

SUI PERIODI DELLA FASE MASSIMA DI TERREMOTI LONTANI

MAURIZIO GIORGI

La lunga esperienza fatta nello spoglio quotidiano dei sismogrammi per l'interpretazione dei dati presso la Stazione Sismica Sperimentale di Roma dell'Istituto Nazionale di Geofisica, mi ha permesso di fare rilievi molto interessanti nei riguardi delle particolarità dei vari tipi di onde sismiche che si presentano nelle registrazioni.

In questa comunicazione mi propongo di riferire circa alcune osservazioni riguardanti i periodi della fase massima di terremoti lontani.

È noto che la così detta « fase massima » o principale di un sismogramma è costituita di onde superficiali di diversa specie, tra le quali le più importanti e più o meno evidenti in tutti i terremoti normali (ad ipocentro non troppo profondo) sono le onde « L » (o « Q ») e le onde « M ». Le prime sono onde trasversali tangenziali cioè non hanno componente verticale e si propagano lungo la superficie del globo con la velocità delle onde di distorsione. Le « M », invece, si propagano, sempre in superficie, con velocità un poco inferiore a quella delle onde « L ».

Le massime ampiezze sono generalmente associate a questo gruppo. Da questo fatto trae origine il nome che spesso si dà ad esse di « onde massimali »; vengono anche chiamate « pseudo onde di Rayleigh » perchè, come è precisato più sotto, pur avendo alcune caratteristiche delle onde di Rayleigh, differiscono da queste per molti aspetti.

È noto che la teoria di Rayleigh ⁽¹⁾, sviluppata successivamente da Lamb ⁽²⁾, Love ⁽³⁾, Galitzin ⁽⁴⁾, etc., prevede un tipo di onde superficiali che hanno determinate caratteristiche che si avvicinano a quelle presentate dalla parte più vistosa di un sismogramma. Infatti dall'equazione generale dei movimenti di un corpo solido sottoposto a sollecitazioni elastiche:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{s}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \text{grad div } \mathbf{s} + \mu \Delta \mathbf{s} \quad [1]$$

(dove ρ è la densità del mezzo, \mathbf{s} lo spostamento dovuto alla perturbazione elastica, λ e μ sono le costanti dette « costanti di Lamé ») discende, oltre ai sistemi di onde longitudinali e trasversali, un altro sistema di onde formato dalla sovrapposizione dei tipi precedenti. Traducendo in forma analitica la [1], chiamate con u , v , w le componenti di \mathbf{s} si trova che la [1] ammette le seguenti soluzioni:

$$(u, v, w) = (A, B, C) e^{-qz + i(\lambda x + \mu y - pt)} \quad [2]$$

dove A , B , C , q , λ , μ , p sono costanti.

Se si sostituiscono le [2] nelle equazioni cartesiane provenienti dalla [1], nella ipotesi che per i materiali dello strato superficiale terrestre il « coefficiente di Poisson » σ , come è attendibile, abbia il valore di 0,25. ($\lambda = \mu$), si arriva ad un'equazione di 3° grado che ammette tre radici reali:

$$3\lambda^3 - 24\lambda^2 + 56\lambda - 32 = 0 \quad [3]$$

dove:

$$\lambda = \frac{\rho}{\mu} \cdot \frac{p^2}{f^2 + g^2} = \frac{V_M^2}{V_S^2} \quad [4]$$

(V_M , V_S sono rispettivamente la velocità delle onde in questione e la velocità delle onde trasversali).

Delle tre radici reali della [3] solo quella minore dell'unità ($\bar{\lambda} = 0,8453$) soddisfa al problema perchè deve valere la condizione:

$$(1 - \bar{\lambda})(f^2 + g^2) = q^2 \quad [5]$$

Esiste quindi un solo sistema di onde la cui velocità si ottiene dalla (5):

$$V_M = \sqrt{\bar{\lambda}} V_S = 0,9194 V_S \quad [6]$$

relazione valida nelle pre-supposte condizioni di omogeneità ed isotropia dello strato superficiale terrestre.

È noto che esistono anche altri sistemi di onde superficiali e molti ricercatori (Caloi ⁽⁵⁾, Gutenberg, Sezawa, Somigliana ed altri) hanno messo in evidenza, sia dal punto di vista teorico che da quello dell'esperienza, gli aspetti fondamentali che li caratterizzano.

