

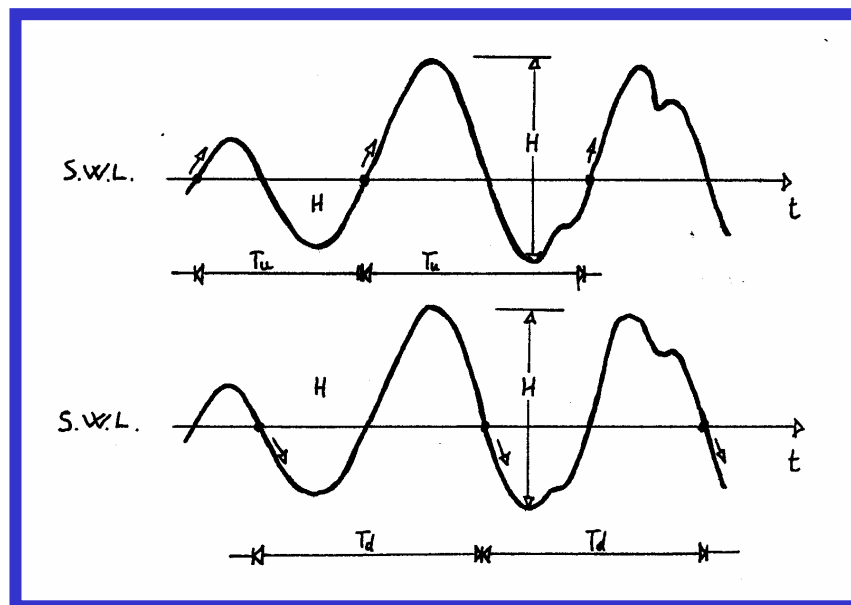
### LE ONDE IRREGOLARI

Il vento che agisce su una estensione di mare (fetch) genera e mantiene un moto ondoso caratterizzato da onde irregolari (onde random) che possono essere descritte come un processo stocastico e possono essere considerate come dovute alla sovrapposizione di onde sinusoidali, con ampiezze, frequenze angolari e direzioni diverse e con fasi aleatorie distribuite uniformemente nell'intervallo  $(0, 2\pi)$ .

I principali metodi per schematizzare le “*onde random*” sono quelli “*zero upcrossing*” e “*zero downcrossing*” indicati nelle figure di seguito riportate con riferimento al dominio del tempo.

*Onde “zero upcrossing”*: onde definite tra due successivi attraversamenti del livello di quiete verso l'alto.

*Onde “zero downcrossing”*: onde definite tra due successivi attraversamenti del livello di quiete verso il basso.



## LE ONDE IRREGOLARI

- Cresta: il più alto massimo relativo presente nell'onda;
- Cavo: il minimo relativo di minore ordinata;
- Altezza della cresta: ordinata della cresta;
- Profondità del cavo: il valore assoluto della profondità del cavo;
- Altezza dell'onda: la somma dell'altezza di cresta e della profondità del cavo:

$$H = \eta_{cresta} - \eta_{cavo}$$

- Stato di mare (sea state): lo stato di mare indica un'agitazione ondosa stazionaria.

Consideriamo un periodo di tempo molto lungo  $T$ , e ammettiamo di considerare gli intervalli in cui siano presenti un numero molto grande “ $N$ ” di onde. Nei vari intervalli, se l'agitazione ondosa è stazionaria, le caratteristiche medie dei vari insiemi di  $N$  onde tendono ad essere le stesse, e questa tendenza cresce al crescere di  $N$ .

Se, ad esempio, si lavora con l'altezza media delle  $N$  onde (che è una variabile aleatoria), si ha che la dev. Standard  $\sigma_N$  tende a zero per  $N$  tendente a infinito, ovvero:

$$\sigma_N = \sqrt{\langle (\bar{H}_i - \bar{H})^2 \rangle}$$

Dove  $H_i$  è l'altezza media dell' $i$ -esimo gruppo di  $N$  onde.

Lo stato di mare è stazionario per durata fino alle 200-300 onde.

## RAPPRESENTAZIONE DELLE ONDE DI MARE CON LE ONDE CARATTERISTICHE

### Previsione del moto ondoso

Gli stati di mare possono essere interpretati, in una visione globale, con le onde caratteristiche (Sverdrup e Munk, 1943). Queste vengono interpretate come onde regolari precisate in base ad una frazione delle onde più alte. Più precisamente, l'onda caratteristica ( $1/c$ ) è definita come l'onda che presenta un'altezza  $H_{1/c}$  pari alla media delle altezze delle onde random che compongono la frazione ( $1/c$ ) delle onde più alte ed un periodo  $T_{H_{1/c}}$  pari alla media dei periodi delle onde che concorrono a costruire l'onda  $H_{1/c}$ .

Se si considera uno stato di mare con una successione continua di  $N$  onde random e si ordinano in senso crescente le altezze  $H_i$ , tale che  $i=1, \dots, N$  (dove  $i=1$  rappresenta l'onda più bassa e  $i=N$  quella più alta), l'onda caratteristica contiene le  $N/c$  onde più alte a partire dall'altezza  $H_j = H_j(1/c)$ , dove:

$$j = N \left( 1 - \frac{1}{c} \right) + 1 \quad j \in N$$

Di conseguenza risulta:

$$H_{1/c} = \frac{c}{N} \sum_j^N H_i$$

$$T_{H_{1/c}} = \frac{c}{N} \sum_j^N T(H_i)$$

### FORMULAZIONE DEL PROBLEMA

---

Le onde caratteristiche più frequentemente usate sono:

- l'*onda media*:  $H_{1/1}$ ;
- l'*onda significativa*:  $H_{1/3}$ ;
- l'*onda un-decimo*:  $H_{1/10}$  (onda massima relativa).

Infine, l'onda quadratica media definita come:

$$H_q = \left\{ \frac{1}{N} \sum_1^N H^2 \right\}^{1/2}$$

può essere interpretata come una particolare onda caratteristica.

### PREVISIONE A BREVE TERMINE

---

Per caratterizzare lo stato di mare in un paraggio nel breve periodo (circa un'ora) si determinano le caratteristiche di un'onda rappresentativa della severità dello stato di mare, che è l'onda significativa. A tale scopo si possono seguire due metodi:

- Il metodo dell'onda significativa o *metodo SMB*
- Il *metodo spettrale*

Il *metodo SMB* (Sverdrup and Munk (1943,1947), Bretshneider (1958)) fornisce l'altezza ed il periodo dell'onda significativa a partire da relazioni empiriche in termini della velocità del vento  $U$ , dell'estensione del fetch  $x$  (ovvero della distesa di mare libero su cui il vento spira con intensità e direzione costanti), e della durata  $t$  dell'evento eolico. Questo metodo è stato più volte migliorato e costituisce l'approccio di previsione più largamente utilizzato, a causa della sua semplicità ed efficienza.

Il *metodo spettrale*, introdotto da Gelci (1957), tiene in conto gli effettivi processi che governano la generazione del moto ondoso, le interazioni tra le diverse componenti armoniche e la dissipazione di energia dovuta ai frangimenti parziali. Il metodo si basa sulla soluzione dell'equazione di bilancio energetico spettrale in termini di uno spettro bidimensionale le cui componenti di frequenza e direzione costituiscono gli elementi di una matrice.

**METODO DELL'ONDA SIGNIFICATIVA (1/3)**

Il bilancio energetico nell'area di generazione.

