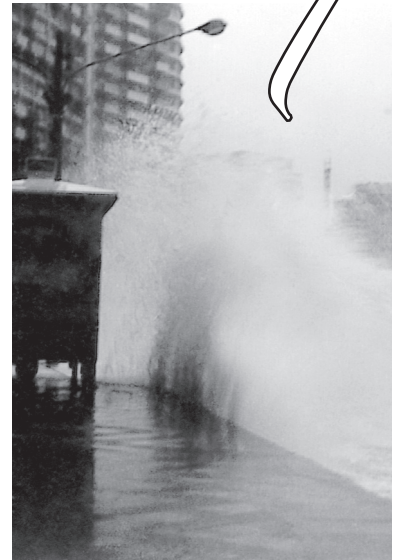


HIDRODINÂMICA DAS ONDAS DO MAR

Capítulo 1



1.1 INTRODUÇÃO SOBRE ONDAS DE OSCILAÇÃO

A superfície livre do mar ou de grandes corpos d'água, como lagos ou reservatórios, apresenta-se normalmente ondulada devido a perturbações no plano d'água em repouso originadas de diversas causas.

Os efeitos das ondas de superfície são de capital importância para o projeto de obras marítimas e lacustres, como portos, vias navegáveis, defesa dos litorais e de margens, obras *offshore* etc. e na Engenharia Naval.

Um conhecimento adequado dos processos físicos fundamentais envolvidos com as ondas de superfície é muito importante para o planejamento e projeto das obras marítimas e lacustres.

As ondas de superfície da interface água-ar transferem energia da fonte que as gerou para alguma estrutura ou linha de costa (ou margem), que dissipa ou reflete uma significativa parcela dessa energia. Assim, as ondas constituem o principal agente modelador da costa, pelo transporte de sedimentos que realizam, e produzem muitas das forças às quais as estruturas marítimas ou lacustres estão submetidas.

As ondas de oscilação são movimentos periódicos cuja propagação não envolve grande deslocamento de massas líquidas de sua posição inicial por ocasião de sua passagem.

As ondas de superfície geralmente derivam sua energia dos ventos que sopram sobre a superfície do mar e propagam-se principalmente no rumo em que eles sopram (convenciona-se indicar como rumo de propagação das ondas ou ventos o azimute da área de onde provêm).

Na área de influência do vento sobre a superfície da água, zona de geração das ondas, estas se apresentam com formas irregulares, denominadas vagas, e constantemente mutáveis por causa das irregularidades da ação do vento e da sua variabilidade no rumo de propagação (tridimensionalidade). A descrição da superfície do mar é dificultada pela interação das vagas individuais, podendo-se associar um

rumo de propagação a uma média dos rumos das vagas individuais. As vagas mais rápidas sobrepõem-se e passam sobre as mais lentas vindo de diferentes rumos. Algumas vezes, essa interação é construtiva, e outras vezes, destrutiva. Quando as ondas movem-se para fora da zona onde são diretamente afetadas pelo vento, assumem um aspecto mais ordenado, e são denominadas ondulações, com a configuração de cristas e cavados definidos e com uma subida e descida mais rítmicas. Essas ondulações são aproximadamente paralelas e propagam-se de modo sensivelmente uniforme e sem grandes deformações em direção à costa ou às margens, sendo, portanto, ondas bidimensionais. Chegam à costa com intensidade variável em função das características adquiridas quando de sua geração. Tais ondas podem viajar centenas ou milhares de quilômetros após deixarem a área em que foram geradas, sendo sua energia dissipada internamente ao fluido, pela interação com o ar, no leito em águas rasas e na arrebentação.

Na zona de geração das vagas, não é possível o estabelecimento de um equacionamento analítico do movimento, pois as rajadas da ação do vento são um fenômeno essencialmente aleatório, que deve ser tratado estatisticamente. Nesta zona, as vagas comportam-se como oscilações forçadas, em que a força perturbadora do vento é continuamente aplicada. Já as ondulações podem ser mais aproximadas ao conceito de ondas cilíndricas (bidimensionais) simples, sucessivas, equidistantes e de formas idênticas que se propagam com celeridade constante e sem deformações em águas profundas, constituindo um trem de ondas. Neste caso, as ondulações comportam-se muito mais como oscilações livres, isto é, sem a ação da força perturbadora do vento que as produziu e dependendo apenas da força da gravidade, o que permite o estabelecimento de formulações analíticas para o equacionamento do fenômeno.

As teorias formuladas para descrever analiticamente o mecanismo das ondas de oscilação são baseadas em ondas simples descritas por funções matemáticas elementares que podem ser usadas para descrever o movimento das ondas. Para muitas situações práticas, essas formulações simplificadas fornecem previsões confiáveis para as aplicações em Engenharia.

Em geral, o fenômeno das ondas de oscilação é complexo e difícil de ser descrito matematicamente devido às características de não-linearidade, tridimensionalidade e aleatoriedade. Entretanto, há duas teorias clássicas, uma desenvolvida por Airy e outra por Stokes, que descrevem as ondas simples e que preveem bem o comportamento das ondas, principalmente em lâminas d'água maiores relativamente ao comprimento de onda. Entre as teorias de ordem superior, ou de amplitude finita, citam-se a de Stokes de ordem superior, a cnoidal e a solitária.

A teoria de onda mais elementar, referida como de pequena amplitude ou linear, foi desenvolvida por Airy e é de fundamental importância, uma vez que não somente é de fácil aplicação mas também confiável, abrangendo um grande campo de todo o regime de ondas. Matematicamente, essa teoria pode ser considerada como uma primeira aproximação de uma completa descrição teórica do comportamento da onda.

A observação de um flutuador na superfície das ondas revela que sua posição oscila horizontal e verticalmente em torno de uma posição fixa. Isso pode parecer paradoxal, já que o perfil das ondas move-se progressivamente junto ao flutuador com velocidade definida. Obviamente, a velocidade do flutuador, que corresponde à velocidade da partícula d'água, e a velocidade com que a crista da onda se propaga,

que corresponde à velocidade de fase ou celeridade da onda, são muito diferentes. Assim, o conceito de ondas de oscilação ou quase oscilatórias pode ser entendido: corresponde àquelas ondas em que as trajetórias descritas pelas partículas são órbitas fechadas ou quase fechadas em cada período de onda.

Ondas sinusoidais ou harmônicas simples, como as tratadas neste capítulo, são ondas simples cujo perfil superficial pode ser descrito por uma única função seno ou cosseno. Elas são periódicas porque o seu movimento e o seu perfil superficial são recorrentes em iguais intervalos de tempo, definindo o período.

Por outro lado, uma forma de onda que se move relativamente a um ponto fixo, definindo um rumo de propagação, é denominada onda progressiva, que, portanto, reproduz-se no tempo e no espaço. E a onda é denominada de estacionária quando sua forma não tem rumo de propagação, e sua celeridade é nula.

A teoria linear de Airy descreve ondas puramente oscilatórias. Muitas teorias de ondas de amplitude finita descrevem ondas quase oscilatórias, já que, na realidade, o fluido desloca-se um pequeno comprimento no rumo de propagação das ondas em cada passagem sucessiva de onda. É importante distinguir os vários tipos de ondas que podem ser gerados e propagados. Na classificação das ondas apresentada na figura a seguir, o período, intervalo de tempo que uma onda dispense para progredir uma distância de um comprimento de onda, ou o seu recíproco, a frequência, relacionam-se à quantidade relativa de energia contida nas ondas. São também indicadas as forças geradoras primárias e de restauração para as várias regiões desse espectro de energia.

De primária importância são as ondas de gravidade geradas pelo vento, que têm períodos de 1 a 30 s – os períodos mais frequentes são de 5 a 15 s –, pois são normalmente as mais importantes nos estudos de Hidráulica Marítima e de grandes lagos. São denominadas ondas de gravidade porque a principal força restauradora é a da gravidade, isto é, a força que tenta restabelecer o estado de equilíbrio em repouso da superfície da água. Esse tipo de ondas apresenta uma grande quantidade de energia a elas associada.

O espectro de ondas genérico é essencialmente contínuo das ondas capilares, passando pelas ondas gravitacionais, ondas de longo período (como as oscilações de superfície em bacias portuárias, tsunamis gerados por terremotos ou erupções vulcânicas submarinas, maremotos gerados por perturbações meteorológicas de grande escala como furacões), até as marés astronômicas. Entretanto, nem todos os períodos de ondas estão presentes num dado local e num determinado instante, embora usualmente coexistam muitos diferentes períodos, mesmo que somente com baixos níveis de energia. Por exemplo, a análise detalhada de uma série histórica de níveis d'água num ponto de uma baía pode mostrar ondas de vento de 2 a 6 s, oscilações geradas pelo deslocamento de uma perturbação meteorológica com período de 1 h e uma maré com componentes de período de 12 a 24 h.

Como vimos, as ondas de gravidade podem ser subdivididas em vagas e ondulações. As primeiras são denominadas ondas de crista curta por conta das interseções de ondas que se propagam em diferentes rumos, e são usualmente compostas por ondas mais esbeltas (sua esbelteza ou encurvamento – relação entre a altura e o comprimento de onda – é maior) com períodos e comprimentos de ondas mais curtos e superfície d'água muito mais perturbada pela ação direta do vento. E as ondulações são denominadas de ondas longas e são muito mais regulares, pois não estão sujeitas à ação intensa do vento.

As principais características das ondas de gravidade podem ser resumidas como segue:

- a) São de períodos relativamente curtos, podendo-se citar as seguintes ordens de grandeza máxima:

	Oceano Pacífico	Mar do Norte	Mar Mediterrâneo	Cananeia (SP)
Período (s)	22	20	14	12
Comprimento (m)	900	500	300	170
Altura ^(*) (m)	25	20	10	7

^(*) Altura máxima assinalada: 34 m no Oceano Pacífico.

Em águas rasas, os comprimentos das ondas – e, conseqüentemente, suas velocidades – reduzem-se até mesmo à metade. A amplitude também é reduzida.

- b) Em águas profundas, a sua influência está restrita a uma camada superficial e não a toda profundidade.
- c) Os movimentos das partículas d'água associadas são de magnitude semelhante nas direções vertical e horizontal.
- d) As acelerações verticais das partículas d'água são significativas e aproximam-se da ordem de magnitude da aceleração da gravidade (g), podendo atingir 0,1 a 0,2 (g) nas maiores ondas.

Já vimos que as ondas reais são complexas, entretanto muitos aspectos da mecânica dos fluidos necessários para a discussão completa têm influência reduzida na solução da maioria dos problemas de Engenharia. Portanto, uma teoria simplificada que omita muitos dos fatores complicadores é útil. As hipóteses feitas no desenvolvimento da teoria simplificada apresentada devem ser entendidas porque nem todas são justificáveis em todos os problemas. Quando uma hipótese não for válida num problema particular, uma teoria mais completa deve ser empregada.

A mais restritiva das hipóteses comuns é a de que as ondas são pequenas perturbações da superfície da água em repouso. Isso conduz à teoria de onda genericamente denominada de pequena amplitude, linear, de Airy ou de Stokes de primeira ordem. Essa teoria fornece informações para o comportamento de todas as ondas periódicas e uma descrição da mecânica das ondas que é apropriada para a maioria dos problemas de Engenharia. Ela não permite levar em conta o transporte de massa devido às ondas, ou o fato de que as cristas das ondas afastam-se mais do nível d'água em repouso do que os cavados, ou a própria existência da arrebentação das ondas, para cujas previsões são necessárias teorias mais gerais.

As principais hipóteses formuladas comumente no desenvolvimento da teoria de uma onda simples são:

- a) O fluido é homogêneo e incompressível, portanto de massa específica (ρ) constante.
- b) A tensão superficial é negligenciável, o que é aceitável para comprimentos de onda superiores a 2 cm e períodos superiores a 0,1 s.
- c) Pode-se negligenciar o efeito da aceleração de Coriolis.
- d) A pressão na superfície livre é uniforme e constante (atmosférica).

- e) O fluido é ideal e não viscoso.
- f) A onda considerada não interage com as outras.
- g) O leito é horizontal, fixo, impermeável, e isso implica que a velocidade orbital vertical junto ao leito é nula.
- h) A amplitude da onda é pequena comparativamente com seu comprimento e a profundidade da água, e sua forma é invariante no tempo e no espaço.
- i) As ondas são planas (ou de crista longa ou bidimensionais), com forma lisa e regular, porque o movimento das partículas líquidas que formam a onda apresenta simetria cilíndrica, ou seja, repete-se identicamente em planos paralelos ao rumo de propagação.

Como veremos, as velocidades das partículas de água são relacionadas às amplitudes das ondas, e suas velocidades de fase ou celeridades são relacionadas com a profundidade da água e o comprimento da onda. Isso implica, pela hipótese (h), que as velocidades das partículas são pequenas quando comparadas à velocidade de fase da onda.

De um modo geral, pode-se dizer que as três primeiras hipóteses são aceitáveis para virtualmente todos os problemas. As hipóteses (d), (e) e (f) somente não são consideradas em problemas muito específicos. Já as três últimas hipóteses não são consideradas em vários casos, principalmente em águas mais rasas e perto da arrebentação, onde as velocidades das partículas e a velocidade de fase da onda são próximas.

As características, definições e os equacionamentos básicos relacionados com uma onda oscilatória progressiva sinusoidal simples estão ilustrados nas Figs. 1.1(A) e 1.1(B).



Figura 1.1
(A) Vistas do canal de ondas do LHEPUSP. (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH)

B

Movimento orbital real com órbita não fechada (deriva resultante)

$$u = \frac{ag \cosh k(z+h)}{c \cosh(kh)} \cos \theta$$

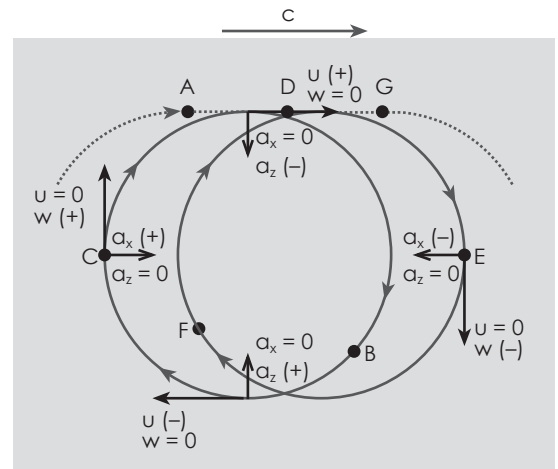
$$w = \frac{ag \sinh k(z+h)}{c \cosh(kh)} \sin \theta$$

u, w: componentes horizontal e vertical da velocidade orbital tangencial (Airy)

$$a_x = \frac{g\pi H \cosh k(z+h)}{L \cosh(kh)} \sin \theta$$

$$a_z = \frac{-g\pi H \sinh k(z+h)}{L \cosh(kh)} \cos \theta$$

a_x, a_z: componentes horizontal e vertical da aceleração centrípeta orbital (Airy)



Movimento orbital em águas profundas (h > L/2)

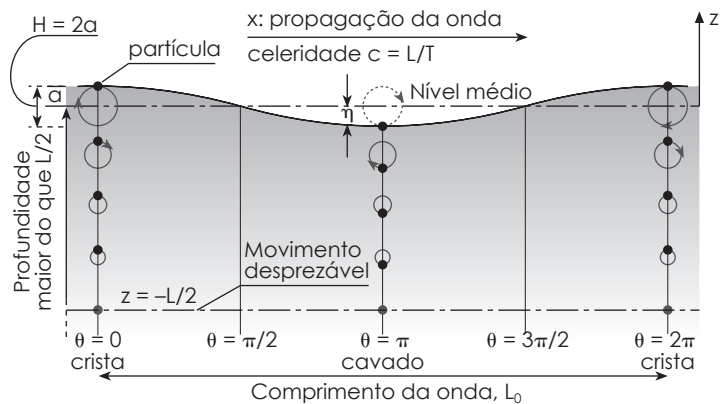
$$\eta = a \cos \left[\frac{2\pi}{L} x - \frac{2\pi}{T} t \right]$$

fase(θ)

η = ordenada da linha d'água
 k = (2π/L) = número de onda
 ω = (2π/T) = frequência angular

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$$

Raio de órbita = a exp(kz)



Movimento orbital em águas intermediárias e rasas (h < L/2)

$$\eta = a \cos \left[\frac{2\pi}{L} x - \frac{2\pi}{T} t \right]$$

fase(θ)

η = ordenada da linha d'água
 k = (2π/L) = número de onda
 ω = (2π/T) = frequência angular

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh(kh)$$

Semieixos da elipse orbital:

$$A = \frac{a \cosh k(z+h)}{\sinh(kh)} \text{ (horizontal)}$$

$$B = \frac{a \sinh k(z+h)}{\sinh(kh)} \text{ (vertical)}$$

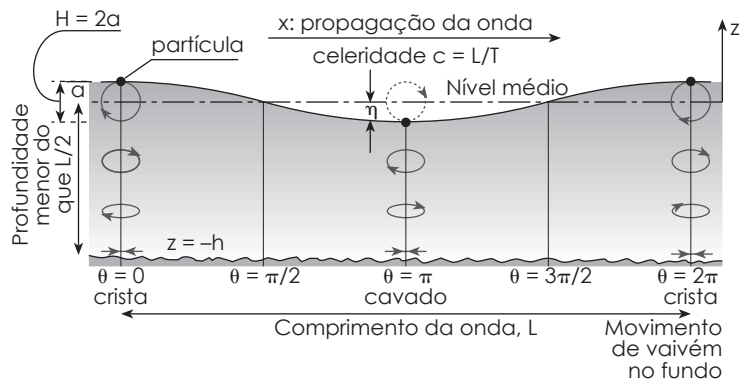


Figura 1.1

(B) Definições e equacionamentos básicos de uma onda oscilatória progressiva sinusoidal simples, segundo Airy.

A agitação das ondas de oscilação desempenha ação dominante em movimentar os sedimentos do fundo das áreas costeiras, bem como originando as correntes de arrebenção longitudinais, transversais e nas velocidades de transporte de massa, as quais transportam os sedimentos. A assimetria das velocidades sob a crista e o cavado das ondas é outra fonte geradora do transporte resultante de sedimentos.

As ondas podem ser geradas por efeito de ventos locais soprando sobre o mar numa certa pista de sopro (*fetch*) num determinado tempo, as vagas; ou ser produzidas por tempestades distantes, quando as ondulações (ou marulhos) têm maior período (digamos, certamente acima de 10 s) e, conseqüentemente, maior comprimento (digamos, acima de 200 m), com menor dispersão de períodos, rumos e alturas, e por isso menor esbeltez ($\delta = H/L$) do que as vagas.

O monitoramento sistemático da agitação evidencia que os ventos locais e as vagas têm pouco efeito sobre as dimensões e propagação das ondulações, sendo mínima a interação, porque essas últimas ondas, deixando a área da tempestade geradora, têm sua energia atenuada, com conseqüente redução de altura a alguns centímetros e pouca área exposta ao vento.

1.2 ONDAS MONOCROMÁTICAS E ONDAS NATURAIS

A onda de oscilação do tipo mais simples é a monocromática (ou regular, ou de frequência única), que possui um único valor de altura, H , e período, T , sendo cada onda idêntica às outras. Se a onda tem uma altura muito reduzida comparada com o seu comprimento, aproxima-se bem de uma oscilação do nível d'água senoidal, e seus parâmetros podem ser fornecidos pela teoria linear de ondas. As ondulações aproximam-se razoavelmente bem das ondas monocromáticas.

As ondas naturais (irregulares, ou randômicas) no mar compreendem um espectro de períodos, rumos e alturas de ondas. O espectro de frequência, $S(\omega)$, fornece a distribuição da energia da onda como função da frequência angular $\omega = 2\pi/T$. Os espectros medidos no mar podem ser aproximados por duas formas extremas: ondas plenamente desenvolvidas em águas profundas e pico mais definido e afilado, que se aplica à agitação na plataforma continental. Essa última condição é mais apropriada quando se analisam situações costeiras para estudos de processos litorâneos, pois as ondas “sentem” o fundo e, portanto, o sedimento “sente” a onda.

