turbulencias creadas no campo de vento causan perturbacións locais na superficie formándose pequenas ondas. A teoría de Phillips, 1957 e Milles, 1957 mostran que a enerxía do vento é transferida ás ondas e esta transferencia de enerxía ten unha maior eficiencia canto máis parecidas sexan as velocidades do vento e das ondas. Cousa que na práctica normalmente non ocorre senón que a velocidade do vento soe ser

maior que a das ondas. Por esta razón, as ondas xeradas forman un ángulo coa dirección do vento para que a velocidade de propagación se aproxime á velocidade do vento. Cando se forma a onda a velocidade é moi pequena por iso o ángulo entre o fronte de onda e a dirección do vento é maior formando o que se coñecen como poutas de gato ou *cat paws*.

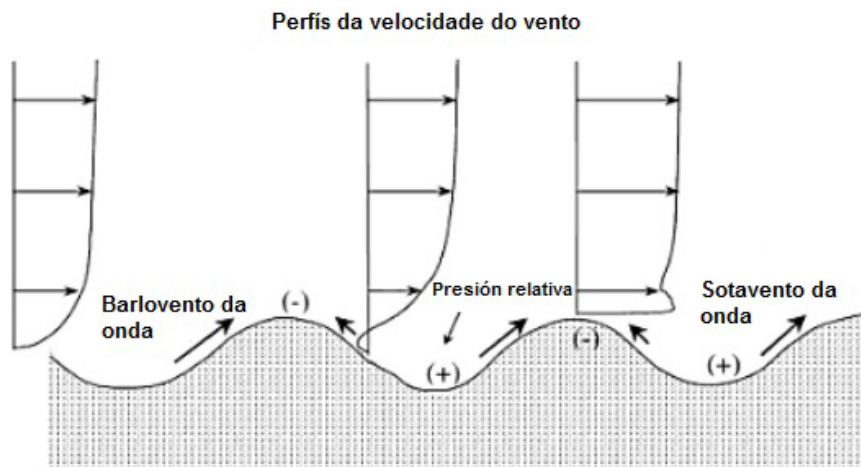


Figura 13: Transferencia da enerxía do vento ás ondas.

Unha vez que a onda se formou e o vento continúa soprando, a enerxía é transferida do vento á onda como se mostra na Figura 13. Nas zonas de sotavento das ondas prodúcese un descenso da velocidade do vento e incluso pode chegar a soprar en dirección contraria. Este efecto unido ó que se produce na zona de barlovento na que o vento sopra con maior intensidade na mesma dirección de propagación da ondada tende a mover a auga cara á crista da onda. Por outra banda, a forma da onda produce que a velocidade do vento aumente na zona da crista e que decreza na zona dos senos. De acordo co principio de Bernoulli, isto significa que a presión é menor nas crestas e maior nos senos, efecto que producirá unha tendencia de "elevar" a crista e "premer" o seno.

5. Previsión da ondada

5.1 Introducción

Os métodos de previsión da ondada a partires dos datos de vento pódense clasificar en métodos ou modelos numéricos e en métodos simplificados paramétricos.

Os inconvenientes principais dos métodos numéricos son o elevado custo que supón a súa aplicación e a necesidade de dispoñer como información de partida de datos de vento fiables en forma de cartas meteorolóxicas de superficie. Pola contra, se a información de partida é fiable e o manexo foi correctamente calibrado, os resultados obtidos son máis realistas que os estimados a partires dos

métodos simplificados, ó tomar en consideración todos os fenómenos que interveñen na evolución dos campos da ondada. Os modelos numéricos soen permitir a previsión tanto de ondadas de mar de vento (*sea*) como de ondadas de mar de fondo (*swell*), así como de ondadas compostas de *sea + swell*.

5.2. Datos de partida

Os métodos simplificados de previsión da ondada precisan da previa estimación das condicións do campo de vento xerador e das características espaciais da área de xeración, definidos polos seguintes parámetros característicos:

- Lonxitude do *fetch*.
- Velocidade do vento.
- Dirección do vento.
- Duración ou persistencia do vento.
- Profundidade da auga.

5.2.1. Lonxitude do *fetch*

Denomínase *fetch* á superficie de auga na que actúa un vento homoxéneo e estacionario, xerando unha ondada capaz de propagarse.