Per poter comprendere il metodo SMB è necessario considerare il bilancio energetico della singola onda nell'area di generazione, che, in assenza di corrente, viene espresso dall'equazione:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla (C_g E) = Q_{in} + Q_{ds} \quad (1)$$

in cui  $E$  rappresenta l'energia del moto ondoso,  $C_g$  la celerità di gruppo (ovvero la velocità di propagazione dell'energia)

La quantità a secondo membro rappresenta l'apporto netto di energia nell'unità di tempo nell'area di generazione, dato dalla somma algebrica dell'energia fornita dall'azione del vento  $Q_{in}$  e dell'energia dissipata dai frangimenti parziali  $Q_{ds}$ . Tale apporto di energia nell'unità di tempo viene utilizzato in parte per incrementare localmente l'energia delle onde, in parte per trasportare tale energia al di fuori dell'area di generazione.

L'energia può essere rappresentata dalla seguente forma funzionale:

$$E = f(\rho, g, x, t, U) \quad (2)$$

## METODO DELL'ONDA SIGNIFICATIVA (2/3)

Assumendo  $\rho$ ,  $g$  ed  $U$  come grandezze fondamentali, l'eq. (2) adimensionalizzata con l'ausilio del teorema  $\Pi$  diventa:

$$\frac{gE}{\rho U^4} = f\left(\frac{gt}{U}, \frac{gx}{U^2}\right) \quad (3)$$

in cui si distinguono due parametri adimensionali:

$$\frac{gx}{U^2} \text{ parametro del fetch} \quad \frac{gt}{U} \text{ parametro di durata}$$

L'esame dell'equazione di bilancio energetico dà luogo a diversi regimi di generazione.

Se l'input di energia fornito dal vento non è sufficiente a trasferire energia al di fuori dell'area di generazione, si ha un *regime transitorio* in cui si ha solo incremento locale di energia, ovvero l'energia  $E$  dipende dal solo parametro della durata.

$$\frac{\partial E}{\partial t} = Q_{in} + Q_{ds} \quad \frac{gE}{\rho U^4} = f\left(\frac{gt}{U}\right)$$

Questo regime ha luogo quando il parametro della durata è inferiore ad un valore minimo che dipende dal parametro del fetch:  $(gt / U < gt_{min} / U)$ .

## METODO DELL'ONDA SIGNIFICATIVA (3/3)

Se, d'altra parte, l'input di energia fornito dal vento è sufficiente a trasferire energia al di fuori dell'area di generazione, si ha un *regime stazionario* in cui si ha solo trasferimento di energia, ovvero l'energia  $E$  dipende dal solo parametro del fetch:

$$\nabla (C_g E) = Q_{in} + Q_{ds} \qquad \frac{gE}{\rho U^4} = f\left(\frac{gx}{U^2}\right)$$

Questo regime ha luogo quando il parametro della durata è superiore al valore minimo definito precedentemente ( $gl / U > gt_m / U$ ), e quando il parametro del fetch è inferiore ad un altro valore di soglia ( $gx / U^2 < gx_m / U^2$ ).

Infine, se viene superata anche quest'ultima soglia del parametro del fetch, si ha un *regime di mare completamente sviluppato* in cui, fissata la velocità del vento, l'input di energia corrispondente al fetch ed alla durata dell'evento è già la massima possibile, l'ulteriore input di energia viene immediatamente dissipato, pertanto l'energia del moto ondoso è costante:

$$Q_{in} + Q_{ds} = 0$$

$$\frac{gE}{\rho U^4} = cost$$



## IL METODO S-M-B (1/6)

Il metodo SMB, da Sverdrup e Munk (1947) e Bretshneider (1958,1973) determina l'altezza  $H_s$  ed il periodo  $T_s$  dell'onda significativa su profondità infinita in funzione della velocità del vento  $U$ , dell'estensione del fetch  $x$ , dell'accelerazione di gravità  $g$  e della durata  $t$  dell'evento.

$$H_s = f_1(U, x, t, g) \quad T_s = f_2(U, x, t, g) \quad (4)$$

Applicando l'analisi dimensionale, l'altezza ed il periodo dell'onda significativa adimensionalizzati sono dati da

$$\frac{gH_s}{U^2} = f_1\left(\frac{gx}{U^2}, \frac{gt}{U}\right) \quad \frac{gT_s}{U} = f_2\left(\frac{gx}{U^2}, \frac{gt}{U}\right) \quad (5)$$

Assegnata la velocità del vento, l'estensione del fetch e la durata dell'evento l'eq. (4) si specializza analogamente all'eq. (1).

In regime transitorio, ovvero quando  $gt/U < gt_m/U$ , l'altezza ed periodo dell'onda significativa sono funzioni del solo parametro della durata  $gt/U$  e quindi si dice che il mare è limitato per durata

$$\frac{gH_s}{U^2} = f_1\left(\frac{gt}{U}\right) \quad \frac{gT_s}{U} = f_2\left(\frac{gt}{U}\right)$$

## IL METODO S-M-B (2/6)

In regime stazionario, ovvero quando  $gt/U > gt_m/U$ , l'altezza ed il periodo dell'onda significativa sono funzioni del solo parametro del fetch  $gx/U^2$  e quindi si dice che il mare è limitato per fetch:

$$\frac{gH_s}{U^2} = f_1\left(\frac{gx}{U^2}\right)$$

$$\frac{gT_s}{U} = f_2\left(\frac{gx}{U^2}\right)$$

In regime di mare completamente sviluppato, ovvero quando  $gt/U > gt_m/U$  e  $gx/U^2 > gX_m/U^2$  il mare non è limitato nè per fetch nè per durata, l'altezza ed il periodo dell'onda significativa adimensionalizzati sono costanti, pertanto essi vengono limitati soltanto dalla velocità  $U$  del vento:

$$\frac{gH_s}{U^2} = cost$$

$$\frac{gT_s}{U} = cost$$

La dipendenza dell'altezza e del periodo dell'onda significativa dai parametri del fetch e della durata è stata esplicitata da Bretshneider (1958,1973) nelle curve di previsione di  $H_s$  e  $T_s$  basate su dati sperimentali:

$$\frac{gH_s}{U^2} = 0.283 \tanh \left[ 0.0125 \left( \frac{gx}{U^2} \right)^{0.42} \right] \quad (6)$$

$$\frac{gT_s}{2\pi U} = 1.2 \tanh \left[ 0.077 \left( \frac{gx}{U^2} \right)^{0.25} \right] \quad (7)$$

$$\frac{gt_m}{U} = 6.5882 \exp \left\{ \left[ 0.0161\lambda^2 - 0.3692\lambda + 2.2024 \right]^{0.5} + 0.8798\lambda \right\} \quad (8)$$

essendo  $\lambda = \ln(gx/U^2)$

## IL METODO S-M-B (4/6)

Le curve di previsione di  $H_s$  e  $t_s$ , essendo funzioni del solo parametro del fetch  $gx/U^2$ , sono valide in regime stazionario, ossia per  $t > t_m$ , essendo  $t_m$  fornito dall'eq. (8). Quando  $t < t_m$  bisogna calcolare un fetch equivalente minore di quello effettivo. Se invece  $gx/U_m^2$  è sufficientemente grande (condizione piuttosto difficile da realizzare in pratica) si ha il regime di mare completamente sviluppato, in cui le eqq. (6) e (7) diventano

$$\frac{gH_s}{U^2} = 0.283 \qquad \frac{gT_s}{2\pi U} = 1.2$$

Dalle eqq.(6) e (7) è stato ricavato un abaco, attraverso il quale si possono determinare  $H_s$  e  $T_s$  conoscendo  $U$ ,  $t$  ed  $x$ . Per individuare il regime del moto ondoso bisogna intersecare la retta orizzontale  $U = U^*$  con la retta verticale  $x = x^*$ . In corrispondenza dell'intersezione di tali due rette passa la retta tratteggiata  $t = t_m$  che indica la durata minima dell'evento affinché il regime sia stazionario. Se  $t < t_m$  allora il regime è transitorio ed il mare è limitato per durata. In tal caso si calcola un fetch efficace  $x_e$  attraverso l'intersezione della retta orizzontale  $U = U^*$  con la retta tratteggiata  $t = t^*$ , ottenuto il quale si cercano le curve  $H_s = \text{cost}$  e  $T_s = \text{cost}$  che passano per l'intersezione della retta orizzontale  $U = U^*$  con la retta verticale  $x = x^*$ .

## IL METODO S-M-B (5/6)

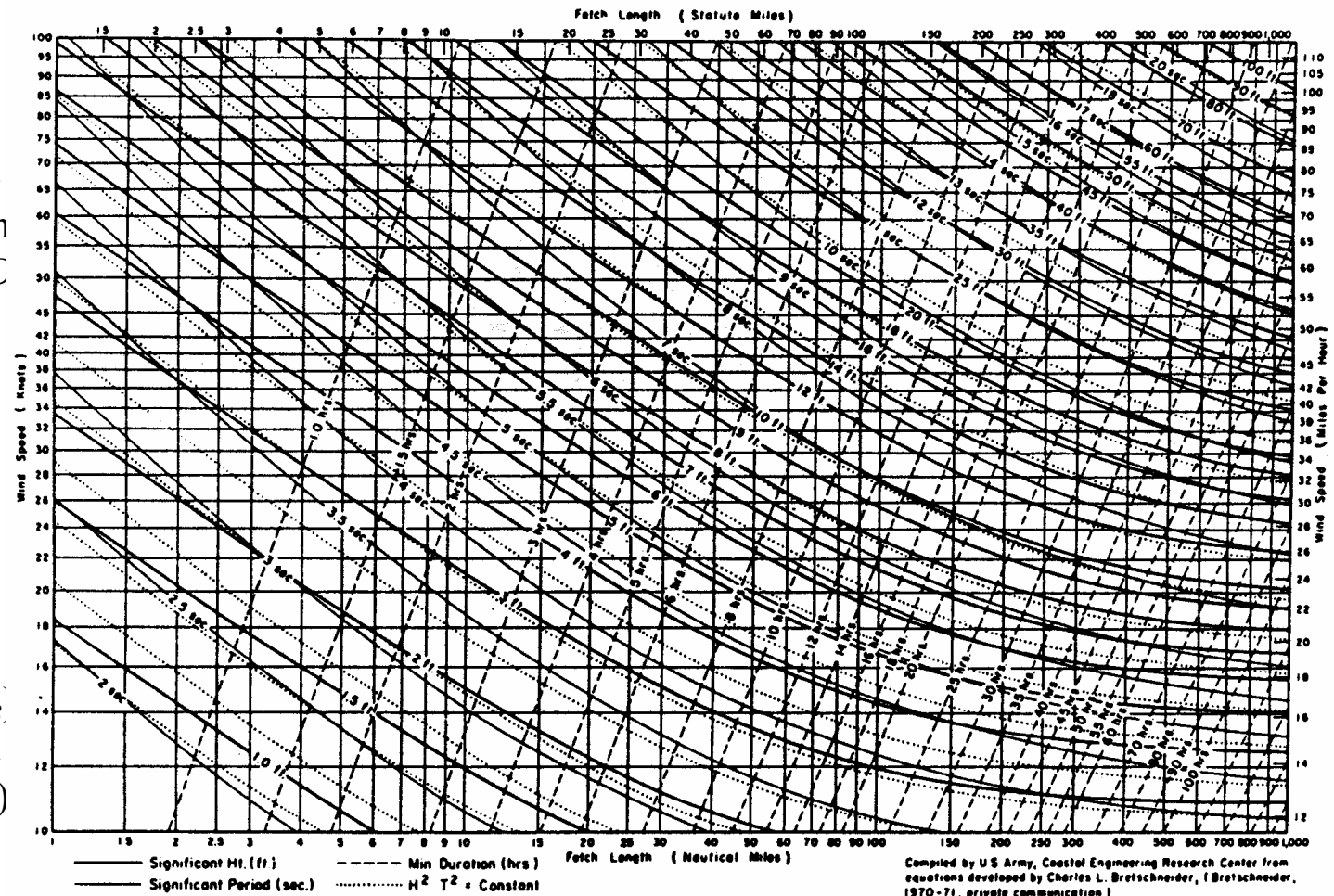
Uso dell'abaco di Sverdrup, Munk e Bretschneider (S-M-B)

### Dati in ingresso:

- velocità del vento
- lunghezza di fetch
- durata del vento  $L$

### Dati in uscita:

- altezza dell'onda significativa ( $H_{1/3}$ )
- periodo dell'onda significativa ( $T_{1/3}$ )



IL METODO S-M-B (6/6)

Esempio numerico:

1° caso:  $U=35 \text{ Kn}$ .  $x=60 \text{ n.m.}$   $t=10 \text{ h}$ .

Intersecando la retta orizzontale  $U = 35 \text{ Kn}$ . con la retta verticale  $x= 60 \text{ n.m.}$  si ottiene  $6h < t_m < 7h \Rightarrow t > t_m \Rightarrow$  regime stazionario (mare limitato per fetch).

Dall'intersezione  $U = 35 \text{ Kn}$ . con  $x = 60 \text{ n.m.}$  si ottiene  $H_s = 11 \text{ ft} \approx 3.3 \text{ m}$   $T_s = 7.3 \text{ s}$

2° caso:  $U=35 \text{ Kn}$ .  $F=200 \text{ n.m.}$   $t=10 \text{ h}$ .

Intersecando la retta orizzontale  $U = 35 \text{ Kn}$  con la retta verticale  $x = 200 \text{ n.m.}$  si ottiene  $t_m = 18h \Rightarrow t < t_m \Rightarrow$  regime transitorio (mare limitato per durata).

Dall'intersezione  $U = 35 \text{ Kn}$ . con  $t = 10 \text{ h}$  si ottiene  $H_s = 13 \text{ ft} \approx 4.0 \text{ m}$   $T_s = 8.0 \text{ s}$

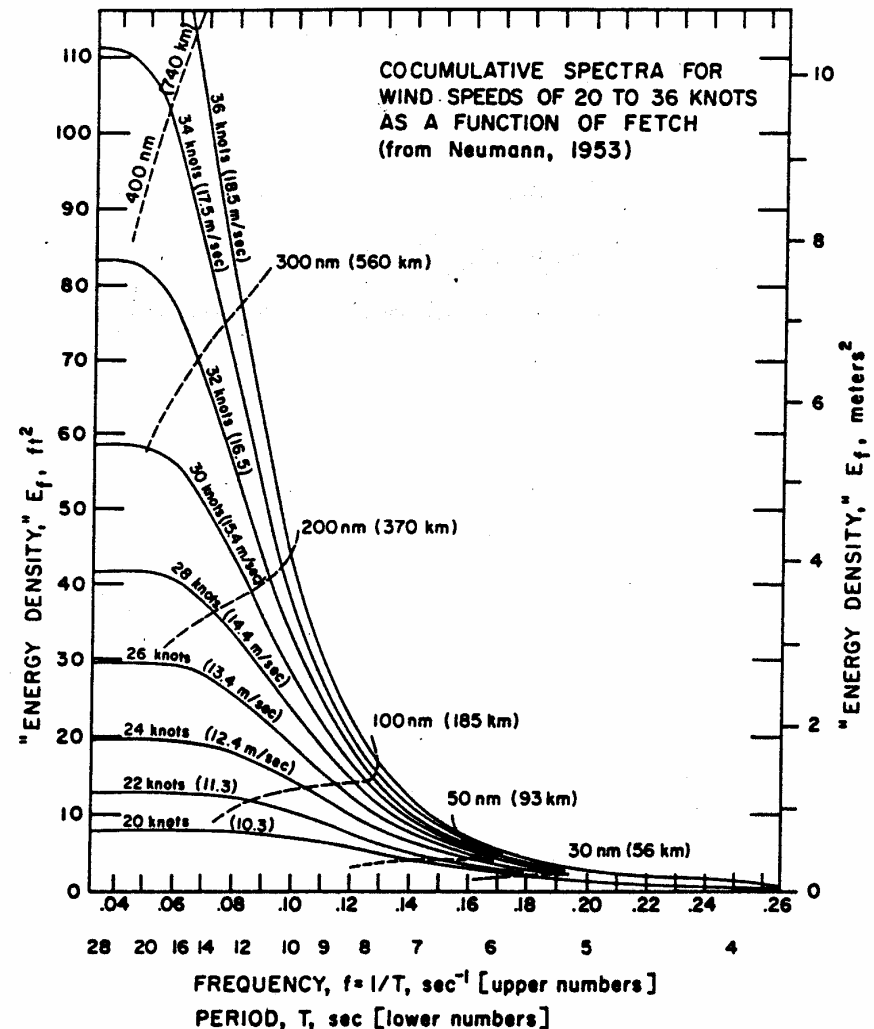
## IL MODELLO A SPETTRI DI ENERGIA DI PIERSON, NEUMANN E JAMES (P-N-J)

## Previsione del moto ondoso

Con questo modello le onde vengono descritte non in termini dell'onda significativa ( $H_{1/3}$ ) ma definendo l'intero spettro delle energie e dei periodi. In questo modo può essere meglio descritto il processo di generazione del moto ondoso. Anche questa metodologia risulta parzialmente empirica essendo stata calibrata utilizzando dati sperimentali.

Il periodo relativo al massimo valore di energia è sperimentalmente collegato alla velocità del vento attraverso la relazione:

$$T_{picco} = 0.208U$$



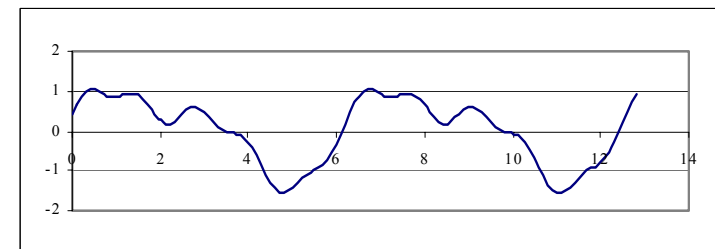
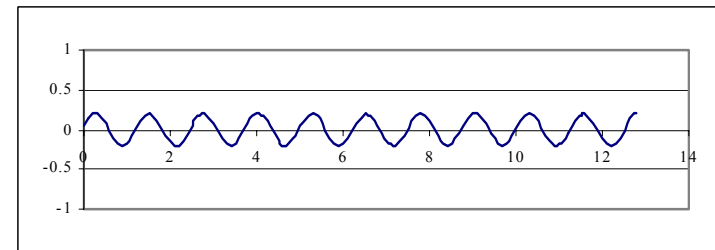
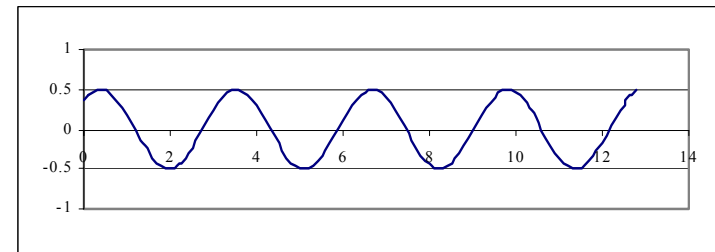
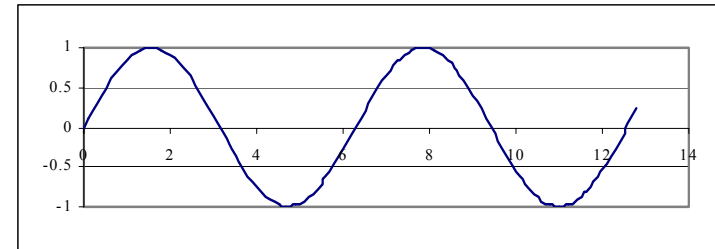
# IL METODO SPETTRALE

## Previsione del moto ondoso

Una semplice rappresentazione analitica di uno stato di mare ideale, definito come una successione di onde generate dal vento che si prolunga indefinitamente nel tempo in condizioni stazionarie è:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(\omega_i t + \varepsilon_i)$$

in cui si assume che le frequenze  $\omega_i$  siano tutte diverse tra loro, il numero N sia infinitamente grande, gli angoli di fase  $\varepsilon_i$  siano distribuiti uniformemente in  $(0, 2\pi)$  e siano stocasticamente indipendenti tra loro e che le ampiezze  $a_i$  siano tra loro dello stesso ordine.

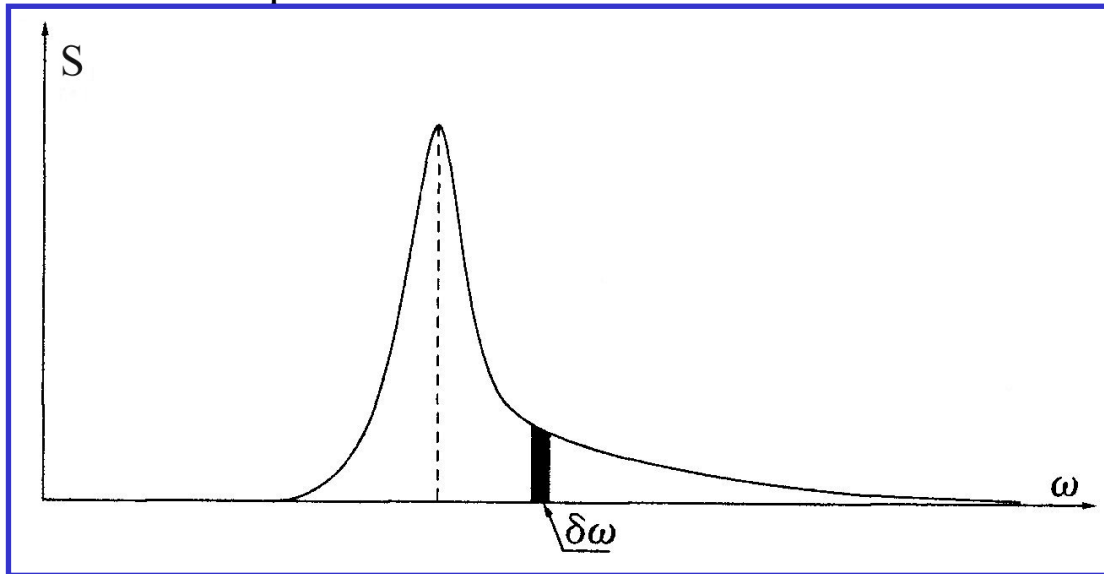




Si può definire lo spettro in frequenza come:

$$S(\omega)\delta\omega = \sum_i \frac{1}{2} a_i^2 \quad \text{per } i \text{ tale che } \omega < \omega_i < (\omega + \delta\omega)$$

Il significato fisico dello spettro è l'essere proporzionale alla distribuzione di energia alle differenti frequenze.



In pratica si considerano solo le ampiezze delle componenti di frequenza compresa in un certo intervallo. Ad esempio:

$$\omega = 0.55 \quad \delta\omega = 0.03$$

$$\omega_1 = 0.508 \quad \omega_4 = 0.567$$

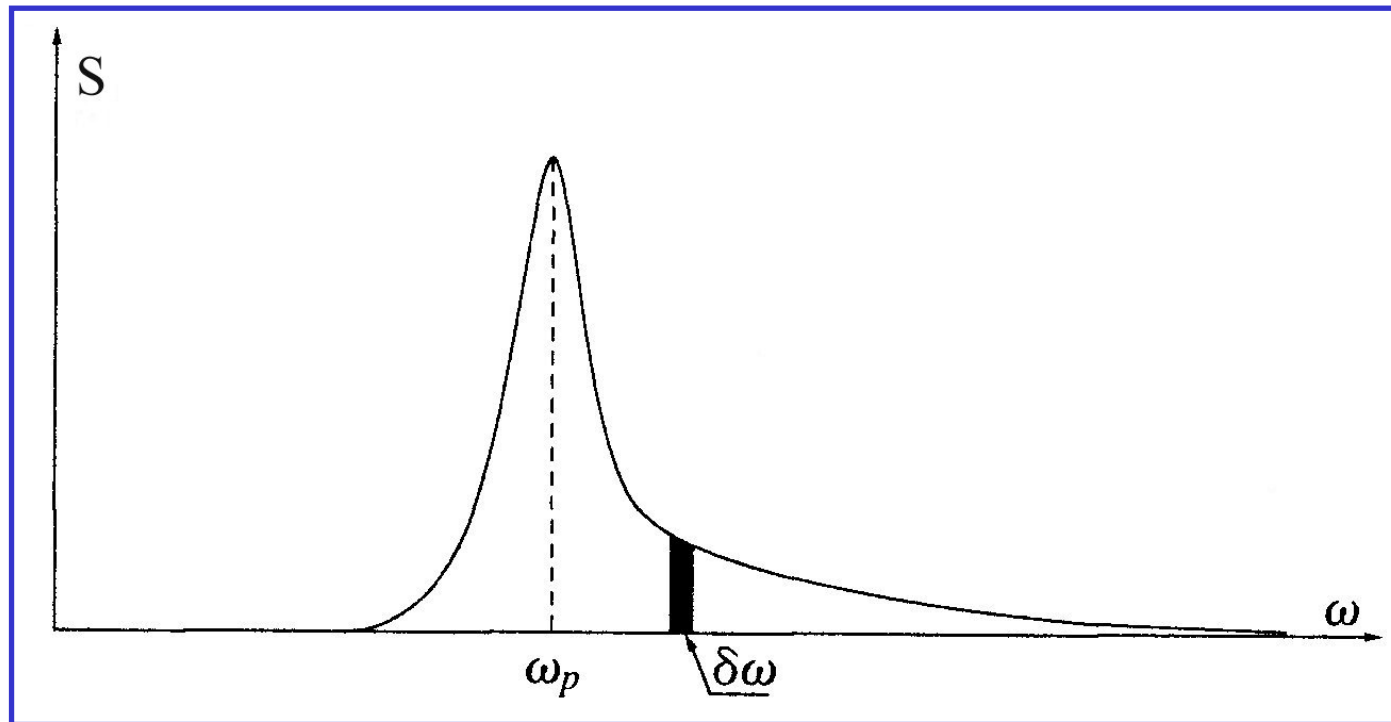
$$\omega_2 = 0.542 \quad \omega_5 = 0.578$$

$$\omega_3 = 0.556 \quad \omega_6 = 0.581$$

Cioè  $I[3,4,5]$  e pertanto:

$$S(\omega)\delta\omega = S(0.55)0.33 = \frac{1}{2} (a_3^2 + a_4^2 + a_5^2)$$

Possiamo anche introdurre un periodo di riferimento  $\omega_p$  detto frequenza di picco o frequenza dominante.



Allora lavoreremo con una funzione  $S(\omega)$  e con due parametri  $H_s$  e  $T_p$ . E' evidente che nota  $S(\omega)$  risulta noto  $T_p$ . Si può anche dimostrare che nota  $S(\omega)$  risulta determinata anche  $H_s$ .

### Alcune definizioni

Deviazione standard:  $\sigma = \sqrt{\langle \eta^2(t) \rangle}$

Altezza significativa:  $H_s = 4\sigma$

Frequenza dominante  $\omega_p$ , in corrispondenza della quale si ha il picco dello spettro.

Momenti di ordine j dello spettro:  $m_j = \int_0^{\infty} \omega^j S(\omega) d\omega$

Autocovarianza:  $\psi(T) = \langle \eta(t)\eta(t+T) \rangle = \sum_{i=1}^N \frac{1}{2} a_i^2 \cos(\omega_i T)$

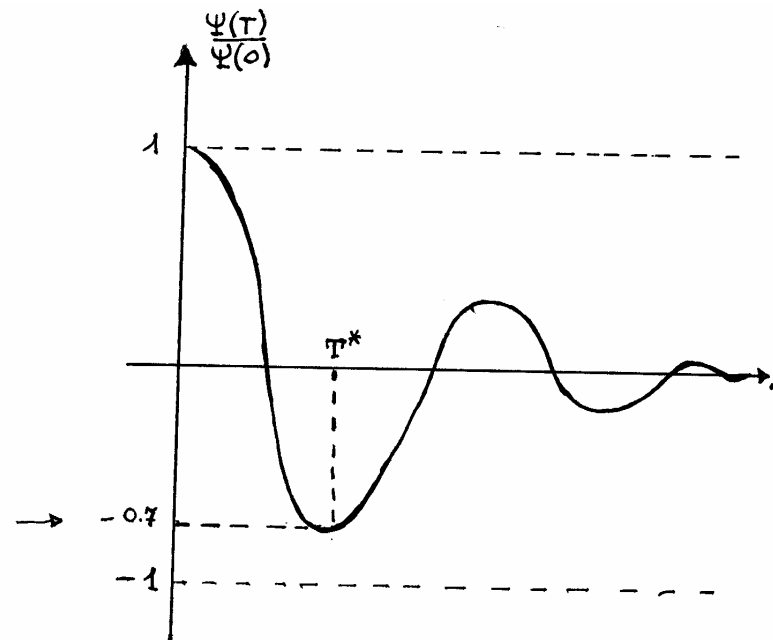
Inoltre:  $\sigma^2 = \langle \eta^2(t) \rangle = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega = m_0 = \sum_{n=1}^N \frac{1}{2} a_i^2$

$$\psi(T) = \int_0^{\infty} S(\omega) \cos(\omega T) d\omega$$

$$\psi(0) = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega = \sigma^2$$



Il significato fisico dell'autocovarianza non è immediato. Tuttavia si può dimostrare che l'andamento tipico è quello rappresentato in figura.



Dal momento che l'autocovarianza di una funzione sinusoidale è sinusoidale, si ricava che nel caso di onde sinusoidali (spettro di Dirac)  $\Psi(T^*)=-1$ .

Viceversa, più è vicina allo zero, più lo stato di mare risulta disordinato e caotico e, pertanto, più lo spettro è “allargato”.

### Parametri di deduzione diretta ( a partire da dati di campo o di laboratorio)

Comse sappiamo l'elevazione d'onda di uno stato di mare viene acquisita con una scansione temporale prefissata. L'intervallo di tempo tra due acquisizioni consecutive viene detto intervallo di campionamento  $\Delta t_{\text{camp}}$  e il suo inverso frequenza di campionamento.

N.B. Per una buona rappresentazione dell'onde  $\Delta t_{\text{camp}}$  non deve superare 1/15 di  $T_p$ .

Si arriva a disporre di una serie  $n$  di sopraelevazioni  $\eta$  relative ad uno stato di mare reale (cioè relative a 200-300 onde consecutive).

Da tale insieme è possibile ricavare direttamente la deviazione standard:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\eta_1^2 + \eta_2^2 + \dots + \eta_n^2}{n}}$$

Quindi moltiplicando  $\sigma$  per 4 si ottiene l'altezza significativa.



Anche l'autocovarianza è molto semplice da ricavare.

Supponiamo:

- di avere effettuato una registrazione per 10 minuti;
- che la frequenza di campionamento sia di 10 Hz (cioè 10 campioni al secondo per 600 secondi consecutivi).



Disporremo quindi di 6000 valori di sopraelevazione  $\eta$  ( $\eta_1, \dots, \eta_{6000}$ ) presi ad intervalli regolari di 0.1 secondi l'uno dall'altro.

Allora, per calcolare, ad esempio,  $\psi(1s)$ , sarà sufficiente operare la media:

$$\psi(1s) = \frac{\eta_1\eta_{11} + \eta_2\eta_{12} + \dots + \eta_{5990}\eta_{6000}}{5990}$$

### Spettri di frequenza delle onde d'oceano

La forma dello spettro di frequenza dipende dalle condizioni di generazione esterne (velocità, fetch e durata del vento, presenza di onde di vento, etc) e da meccanismi interni al campo ondoso (interazioni non lineari tra le componenti dell'onda, dissipazioni di energia dovute al frangimento e all'attrito al fondo).

Numerose sono state le ricerche di una relazione tra le grandezze che intervengono nella generazione delle onde e la funzione di densità spettrale, in condizioni di saturazione.

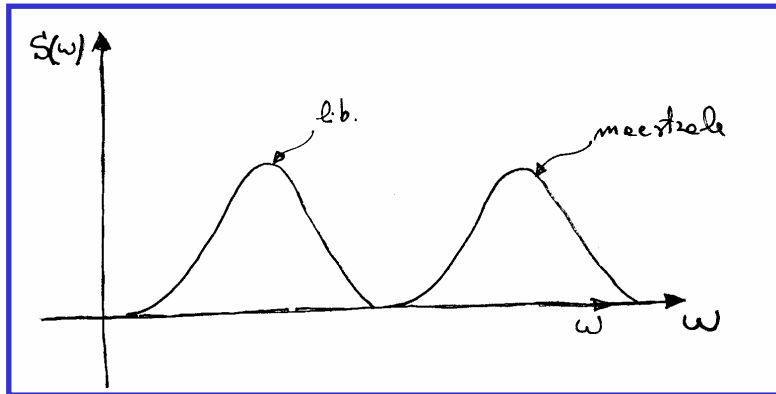
Per condizioni di saturazione si intende lo stato di equilibrio tra perdita di energia, principalmente dovuta al frangimento e l'energia acquistata dalle onde grazie all'azione del vento.

La condizione di saturazione dovrebbe essere descritta esclusivamente da grandezze fisiche locali che governano la configurazione finale dell'onda, (accelerazione di gravità  $g$ , velocità d'attrito del vento sul pelo libero  $u^*$ , frequenza locale  $\omega$ ).

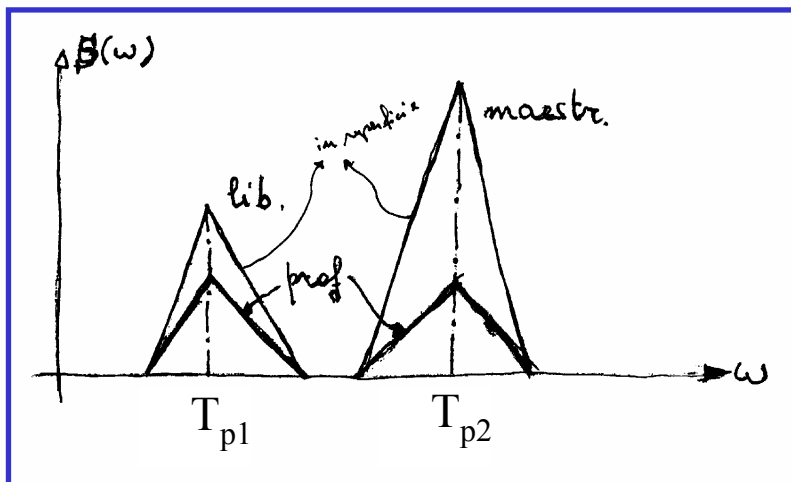
In effetti la funzione di densità spettrale viene legata a grandezze quali il fetch adimensionale  $gX/U^2$  oppure alla durata adimensionale del vento  $gT/U$ , dove  $X$  è il fetch,  $U$  è la velocità del vento a 19,5 m dal livello medio del mare,  $t$  è la durata del vento.



Si noti che se sono presenti due famiglie di curve (ad esempio onde di vento più onde lunghe generate in precedenza) lo spettro può assumere l'andamento in figura:



Con l'andare del tempo il maestrale della figura predominerà sul libeccio.



Si noti che, se il periodo cresce, cresce anche la lunghezza d'onda. Pertanto se  $T_{p1} > T_{p2}$ , ne segue che  $L_1 > L_2$  e, quindi,  $k_1 < k_2$

Ricordando i fattori di attenuazione del carico piezometrico, si avrà ( $z < 0$ ):

$$e^{k_1 z} > e^{k_2 z}$$

Esisterà dunque una profondità alla quale i due spettri saranno uguali e, ancora più in profondità, prevarrà il contributo delle onde lunghe.

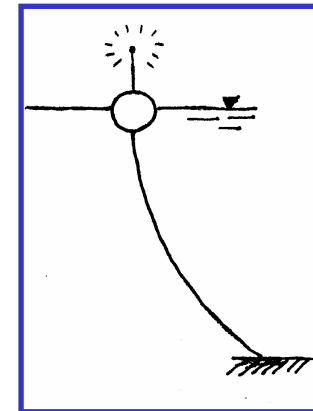
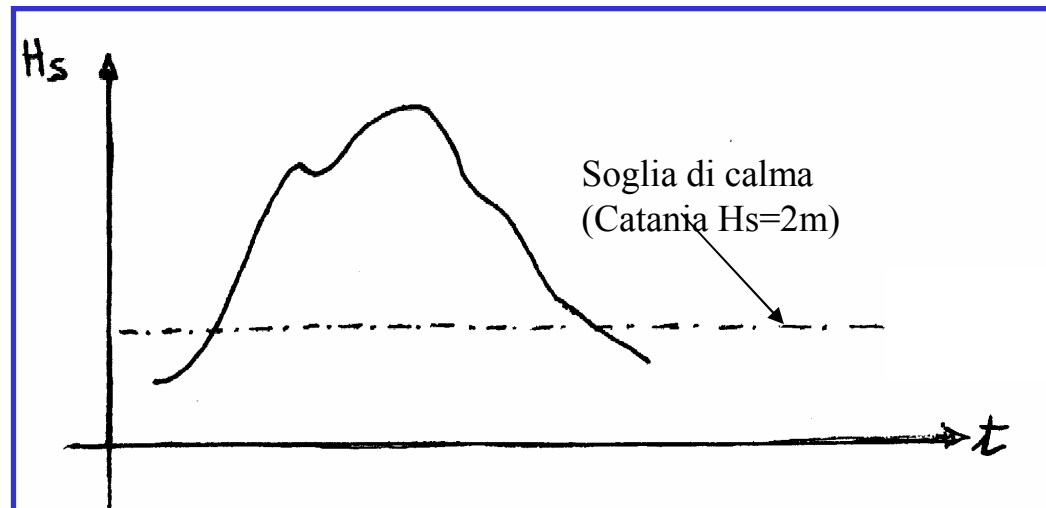


### Concetto di mareggiata

La mareggiata può essere vista come una successione di stati di mare durante la quale l'altezza significativa cresce gradualmente dai valori caratteristici di calma, sino ad un massimo, per poi ritornare, sempre gradualmente, alla calma.

La mareggiata può essere intesa come la storia dell'evolversi dell'altezza significativa.

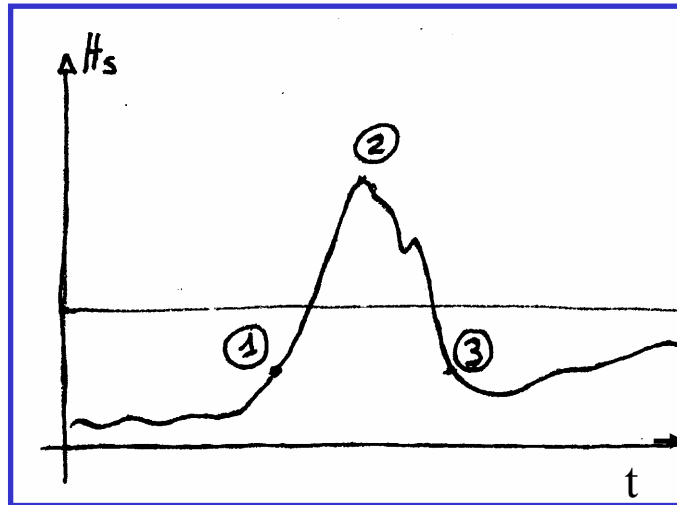
Caso per caso si può definire un'altezza di calma rispetto alla quale valutare la mareggiata



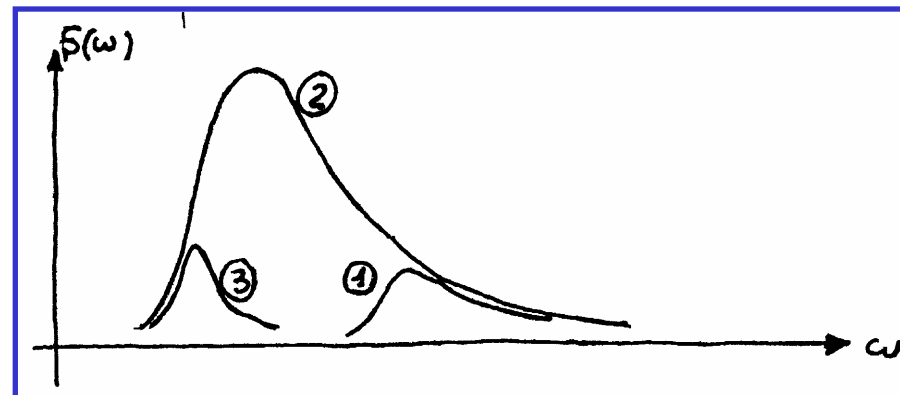
Come detto in altra parte del corso, le boe, che misurano a determinati  $Dt$  (3h), quando si supera il valore di soglia (Catania  $H=2m$ ) cominciano a registrare in continuo.



I risultati delle registrazioni vengono messi in grafico su intervalli di riferimento (mensili).



Gli spettri corrispondenti sono riportati nella figura seguente. Si noti come al crescere dell'altezza significativa cresca l'area dello spettro (aumenta l'energia!)



**Lo spettro JONSWAP**

Lo spettro JONSWAP, frutto di una campagna di ricerche condotta nel Mare del Nord tra il 1968 e il 1969, è tra i più noti ed usati. E' descritto dalla:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp \left[ -\frac{5}{4} \left( \frac{\omega}{\omega_p} \right)^{-4} \right] \gamma^\delta$$

in cui:

$$\delta = \exp \left[ -\frac{(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma_0^2 \omega_p^2} \right]$$

E' uno spettro a cinque parametri:

$$\sigma_0 = \begin{cases} \sigma'_0 = 0.07 & \text{per } \omega \leq \omega_p \\ \sigma''_0 = 0.09 & \text{per } \omega > \omega_p \end{cases}$$

$$\gamma = 3.3$$

$$\alpha = 0.076 \left( \frac{gX}{U^2} \right)^{-0.22}$$

$$\omega_p = 7\pi \left( \frac{g}{U} \right) \left( \frac{gX}{U^2} \right)^{-0.33}$$

## Applicazione: dall'elevazione dell'onda allo spettro JONSWAP

Fissati:

$n = n^\circ$  delle rilevazioni

$\Delta t_{camp}$  = intervallo di campionamento

$$\eta_1, \eta_2, \dots, \eta_n$$

$$N = \frac{n-1}{2},$$

$$\omega_i = \frac{2\pi}{\Delta t_{camp}} \frac{i}{n}$$

$$a'_i = \frac{2}{n} \sum_{j=1}^n \eta_j \cos(\omega_i t_j)$$

$$a''_i = \frac{2}{n} \sum_{j=1}^n \eta_j \sin(\omega_i t_j)$$

$$\varepsilon_i = \arctg\left(-\frac{a''_i}{a'_i}\right)$$

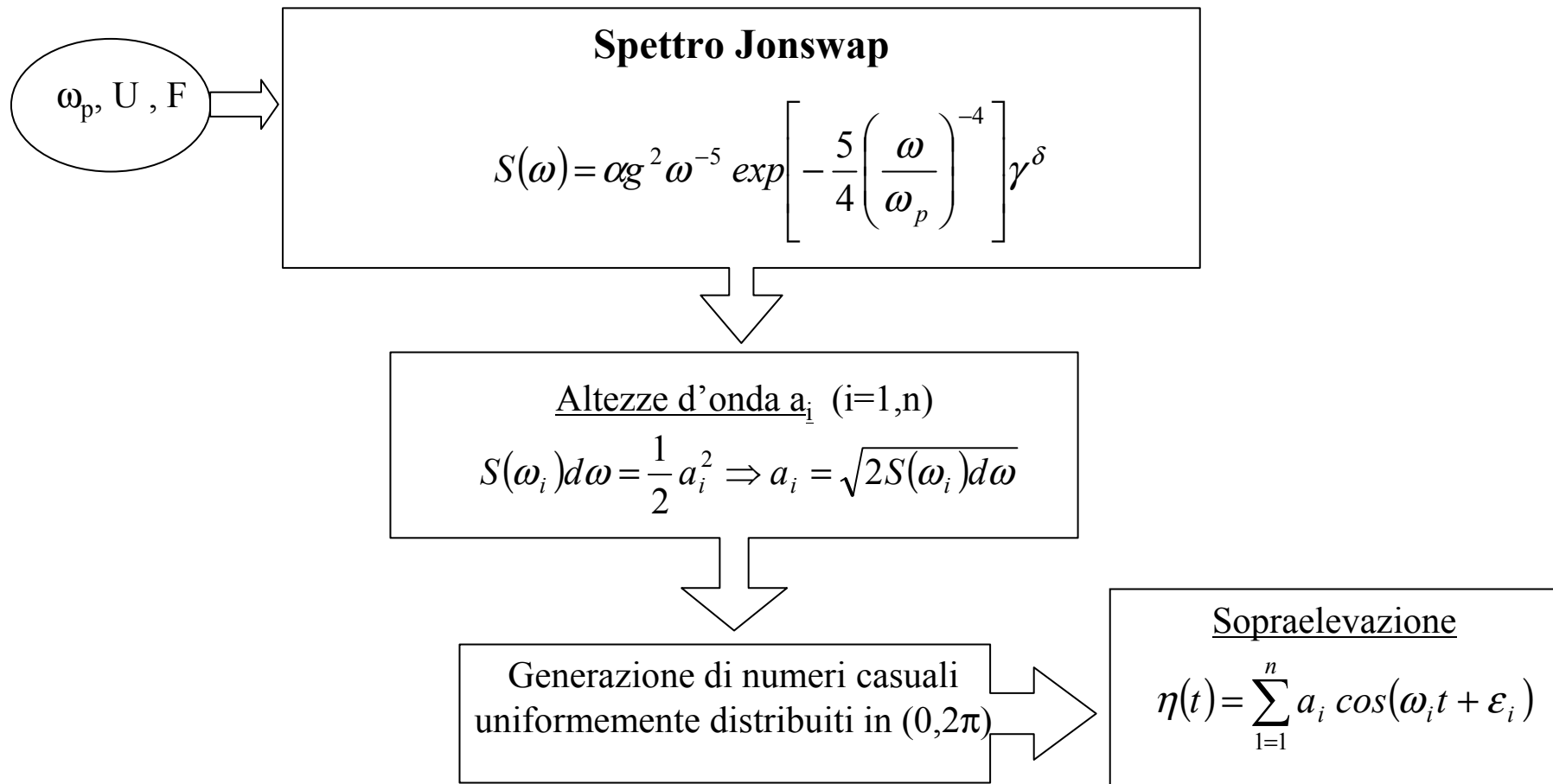
$$a_i = \frac{a'_i}{\cos\left[\arctg\left(-\frac{a''_i}{a'_i}\right)\right]}$$

**Serie di Fourier:**

$$\eta_F(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(\omega_i t + \varepsilon_i)$$

$$\sum_i \frac{1}{2} a_i^2 = S(\omega) \delta\omega$$

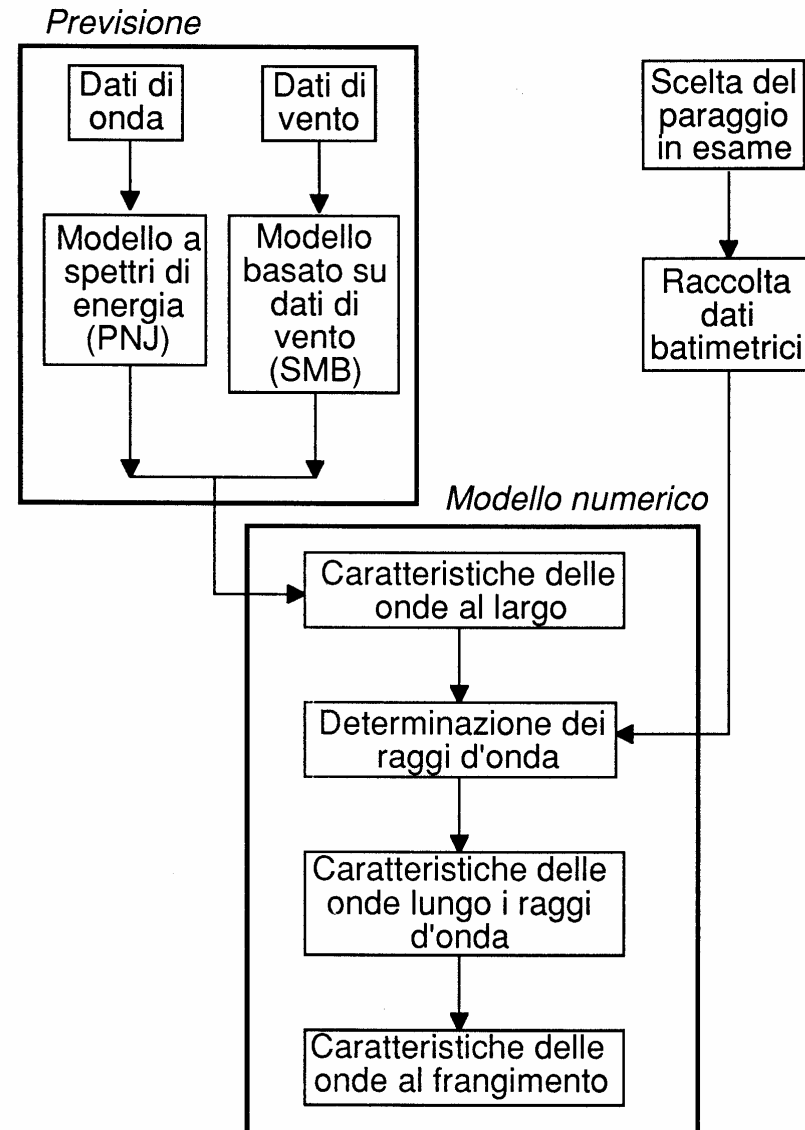
## Applicazione: dallo spettro JONSWAP all'elevazione dell'onda



# CONFRONTO TRA

# Previsione del moto ondoso

## I METODI DI PREVISIONE A BREVE TERMINE



## CONFRONTO TRA

## Previsione del moto ondoso

### I METODI DI PREVISIONE A BREVE TERMINE

---

- Allo stato attuale i metodi esistenti non sono sufficientemente evoluti da poterne scegliere uno aprioristicamente ai fini della previsione a breve termine dell'altezza delle onde;
- La stima dell'altezza dell'onda significativa non differisce in maniera sensibile utilizzando i due metodi mentre il periodo significativo dell'onda con il metodo S-M-B viene lievemente sovrastimato
- Il metodo P-J-N risulta concettualmente più evoluto (analizza e descrive la natura della generazione delle onde) ma, a causa della complessità di utilizzo, nella pratica si fa di solito riferimento al metodo S-M-B



Devono ancora effettuarsi numerosi studi per cercare di meglio comprendere la natura della generazione delle onde e quindi del loro sviluppo valutando la significatività di altri eventuali fattori (sembra che variazioni dell'ordine di 5°C della temperatura dell'aria rispetto a quella del mare siano la causa, a parità di velocità del vento, di onde di altezza doppia rispetto a quella prevista!).