A Fig. 1.2 ilustra dados de mar, registrados por ondógrafo em 25, 26 e 27/01/1973 na Plataforma Marítima P-3 da Petrobras, no litoral do Estado do Espírito Santo. No dia 26, nota-se um deslocamento do sistema de alta pressão polar para NE. Como a alta do Atlântico Sul permanece na sua posição, gera-se uma linha de instabilidade estendendo-se na altura do litoral do Rio de Janeiro. Essa linha provoca um aumento na velocidade do vento na costa do Espírito Santo, observando-se vento de N e NNE com intensidade de 15 nós. A frente fria passa pela área de interesse no dia 27, produzindo mudança na direção dos ventos para SW e SSW, influenciando diretamente na mudança da pista de sopro livre dos ventos sobre a superfície do mar. A costa do Espírito Santo nestas latitudes praticamente tem orientação N-S, resultando numa pista de sopro livre de aproximadamente 40 MN, para os ventos de SW e SSW, enquanto para ventos de NE e NNE a pista

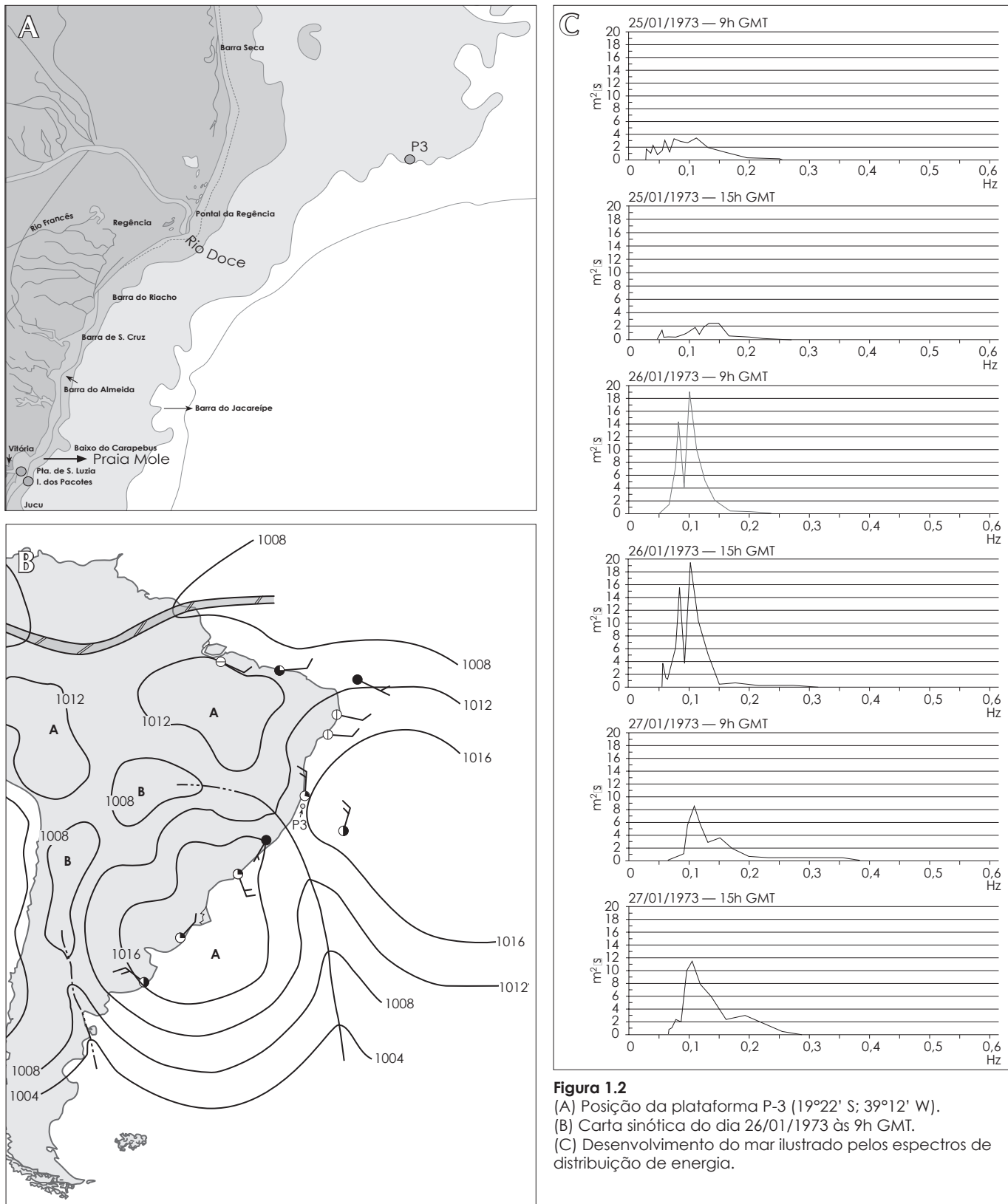


Figura 1.2
 (A) Posição da plataforma P-3 (19°22' S; 39°12' W).
 (B) Carta sinótica do dia 26/01/1973 às 9h GMT.
 (C) Desenvolvimento do mar ilustrado pelos espectros de distribuição de energia.

é praticamente ilimitada. Os aspectos de distribuição de energia com a frequência evidenciam como a energia ondulatória atinge seu máximo na condição pré-frontal, pela intensificação dos ventos de N e NNE, reduzindo-se com a passagem da frente fria pela redução da extensão da pista de sopro livre e da velocidade dos ventos.

As ondas naturais são frequentemente descritas somente pela sua altura significativa, H_s , correspondente à altura média do terço maior de ondas de um registro, e pelo seu período médio, T_z . Ambas as grandezas são estatisticamente definidas por ondas correspondentes ao cruzamento ascendente do zero (nível d'água em repouso).

1.3 DISPERSÃO DA ONDA E VELOCIDADE DE GRUPO

Aquelas ondas em águas profundas que têm maiores períodos e, conseqüentemente, maiores comprimentos deslocam-se mais rapidamente, sendo as primeiras a atingir regiões afastadas da tempestade que as gerou. O registro numa localidade de ondas provenientes de uma tempestade a grande distância (mais de 500 milhas náuticas, digamos) mostra ao longo do tempo que o pico do espectro de energia

Figura 1.3

(A) e (B) A composição de dois trens de onda (mostrados em preto e cinza) de comprimentos ligeiramente diferentes (mas de mesma amplitude), formando grupos de ondas. (C) Trecho de ondograma registrado com ondógrafo de ultrassom ao largo da Ilha da Moela em Santos (SP), numa profundidade de 22 m no dia 18/01/1980.

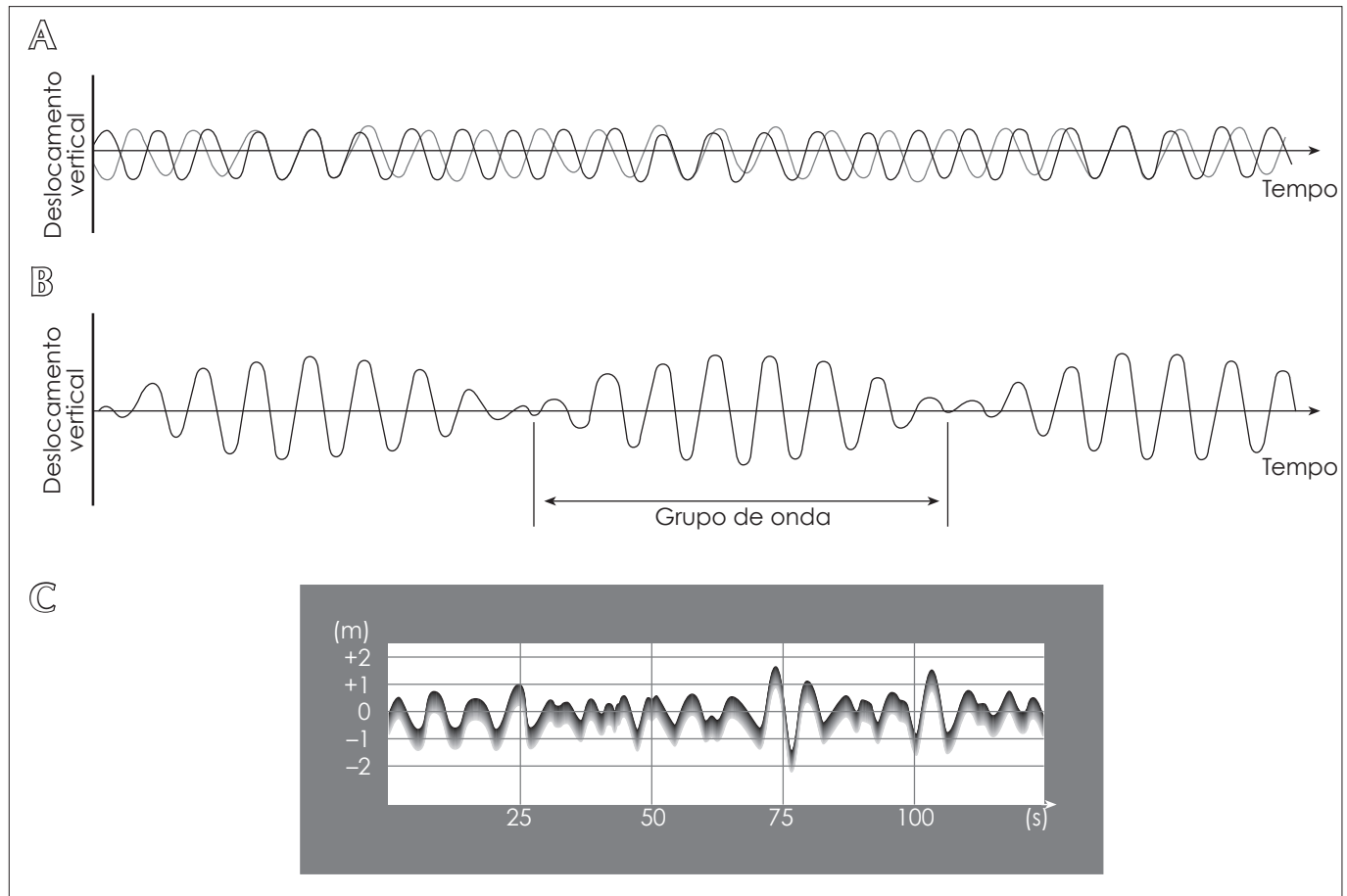
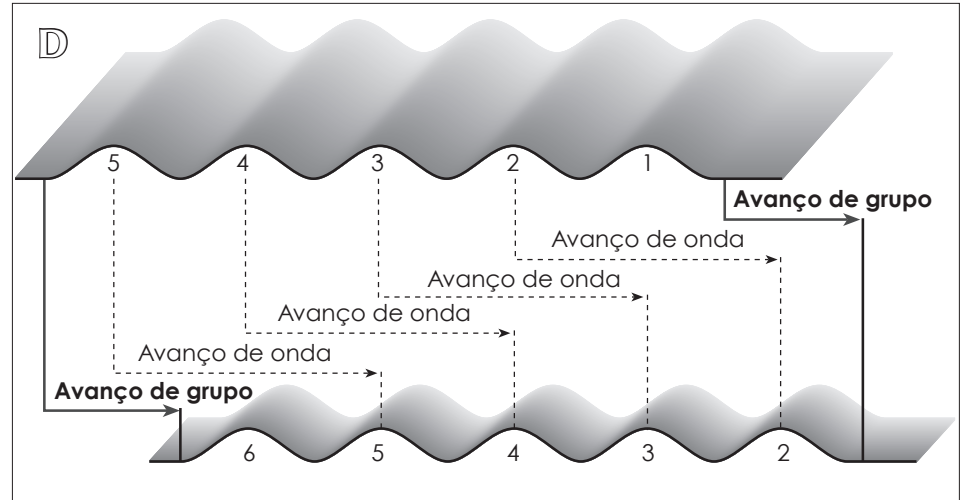


Figura 1.3 (Continuação)

(D) A relação entre celeridade de onda e celeridade de grupo. À medida que a onda avança da esquerda para a direita, cada onda move-se através do grupo para extinguir-se na frente (por exemplo, a onda 1), conforme novas ondas formam-se na retaguarda (por exemplo, a onda 6). Neste processo, a energia da onda encontra-se contida em cada grupo e avança com a velocidade de grupo.



desloca-se progressivamente para as altas frequências, com o que é possível estimar as sucessivas celeridades e o tempo e o local de sua origem.

Esta separação das ondas devida às diferentes celeridades é conhecida como dispersão, característica que produz um fenômeno de interferência entre ondas que forma os chamados grupos de ondas, os quais apresentam uma celeridade de grupo.

As Figs. 1.3(A) e (B) evidenciam um simplificado e idealizado exemplo de interferência de dois trens de onda sinusoidais com pequena diferença de comprimento e, conseqüentemente, de período, e mesma altura das ondas (H), movendo-se no mesmo rumo. É possível proceder à soma dos dois trens, já que a superposição de soluções é permissível quando se usa a teoria linear. Nas posições em que as cristas dos dois trens de onda coincidem, estando completamente em fase, as amplitudes somam-se e a altura de onda observada é $2H$. Nas posições em que as cristas de um trem de onda coincidem com os cavados do outro, os dois trens de onda estão completamente em oposição de fase, a altura de onda resultante é nula, isto é, as amplitudes cancelam-se e a superfície d'água tem mínimo deslocamento. Na Fig. 1.3(C), apresenta-se um ondograma real.

Assim, os dois trens de ondas interagem, cada um perdendo sua identidade individual, combinando-se na formação de uma série de grupos de onda, separados por regiões quase ausentes de agitação. O grupo de onda avança mais lentamente do que as ondas individuais no grupo. A Fig. 1.3(D) mostra a relação entre a celeridade da onda e a de grupo.

A celeridade com a qual um trem de ondas se propaga geralmente não é idêntica à celeridade com que as ondas individuais dentro do grupo se propagam. A celeridade – ou velocidade – de grupo (c_g) é inferior à celeridade – ou velocidade de fase – em águas intermediárias ou profundas.

A celeridade de grupo e o termo $n(c_g = nc)$, pela teoria linear de ondas, são dados por:

$$c_g = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right)$$

sendo, em águas profundas,

$$c_{g_0} = \frac{c_0}{2}$$

$$n_0 = 0,5$$

e em águas rasas,

$$c_g = c$$

$$n = 1$$

Assim, excetuando a área de águas rasas em que cada onda representa seu próprio grupo, a celeridade das ondas é maior do que a celeridade de grupo. Dessa forma, um observador que segue um grupo de ondas com a sua velocidade nota que as ondas componentes surgem no ponto nodal da retaguarda do grupo e movem-se para a frente, através do grupo, viajando com a celeridade, e desaparecem no ponto nodal da vanguarda do grupo.

A celeridade de grupo é importante porque é com essa velocidade que a energia das ondas se propaga.

1.4 ENERGIA DA ONDA

1.4.1 Pressão subsuperficial

A pressão subsuperficial efetiva sob a ação das ondas é dada por:

$$P = \frac{\gamma a \cosh[k(h+z)] \cos(kx - \omega t)}{\cosh(kh)} - \gamma z$$

sendo γ o peso específico da água.

O primeiro termo da equação representa a componente dinâmica devida à aceleração pela passagem da onda, enquanto o segundo termo é a componente hidrostática da pressão. Pode-se reescrever a equação como:

$$p = \gamma \eta K_z - \gamma z = \gamma (\eta K_z - z)$$

sendo:

$$K_z = \frac{\cosh[k(h+z)]}{\cosh(kh)}$$

O parâmetro K_z é denominado fator de resposta de pressão. Dois casos particulares importantes ocorrem quando:

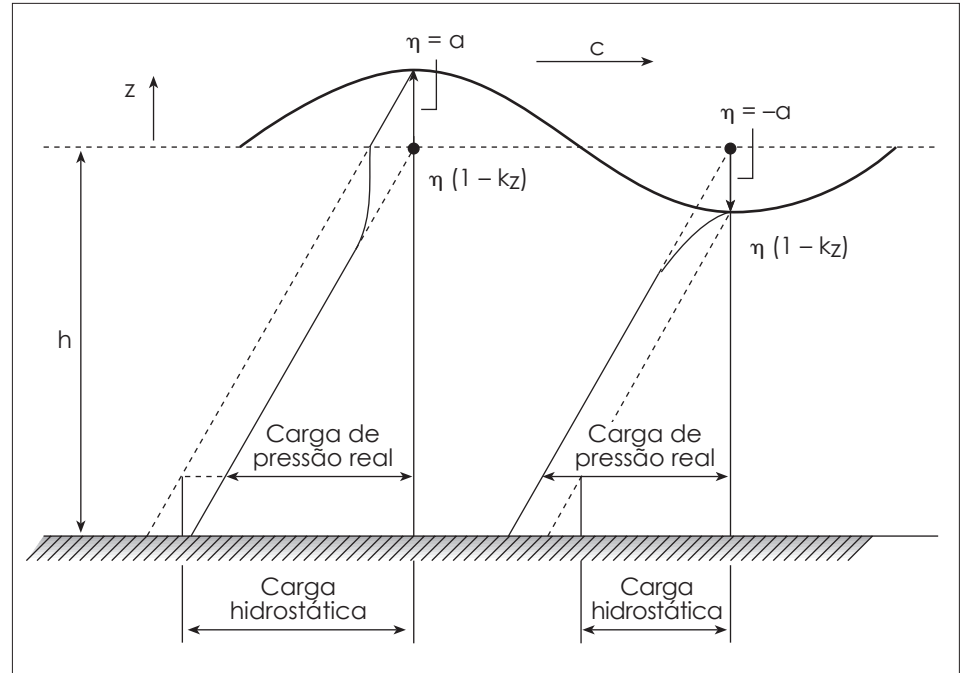
$z = 0$ (nível d'água em repouso),

$z = -h$ (no leito).

Conclui-se que a pressão nas zonas de z positivo, com a passagem de uma crista de onda pela seção, pode ser considerada hidrostática, o que está representado na Fig. 1.4. Por outro lado, no leito sob a crista da onda ($\eta > 0$), a pressão é inferior à hidrostática, enquanto sob o cavado, supera a hidrostática. A explicação física

Figura 1.4

Diagramas de cargas de pressões pela passagem da crista e cavado da onda.



para essas duas condições extremas é a seguinte: por ocasião da passagem de uma crista, as partículas apresentam aceleração centrífuga dirigida para cima, aliviando a gravidade, enquanto no cavado a aceleração centrífuga é dirigida para baixo no sentido da gravidade.

A definição dos diagramas de pressão causados pela passagem de ondas progressivas é importante para a determinação de esforços em elementos de obras vazadas, como estacas de plataformas.

1.4.2 Energia e potência das ondas

A energia total de um sistema de ondas é a soma de suas energias cinética e potencial. A primeira decorre das velocidades das partículas d'água associadas com o movimento. A segunda resulta da porção de massa fluida acima do cavado. De acordo com a teoria linear, as energias cinética e potencial componentes são iguais, e a energia total em um comprimento de onda por unidade de comprimento de crista é:

$$E_T = \frac{1}{8} \rho g H^2 L$$

onde ρ é a massa específica da água.

A energia total da onda por unidade de área superficial, denominada energia específica, é dada por:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

Obviamente, nenhuma energia é transmitida através das regiões com ausência das ondas, isto é, entre os grupos de ondas. Por outro lado, a transmissão de energia é máxima quando as ondas no grupo atingem a máxima dimensão. Em assim sendo, a energia está contida no grupo de onda e propaga-se com a velocidade de grupo.

O fluxo de energia da onda é a taxa pela qual a energia é transmitida no rumo de propagação da onda em um plano vertical perpendicular a esta e estendendo-se por toda a profundidade. A energia transmitida durante um período equivale à totalidade da energia contida num comprimento de onda. O fluxo de energia médio por unidade de comprimento de crista é:

$$P = E c_g = E n c$$

sendo P também denominada de potência da onda.

Para águas profundas e águas rasas, têm-se respectivamente:

$$P_0 = E_0 n_0 c_0 = \frac{1}{8} \rho g H_0^2 \frac{1}{2} \frac{gT}{2\pi} = \frac{1}{32\pi} \rho g^2 H_0^2 T$$

$$P = Ec = \frac{1}{8} \rho g H^2 \sqrt{gh}$$

1.5 CARACTERÍSTICAS ESTATÍSTICAS DAS ALTURAS DAS ONDAS OCEÂNICAS

1.5.1 Distribuição das alturas de ondas numa tempestade

A probabilidade de excedência de uma altura de onda H , $(P(H))$, numa tempestade pode ser estimada pela distribuição de Rayleigh (ver Figura 1.5), que é a de melhor ajuste em águas profundas nesta estatística de curto período:

$$P(H) = e^{-2(H/H_s)^2} = e^{-(H/H_{RMS})^2}$$

correspondendo respectivamente a cálculos com a altura significativa H_s (média do terço maior de alturas das i ondas de um registro) e com a raiz do valor quadrático médio

$$H_{RMS} = \sqrt{\overline{H_i^2}}$$

Segundo essa distribuição, são estes os valores notáveis para as alturas de ondas:

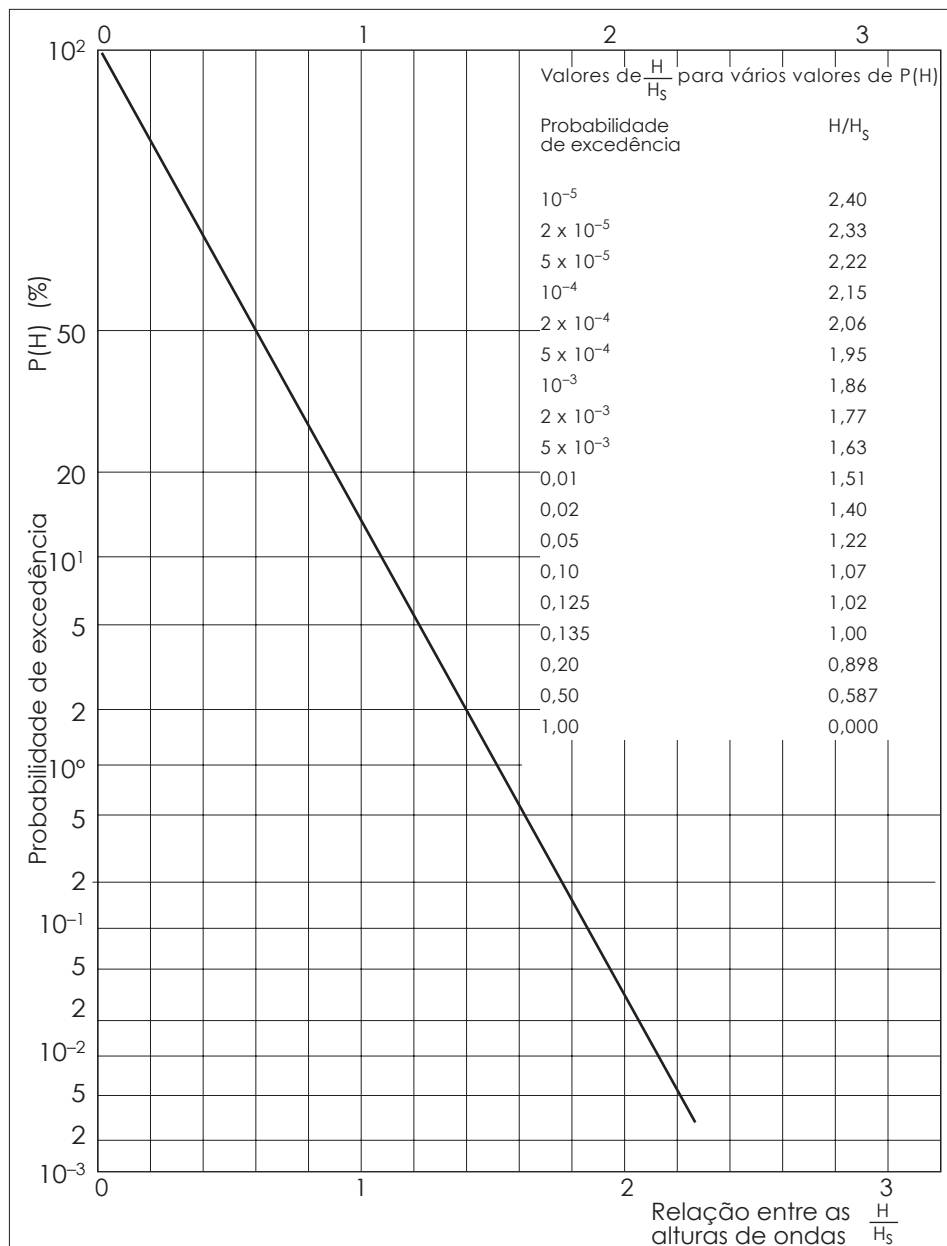
$$H_{\text{máx}} = 1,86 H_s \quad (P(H_{\text{máx}}) = 0,001);$$

$$H_{RMS} = 0,706 H_s;$$

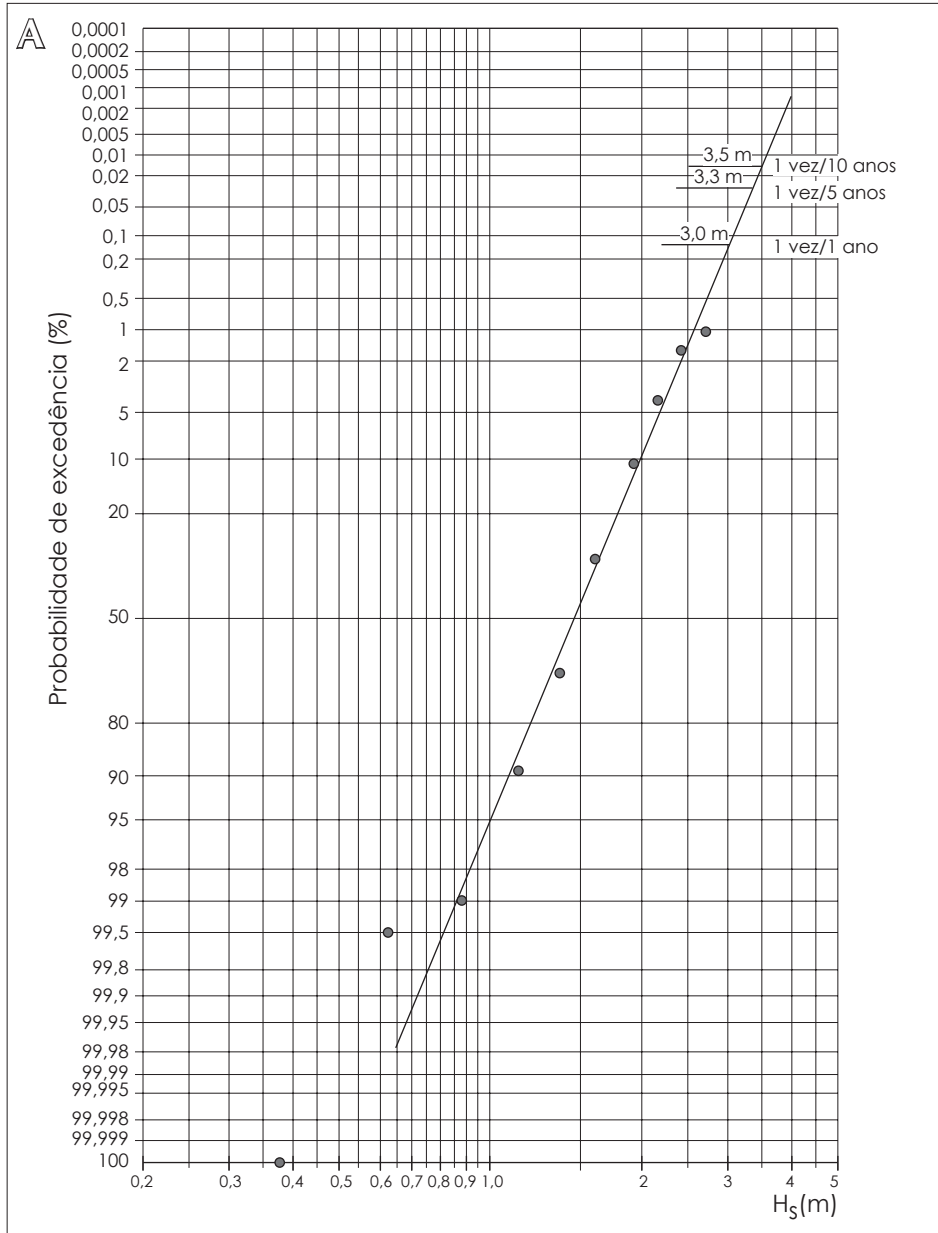
$$\bar{H} = 0,626 H_s \text{ (média)}$$

Cada onda é caracterizada pela porção do registro ondográfico contido entre dois cruzamentos sucessivos do nível médio do mar no período de registro (zero), podendo-se considerar o cruzamento ascendente ou descendente.

Figura 1.5
Distribuição de Rayleigh.



A caracterização de um registro de ondas naturais é frequentemente efetuada pelo fornecimento da altura de onda significativa e pelo período médio (T_z). Essa é a prática usual adotada nos estudos de Hidráulica Marítima, uma vez que são negligenciadas as ondas menores, cujos efeitos não são dominantes. Além disso, os registros hidrográficos mostram que a altura de onda significativa corresponde razoavelmente bem à percepção visual da máxima agitação de um observador experiente, fornecendo resultados bastante próximos. A altura correspondente à raiz do valor quadrático médio é também utilizada na caracterização da energia da onda, porque o seu quadrado é uma boa medida média desta. Outro período também adotado na caracterização do registro de ondas é o período de pico do espectro (T_p), que, dependendo da forma do espectro, pode ser de 1,1 a 1,4 vezes o período médio.

**Figura 1.6**

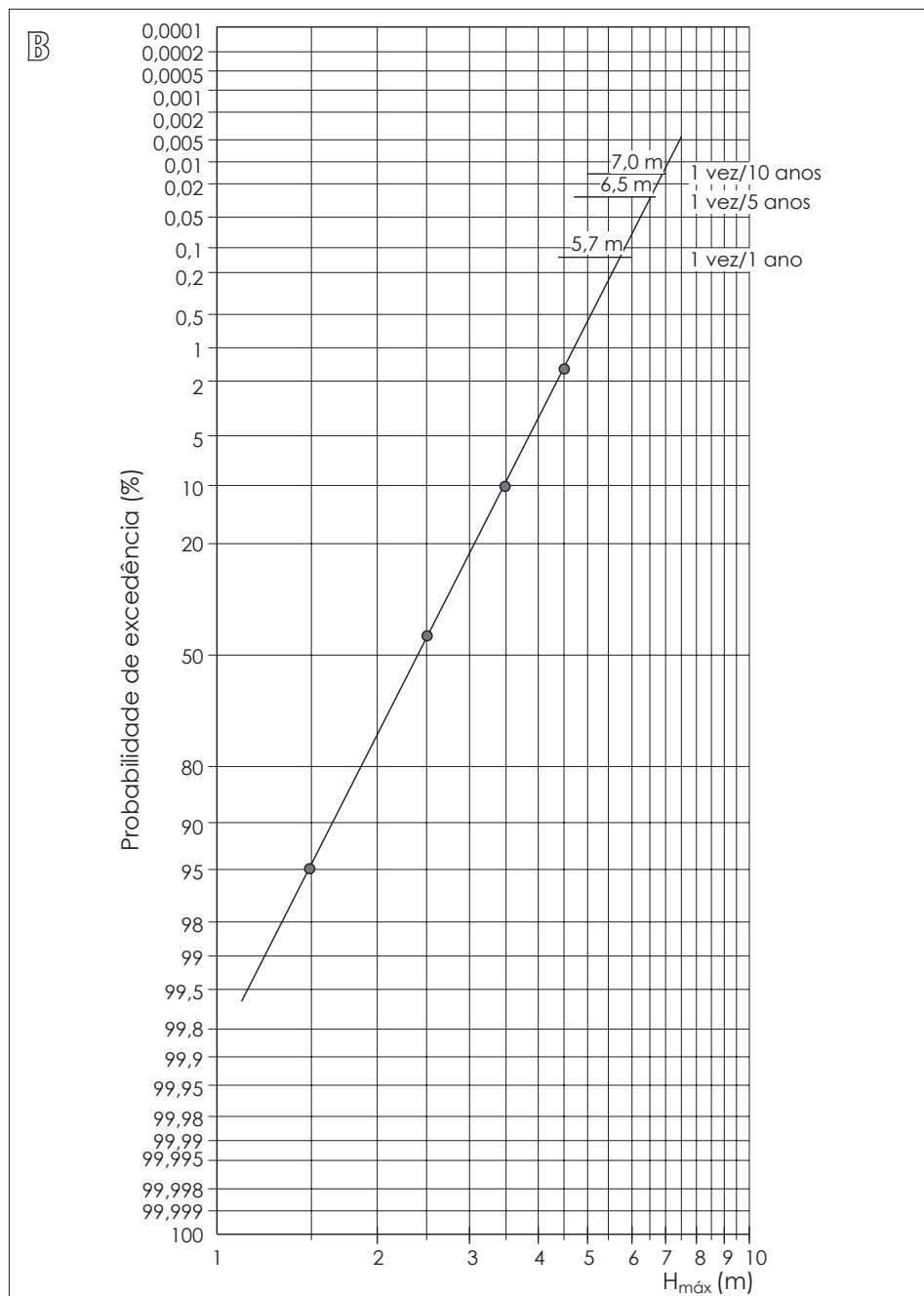
(A) Previsão de longo período de retorno da altura de onda significativa e máxima na costa do Espírito Santo na localidade assinalada na Fig. 1.2. (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH)

1.5.2 Distribuição estatística de longo período

A estimativa de longo período – acima de 10 anos – da distribuição de alturas é frequentemente efetuada com metodologias de distribuições estatísticas de fenômenos aleatórios (por exemplo, as de Gumbel e Weibull) utilizando-se como parâmetro a altura de onda significativa ou máxima (ver Fig. 1.6). Essas distribuições, associadas com a distribuição estatística de curto período, permitem estimativas de períodos de retorno para o projeto de obras costeiras. A dispersão da previsão de uma altura de onda em função do período de retorno para diferentes distribuições estatísticas começa a ser muito grande quando o período de retorno supera de 3 a 4 vezes o período de observação da base de dados de ondas. Séries

Figura 1.6 (Continuação)

(B) Previsão de longo período de retorno da altura de onda máxima na costa do Espírito Santo na localidade assinalada na Fig. 1.2. (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH)



históricas contínuas de longo período de registros com ondógrafos no litoral brasileiro são poucas, e assim são usadas técnicas de reconstituição do estado do mar passado a partir de dados meteorológicos para definir as distribuições de longo período, como apresentado no gráfico de Darbyshire e Draper na Fig. 1.7, a partir da pista de sopro (*fetch*), velocidade do vento a 10 m acima do nível do mar e duração do vento para atingir o mar plenamente desenvolvido. Com os valores da velocidade e do *fetch*, verifica-se a duração para obter a condição para mar plenamente desenvolvido, e se avalia, para a mesma velocidade, se o caso é de limitação de *fetch* ou de duração.

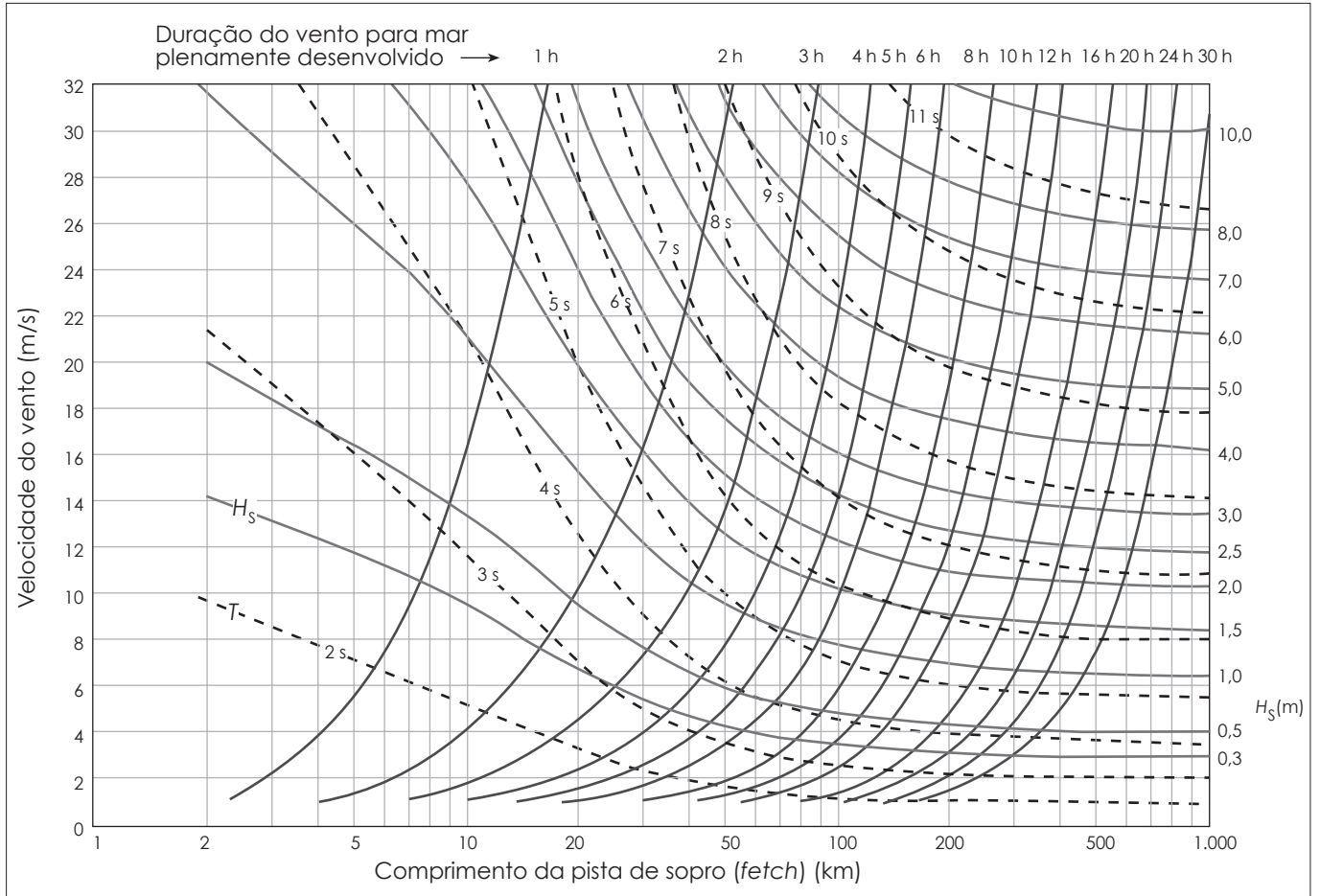


Figura 1.7 Geração de onda pelo vento, estimativa das características da agitação significativa em águas profundas gerada pelo vento.

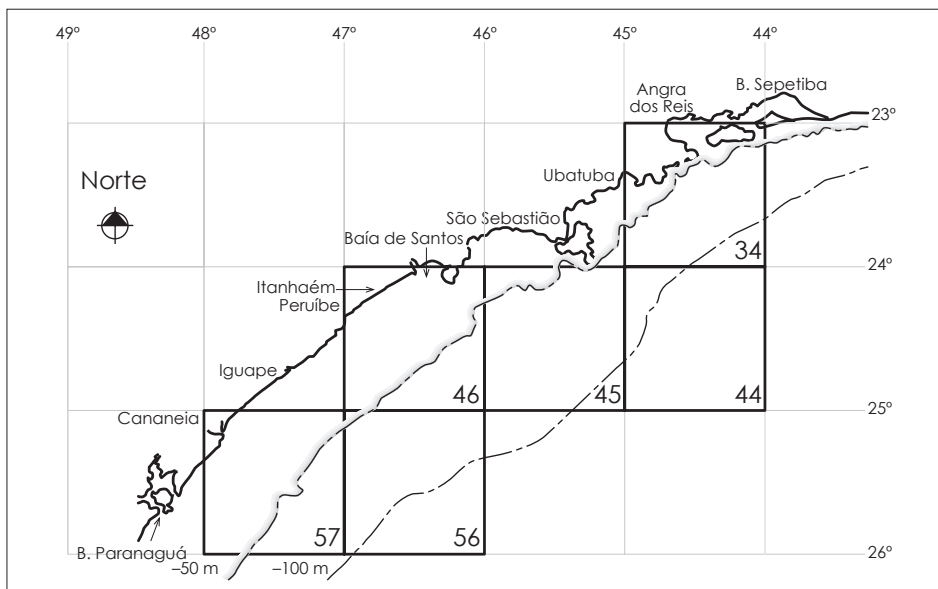
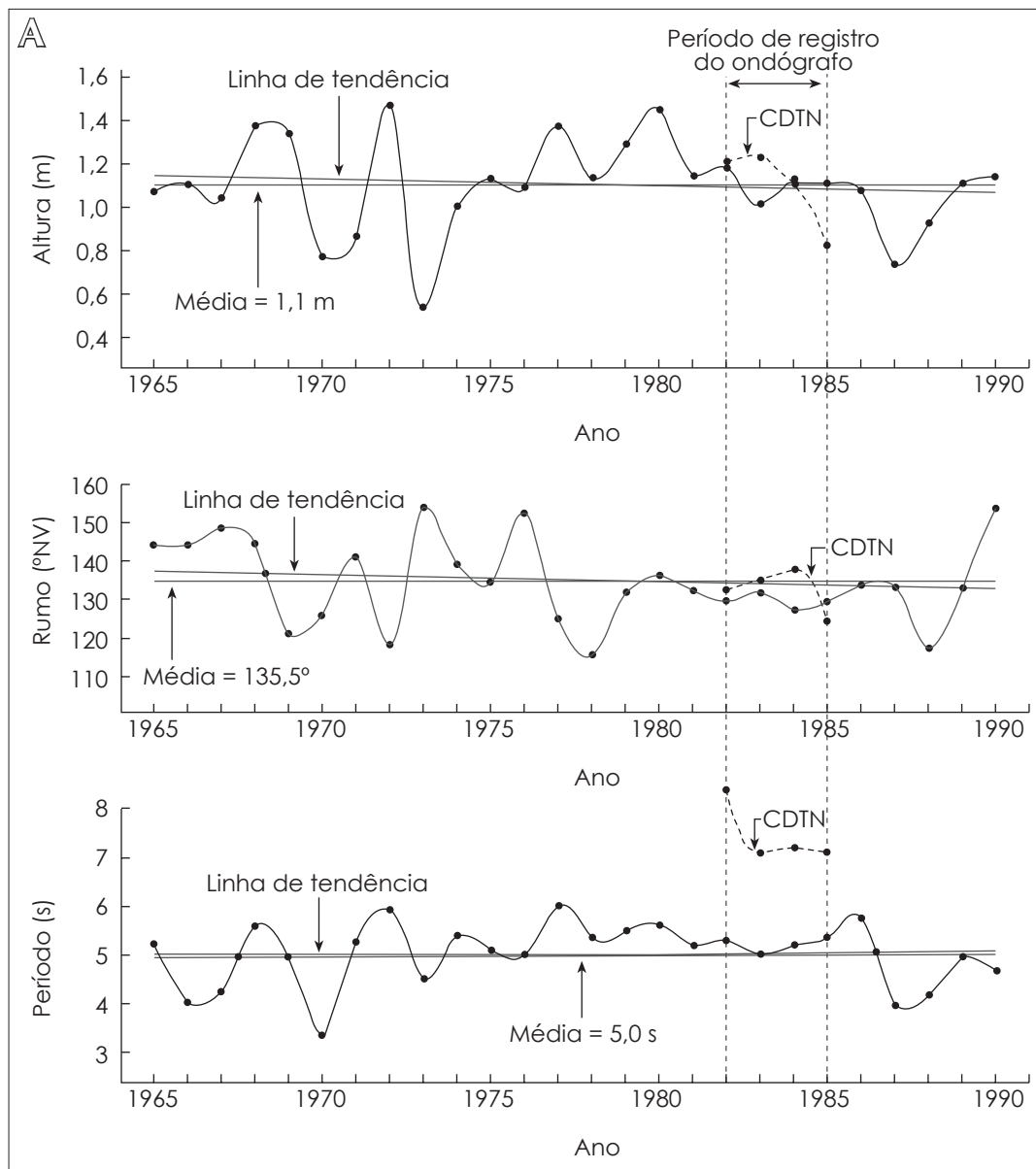


Figura 1.8 Subquadrados 34, 44, 45, 46, 56 e 57 do quadrado 376 de Marsden.

Figura 1.9

(A) Média anual dos parâmetros de ondas obtidos dos dados do BNDO (Brasil/Marinha/DHN) e da Nuclebras/CDTN (1982 a 1985) para o subquadrado 46 do quadrado 376 de Marsden. Região ao largo da Praia Grande (SP). (Araújo e Alfredini, 2001)



Outra fonte de dados para o estabelecimento de séries de longo período é o recurso a observações visuais de ondas a partir de navios hidrográficos. Nas Figs. 1.8 e 1.9(A) e Tab. 1.1 estão apresentados os dados de ondas do Banco Nacional de Dados Oceanográficos – BNDO, Marinha do Brasil, que cobrem os anos de 1965 a 1990 no subquadrado 46 do quadrado 376 de Marsden, que abrange as áreas costeiras de latitudes 24 e 25 °S e longitudes de 46 a 47 °W, correspondente ao litoral centro-sul do Estado de São Paulo. São dados de vagas e marulhos obtidos de observações visuais a partir de navios hidrográficos em águas profundas. Na Tab. 1.2 estão apresentados os dados de ondas, já irradiados para águas profundas, registrados com ondógrafo na Praia do Una em Iguape de 1982 a 1985 (Nuclebras, 1982 a 1985), que é a mais extensa série de registro de agitação da costa do Estado de São Paulo e cujos dados representativos em águas profundas estão consolidados na Fig. 1.9(B).