Debemos distinguir as áreas oceánicas onde o efecto da anchura do *fetch* na xeración e propagación da ondada é desprezable ó ser do mesmo orde de magnitude que a lonxitude correspondente. Polo contrario, en augas costeiras ou interiores (dársenas, encoros, rías,...) a anchura soe estar limitada, podendo esta circunstancia ter influencia no mecanismo de xeración da ondada.

En zonas costeiras ou interiores, a lonxitude do *fetch* (L_F) pode estimarse mediante o seguinte procedemento: trazaranse, coa orixe no punto de previsión e final na primeira intersección coa liña de costa, nove rectas radiais a intervalos de 3 graos a partires da dirección media de actuación do vento xerador e a ambos lados da mesma. A lonxitude do *fetch* (L_F) será a media aritmética da lonxitude das citadas rectas radiais como se pode apreciar na Figura 14, é dicir:

$$L_F = \frac{\sum_{i=1}^9 r_i}{9}$$

Sendo:

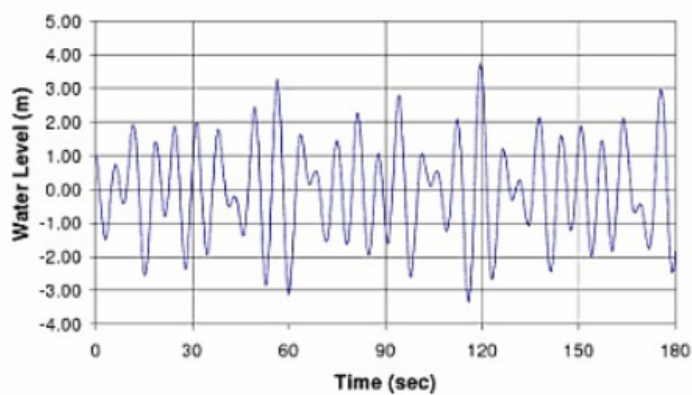
r : a lonxitude do raio trazado.

5.2.2. Características do vento xerador

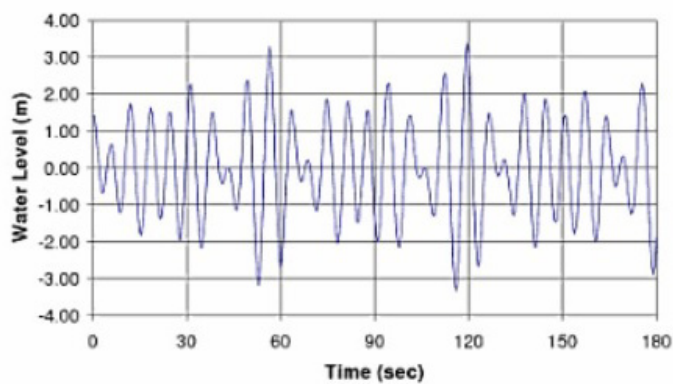
Un estado de vento queda definido polos parámetros velocidade, dirección e duración. A velocidade do vento de partida nos métodos simplificados de previsión da ondada é a velocidade media do vento nun intervalo de 10 min, a 10 m de altura sobre a superficie en mar aberto. Dita velocidade coincide co parámetro velocidade básica do vento:

$$\bar{V}_v(10) = V_{v,10\min}(10) = V_b,$$

Sea e Swell



Sea



Swell

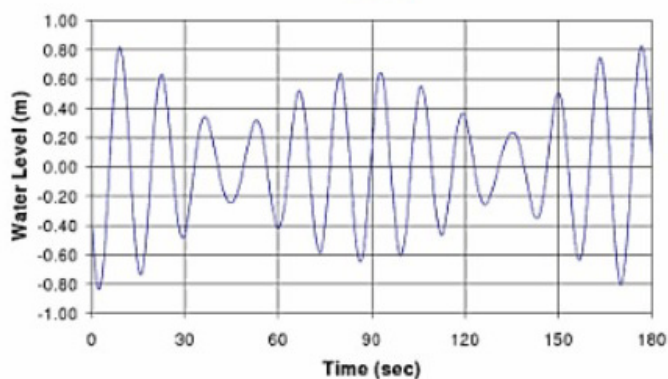


Figura 12: Series temporais que representan *sea* e *swell* actuando conxuntamente e por separado.

salvo naqueles casos no que as condicións topográficas teñan influencia no perfil de velocidades medias e, por tanto, hai que considerar un factor topográfico (F_T):

$$\bar{V}_v(10) = V_b F_T.$$

Un aspecto importante é o binomio entre a velocidade media do vento e a súa persistencia ou duración, xa que a adopción de velocidades medias menores asociadas a maiores persistencias pode dar lugar a ondadas maiores.