Le onde di Rayleigh, secondo la teoria, vibrano nel piano principale, mentre le « M » oscillano in piani diversi da questo ⁽⁶⁾; inoltre l'ampiezza della componente verticale di queste ultime onde è spesso sensibilmente inferiore ⁽⁷⁾ all'ampiezza della componente orizzontale.

zontale, mentre la teoria di Lord Rayleigh, in un mezzo in cui $\sigma = 0,25$, conduce ad un rapporto tra la prima e la seconda di circa 1,5 ($\frac{A_z}{A_0} = 1,468$).

E' vero che ciò potrebbe spiegarsi supponendo una diversità dei coefficienti di assorbimento per le due componenti, ma è anche vero che tale rapporto non si è potuto ancora verificare con sicurezza, almeno nelle vicinanze dell'epicentro, soprattutto per la difficoltà di individuare dette onde nei sismogrammi relativi alle piccole distanze epicentrali (²), dato che arrivano sovrapposte ad altri tipi di onde che alle stesse distanze conservano ancora ampiezze comparabili, se non maggiori, di quelle delle onde in questione.

Mentre le onde spaziali si smorzano piuttosto rapidamente e la loro ampiezza si riduce notevolmente con la distanza, le onde massimali, a causa del loro carattere superficiale, possono propagarsi alle maggiori distanze e sono le ultime a dissiparsi; il rapporto tra le ampiezze delle onde massimali e delle onde spaziali cresce quindi con l'aumentare della distanza.

Nei terremoti violenti di normale profondità (10 ~ 50 km) possono prodursi onde massimali di ampiezza eccezionale che hanno la possibilità di percorrere anche più di una volta il giro del globo (WII, WIIL, etc.) conservando una energia sufficiente a potersi rilevare mediante strumenti di discreta sensibilità.

L'inizio del gruppo delle « M », come è noto, non è sempre facilmente individuabile. Esso è più o meno graduale e raramente brusco e netto; ciò è in accordo con le conclusioni a cui arriva il giapponese H. Nakano (³) che ha studiato le particolarità della propagazione di questo tipo di onde pur limitandosi a trattare il problema bidimensionale, con le consuete ipotesi di omogeneità ed isotropia del mezzo.

L'inizio di questa fase è spessissimo incerto perchè si confonde con le ultime onde della fase « L »; i periodi delle onde di quest'ultima fase, nei terremoti remoti e lontani, sono sempre notevolmente superiori a quelli che si riscontrano nella fase massimale, ma, per effetto della dispersione, verso la fine il gruppo stesso viene ad avere periodi confondibili con quelli che si osservano agli inizi della fase « M » e quindi ne risulta una configurazione di sovrapposizione che non lascia individuare se non con estrema difficoltà il punto di allacciamento delle due fasi. Il sismogramma della componente verticale

è quello che spesso dà l'indicazione più attendibile per stabilire l'inizio.

La fase principale fino alle onde di coda che vanno attenuandosi più o meno rapidamente a seconda della intensità e della natura della perturbazione iniziale, si presenta spesso come la successione di diversi treni di onde distinti e, talvolta, molto distanziati con ampiezze massime relative via via decrescenti.

L'ampiezza massima è in genere ad una distanza di tempo dall'inizio della fase che varia con la distanza epicentrale, ma senza una legge che possa prevederne l'andamento. Non è infrequente il caso in cui essa si riscontra a notevole distanza dall'inizio; se ne può avere un'idea dai dati della tabella n. 2 riportata più sotto.

La particolarità più saliente di questo tipo di onde, sulla quale intendo soffermare l'attenzione, è quella riferendosi ai periodi che più frequentemente ricorrono nelle registrazioni relative a terremoti normali, con distanze epicentrali comprese tra 3.000 e 20.000 km.

I periodi che si osservano per dette onde entro tali distanze variano all'incirca da un massimo di $28^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ca., riscontrabile all'inizio o in vicinanza del primo massimo, ad un minimo di $14^{\circ} \sim 16^{\circ}$ delle onde di coda, passando piuttosto gradualmente attraverso i valori intermedi.