TABELA 1.1

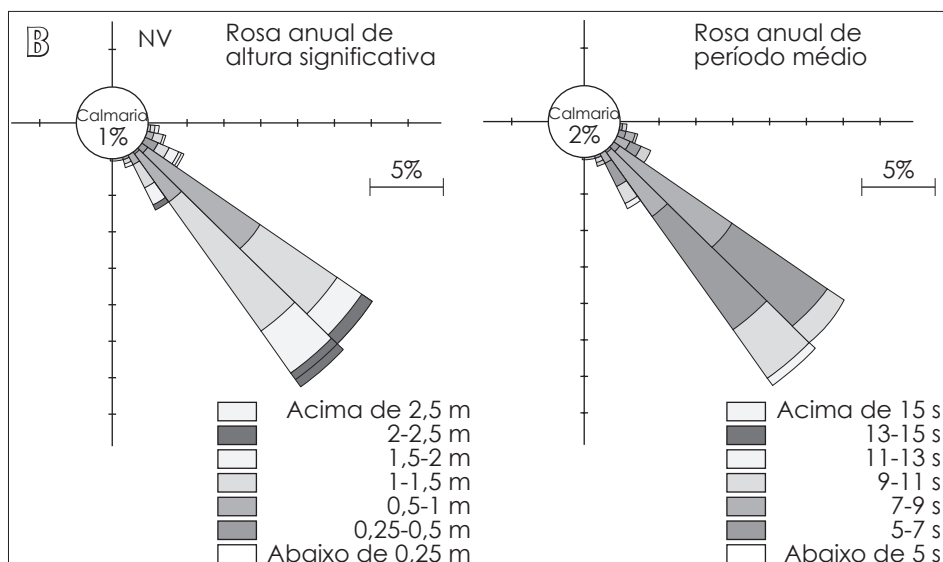
Dados de onda médios em água profunda calculados a partir dos dados do BND0 do subquadrado 46 do quadrado 376 de Marsden. Região ao largo da Praia Grande (SP)

Ano	Rumo (°NV)	T_z (s)	H_{0s} (m)
1982	129,6	5,4	1,19
1983	132,9	4,9	1,00
1984	128,0	5,2	1,12
1985	129,4	5,4	1,11

TABELA 1.2

Dados de onda médios em água profunda calculados a partir dos dados da Nuclebras/CDTN da Praia do Una em Iguape (SP)

Ano	Rumo (°NV)	T_z (s)	H_{0s} (m)
1982	132,7	8,3	1,21
1983	134,8	7,1	1,23
1984	137,9	7,2	1,10
1985	124,5	7,1	0,82

**Figura 1.9**

(B) Rosa de ondas representativas de 1 ano em água profunda a partir dos dados da Nuclebras/CDTN (1982 a 1985) da Praia do Una em Iguape (SP).

1.6 EFEITOS DE ÁGUAS RASAS

1.6.1 Empolamento e refração

1.6.1.1 Considerações gerais

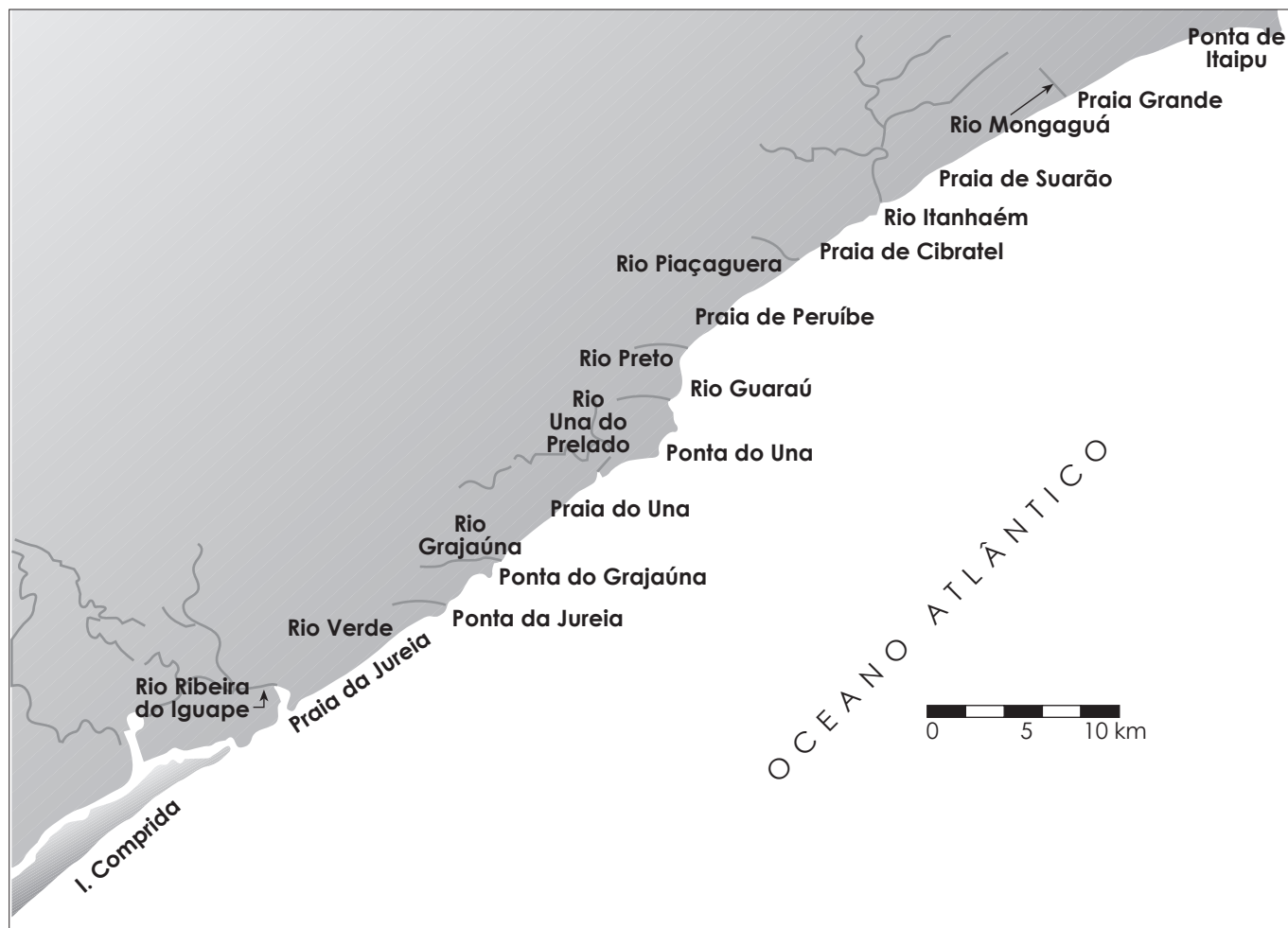
O empolamento e a refração são deformações sofridas pela onda que resultam da diminuição da profundidade e da batimetria que ela encontra ao propagar-se em direção à costa.

Há outras deformações que alteram os parâmetros de ondas, como a reflexão e a difração, em trechos de costa abertos, desabrigados e sem obstáculos à incidência das ondas, como no caso da Praia Grande e de Peruíbe em São Paulo (ver Fig. 1.10), mas são desprezáveis.

1.6.1.2 Empolamento

O empolamento consiste na alteração da altura da onda que decorre somente da redução da profundidade, pouco antes da arrebentação a onda atinge sua altura máxima.

Figura 1.10
Linha de costa da Ponta de Itaipu à Ilha Comprida (SP).



A Tab. 1.3 ilustra a variação do comprimento e da celeridade de uma onda de período $T = 7$ s para algumas profundidades segundo o cálculo da teoria linear de ondas. Pode-se notar que entre profundidades grandes há uma variação desprezável desses parâmetros e que essa variação torna-se grande quando se atingem profundidades pequenas.

TABELA 1.3 Variação do comprimento e celeridade de uma onda com período de 7 segundos			
h (m)	L (m)	c (m/s)	h/L
100	76,50	10,93	1,31
50	76,46	10,92	0,65
38,11	76,22	10,89	0,50
20	71,98	10,28	0,28
10	59,82	8,54	0,17
5	45,65	6,52	0,11

Observa-se na Fig. 1.11 uma curva característica do empolamento sem refração de uma onda, nesse caso para uma onda de período $T = 7$ s e altura unitária em água profunda.

A partir da profundidade de 50 m, a altura da onda decresce e atinge um mínimo de 0,92 m, pois a perda de energia por atrito com o fundo supera o efeito de concentração da energia por elevação do fundo, e a partir deste ponto volta a aumentar continuamente, porque ocorre o efeito contrário ao anteriormente citado. A profundidade de transição entre a teoria linear e a teoria solitária foi calculada em 1,86 m. A partir dessa profundidade, o empolamento passa a ser calculado pela última teoria até a arrebentação, que acontece com $H_b = 1,29$ m e $h_b = 1,66$ m. Esse tipo de propagação sem o efeito da refração pode ocorrer quando a onda apresenta rumo coincidente com a ortogonal das isóbatas, e estas são paralelas entre si.

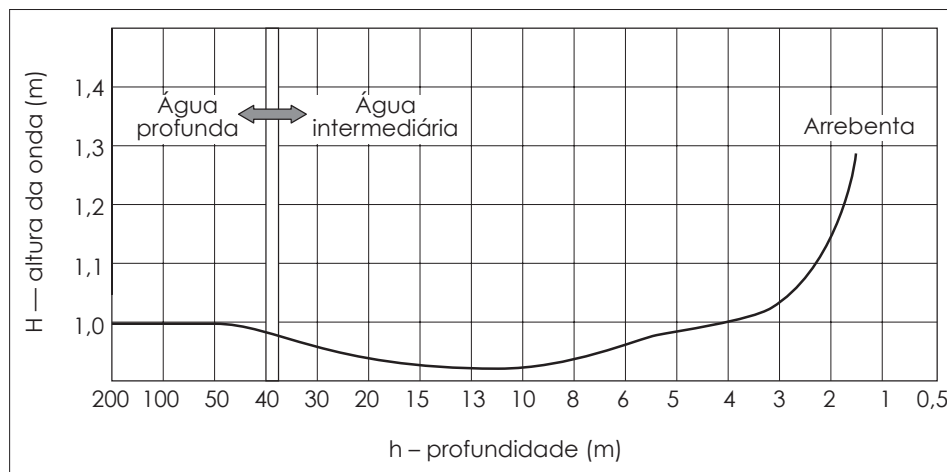


Figura 1.11
Empolamento de uma onda com período $T = 7$ s e $H_0 = 1$ m rumando para a costa.

Considerando a situação em que as ondas aproximam-se de águas intermediárias e rasas com suas frentes formando ângulo com as isóbatas, as frentes tendem a se encurvar e a reduzir esse ângulo. Tal fenômeno resulta de que a celeridade reduz-se com a redução da profundidade. Em águas profundas, não se produz refração, já que a celeridade independe da profundidade.

1.6.1.3 Refração e empolamento

As ondas refratam-se analogamente ao fenômeno da refração de outros tipos de ondas, por exemplo, das ondas sonoras e luminosas. Ao passar de um meio para outro com índice de refração diferente, ocorre uma variação na velocidade do som ou da luz, o que causa uma mudança angular em seu rumo de propagação.

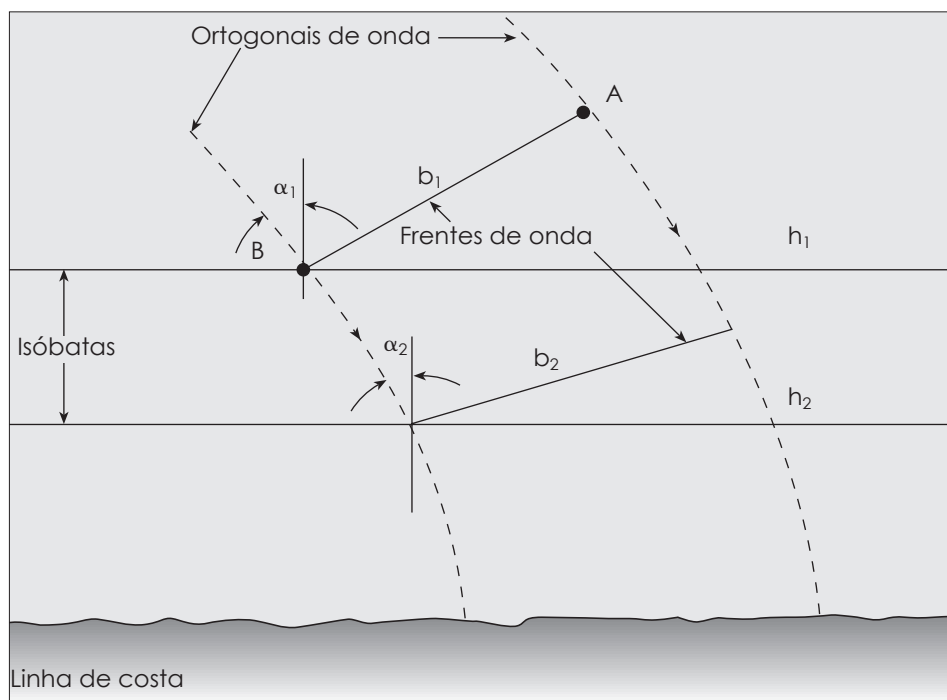
No caso de a onda hidráulica encontrar uma variação da profundidade que não é ortogonal ao seu sentido de propagação, a mesma frente de onda encontra profundidades diferentes, e haverá para a mesma frente celeridades diferentes. A diferença de profundidade faz com que parte da frente de onda em água mais profunda tenha uma celeridade maior do que a parte em água mais rasa, causando a tendência de a frente atingir a praia paralelamente às curvas batimétricas (ver Fig. 1.12). A esse efeito de curvatura chamamos refração.

Assim, a onda refrata quando sua frente encontra isóbatas oblíquas à sua frente de propagação, ou, genericamente, quando em uma mesma frente de onda encontram-se profundidades diferentes.

A mudança de rumo pode ser assinalada pela curvatura das ortogonais, que são linhas imaginárias perpendiculares às cristas da onda e que se estendem no rumo em que a onda avança.

Figura 1.12

Vista planimétrica ilustrando a correlação entre ângulo (α) de aproximação da onda, profundidade (h) e comprimento da frente de onda (b). As ortogonais (linhas tracejadas) são normais às frentes de onda e são as trajetórias seguidas pelos pontos nas frentes de onda.



Além da mudança do rumo de propagação, a refração também causa alterações na altura da onda, e nesse caso, na mesma frente de onda, encontram-se alturas diferentes. Essa mudança de altura independe do fenômeno do empolamento e é causada pelo efeito de concentração ou desconcentração de energia que pode decorrer da refração.

Pode-se assumir que a energia entre duas ortogonais permanece constante e que o rumo em que a onda propaga-se é perpendicular às cristas das ondas. Assim, quando a onda refrata, a distância entre suas ortogonais varia, entretanto a energia entre elas permanece a mesma.

Observa-se na Fig. 1.13, pelas ortogonais, a refração sofrida pela onda ao longo de um trecho de linha de costa irregular. A distância entre as ortogonais torna-se grande na região da enseada, configurando uma região de desconcentração de energia e, conseqüentemente, de ondas de alturas inferiores.

Observando-se o pontal nota-se o inverso, isto é, uma região de forte concentração de energia e alturas de onda maiores. Como consequência, é bem conhecido que, numa linha de costa como esta, predominam areias nas enseadas e pontais rochosos.

Assim, a refração tem uma grande importância na distribuição da energia ao longo da costa.

A refração das ondas de oscilação em muito se assemelha ao fenômeno que ocorre na Ótica Geométrica, em que a lei de Snell descreve o comportamento de raios luminosos propagando-se de um meio para outro com diferentes velocidades de propagação. Nas ondas de oscilação, há uma mudança gradual na celeridade em vez de uma abrupta como na Ótica, o que leva às frentes encurvadas, conforme mostrado na Fig. 1.13.

Existem diversas técnicas gráficas e numéricas para a análise da refração, mas, fundamentalmente, todos os métodos são baseados na lei de Snell (ver Fig. 1.14).

Figura 1.13

(A) Refração ao longo da linha de costa. (B) Refração de onda com rumo sul em água profunda e período de 11 s na Baía de Santos.

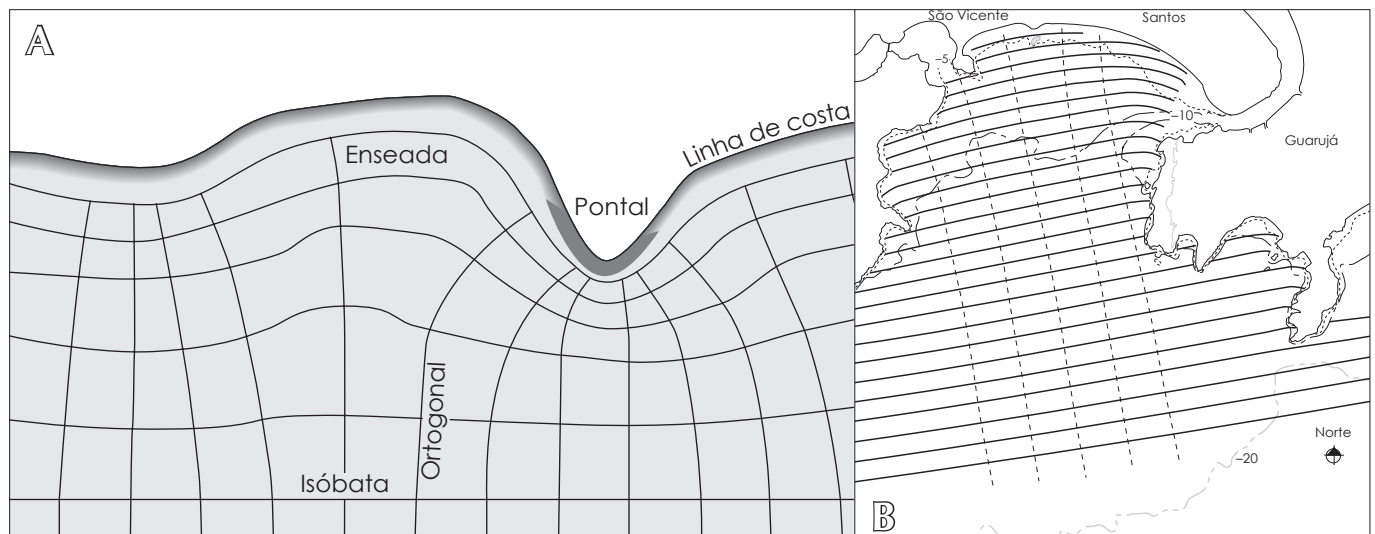
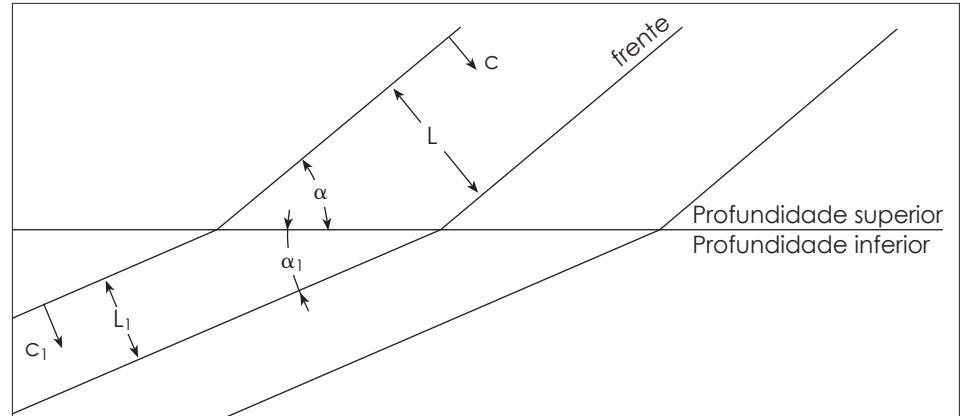


Figura 1.14

Lei de Snell aplicada à frente de onda em refração.



Lei de Snell:

$$\frac{c}{c_1} = \frac{\text{sen } \alpha}{\text{sen } \alpha_1}$$

sendo α o ângulo formado entre uma isóbata e a frente de onda, que também é igual ao ângulo formado entre a ortogonal da frente de onda e a normal da isóbata. O sub-índice é usado para distinguir valores de parâmetros de mesmo significado.

Na Fig. 1.13, as ortogonais da onda estão assinaladas também, uma vez que, embora sejam linhas virtuais, são frequentemente mais úteis do que as frentes na determinação das áreas que apresentam maior ou menor concentração de energia das ondas, isto é, menor ou maior espaçamento entre ortogonais. A mudança da celeridade e , conseqüentemente, do rumo das ondas (pela lei de Snell) produz a variação da altura da onda. De fato, o efeito da refração na altura da onda é calculado assumindo que a potência transmitida entre duas ortogonais adjacentes permanece constante:

$$P_1 b_1 = P_2 b_2$$

sendo b a distância entre ortogonais. Escolhendo um dos pontos de referência em águas profundas, temos:

$$\frac{H}{H_0} = K_s K_r$$

$$K_s = \frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{c_0}{c} \frac{1}{2n}} = \sqrt{\frac{1}{\text{tgh } kh \left(1 + \frac{2kh}{\text{senh } 2kh} \right)}}$$

$$K_r = \sqrt{\frac{\text{cos } \alpha_0}{\text{cos } \alpha}}$$

Essas equações tornam possível o cálculo da refração e do empolamento que a onda sofre, a partir dos coeficientes respectivos (K_r e K_s).

Na Fig. 1.15, observa-se graficamente a refração das ortogonais de uma onda de período $T = 7$ s e ângulo de incidência de 40° em relação à normal da linha de

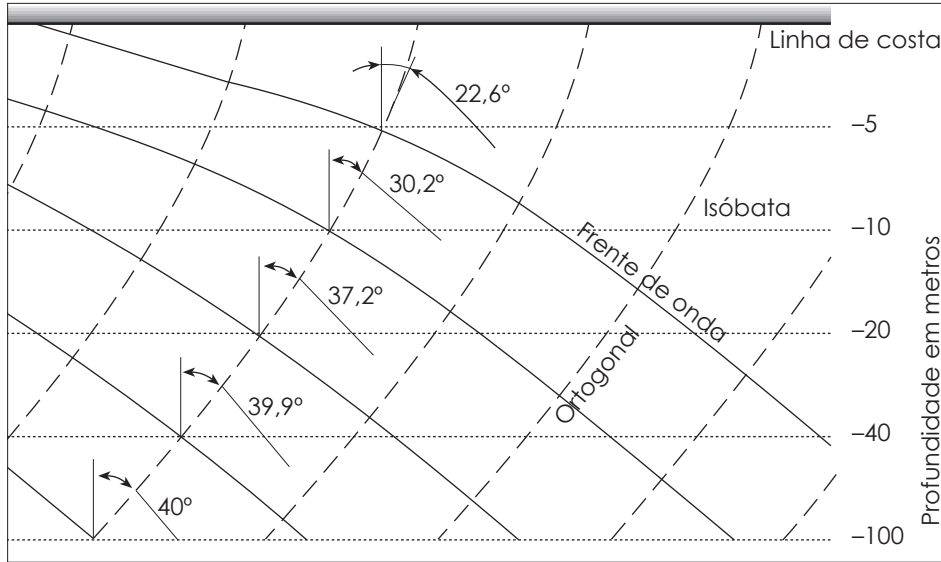


Figura 1.15
Exemplo numérico de refração de onda.

costa. Nota-se que os maiores desvios angulares ocorrem nas regiões de menores profundidades e que, em um caso como esse de isóbatas e linha de costa paralelas, não há diferenças de concentração de energia ao longo da linha de costa.

A Tab. 1.4 apresenta o exemplo de cálculo referente à Fig. 1.16 para uma onda de período de 7 s e altura em água profunda de 2 m.

TABELA 1.4
Cálculos referentes à refração da onda apresentada na Fig. 1.16

h (m)	L (m)	c/c_0	K_s	α (°)	n	K_r	H/H_0	H (m)	$H'(m)^{(1)}$	b/b_0
100	76,53	1,0000	1,0000	60,0	0,5000	1,0000	1,0000	2,00	2,00	1,00
19,13	76,53	1,0000	1,0000	60,0	0,5000	1,0000	1,0000	2,00	2,00	1,00
15	67,63	0,8839	0,9172	49,9	0,6724	0,8815	0,8085	1,62	1,83	1,29
10	59,74	0,7824	0,9166	42,7	0,7606	0,8245	0,7558	1,51	1,83	1,47
5	45,70	0,5966	0,9808	31,1	0,8713	0,7642	0,7495	1,50	1,96	1,71
3,82	42,86	0,5599	0,9450	29,0	1	0,7561	0,7145	1,43	1,89	1,75
3	37,98	0,4968	1,0040	25,5	1	0,7442	0,7472	1,49	2,01	1,81
2 ^(*)	31,01	0,4053	1,1110	20,5	1	0,7307	0,8118	1,62	2,22	1,87

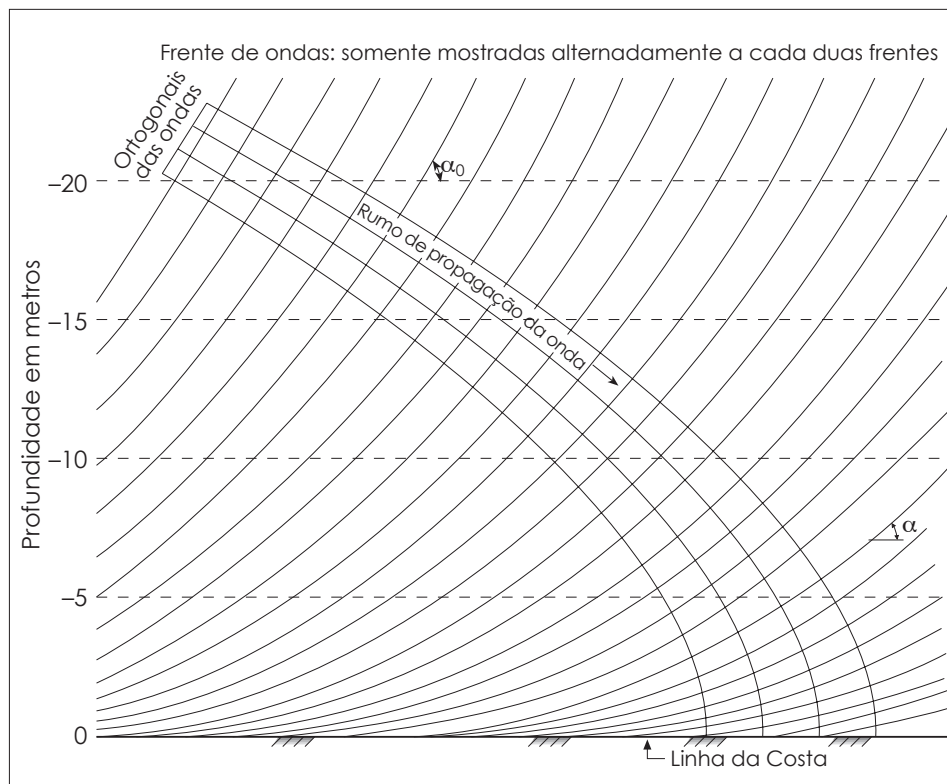
⁽¹⁾ Altura da onda somente considerando o empolamento $T = 7$ s.

^(*) Arrebentação

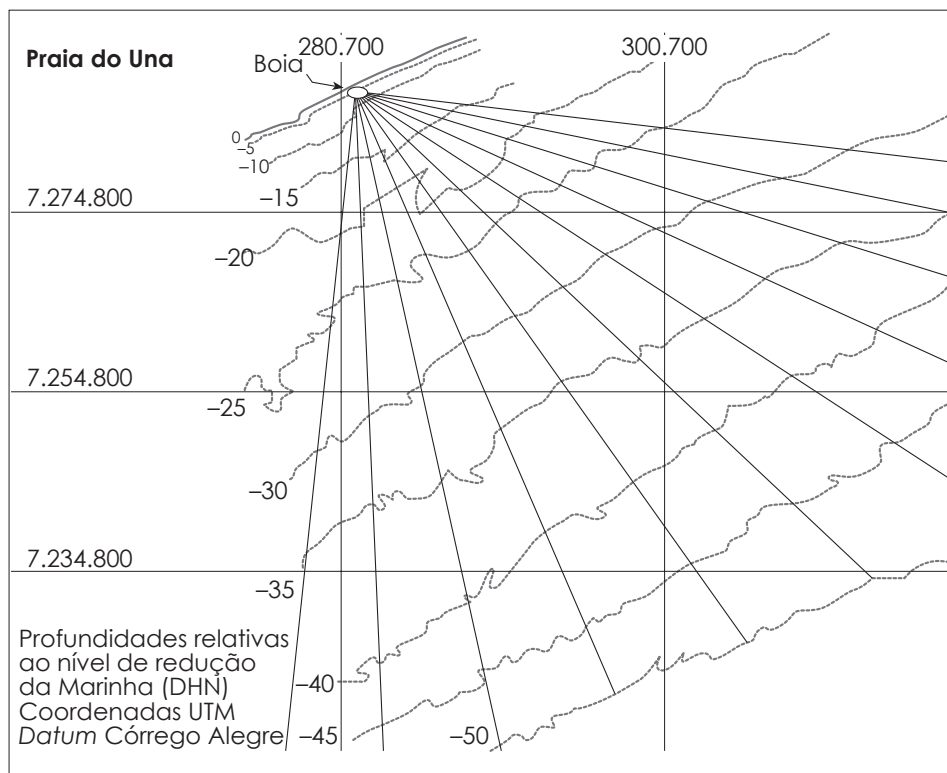
O procedimento simplificado acima é válido quando for possível assumir contornos isobáticos sensivelmente paralelos. Nas Figs. 1.17 a 1.26, estão apresentados exemplos de cálculos numéricos de propagação de onda na costa do Estado de São Paulo.

Figura 1.16

Padrão de refração de onda com período de 7 s.

**Figura 1.17**

Irradiação de ortogonais de onda de período 7 s a partir de boia posicionada na Praia do Una (Nuclebras/CDTN, 1982 a 1985) em Iguape (SP). (Araújo, 2000)



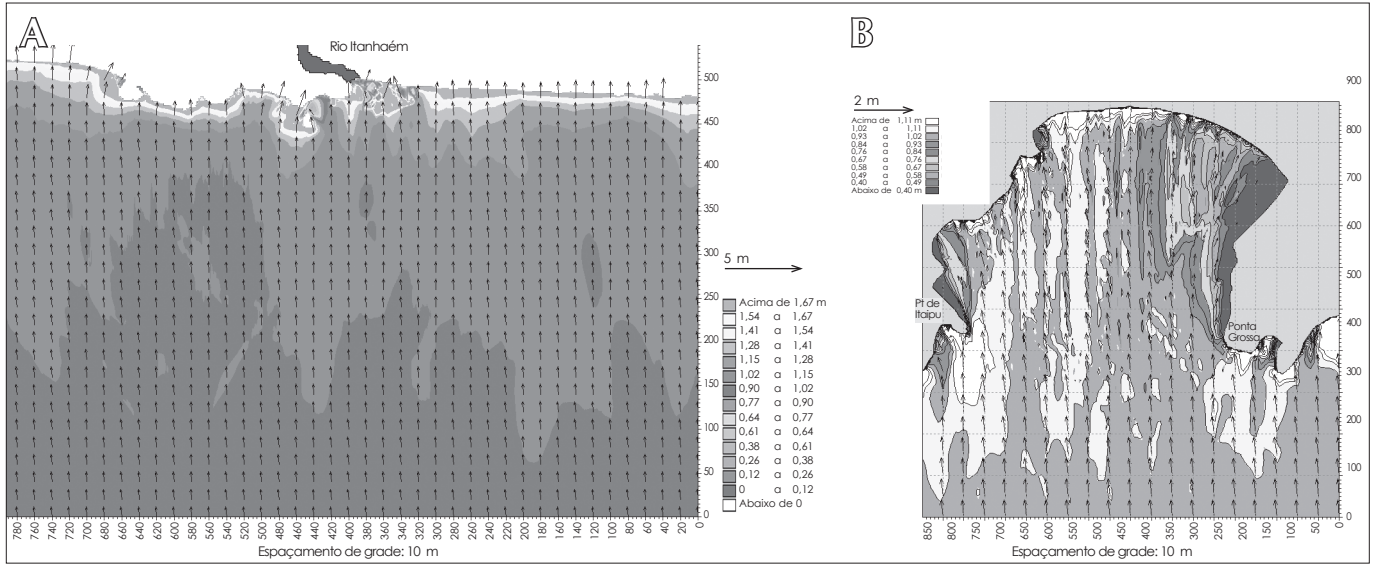


Figura 1.18

(A) Detalhe das alturas das ondas e rumos próximo à foz do Rio Itanhaém (SP) obtidas pelo software MIKE 21 NSW. $H_{0s} = 1\text{ m}$, $T_z = 7,7\text{ s}$ e $\alpha_0 = 135^\circ\text{ NV}$.

(B) Direções e alturas de ondas obtidas pelo software MIKE 21 NSW (Onda Sul, $T = 9\text{ s}$) na Baía de Santos (SP).

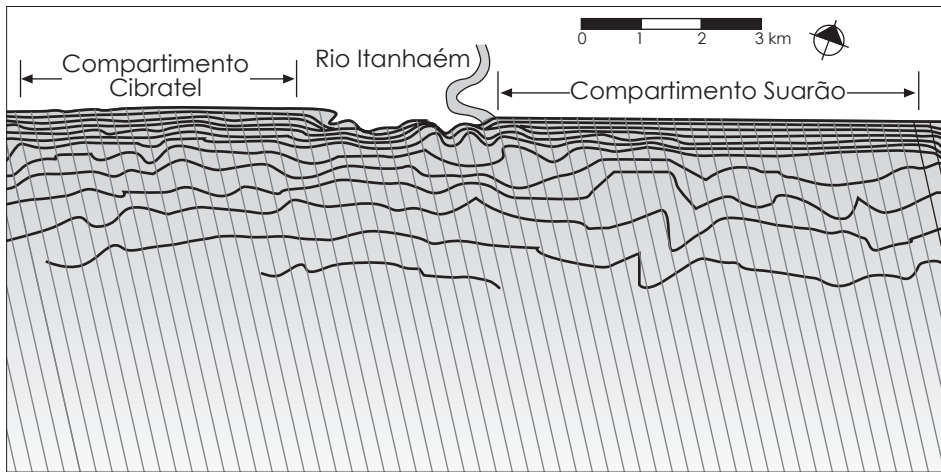
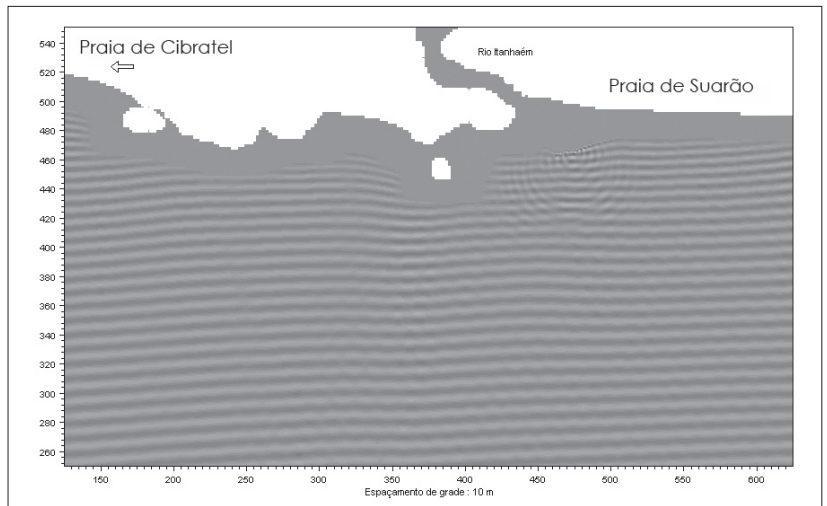


Figura 1.19

Refração de onda com $H_{0s} = 1\text{ m}$, $T_z = 7\text{ s}$ e $\alpha_0 = 135^\circ\text{ NV}$ incidindo nas praias de Itanhaém (SP). (Araújo, 2000)

Figura 1.20

Cristas de ondas obtidas pelo modelo EDS na Barra do Rio Itanhaém (SP). (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH)



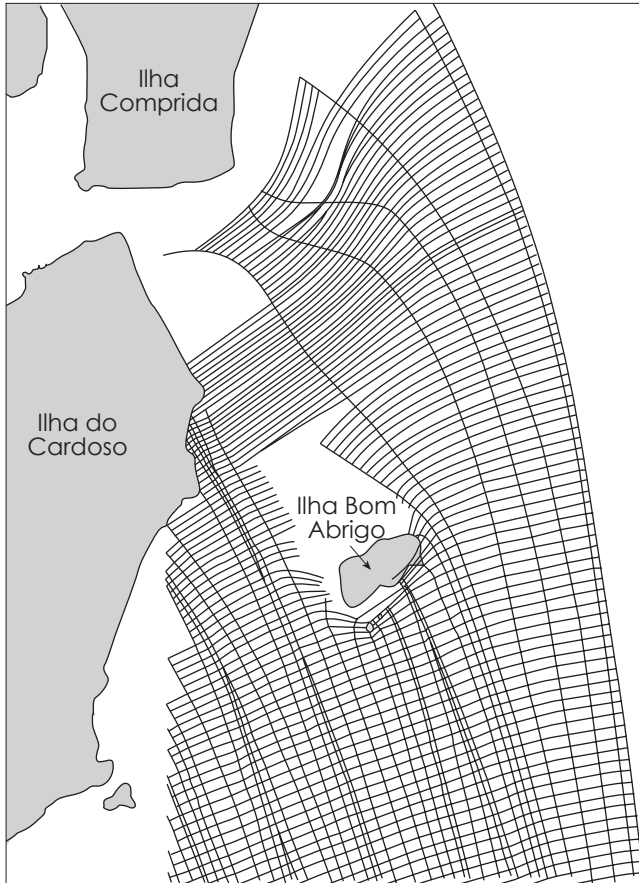


Figura 1.21
Cristas e ortogonais obtidas pelo programa IERAD na Barra de Cananeia (SP). (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH) $T_z = 9$ s e rumo SE.

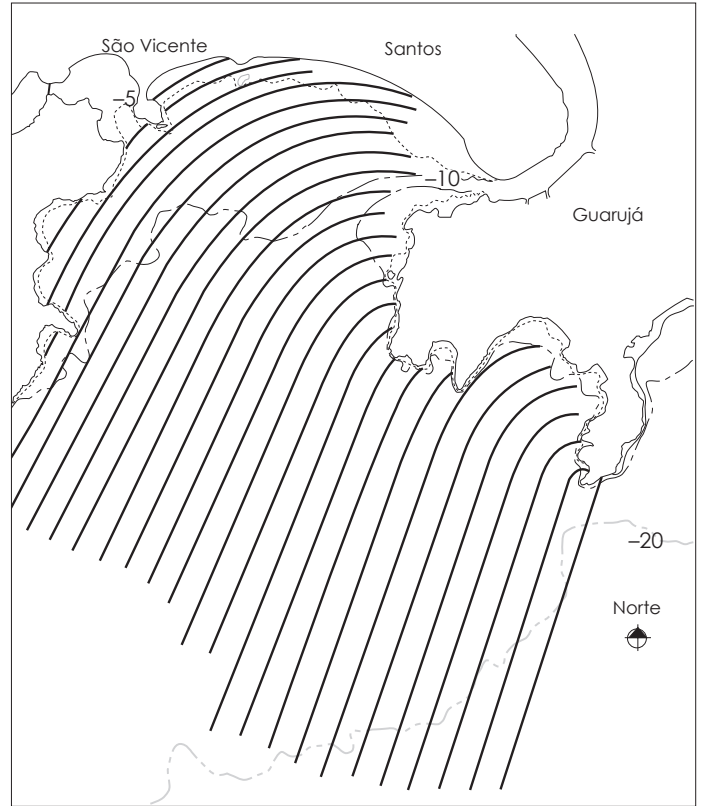


Figura 1.22
Refração de onda de rumo leste em água profunda e período de 11 s, para a Baía de Santos (SP). (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH)

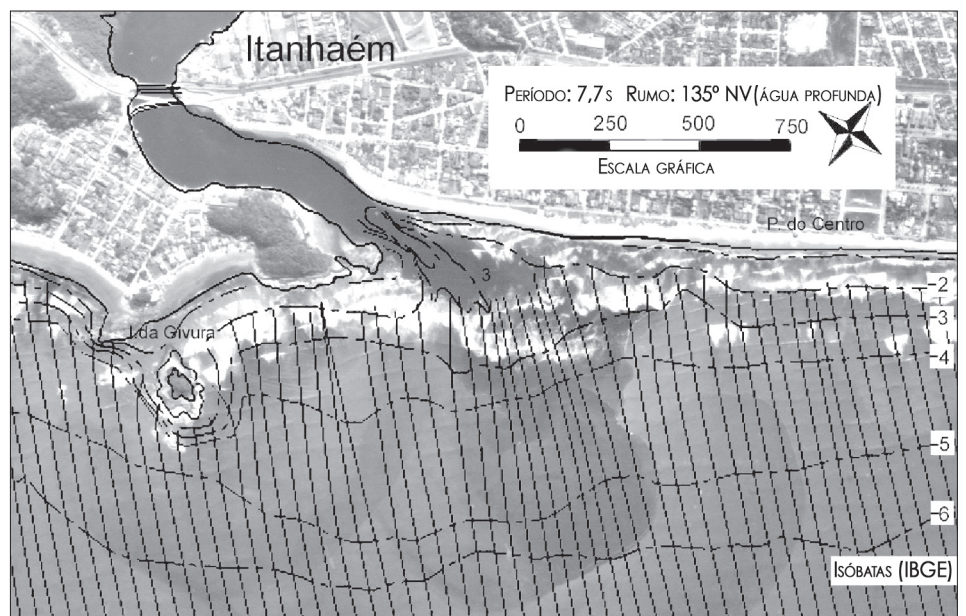
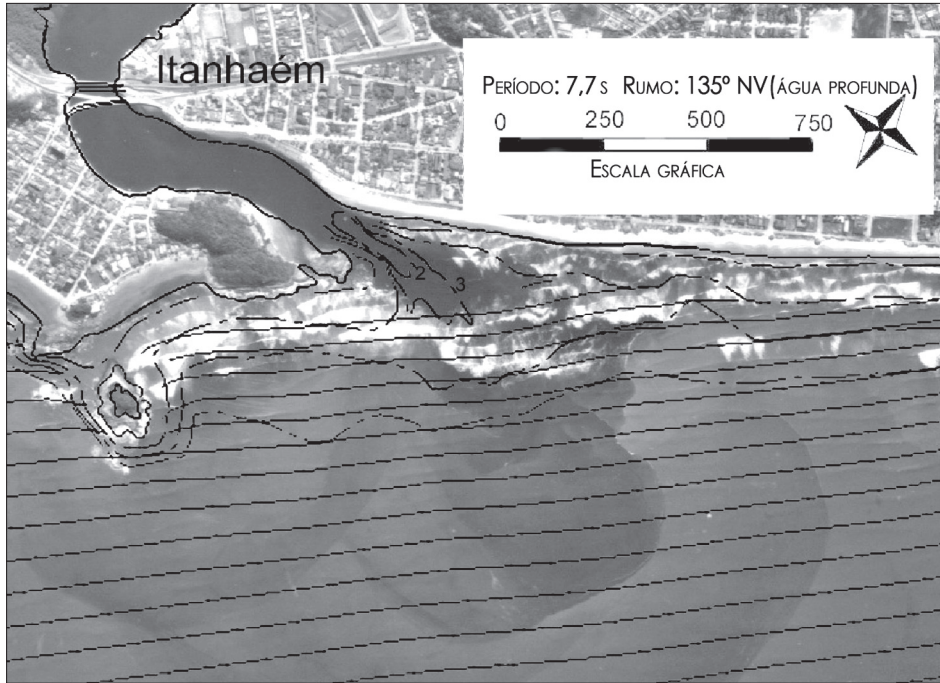
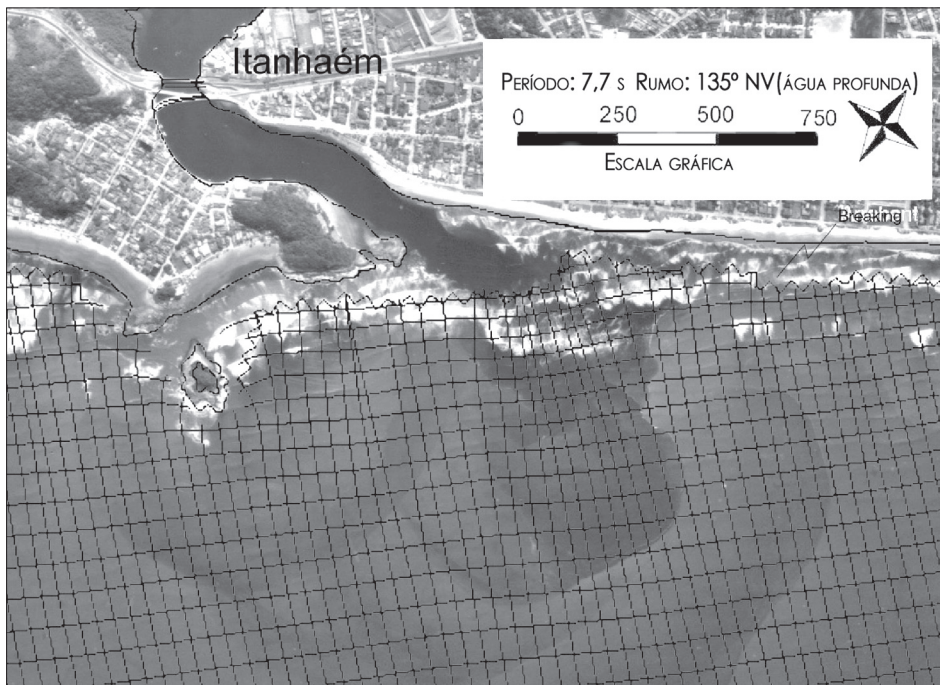


Figura 1.23
Ortogonais de onda com período de 7,7 s e rumo de 135° NV em águas profundas incidindo na região costeira sob influência da foz do Rio Itanhaém (SP). Desenho sobre foto aérea de 1997 (Base). (Silva e Alfredini, 1999)

**Figura 1.24**

Frentes de onda com período de 7,7 s e rumo de 135° NV em águas profundas incidindo na região costeira sob influência da foz do Rio Itanhaém (SP). Desenho sobre foto aérea de 1997 (Base). (Silva e Alfredini, 1999)

**Figura 1.25**

Frentes e ortogonais de onda com período de 7,7 s e rumo de 135° NV em águas profundas incidindo na região costeira sob influência da foz do Rio Itanhaém (SP). Desenho sobre foto aérea de 1997 (Base). (Silva e Alfredini, 1999)

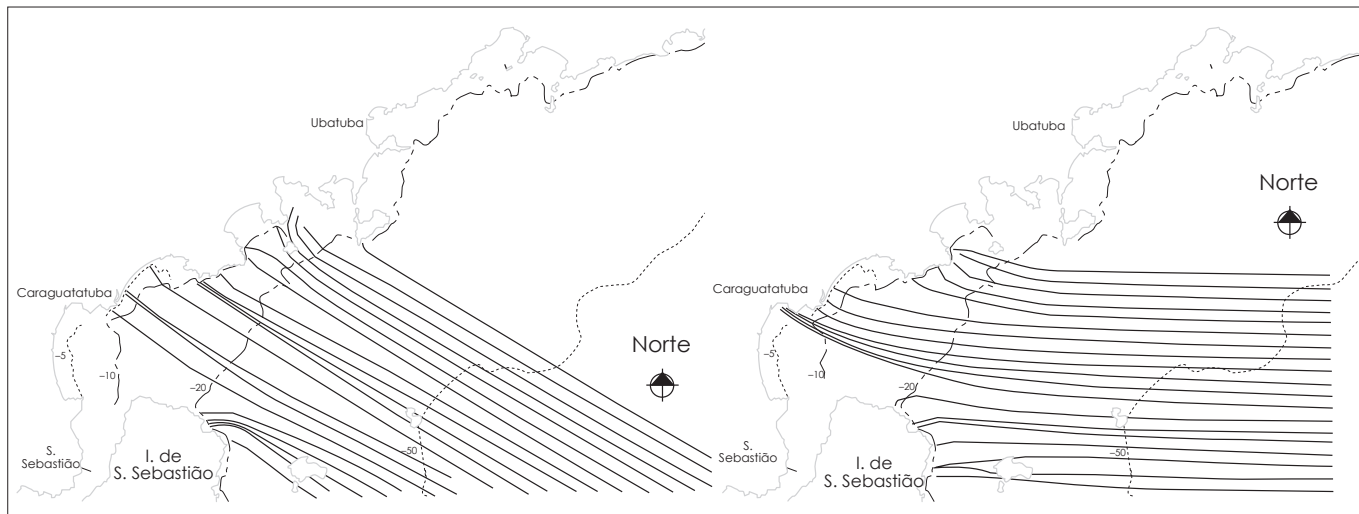


Figura 1.26

Saída do programa REFRONDA de ortogonais de onda incidindo na região costeira de Caraguatatuba (SP). (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH). $T_z = 10$ s.

1.6.2 Arrebentação

A arrebentação ocorre devido à instabilidade que a onda sofre ao encontrar profundidades rasas. À medida que a onda propaga-se sobre fundos de profundidade decrescente, o seu comprimento diminui, ao mesmo tempo em que a altura aumenta, acarretando a redução da celeridade e o aumento da velocidade orbital horizontal. A onda torna-se cada vez mais esbelta e arrebenta.

O fenômeno da arrebentação das ondas é normalmente associado à desagregação da sua estrutura e ao aparecimento muito rápido de uma forte turbulência.

Quando ocorre a arrebentação, a energia que a onda recebeu do vento é dissipada. Alguma energia é refletida de retorno para o mar, tanto maior quanto maior a declividade (m) da praia (quanto mais suave, menor a reflexão). A maior parcela é dissipada no escoamento turbulento líquido e sólido. Alguma energia produz o fraturamento de rochas e minerais, e ainda mais produz alteração do perfil praiial. Quanto ao último aspecto, as ondulações tendem a empinar o perfil, engordando as praias, enquanto as vagas tendem a abater o perfil, erodindo-o.

Esse fenômeno não pode ser traduzido pela teoria linear de ondas, e a teoria de onda solitária é que permite obter resultados analíticos sobre o fenômeno, pois considera amplitude finita da onda não-linear em profundidade reduzida, sendo a onda longa de comprimento infinito (o nível de seu cavado é o da água em repouso) e, portanto, não-periódica. Então, apresenta as características de onda de translação por promover o transporte de massa (ver Fig. 1.27).

Antes de atingirem a arrebentação, as ondas podem ser representadas pela teoria linear em um bom trecho de seu percurso de propagação, conforme se verifica na Fig. 1.27.

Ao atingirem regiões de menor profundidade, as ondas passam a ter outro comportamento, fugindo do padrão de movimento harmônico simples, caracterizando-se por cavado longo e achatado. A altura da onda aumenta progressivamente e as cristas tornam-se curtas e agudas (ver Fig. 1.27).

Assim, são necessárias outras teorias para representar tal propagação, como a teoria cnoidal e a de onda solitária – essa última explica a arrebentação das ondas.

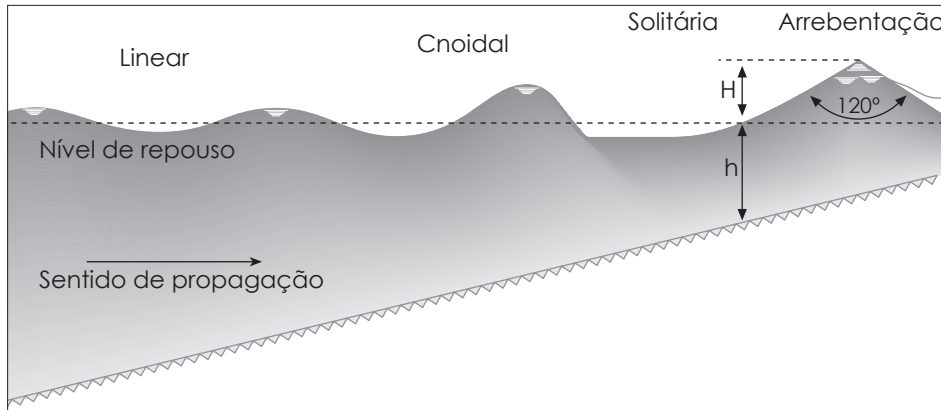


Figura 1.27
Alteração do perfil da onda com a profundidade.

Teoricamente, a forma de onda da onda solitária permanece totalmente acima do nível d'água em repouso e, matematicamente, seu comprimento de onda tende ao infinito.

É evidente que a mudança da forma de onda da teoria linear para a forma de onda da teoria da onda solitária não se dá bruscamente, existe uma zona de transição, que poderá ser mais ou menos extensa, quando outra teoria, por exemplo, a teoria cnoidal de ondas, estaria mais de acordo com a realidade.

A condição limite da arrebentação ocorre quando o ângulo interno das tangentes à crista da onda forma 120° (ver Fig. 1.27). Esse limite de esbeltez ocorre quando a velocidade orbital horizontal da crista da onda iguala-se à celeridade da onda. Um aumento da esbeltez resultaria em uma velocidade da partícula da crista da onda superior à celeridade da onda e, conseqüentemente, instabilidade.

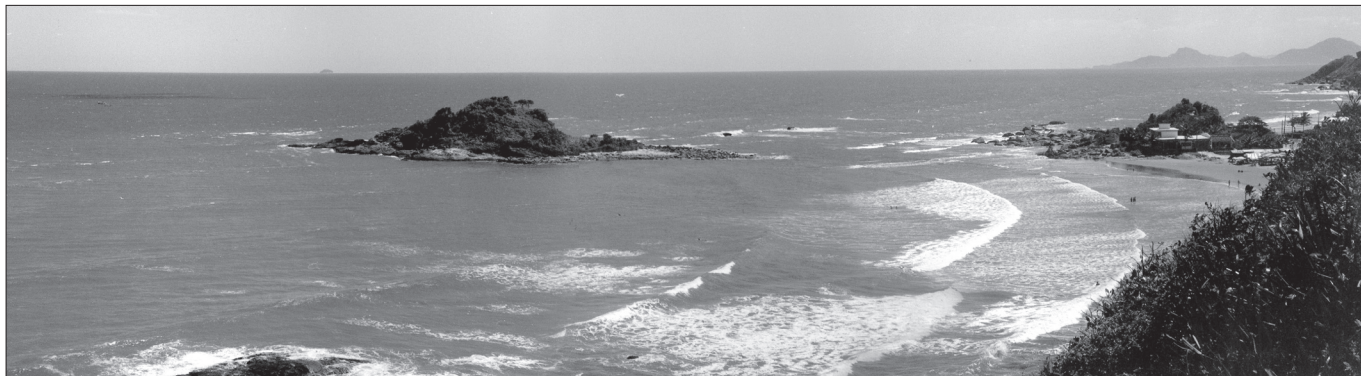
A condição de velocidade limite corresponde a uma forma limite do perfil da onda solitária e da dinâmica da onda que foram estudadas pelo matemático Mc Cowan (1891, apud Castanho, 1966). Segundo Mc Cowan, a velocidade das partículas da crista iguala a velocidade de propagação da onda quando a altura da onda propagando-se como onda solitária corresponde a 0,78 da profundidade. A partir dessa situação limite, a onda arrebentará parcialmente sob a forma de arrebentação progressiva ou se deformará para arrebentar mais tarde sob a forma mergulhante:

$$\gamma_{\text{máx}} = \frac{H}{h} = 0,78$$

sendo $\gamma_{\text{máx}}$ o índice limite de arrebentação.

Nas praias de declividade mais suave, normalmente há dois tipos fundamentais de arrebentação das ondas: a progressiva e a mergulhante.

No primeiro, designado por arrebentação progressiva (ver Fig. 1.28), a onda empola mantendo praticamente a sua forma simétrica até que uma pequena emulsão ar-água aparece na crista ou nas suas proximidades. Esse início da arrebentação progride até cobrir em geral toda a frente da onda, mantendo-se a zona turbulenta mais ou menos junto da superfície. Enquanto se processa o fenômeno da arrebentação, a onda continua a propagar-se, mantendo em grande parte seu perfil simétrico até a linha da costa (profundidade zero). As arrebentações observadas nas praias durante uma tempestade, quando as ondas são mais esbeltas (vagas), são deste tipo.

**Figura 1.28**

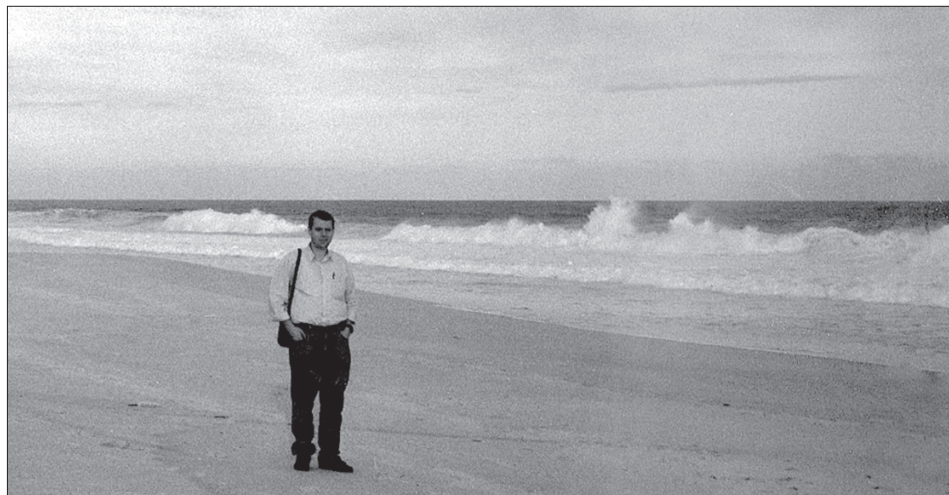
Arrebentação progressiva na Praia dos Pescadores em Itanhaém (SP).

No segundo processo de arrebentação, designado por arrebentação mergulhante ou em voluta, tem-se um processo muito mais rápido e violento de dissipação de energia (macroturbulência) (ver Fig. 1.29). Com a diminuição de profundidade, há uma forte deformação do perfil da onda: a frente da onda encurta e torna-se cada vez mais inclinada (frente côncava), enquanto o tardoz se alonga tornando-se cada vez mais suave (convexo). Em dado momento, a frente torna-se vertical e a parte superior da crista galga o corpo inferior da onda, caindo em voluta ou mergulho com considerável força, dissipando a energia em curta distância com grande turbulência. As arrebentações mergulhantes em praias de declividade suave estão usualmente associadas com as longas ondulações produzidas por tempestades distantes e caracterizam climas de ondas mais calmos. As vagas de tempestades locais raramente produzem arrebentações mergulhantes em praias de declividade suave, mas podem produzi-las em declividades mais íngremes.

Existem mais dois tipos de arrebentações que ocorrem em costas de declividades mais acentuadas: a arrebentação colapsante, que se assemelha à mergulhante mas não apresenta voluta, ocorrendo o colapso da frente da onda. E nas costas mais íngremes, incluindo os costões rochosos, outro tipo de arrebentação é produzido por ondas de baixa esbelte, em que a frente permanece relativamente íntegra à medida que as ondas deslizam praia acima, sendo a zona de arrebentação muito estreita, e frequentemente mais da metade da energia da onda é refletida de retorno para águas mais fundas.

Figura 1.29

Arrebentação mergulhante na Praia de Saquarema (RJ).



O tipo de arrebentação é associado normalmente com a declividade da praia e a esbeltez da onda (ver Fig. 1.30). Praias suaves são propícias à arrebentação progressiva, enquanto as praias mais íngremes favorecem a arrebentação mergulhante. Por outro lado, ondas de maior esbeltez favorecem a arrebentação progressiva, enquanto ondas de fraca esbeltez proporcionam a arrebentação mergulhante.

Em cada profundidade, a onda não pode transmitir uma quantidade de energia superior àquela que corresponde à onda limite relativa a essa profundidade. Sempre que houver essa tendência, a onda arrebenta parcialmente e perde energia, de modo que a sua altura desce para o valor correspondente à onda limite. No caso

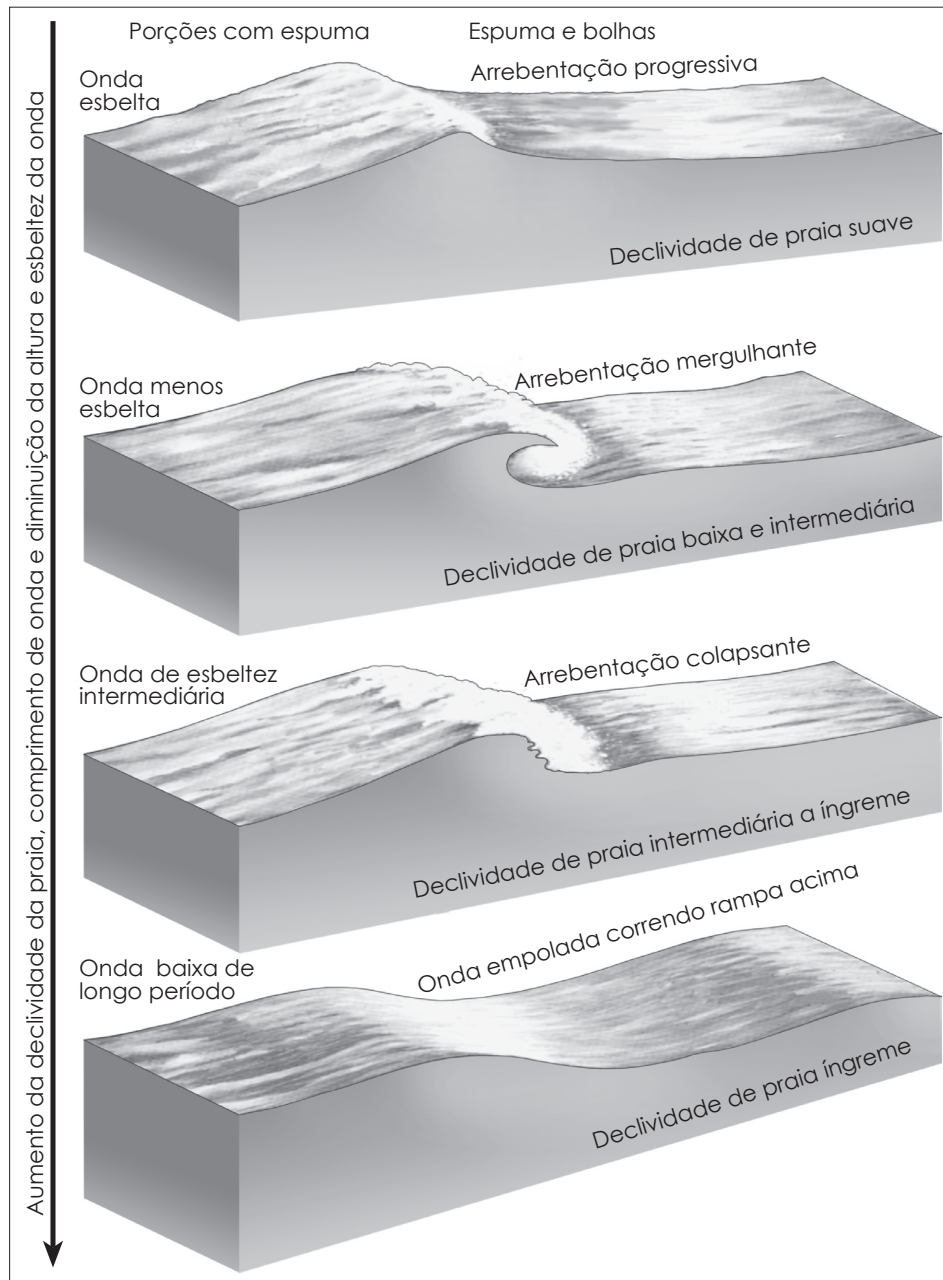


Figura 1.30

Quatro formas de arrebentação e suas relações com declividade da praia, período da onda, comprimento, altura e esbeltez.

da arrebentação progressiva, existe uma contínua diminuição de altura da onda até se anular na linha da costa, mantendo em cada profundidade as características da onda limite do índice de arrebentação máximo, o que dá um aspecto mais agitado ao mar devido ao período mais extenso de arrebentação, havendo bem pouca reflexão de quantidade de movimento de retorno para o mar. No caso da arrebentação mergulhante, por causa do maior declive da praia, a perda de energia por unidade de comprimento percorrido pela onda na arrebentação é inferior à diferença entre as energias das ondas limites no trecho, havendo uma descontinuidade, que é o marcaréu (onda de choque) que atinge a linha da costa com amplitude superior a zero, produzindo importante espreadimento pelo estirâncio (que nas praias mais suaves é insignificante), com pouca reflexão de retorno para o mar.

A razão pela qual as ondas arrebentam pode ser explicada por dois critérios: o da velocidade limite e o da forma limite.

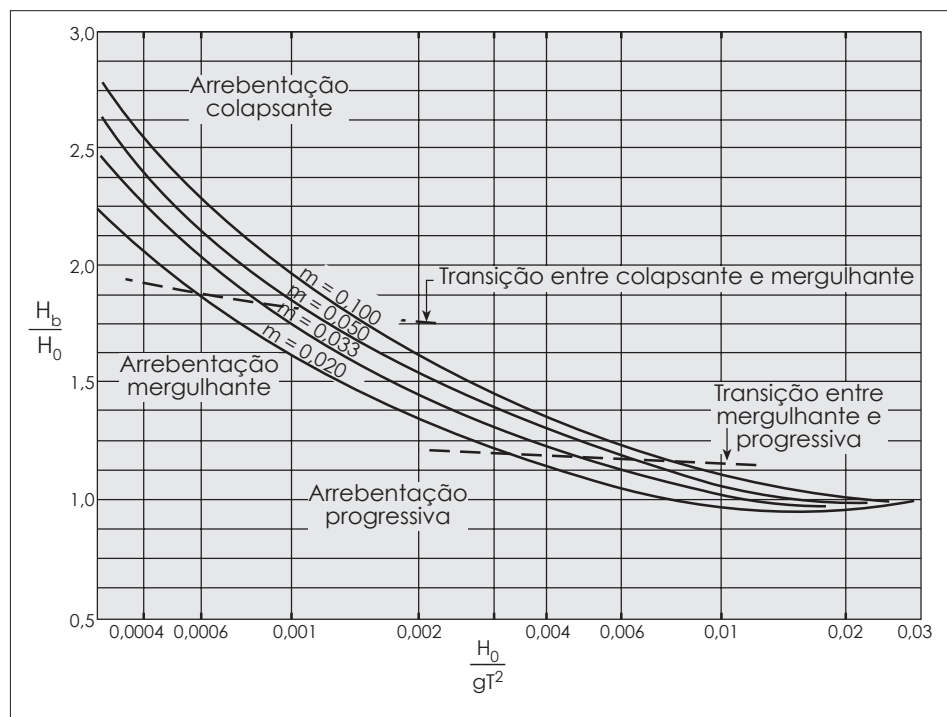
O primeiro critério estabelece que a arrebentação ocorre quando a velocidade orbital das partículas na crista atinge a celeridade da onda. Quando isso acontece, as partículas tendem a galgar o próprio perfil da onda, que então começará a entrar em colapso. Essa hipótese parece ser a que se verifica na arrebentação progressiva.

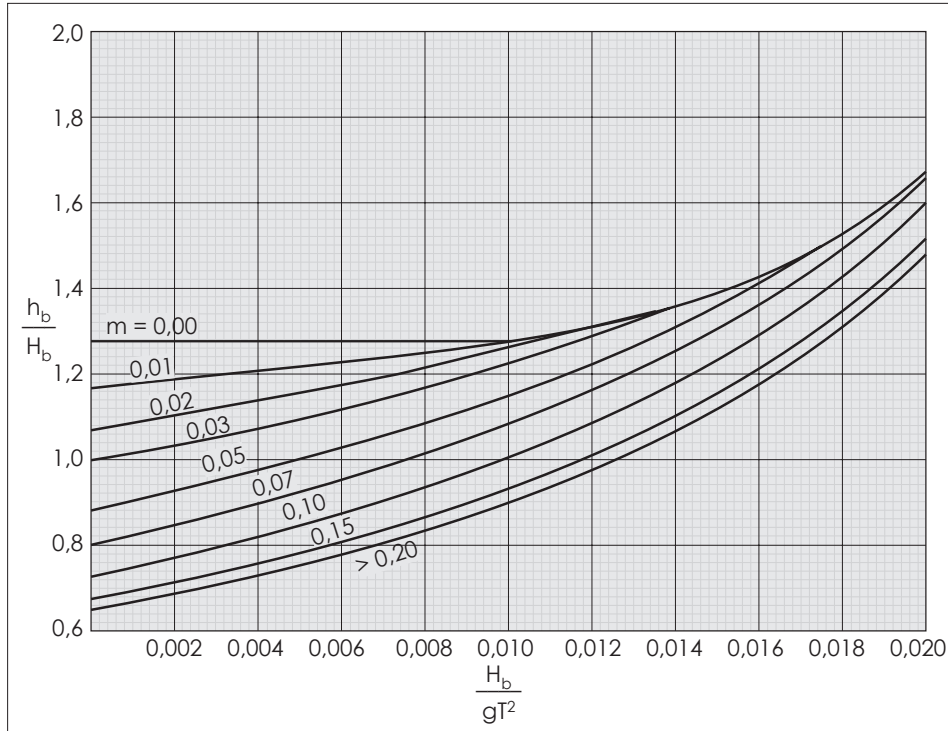
O segundo critério estabelece que a arrebentação começa quando alguma parte da frente da onda torna-se vertical. Pelo fato de a parte superior do perfil propagar-se com velocidade maior do que a parte inferior, o perfil torna-se fortemente assimétrico. A parte superior do perfil alcança a parte mais baixa, ficando a frente praticamente vertical, após o que a onda acaba por galgar a parte inferior, projetando-se em voluta sobre a massa d'água e constituindo o processo de arrebentação mergulhante.

As Figs. 1.31 e 1.32 apresentam os gráficos de Goda e Weggel que permitem classificar e prever as condições de arrebentação.

Figura 1.31

Altura de arrebentação adimensionalizada em função da esbeltez em água profunda.



**Figura 1.32**

Inverso do índice de arredondamento em função da esbeltez da onda em água profunda.

1.7 DIFRAÇÃO

A difração é o fenômeno tridimensional oriundo do resultado de uma atenuação da agitação por causa da presença de um obstáculo, sendo responsável pela propagação das ondas nas zonas de sombra geométrica referidas ao rumo das ondas. Na difração, analogamente ao que se conhece com a propagação das ondas eletromagnéticas, a energia é transferida ao longo das frentes de ondas, transversalmente às ortogonais, com celeridade igual à da onda.

Quando uma onda passa do extremo de um obstáculo, como mostrado na Fig. 1.33, esse extremo pode ser considerado como uma fonte de geração de ondas que se propagam progressiva e radialmente na zona de sombra no tardo do obstáculo, com mesmos período e fase da onda incidente. A altura da onda decresce à medida que se procede ao longo dos arcos das frentes de ondas na zona de sombra. Seguindo essa simplificada explicação física, a Fig. 1.33(A) apresenta o processo simplificado de Iribarren para o cálculo da difração. Nesse processo, desprezam-se os efeitos de refração na zona de sombra e as reflexões nas faces externa e interna do obstáculo. Na Fig. 1.33(B), apresenta-se cálculo numérico com o modelo EDS para o projetado molhe do Porto de Praia Mole (ES). Os gráficos nas Figs. 1.34 a 1.45 apresentam os gráficos de Wiegel da variação do coeficiente de difração (H/H_i) em torno da extremidade de obstáculo semi-infinito.

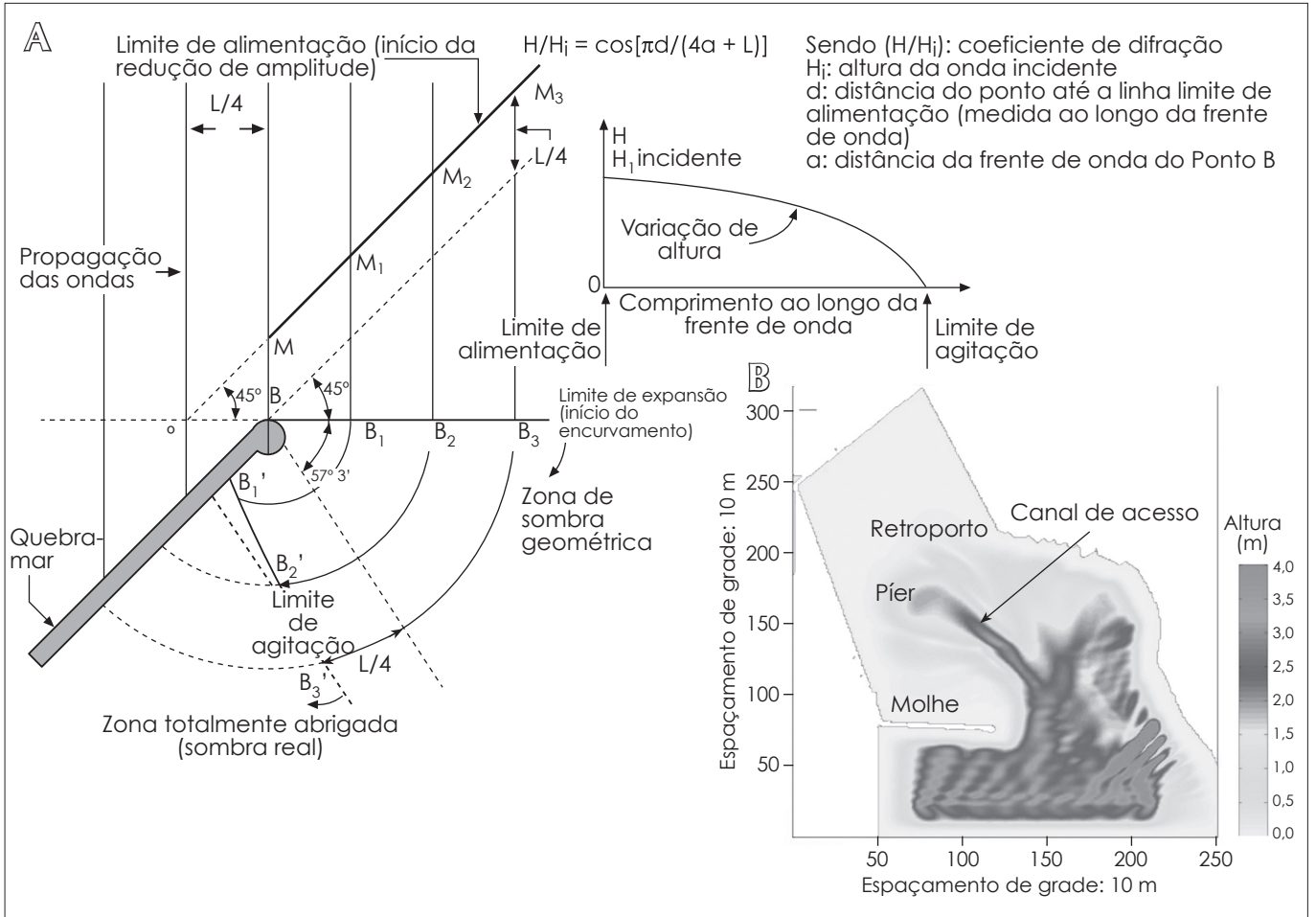
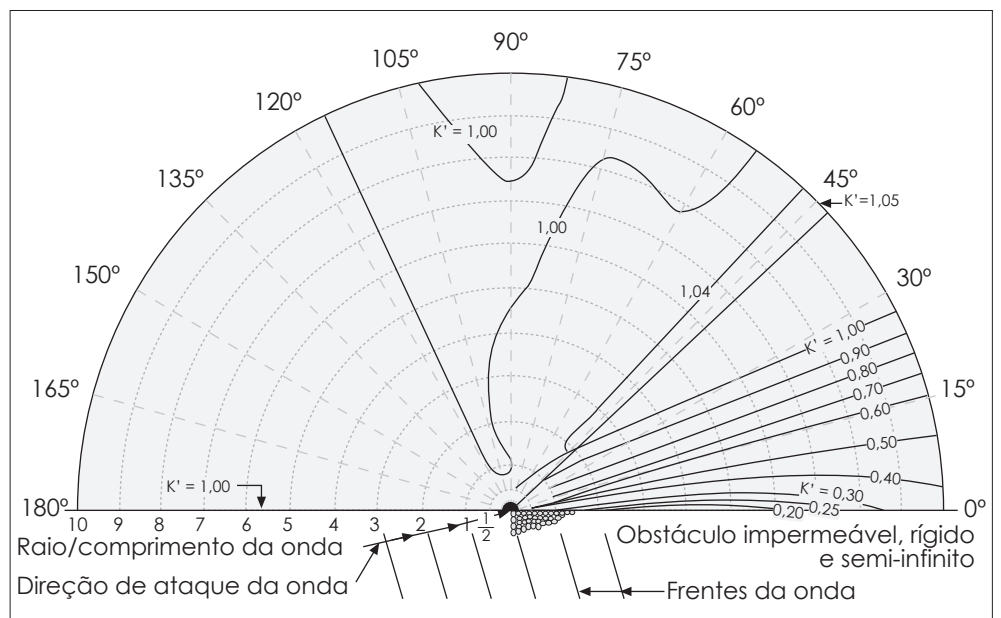


Figura 1.33
 (A) Método simplificado de Iribarren (1941) para cálculo de difração.
 (B) Alturas das ondas relativas obtidas pelo modelo EDS ($H_{inicial} = 1,58$ m; $T = 12$ s) no Porto de Praia Mole (ES).

Figura 1.34
 Difração de onda com ataque de 15°.



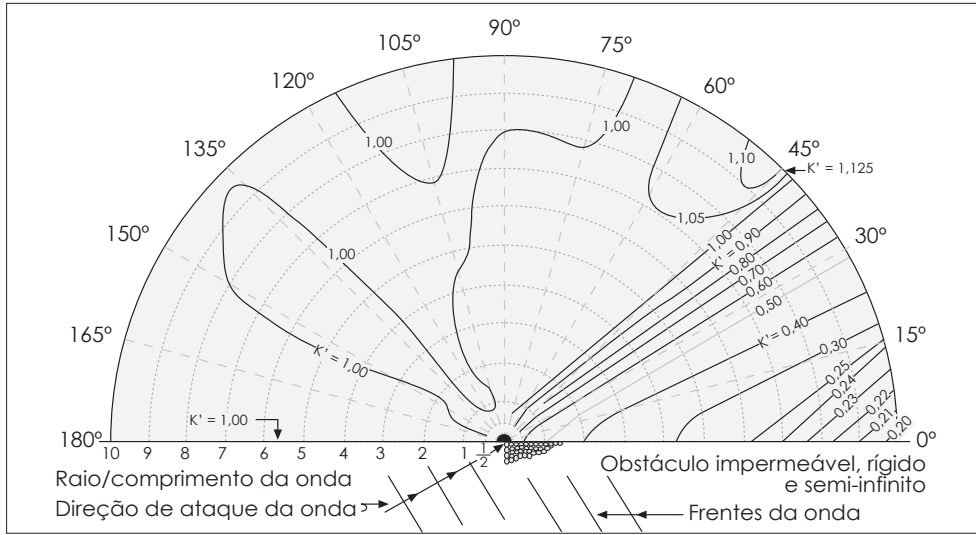


Figura 1.35
Difração de onda com ataque de 30°.

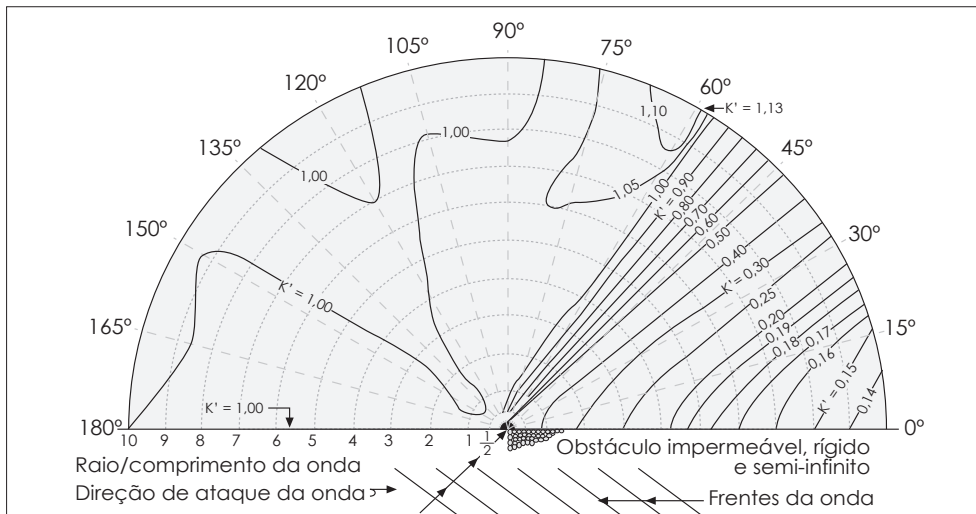


Figura 1.36
Difração de onda com ataque de 45°.

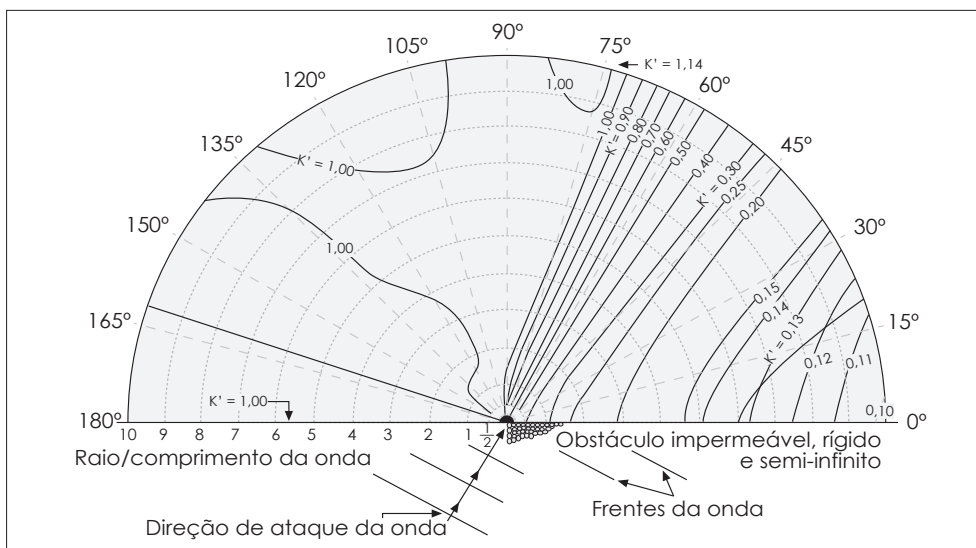
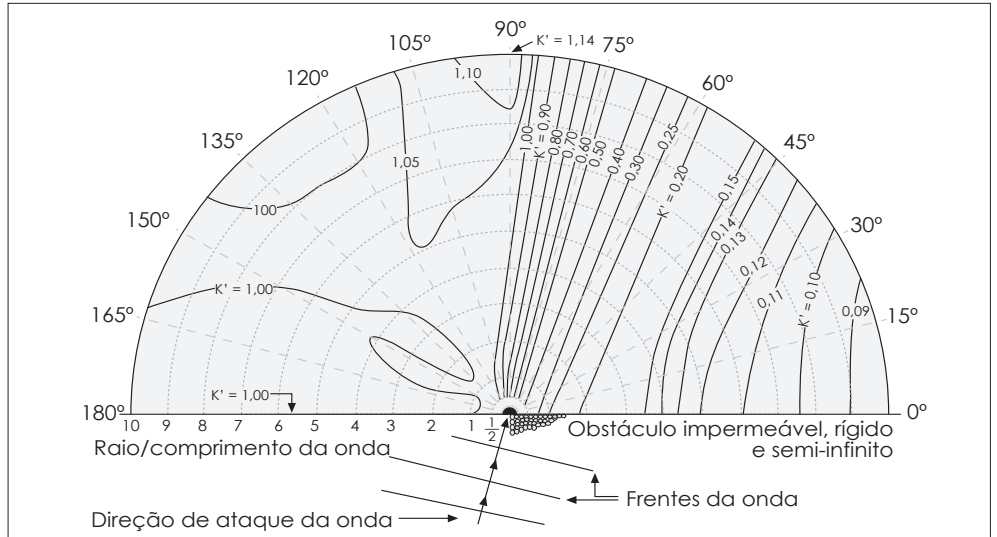


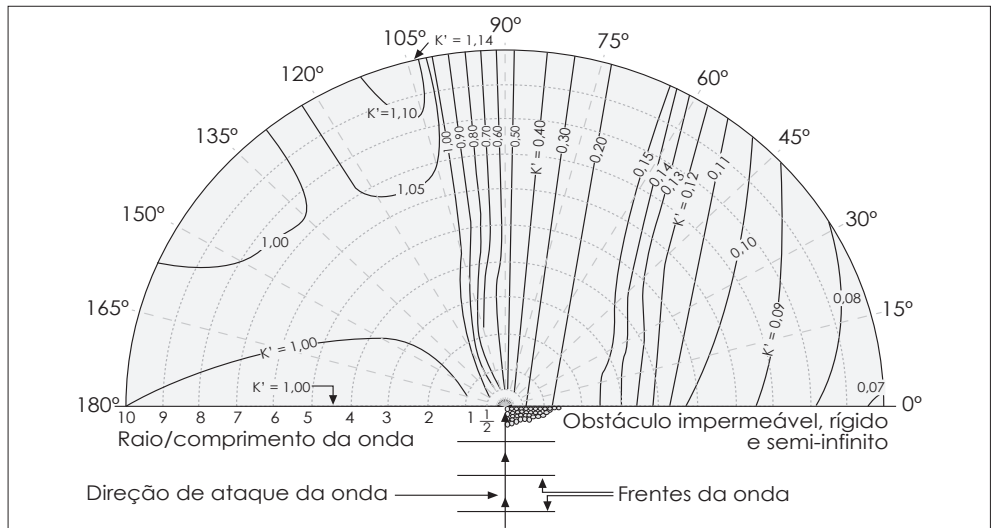
Figura 1.37
Difração de onda com ataque de 60°.

Figura 1.38

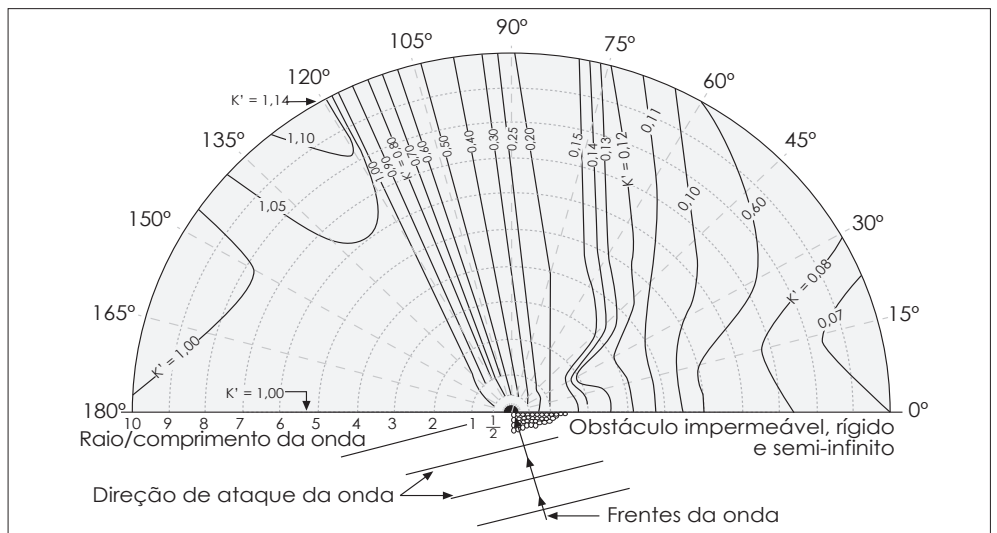
Difração de onda com ataque de 75°.

**Figura 1.39**

Difração de onda com ataque de 90°.

**Figura 1.40**

Difração de onda com ataque de 105°.



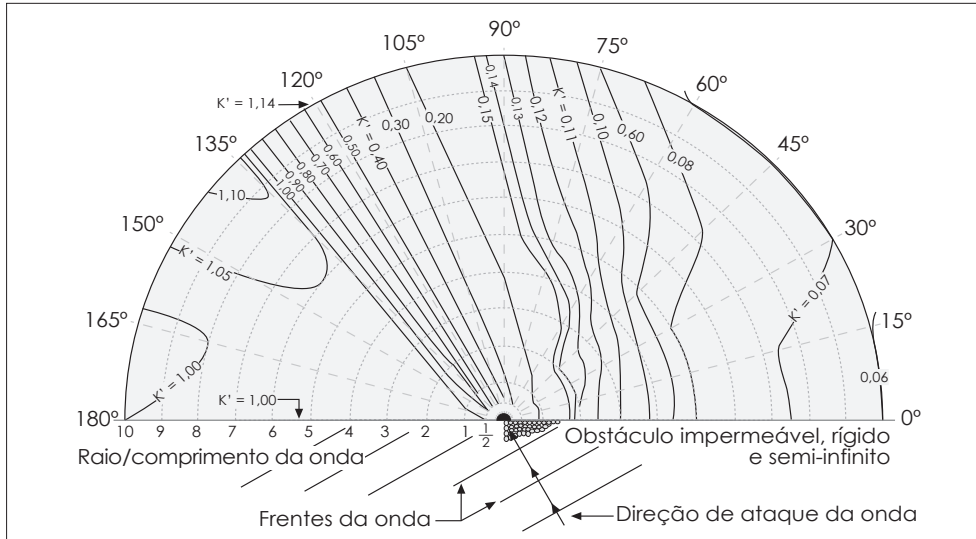


Figura 1.41
Difração de onda com ataque de 120°.

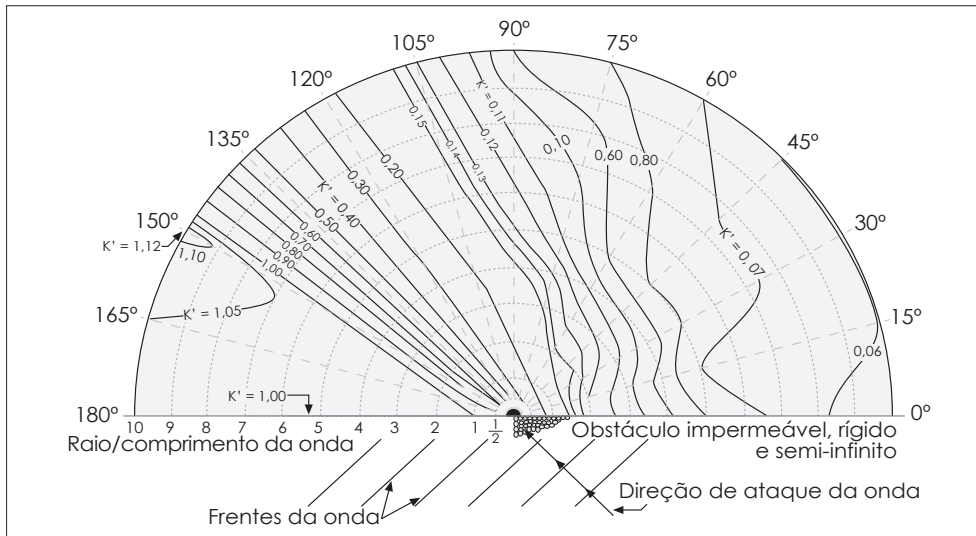


Figura 1.42
Difração de onda com ataque de 135°.

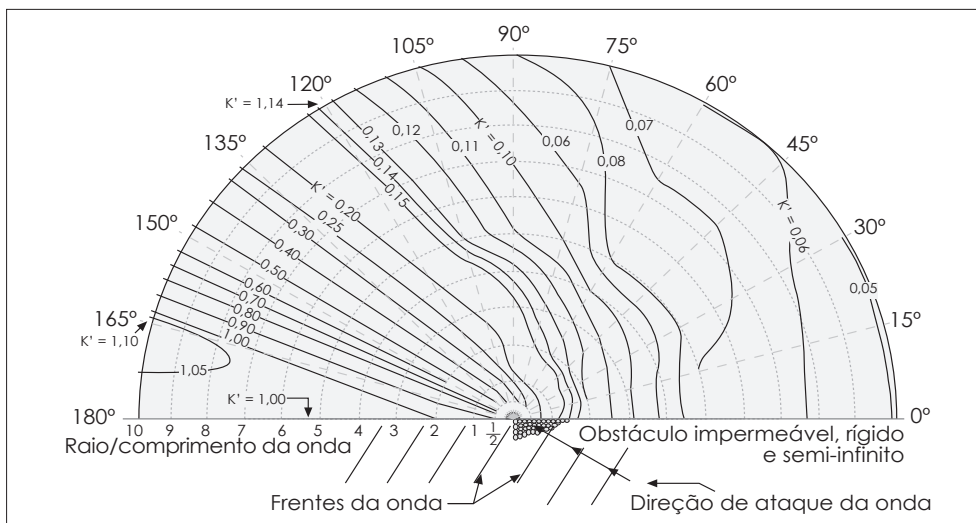
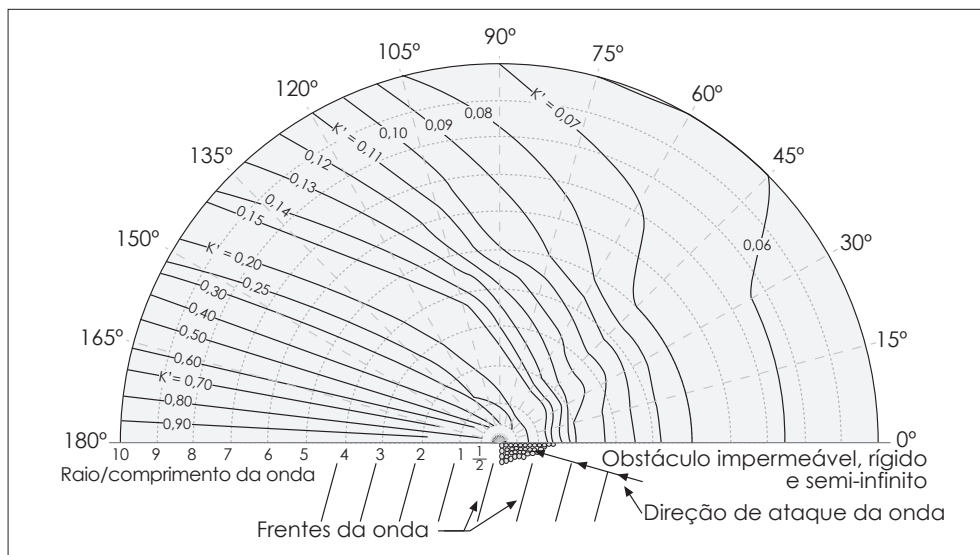


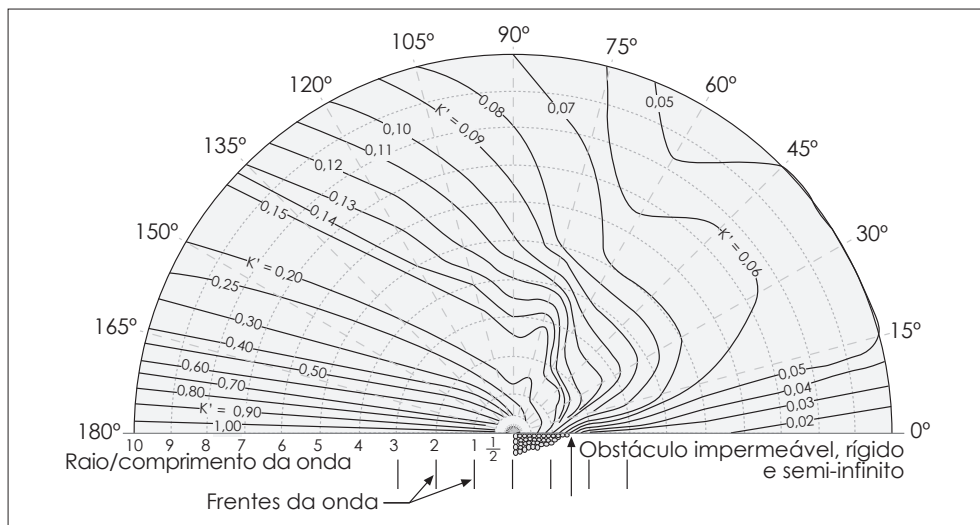
Figura 1.43
Difração de onda com ataque de 150°.

Figura 1.44

Difração de onda com ataque de 165°.

**Figura 1.45**

Difração de onda com ataque de 180°.



1.8 REFLEXÃO

As ondas de oscilação, ao incidirem em obstáculos, estão sujeitas ao fenômeno da reflexão, produzindo-se ondas estacionárias puras ou parciais, também conhecidas como seiches ou *clapotis*.

A onda estacionária pode ser considerada a soma de duas ondas progressivas propagando-se em rumos opostos. As Figs. 1.46 e 1.47 apresentam o perfil vertical esquemático desse fenômeno. Nas posições em que o nível d'água é constante (nós), ocorre o máximo deslocamento oscilatório horizontal de vaimém de água, enquanto nas posições em que a flutuação do nível d'água é máxima (ventres ou antinós), o deslocamento oscilatório horizontal é desprezável. Nas fotografias apresentadas na Fig. 1.47 pode-se observar como uma margem íngreme de um paredão de praia induz a reflexão da onda, com intensificação das velocidades orbitais, majorando o efeito erosivo sobre os sedimentos de praia.

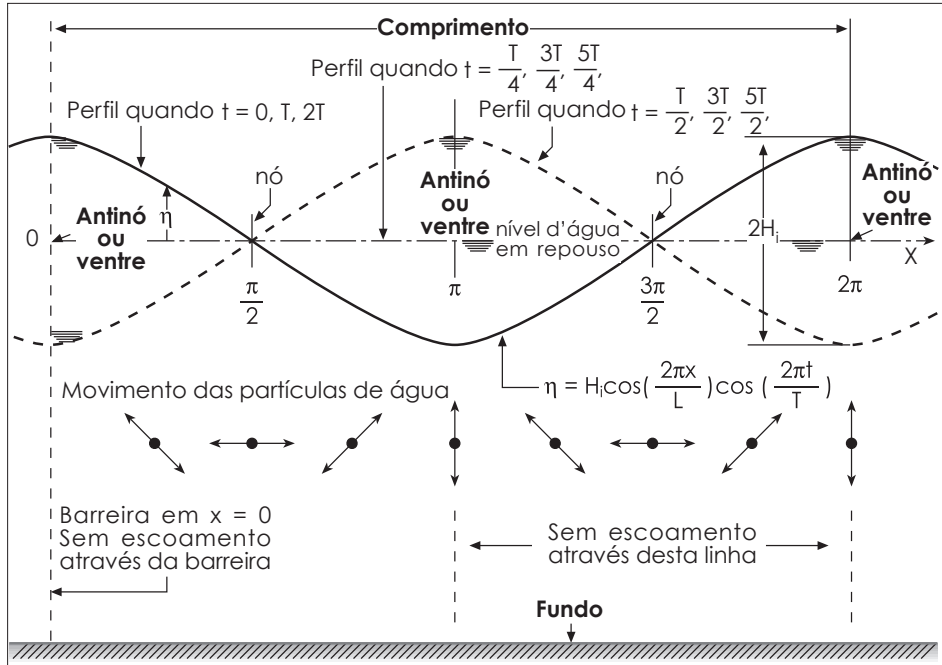


Figura 1.46

Onda estacionária (clapotis) formada pela reflexão perfeita de uma barreira vertical, segundo a teoria linear.

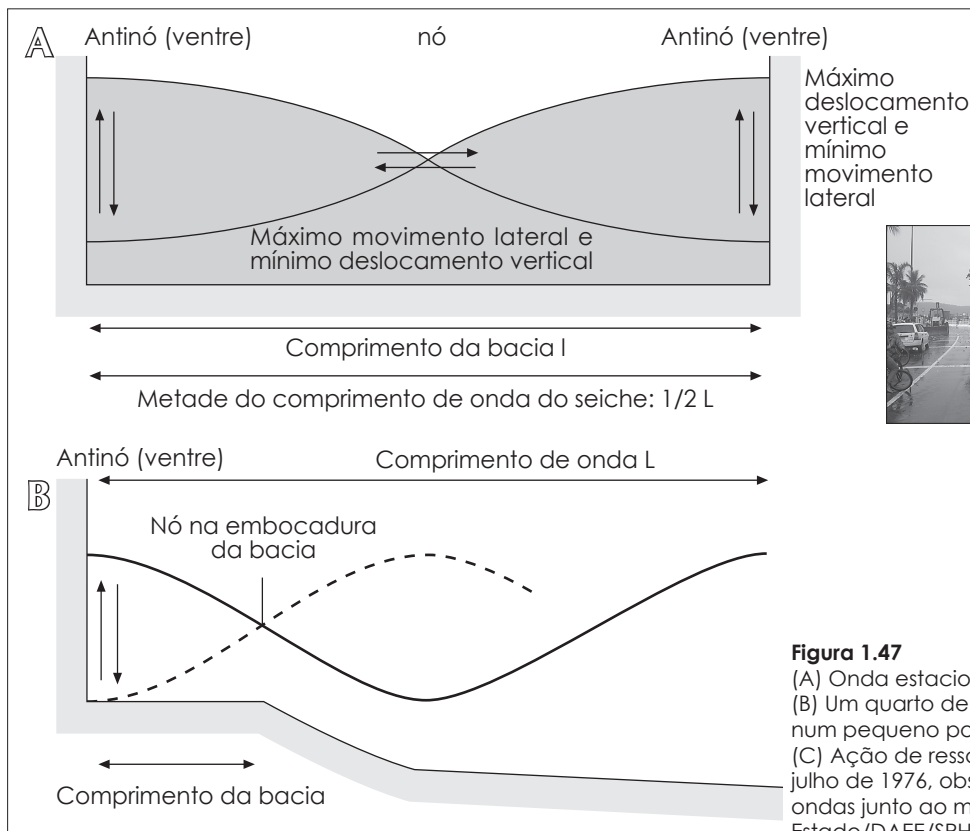
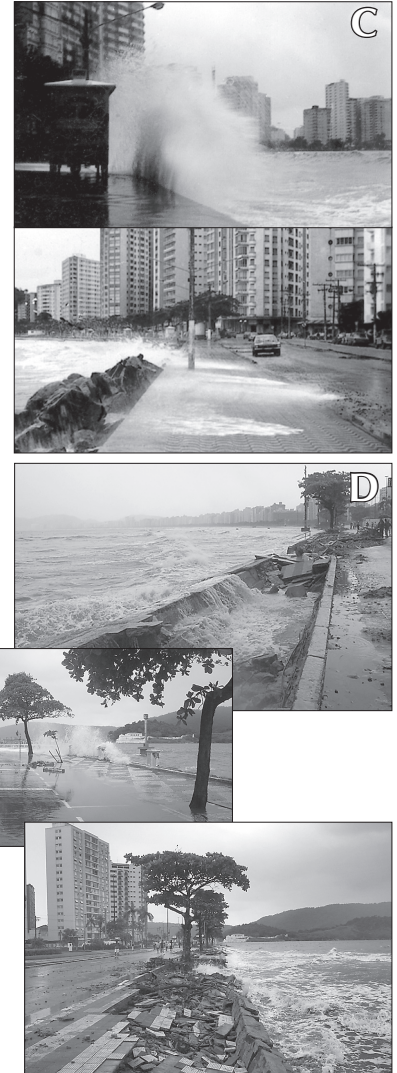


Figura 1.47

(A) Onda estacionária simples.
 (B) Um quarto de comprimento de onda estacionária num pequeno porto.
 (C) Ação de ressaca na Praia de São Vicente (SP) em julho de 1976, observando-se o efeito da reflexão das ondas junto ao muro da avenida beira-mar. (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH)
 (D) Ação de ressaca na Ponta da Praia, Santos (SP), em 26 de abril de 2005 (ondas de até 4 m).

Em águas rasas, situação comum em muitas baías e estuários, considerando o comprimento da bacia, tem-se:

$$T = \frac{\ell}{\sqrt{gh}} \quad (\text{para onda inteira na bacia})$$

Assim, o período do seiche é determinado pelo comprimento da bacia e pela profundidade da lâmina d'água. O período T também é conhecido como período de ressonância. Para a onda estacionária se desenvolver, o período de ressonância da bacia deve ser igual ao, ou um múltiplo inteiro (harmônicos) do, período da onda. Desse modo, podem-se criar fenômenos ressonantes em bacias costeiras para determinadas frequências de ondas incidentes, o que é particularmente importante de ser verificado em áreas portuárias quanto às condições de atracação.

1.9 CORRENTES LONGITUDINAIS PRODUZIDAS PELA ARREBENTAÇÃO

1.9.1 Considerações gerais

As ondas que se aproximam da costa transportam quantidade de movimento associado, cuja componente paralela à costa produz as correntes longitudinais [ver Fig. 1.48(A)], que são de grande importância para o transporte de sedimentos na zona de arrebentação.

As correntes longitudinais produzidas pela arrebentação da onda desenvolvem-se paralelamente à linha de costa e as suas medições mostram que a onda é sensivelmente confinada à zona de arrebentação e que uma substancial variação na velocidade pode existir ao longo da onda. Apresentam tipicamente valores em torno de 30 cm/s, não sendo usuais valores acima de 90 cm/s, e velocidades mais altas já são também induzidas pela ação direta do vento. Embora sejam correntes de baixa velocidade, são importantes para o transporte litorâneo do conjunto de sedimentos mobilizados pela arrebentação das ondas devido ao seu prolongado período de atuação.

Existe um grande número de expressões que tentam descrever, de forma empírica ou teórica, a velocidade das correntes longitudinais. As primeiras foram estabelecidas por meio de ajustes de dados de campo e laboratório, com o intuito de quantificar sem esclarecer o mecanismo físico, enquanto outras surgiram de uma análise mais aprofundada da descrição física do fenômeno. Há uma concordância geral de que essas correntes dependem, entre outros fatores, do ângulo de aproximação das ondas com a costa, da altura da onda na arrebentação e da declividade da praia, conforme apresentado na equação sugerida em U. S. Army (1984) para a velocidade máxima após arrebentação:

$$V_m = 41,4m\sqrt{gH_b} \sin \alpha_b \cos \alpha_b \quad (\text{unid. S.I.})$$

Na Fig. 1.48(B) estão apresentadas trajetórias de derivadores na foz do Rio Itanhaém (SP). Este mapeamento evidencia o campo de correntes litorâneas induzidas por arrebentação das ondas, marés, vento e fluviais.

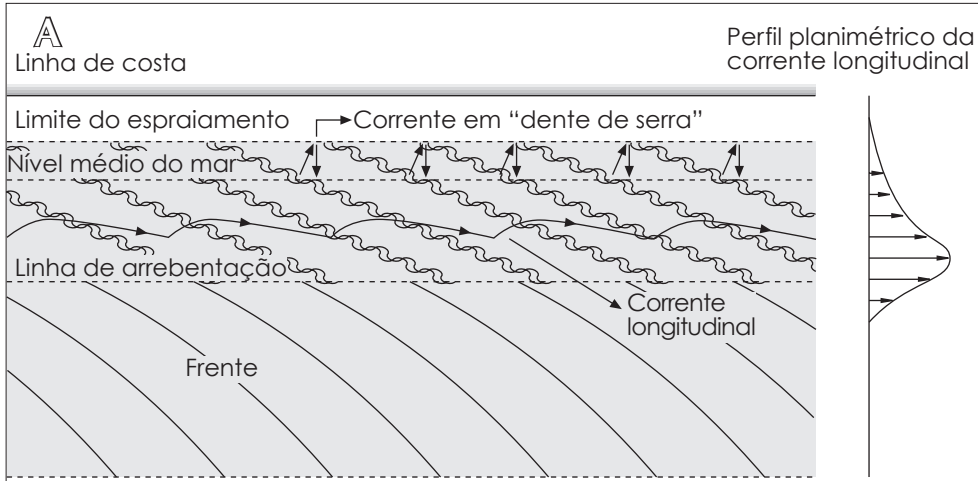


Figura 1.48

(A) Corrente longitudinal criada em ataque oblíquo da onda.
 (B) Trajetórias de derivadores delineando as correntes litorâneas (m/s) junto à foz do Rio Itanhaém (SP). Desenho sobre foto aérea (Base). (São Paulo, Estado/DAEE/SPH/CTH/FCTH)