5.2.3. Profundidade da auga

Nas profundidades de auga superiores a 90 m aproximadamente, os mecanismos de xeración da ondada non están substancialmente afectados polas variacións de profundidade, nin polas transformacións da ondada asociadas a fenómenos como a fricción de fondo, a percolación, o *shoaling*, a refracción ou a rotura.

Para idénticas características de lonxitude de *fetch* e de vento, a ondada de vento xerado en augas de profundidades reducidas ou intermedias presentará menor altura de onda e un período máis curto que aquel xerado en augas profundas.

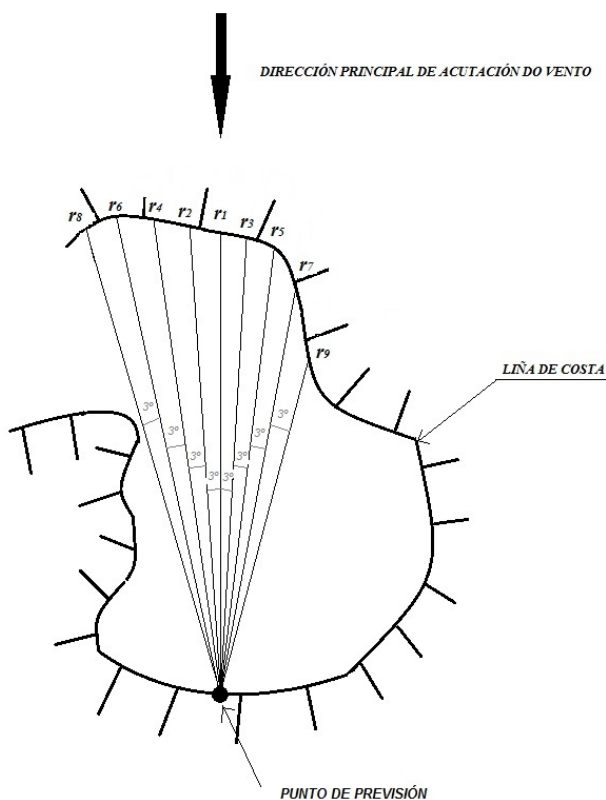


Figura 14: Procedemento para o cálculo da lonxitude do *fetch* (L_f) en zonas costeiras ou interiores irregulares.

5.3. Previsión da ondada de vento en augas profundas

O método do SPM (Shore Protection Manual, 1984) permite obter as variables características da ondada (altura de onda significativa e período de pico) en función das características do vento e da area de xeración e veñen limitadas por:

— A lonxitude do *fetch*: o vento actúa durante un tempo mínimo (t_{min}) para permitir que a altura de onda e o período alcancen unha situación de equilibrio no extremo do *fetch*, non sendo afectadas por duracións superiores do mesmo. No límite ($L_F > L_{F,lim}$) e para unha velocidade de vento dada, as características da ondada non superarán as condicións máximas denominadas ondada de mar de vento totalmente desenvolta.

— A duración do vento: as características da ondada xerada dependen da duración do vento, pero só se é menor que a mínima necesaria para que se alcance o equilibrio no extremo do *fetch*.

No caso de ondadas limitadas pola lonxitude do *fetch* ($t > t_{min}$), as características da ondada veñen dadas polas seguintes expresións:

$$H_s = 5.112 \cdot 10^{-4} U_A (L_F)^{1/2},$$

$$T_p = 6.238 \cdot 10^{-2} (U_A L_F)^{1/3},$$

$$t_{min} = 32.15 \left(\frac{L_F^2}{U_A} \right)^{1/3}.$$

sendo:

$U_A = 0.71 [V_{v,10min}(10)]$ (U_A e V_v en m/s) a velocidade do vento corrixida con obxecto de ter en conta a relación non lineal entre a velocidade do vento e a súa capacidade de arrastre. Esta velocidade coñécese co nome de *Velocidade Eficaz do Vento*, e

L_F , a lonxitude do *fetch*.