P. Caloi, in uno studio sull'analisi periodale delle onde sismiche (¹⁰), ha trovato che il sismogramma è costituito dal continuo susseguirsi di onde di rincalzo aventi periodo e velocità via via minori.

I periodi più frequenti sono quelli di $22^{\circ} \sim 24^{\circ}$ nei terremoti con distanze epicentrali da 5.000 km in poi.

I periodi compresi tra 24° e 30° sono un pò meno frequenti anzi si può dire che per distanze molto grandi, dai 11.000 km ai 20.000 km, i periodi iniziali, che generalmente crescono con la distanza, regrediscono e si mantengono inferiori ai 24° (vedi tabella n. 2).

I periodi di $16^{\circ} \sim 18^{\circ}$ sono generalmente presenti e si possono osservare molto prima della fine del sismogramma, sia pure con ampiezze inferiori a quelle delle onde di maggior periodo che li precedono: sono i periodi che permangono più a lungo nelle registrazioni. Il sismogramma si estingue con onde aventi periodo compreso fra i $12 \sim 16$ secondi; in altre parole, fra questi valori sono compresi i periodi corrispondenti alle minime ampiezze determinabili.

L'aspetto complessivo che presenta questa fase in un sismogramma è dovuto senza dubbio all'effetto di dispersione; la dispersione è normale, cioè la velocità cresce col periodo. Le cause che producono la

dispersione possono essere molteplici ⁽¹¹⁾: la gravità, la curvatura della terra, il progressivo aumento della velocità con la profondità, le discontinuità nella densità e nella rigidità, etc.

I periodi più grandi, molto spesso associati al massimo dell'ampiezza, si trovano generalmente alle più grandi distanze e ciò è dovuto anche all'effetto di estinzione.

Già F. Roesener ⁽¹²⁾ aveva cercato di dare una spiegazione del fatto che i periodi delle onde sismiche osservate sui sismogrammi presentano la tendenza ad aumentare man mano che cresce la distanza epicentrale.

Il coefficiente di assorbimento $K(\lambda)$ è funzione di λ ed è più grande per i periodi più brevi ⁽¹³⁾; se le onde di periodo più lungo hanno maggiore velocità di quelle aventi minore periodo, l'effetto della dispersione sarà tanto più notevole per quanto più grande è la distanza epicentrale ed è proprio quello che si verifica generalmente sui sismogrammi: le onde di maggior periodo hanno maggiore rilievo man mano che aumenta la distanza epicentrale.

Bisogna però tener presente anche un altro fatto fondamentale che risulta dalle osservazioni. Intanto, come abbiamo già osservato sopra, i periodi massimi riscontrati in terremoti avvenuti a distanze grandissime, regrediscono e si mantengono al disotto dei $22^\circ \sim 24^\circ$; e se poi si considerano le onde che hanno compiuto tragitti notevolmente lunghi sulla superficie terrestre, come le « W_{11} », « W_{111} », etc., fino cioè a superare un giro e oltre lungo il cerchio massimo passante per l'epicentro e la stazione, si osservano periodi attorno ai 16° .

Ora mentre la dispersione e l'assorbimento possono giustificare pienamente l'aspetto della fase massima in un sismogramma, non spiegano da soli il fatto della prevalenza del periodo sopraindicato per le onde che hanno percorso un cammino lunghissimo.

Dobbiamo invocare qualche altro fattore come causa determinante di questa specie di trasparenza preferenziale per detto periodo.

Tra tutte le svariate teorie che sono state elaborate nei riguardi delle onde superficiali, da Lord Rayleigh in poi, nessuna prevede questo fatto.

Il complesso dei risultati dell'esperienza può spiegarsi qualitativamente così: la energia delle onde superficiali, che si generano cioè nella crosta terrestre, ha all'origine un particolare spettro di distribuzione che dipende dalla natura della scossa iniziale e dalle caratteristiche dello strato più esterno (natura, spessore, costanti fisiche, etc.).

Questo spettro, man mano che l'energia si propaga, va modificandosi per perdite dovute a riflessioni, rifrazioni, dispersione, assorbimento selettivo (per particolari stratificazioni), assorbimento per diffusione, etc., a seconda della direzione di propagazione, perchè con la direzione di propagazione variano le costanti elastiche e le proprietà fisiche dello strato superficiale che naturalmente è ben lontano dall'essere omogeneo e isotropo come quasi tutte le teorie presuppongono, salvo alcune che tutt'al più si limitano a considerare due o tre stratificazioni orizzontali differenti.

Le variabili più importanti che possono modificare la struttura dello spettro energetico sono: lo spessore esterno (per es., lo spessore aumenta sotto le grandi catene di montagne e sotto gli oceani è minore che sotto i continenti) e le eterogeneità incontrate orizzontalmente che variano nella maniera più imprevedibile (ciò spiega la grande diversità che presentano i sismogrammi relativi a terremoti provenienti da diverse direzioni anche per una stessa profondità ipocentrale e pressochè identica natura della scossa origine, specialmente alle piccole distanze epicentrali).

I piccoli periodi sono quelli che maggiormente risentono delle eterogeneità interessanti zone di limitata estensione disseminate lungo il tragitto della perturbazione e quindi vengono rapidamente estinti.

Nella tabella che segue (*) si può constatare come varia in maniera accentuatissima il coefficiente di assorbimento globale passando dai periodi brevi ai più lunghi. Si può vedere, per es., come il coefficiente di assorbimento globale per un periodo di 4^s è più di mille volte maggiore di quello corrispondente ad un periodo di 20^s.

TABELLA N. I.

T. in sec.	4	5	6	8	10	12	15	20
K in km ⁻¹	155,16 ⁻³	50,16 ⁻³	20,6,10 ⁻³	5,58,10 ⁻³	2,0,16 ⁻³	1,02,16 ⁻³	0,11,10 ⁻³	0,14,10 ⁻³

Le modificazioni dello spettro dell'energia sono quindi tali che, venendo ad essere maggiormente assorbite le vibrazioni di breve lunghezza d'onda, le onde di maggior periodo possono propagarsi alle maggiori distanze e risulta così che lo spettro della fase massima, come si presenta in un sismogramma di un terremoto lontano ($\Delta = 5000 \sim 20.000$ km) finisce per contenere periodi variabili dai 30^s ai 16^s; infatti,

più grande diviene la distanza, più semplice è l'aspetto di questa parte del sismogramma.

In un fragitto che comprenda maggiori distanze percorse da questo tipo di onde, le eterogeneità e la variabilità degli spessori della stratificazione più esterna sono tali che soltanto le onde con periodi attorno ai 16^s riescono a resistere all'usura e costituiscono l'ultimo residuo della filtrazione.

Per confermare quanto sopra è stato illustrato e per dare un'idea della distribuzione dei periodi delle onde « M » al variare della distanza epicentrale, ho creduto opportuno offrire come esempio probativo, i dati delle osservazioni riferentisi ad un qualsiasi periodo di tempo.

I risultati che si sono ottenuti sono in ottimo accordo con quelli trovati da Caloi, Gutenberg, Macelwane, Visser, Wegener ed altri.

TABELLA N. 2.

N°	Data	Stazione	Coordinate epicentrali		H h m s	Autorità	Δ Km	M h m s	T _M sec	M-H		m ₂ h m s	T _{m2} sec	W _{II} h m s	T _{W_{II}} sec	m _Z M
			λ	φ						ostinato	Macelwane					
1	5 Gennaio 1945	II _U	161° E	16° S	19 57.1	U.S.C.G.S.	16 250	21 15 20	26	72.5	81.0	21 20 45	25	21 54 45	17	5.4
2	12 " "	"	147° W	59.0 N	20 25.1	"	8 600	21 28 35	19	42.3	43.5	—	—	23 07 20	18	—
3	20 " "	I _U	165° E	15° S	16 34.07	Pasadena	16 100	18 13 39	25	79.5	79.6	18 24 32	22	19 01 30	15	11.0
4	10 Marzo " "	"	105° W	35° S	0 32 30	J. S. A.	14 700	21 34 00	23	72.0	75.0	21 21 25	18	—	—	6.4
5	" " "	I _P	53° E	31° N	00 21 56	B. C. I. S.	3 750	00 42 07	17	20.2	20.1	01 46 06	16	—	—	4.0
6	15 " "	I _U	118° W	35° N	13 49.1	U.S.C.G.S.	10 600	14 57 10	20	47.6	50.1	14 41 50	19	—	—	4.7
7	26 " "	"	110° E	2° N	17 09.0	B. C. I. S.	10 500	18 00 30	14	51.5	52.4	18 38 34	22	19 28 10	15	2.1
8	28 " "	I _P	62° E	25° N	23 30 47	"	4 950	23 43 20	17	74.5	75.4	23 01 26	15	—	—	2.1
9	29 " "	II _U	80° W	2° S	07 26 10	J. S. A.	10 500	08 15 50	21	49.6	51.5	08 57 18	16	03 51 30	15	21.0
10	1 Aprile " "	III _U	163° W	53° N	12 28 53	B. C. I. S.	9 400	13 15 00	21	46.1	47.0	13 21 47	20	15 02 00	18	6.5
11	" " "	I _U	"	"	16 59 08	"	"	17 46 40	20	47.5	"	17 59 12	17	—	—	12.6
12	" " "	"	"	"	18 57 27	"	"	19 44 00	18	46.5	"	19 58 52	18	21 25 30	17	14.9
13	2 " " "	"	"	"	04 13 16	"	"	05 00 03	21	46.2	"	05 14 54	17	—	—	—
14	11 " " "	III _U	15° W	4° S	01 52.1	"	5 700	02 19 15	15	27.2	29.1	02 20 55	15	04 49 30	14	1.7
15	23 " " "	I _U	140° E	51° S	—	—	15 350	06 13 57	25	—	—	06 17 58	22	06 51 00	—	4.0
16	3 Maggio " "	II _U	159° E	27° S	22 03.4	B. C. I. S.	16 600	23 04 00	25	84.1	82.2	23 38 50	26	23 56 00	18	14.7
17	8 " " "	"	98° E	1° S	05 20.2	U.S.C.G.S.	9 700	06 11 25	20	51.2	48.6	—	—	—	—	—
18	" " "	I _U	145° E	2° S	09 45.6	B. C. I. S.	13 400	10 51 56	23	65.3	66.2	11 02 38	19	11 53 00	16	10.7
19	15 " " "	"	96° W	6° N	22 12.4	J. S. A.	10 300	22 59 03	21	48.4	51.5	23 28 20	17	—	—	9.4
20	2 Giugno " "	"	121° E	25° N	01 39.1	B. C. I. S.	3 750	01 58 06	22	49.0	48.8	02 07 09	16	—	—	4.0
21	6 " " "	"	10° W	7° S	10 39 10	U. R. O. S.	8 950	11 07 28	16	28.5	30.4	11 14 28	14	—	—	7.0
22	7 " " "	II _U	94° W	16° N	04 13 18	J. S. A.	10 100	05 00 50	22	47.1	50.6	05 05 26	13	—	—	4.6
23	12 " " "	I _U	144° E	12° S	16 08 27	B. C. I. S.	12 250	17 09 06	24	60.6	61.0	17 16 50	20	18 23 00	16	7.7
24	15 " " "	"	129° E	3° S	19 29.1	"	12 300	20 11 00	26	61.7	61.3	20 46 24	20	21 47 00	18	14.4
25	20 " " "	I _P	66° E	29° N	00 54 55	"	5 000	01 01 00	16	26.1	25.6	01 10 30	15	—	—	9.5
26	26 " " "	I _U	171° E	43° S	12 34.7	U.S.C.G.S.	18 300	14 05 40	22	91.0	93.6	14 12 55	20	14 21 30	17	6.9
27	28 " " "	"	"	"	07 12.4	"	"	08 44 30	22	91.7	"	08 55 10	19	09 02 00	16	10.7

È stato preso il periodo dal 1° gennaio al 30 giugno 1946, tenendo presenti soltanto i terremoti lontani le cui registrazioni fossero abbastanza chiare da poterne trarre dati sicuri. Quelli sopra riportati si riferiscono alle misure fatte sulle registrazioni della sola componente verticale di un sismografo tipo Wilip-Galitzin a registrazione fotografica della stazione sperimentale di Roma dell'Istituto Nazionale di Geofisica.

Nella tabella n. 2 vengono riportati i dati delle osservazioni riguardanti i tempi di arrivo e i periodi delle onde « M » e « W_{11} » ed inoltre i tempi ed i periodi relativi al massimo dell'ampiezza.

Le coordinate geografiche e temporali delle scosse sono state prese dai bollettini sismici nazionali e stranieri e ad essi si fa riferimento nella tabella.

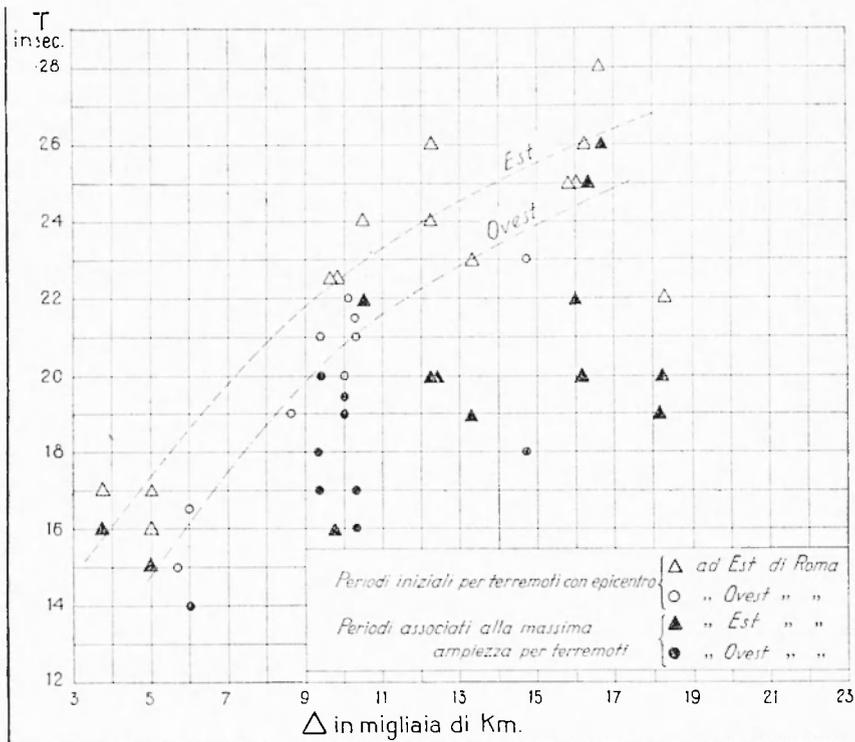
Le distanze epicentrali sono state computate su una carta delle linee equidistanti ed isoazimutali avente centro in Roma (1²) e ciò è sufficiente ai fini del presente studio.

Dalla tabella intanto appare subito confermato il diverso valore della velocità di propagazione delle onde « M » relativamente ai tragitti subatlantici e continentali; la velocità nei primi è maggiore che nei secondi; questo fatto è stato già osservato da insigni sismologi (Gutenberg, Caloi (10, 13), etc.). Dai dati della tabella appare in maniera evidente una diversità nei tempi di tragitto relativi a terremoti con epicentro nell'emisfero occidentale rispetto al meridiano di Roma e nell'emisfero opposto. Nella tabella si è posto, a fianco del tempo osservato, quello corrispondente alla distanza data, letto sulle tabelle del Macelwane. Si nota così che le « M » sono in anticipo rispetto ai tempi delle tabelle predette quando si riferiscono a terremoti avvenuti ad occidente della stazione.

Quanto all'intervallo di tempo tra l'inizio della fase ed il massimo dell'ampiezza non si può trarre alcun fatto notevole e non v'è alcun indizio che lasci intravedere una qualsiasi dipendenza con la distanza epicentrale.

Nel diagramma che segue sono stati riportati i periodi in corrispondenza delle distanze epicentrali e sono stati contrassegnati con simboli diversi i periodi iniziali relativi alle onde « M » di terremoti aventi epicentro ad Est e ad Ovest di Roma. Analogamente è stato fatto per i periodi associati alla massima ampiezza.

Si vede chiaro l'effetto di dispersione e assorbimento: il periodo iniziale e dei massimi cresce con la distanza epicentrale.



I dati nell'insieme non permetterebbero di calcolare una qualsiasi legge di variazione dei periodi iniziali con la distanza, onde verificare le formule dettate da altri ricercatori (Sewaza, Caloi, Gutenberg, etc.); però la distinzione mediante diversa punteggiatura, mette in evidenza un fatto mai finora osservato nella vasta letteratura scientifica delle onde superficiali, e che sarebbe d'altra parte opportuno sottoporre a ricerche più rigorose su statistiche più numerose: i periodi iniziali delle « M » di terremoti con epicentro ad Est di Roma sono, generalmente, sensibilmente minori, a parità di distanza, dei corrispondenti periodi di terremoti aventi origine nell'emisfero opposto.

La distribuzione dei periodi associati alle massime ampiezze non è tale da permettere di fare analoga distinzione; e ciò è spiegabile in quanto i periodi iniziali dipendono dall'effetto di dispersione e assorbimento combinati, mentre i periodi associati alle massime ampiezze dipendono dalla natura della scossa e del mezzo in cui si è generata.

I periodi osservati per le « \bar{W}_{11} » confermano quanto sopra è stato detto. Essi restano compresi fra i 14^s e 18^s.

RIASSUNTO

Dopo alcune considerazioni sulle principali caratteristiche delle onde massimali, con speciale riguardo ai periodi che si riscontrano sulle registrazioni di terremoti lontani, si dà una spiegazione qualitativa del fatto che i periodi delle onde che hanno percorso tragitti lunghissimi, come, per es., le « W_n », si aggirano attorno al valore di 16. Vengono quindi riportati i dati delle osservazioni riferentisi al primo semestre dell'anno 1946. Le risultanze di dette osservazioni costituiscono una ulteriore conferma di quelle a cui sono pervenuti, in studi analoghi, eminenti sismologi. Viene successivamente messa in evidenza una sensibile differenza, a parità di distanza epicentrale, nei periodi iniziali della fase massima relativamente a terremoti con epicentro ad Est di Roma e nell'emisfero opposto.

BIBLIOGRAFIA

- (1) RAYLEIGH, Lord (SIRRI, J.W.), *On waves propagated along the plane surface of an elastic solid*, Proc. Math. Soc. London 17: 4-11 (1885).
- (2) LAMB H., *On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid*, Phil. Trans. Roy. Soc. London (A) 203: 1-12 (1904).
- (3) LOVE, *Some problems of Geodynamics*, Cambridge University Press.
- (4) GALITZIN B., *Vorlesungen über Seismometrie*.
- (5) CALOI P., *Sopra alcuni nuovi sistemi di onde sismiche a carattere superficiale oscillanti nel piano principale*, Rend. R. Acc. d'Italia, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., s. VII v. II 1940.
- (6) FANNOCCIA G., *Studio sulla fase massima di un terremoto lontano*, Ric. Scient. 12, 595-613 (1941).
- (7) LEEF I. DON, *Empirical investigation of surface waves generated by distant earthquakes*, Publ. Dominion Observatory, Ottawa 1931.
- (8) GIORGI M.-VALLE P. E., *Contributo allo studio delle onde « M »*, Ann. di Geofisica, 1, (1948).
- (9) NAKANO H., *On Rayleigh waves*, Jap. Journ. of Astr. and Geoph. 5, 233-326 (1925).
- (10) CALOI P., *Analisi periodale delle onde sismiche e problemi ad essa connessi*, Ric. Scient. a. X n. 4 (1939).
- (11) STONELEY R., *Dispersion of seismic waves*, M.N.R.A.S., Geophys. Suppl. vol. I, (1925).
- (12) ROESENER F., *Vergleichende Untersuchungen über die Perioden der Erdbewegungen mit besonderer Berücksichtigung der Nachläuferwellen*, Gerlands Beiträge z. Geophysik 12, 207-276 (1912).
- (13) CALOI P., *Onde sismiche superficiali e loro assorbimento da parte del mezzo*, Universo, a. XXIII, n. 7 (1912).
- (14) LO SIRDO A., *La registrazione e lo studio dei fenomeni sismici nell'Istituto nazionale di geofisica del C.N.R.*, Ric. Scient. a. XI n. 10 (1940).