Agora ben, no caso de ter unha ondada de vento totalmente desenvolta, a formulación é a seguinte:

$$H_s = 2.482 \cdot 10^{-2} (U_A)^2,$$

$$T_p = 8.30 \cdot 10^{-1} U_A,$$

$$t_{min} = 7.296 \cdot 10^3 U_A.$$

E por último, no caso de ondadas limitadas pola duración ($t < t_{min}$), as características da ondada de vento xerado son as seguintes:

$$H_s = 4.433 \cdot 10^{-5} (U_A)^2 (t / U_A)^{5/7},$$

$$T_p = 1.83 \cdot 10^{-2} U_A (t / U_A)^{0.411}.$$

5.4. Previsión da ondada de vento en profundidade reducida

Na previsión da ondada de vento en augas pouco profundas (en xeral <15m) ou intermedias (en xeral entre 15 e 90 m) poderase aplicar as seguintes formulas empíricas:

$$H_s = 0.283 \frac{U_A^2}{g} \tanh \left[0.530 \left(\frac{gd}{U_A^2} \right)^{3/4} \right] \tanh \left[\frac{0.00565 \left(\frac{gL_F}{U_A^2} \right)^{1/2}}{\tanh \left[0.53 \left(\frac{gd}{U_A^2} \right)^{3/4} \right]} \right],$$

$$T_p = 7.54 \frac{U_A}{g} \tanh \left[0.833 \left(\frac{gd}{U_A^2} \right)^{3/8} \right] \tanh \left[\frac{0.0379 \left(\frac{gL_F}{U_A^2} \right)^{1/3}}{\tanh \left[0.838 \left(\frac{gd}{U_A^2} \right)^{3/8} \right]} \right], e$$

$$t_{\min} = 5.37 \cdot 10^2 \left[\frac{g}{U_A} \right]^{4/3} T_p^{4/3}.$$

Sendo:

d : a profundidade da auga (m); e

g : a aceleración da gravidade (m/s^2).

ACTIVIDADES PROPOSTAS

Proponse unha actividade práctica orientada ó reforzo da comprensión por parte do alumnado dos contidos teóricos. As actividades consistirán dúas prácticas propostas polo profesor ou profesora:

— A práctica nº1 terá como obxectivo calcular a velocidade do vento xeostrófico sobre a superficie do mar localizado nunhas coordenadas concretas sobre o que comeza soprar un vento motivado por unha borrasca con isóbaras rectilíneas cun gradiente de presións determinado.

— A práctica nº2 consistirá en determinar o vento de proxecto sobre unha estrutura en concreto asociado a un temporal cunha dirección e un período de retorno dados. Para abordar dita práctica os alumnos deberán utilizar a ROM 0.4/95 (Recomendacións para Obras Marítimas/ Accións Medioambientais II).

As actividades serán realizados tanto na aula de seminarios baixo a supervisión do profesorado, como polo propio alumnado nas horas non presenciais.

AVALIACIÓN DA UNIDADE DIDÁCTICA

A avaliación desta Unidade Didáctica faise conxuntamente co resto da materia de forma continuada. Os aspectos avaliados e os criterios e instrumentos empregados, así como o seu valor na cualificación final dos alumnos e alumnas recóllense a continuación:

Aspectos	Criterios	Instrumento	Valor (%)
Clases expositivas	- Asistencia - Coñecementos teóricos	- Folla de sinaturas - Control	20
Seminarios Interactivos	- Asistencia - Participación - Capacidade de traballo en grupo - Formulación e resolución de exercicios e problemas	- Folla de sinaturas - Observacións e anotacións - Entrega de problemas e exercicios	20
Prácticas	- Asistencia - Aproveitamento das prácticas	- Folla de sinaturas - Observacións e anotacións - Entrega e defensa de actividade proposta	20
Exame	- Coñecementos teóricos - Formulación e resolución de exercicios e problemas	- Proba escrita	40

BIBLIOGRAFÍA

KAMPHUIS, J. W. (2000): *Introduction to Coastal Engineering and Management*.
World Scientific

KINSMAN, B. W. (2002): *Wind Waves*. Dover Publications.

MANUAL, S. P. (1984). *Coastal Engineering Research Center. Department of the
Army, Waterways Experiment Station, 1.*

PUERTOS DEL ESTADO (1995): *ROM 0.4-95 Recomendación de obras marítimas con
acciones climáticas II: Viento*



Unha colección orientada a editar materiais docentes de calidade e pensada para apoiar o traballo do profesorado e do alumnado de todas as materias e titulacións da universidade

unidadesdidácticas
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA