

PUBBLICAZIONI
DELL'ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA

N. 134

M. GIORGI - P. E. VALLE

Contributo allo studio delle onde "M",

ROMA 1948

Estratto da *Annali di Geofisica*

- Vol. I, n.°1, 1948, pag. 87

STAMPATO DALL'ISTITUTO GRAFICO TIBERINO (ROMA - VIA GAETA 14)

Premessa.

E' noto che, nei riguardi delle onde *M* entro piccole distanze epicentrali, si è ben lontani dal possedere la quantità di osservazioni e dati che si ha per distanze medie e grandi.

Abbiamo quindi ritenuto opportuno utilizzare un certo numero di registrazioni del terremoto del 16 ottobre 1940 (Monte Amiata), al fine di trarre qualche risultato, anche quantitativo, relativamente alla propagazione, alla dispersione e assorbimento delle onde suddette.

Il terremoto del Monte Amiata costituì la fase culminante di una notevole attività sismica locale, manifestatasi da circa un anno prima con una serie di scosse che precedettero e seguirono la scossa principale. Le coordinate epicentrali, la profondità e il tempo origine sono stati calcolati da M. Giorgi (¹).

$$\begin{array}{ll} \varphi = 42^{\circ} 50',8 \text{ N} & \lambda = 11^{\circ} 40',5 \text{ E} \\ h = 30 \text{ Km.} & H = 14^{\text{h}} 17^{\text{m}} 33^{\text{s}},1 \end{array}$$

Il grado di intensità nella zona più colpita fu valutato fra l'VIII e il IX della scala Mercalli.

La profondità ipocentrale e alcuni dati riguardanti la direzione iniziale del moto del suolo, starebbero ad indicare che la perturbazione iniziale avvenne in prossimità del limite inferiore dello strato del granito e si manifestò con un brusco sollevamento.

Limite inferiore di emersione delle onde.

Nel caso di registrazioni relative ad Osservatori non molto lontani dall'epicentro (200-300 km) non è sempre facile individuare l'istante in cui comincia ad apparire la fase *M*; questa infatti non è ancora sufficientemente distaccata dalle fasi che la precedono. La questione del limite inferiore della distanza epicentrale alla quale possono emergere le onde di Rayleigh, è stata studiata da H. Nakano (²). Egli, partendo da alcune ipotesi semplificative, per rendere meno ardua la trattazione matematica del problema, arriva a stabilire che le onde

di Rayleigh possono cominciare ad apparire in punti della superficie, che non sono immediatamente al di sopra del centro di perturbazione e si propagano sulla superficie libera con un tempo $t = K \Delta$, uguale cioè a quello che si avrebbe se esse avessero origine all'epicentro simultaneamente alla perturbazione iniziale.

L'inizio della fase non è brusco, ma graduale ed il tempo $t = K \Delta$ rappresenta quindi l'istante di emersione della fase stessa, la quale assume progressivamente il valore massimo dell'ampiezza più o meno rapidamente.

Nelle zone non molto lontane dall'epicentro, non si nota questo aumento graduale, perchè è mascherato da altri tipi di onde la cui ampiezza si mantiene ancora dello stesso ordine di grandezza di quella delle onde di Rayleigh.

Nakano dà, in definitiva, non la distanza alla quale l'ampiezza dell'onda diviene notevole, bensì un limite inferiore per la sua comparsa nel sismogramma.

La fase può cominciare ad emergere in due diversi punti, a seconda che all'origine è nullo il potenziale della distorsione o della dilatazione.

Nel caso reale di un terremoto, la natura delle forze all'origine sarà tale da produrre, in genere, simultaneamente onde di dilatazione e di distorsione.

In ogni modo, nel primo caso, le onde di Rayleigh possono apparire quando la distanza epicentrale soddisfa alla relazione:

$$\Delta > \frac{v_M h}{\sqrt{v_P^2 - v_M^2}} \quad [1]$$

Un altro sistema delle stesse onde può emergere quando la distanza epicentrale soddisfa a quest'altra relazione:

$$\Delta > \frac{v_M h}{\sqrt{v_S^2 - v_M^2}} \quad [2]$$

dove h è la profondità ipocentrale, v_M , v_P e v_S , sono rispettivamente la velocità delle onde di Rayleigh, delle longitudinali e trasversali.

Nella zona compresa tra i limiti indicati dalle [1] e [2], le onde di Rayleigh precedono le onde di distorsione, ma seguono sempre le irrotazionali.

Con l'aumentare di Δ le onde superficiali divengono sempre meglio individuabili. Esse non assumono la loro piena ampiezza nella vicinanza dell'epicentro, a causa di fenomeni di interferenza con onde di altri tipi; valori maggiori per le ampiezze vengono raggiunti quando Δ diviene grande rispetto ad h .

Nakano è del parere che i suoi risultati, pur riferendosi ad una trattazione bidimensionale del problema, nell'ipotesi di una sorgente lineare e nelle altre consuete ipotesi di omogeneità ed isotropia del mezzo, nel caso che si dovesse tener conto di una struttura stratificata, nonchè di eventuali discontinuità, variazioni della velocità con la profondità ecc., conserverebbero, in genere, la loro validità, modificandosi soltanto la distribuzione delle ampiezze e dell'energia, soprattutto per la formazione di nuovi tipi di onde.

Il nostro studio, come abbiamo premesso, si limita alle onde M che costituiscono, generalmente, la parte più cospicua della cosiddetta fase principale di un sismogramma, costituita da onde superficiali di diversa specie ⁽³⁾.

Le onde M non hanno tutti i caratteri delle onde di Rayleigh; infatti, per esempio, mentre queste ultime vibrano nel piano principale, individuato dal centro della terra — epicentro — luogo di osservazione, le onde M oscillano generalmente in piani diversi e anche ruotanti intorno alla direzione della propagazione ⁽⁴⁾.

Numerose teorie sono state sviluppate per spiegare la natura e la propagazione delle onde superficiali; nessuna può dirsi veramente esauriente e tale da permettere di tradurre in forma quantitativa le caratteristiche di queste onde così come appaiono dalle registrazioni. E' anche da notare che, in base ai risultati dell'esperienza, a causa del carattere delle onde stesse e della diversità degli strumenti posseduti da ciascun Osservatorio, nonchè della particolare natura dello strato sottostante al luogo di osservazione, che potrebbe avere un'azione selettiva, la fase può presentarsi differente nelle varie registrazioni.

Nel nostro caso, esempi cospicui di onde superficiali massimali, compaiono già a brevi distanze dall'epicentro e non si è potuto mettere in dubbio l'esistenza a distanze non eccessivamente grandi rispetto ad h ; p. es. è evidente la comparsa della fase nei sismogrammi dell'Osservatorio di Perugia, che dista appena 66 km dall'epicentro.

Non abbiamo tuttavia ritenuto opportuno tener conto dei sismo-

grammi di questa stazione, nel calcolo della dromocrona, soprattutto per l'incertezza dell'inizio, aggravata dal fatto che su qualcuna delle componenti sono saltate le penne registratrici.

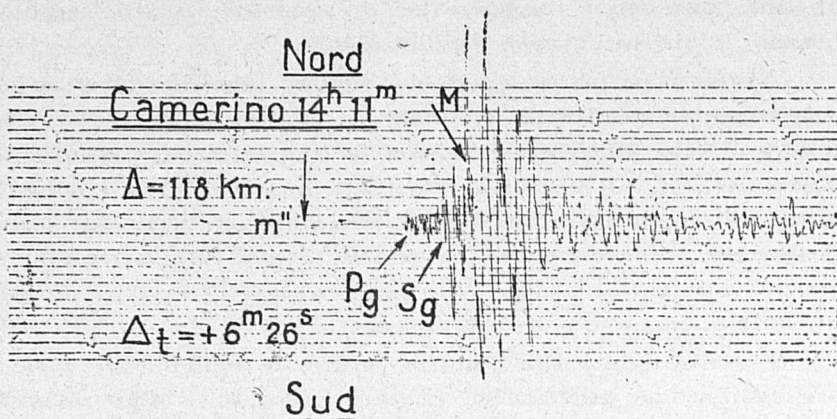


Fig. 1.

Chiari inizi di onde M si sono avuti in quasi tutte le successive Stazioni, a cominciare da Camerino che si trova a 118 km dall'epicentro. Del resto i limiti di emersione della fase secondo la [1] e la [2] assumendo per le velocità delle onde longitudinali e trasversali dirette i valori già calcolati ⁽¹⁾ di 5,16 km. sec.⁻¹ e 3,02 km sec.⁻¹ e per le M di valore 2,60 km sec.⁻¹, quale è risultato dalla presente ricerca per distanze epicentrali inferiori ai 300 km, sono di circa 18 e 51 km per i due sistemi rispettivamente.

Trascurando i dati della Stazione di Perugia e prendendo in considerazione quelli da Camerino in poi, si esce comunque dai limiti restrittivi imposti dalla teoria di Nakano.

Dromocrone.

Le distanze epicentrali sono state calcolate con i noti metodi ⁽⁵⁾.

Per il calcolo delle dromocrone ci siamo serviti dei dati di 16 Osservatori.

Abbiamo ritenuto dover attribuire lo stesso peso a tutti i dati per un'ovvia impossibilità di stabilire obbiettivamente il grado di attendibilità di ciascuno di essi. Durante lo studio è apparso, in maniera molto evidente, un divario nei tempi di tragitto relativi a stazioni vicine all'epicentro e contenute in un raggio di 300 km e le altre.

I tempi di tutte le stazioni non potevano raccordarsi su un'unica dromocrona, se non a costo di inammissibili scarti.

Si è dovuto allora distribuire i dati delle osservazioni in due gruppi distinti.

Il primo gruppo comprende i dati di Camerino, Prato, Roma, Piacenza, Napoli I (Istituto di Fisica Terrestre dell'Università), Napoli II (Seminario di Capodimonte). A questo gruppo segue Trieste il cui tempo si raccorda molto meglio con quelli relativi alle stazioni più lontane dall'epicentro.

Quanto esposto testimonia una evidente discontinuità tra gli Osservatori situati da parti opposte dell'asse della valle Padana.

I risultati delle osservazioni del primo gruppo sono contenuti nella tabella n. 1.

TABELLA N. 1

N°	Stazione	Coordinate		Δ km	M-H sec.	Scarto km	Scarto 0/0
		φ gradi primi	λ gradi primi				
1	Perugia	43 06,7	12 22,9	66	31,4	—	—
2	Camerino	43 08,0	13 04,0	118	44,6	-3,3	2,8
3	Prato	43 53,0	11 05,5	124	45,6	-6,7	5,4
4	Roma	41 54,2	12 30,8	125	53,1	+11,8	9,4
5	Piacenza	45 03,0	09 40,0	293	112,9	-0,8	0,3
6	Napoli I	40 50,4	14 15,6	310	117,3	-6,4	2,1
7	Napoli II			310	121,9	+5,6	1,8

La dromocrona più probabile è risultata la seguente:

$$t_M = \frac{\Delta \text{ in km}}{2,60 \pm 0,08} + 0,48 \quad [3]$$

t_M in sec.

Gli scarti, contenuti nella tabella n. 1, dato il carattere dell'onda, non sono eccessivi.

I dati delle successive nove stazioni, si trovano raccolti nella tabella n. 2.

TABELLA N. 2

N°	Stazione	Coordinate		Δ km	M-H sec.	Scarto km	Scarto %
		φ gradi primi	λ gradi primi				
8	Trieste	45 38,6	13 45,1	352	122,9	+ 7,1	2,0
9	Coira	46 51,0	09 32,2	475	163,9	+ 6,7	1,4
10	Neuchâtel	46 59,8	06 57,4	592	204,9	+12,3	2,1
11	Belgrado	44 49,3	20 27,3	739	240,9	-27,1	3,7
12	Jena	50 56,1	11 35,0	898	308,9	+17,2	1,9
13	Sofia	42 41,9	23 20,3	953	311,4	-30,3	3,2
14	De Bilt	52 06,0	05 11,0	1138	384,4	+22,7	0,3
15	Toledo	39 52,9	-04 02,9	1353	462,9	+ 3,0	1,7
16	Copenhagen	55 41,0	12 27,0	1429	476,9	-11,5	0,8
17	Abisko	68 20,5	18 49,0	2869	—	—	—

La dromocrona più probabile è risultata la seguente:

$$\Delta \text{ in km} \quad t_M = \frac{\Delta}{2,99 \pm 0,02} + 2,81 \quad [4]$$

t_M in sec.

Gli scarti risultano anche qui non eccessivi.

Se non si fossero utilizzati i dati degli Osservatori di Belgrado, Sofia e Toledo, si sarebbe trovato il raccordo dei punti nel piano spazio-tempo, su una curva che avrebbe dato un lento ma graduale aumento della velocità con la distanza molto significativo; peraltro a causa del numero dei dati non eccessivamente grande non avrebbe avuto quel valore di attendibilità che viene ad avere la retta sia pure con scarti lievemente diversi.

E' da notare che l'aumento della velocità per le maggiori distanze, non è solo da attribuire al diverso valore delle costanti elastiche del mezzo attraversato dalle onde M , bensì anche, seppure nel nostro caso non possa precisarsi quantitativamente, ad un vero e proprio effetto di dispersione e assorbimento combinati.

Il valore $v_M = 2,60 \text{ kmsec.}^{-1}$, trovato per le zone a Sud dell'asse della Valle Padana, costituisce un'ulteriore conferma, ottenuta per altra via, della diversità delle costanti elastiche e probabilmente anche della densità di queste regioni rispetto alle zone a Nord di detto asse.

Studi precedenti iniziati da P. Caloi, hanno dato per le velocità delle onde dirette nello strato superficiale a Sud della Valle Padana, i seguenti risultati:

	Pg	Sg
P. Caloi (6)	5,2 kmsec. ⁻¹	3,01 kmsec. ⁻¹
E. Rosini (7)	5,25 »	3,06 »
M. Giorgi (1)	5,16 »	3,02 »

mentre nelle zone a Nord (Europa Centro-Settentrionale) i valori medi delle velocità risultano per le onde Pg pari a $5,6 \div 5,7$ km sec.⁻¹ e per le Sg $3,3 \div 3,5$ km sec.⁻¹.

Uno studio gravimetrico di P. Dore (8) è in accordo con i risultati sismici.

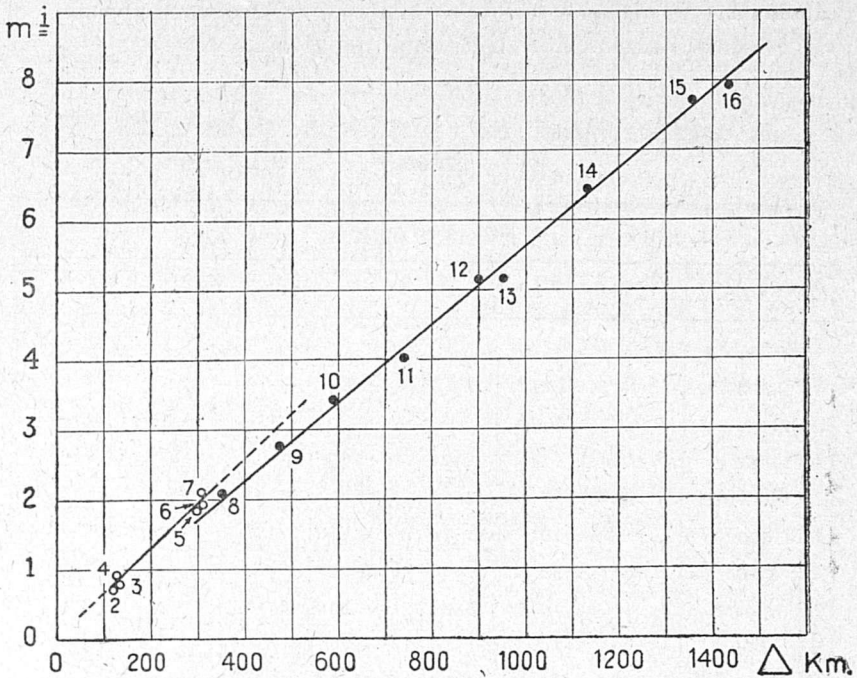


Fig. 2. — Dromocrone.

Dispersione e assorbimento.

La teoria delle onde di Rayleigh per un mezzo elastico stratificato (9) mostra che la loro velocità di fase non è costante ma dipende, oltre che dalle costanti elastiche dei due mezzi a contatto e dalle rispettive densità, dal rapporto tra la lunghezza d'onda e lo spessore dello strato superiore del mezzo in cui avviene la propagazione.

Con l'aumentare della lunghezza d'onda aumenta la velocità di

fase, la quale però si mantiene compresa tra la velocità delle onde di Rayleigh relativa allo strato superiore λv_s e la velocità delle onde trasversali del mezzo semi-indefinito sottostante v'_s .

Ciò comporta che le costanti elastiche dei due mezzi a contatto e le rispettive densità debbono essere tali da risultare $v_s < v'_s$.

Si deve però rilevare che, in base ad alcune ipotesi derivanti dal comportamento reale dei materiali sottoposti all'azione di sollecitazioni elastiche, anche senza stratificazione è possibile un'azione dispersiva del mezzo. Se si ammette che il mezzo presenti firmo-viscosità la dispersione per esempio delle onde longitudinali e trasversali è anomala (¹⁰), sebbene sensibile soltanto per frequenze elevate.

Ne consegue che la stratificazione della crosta terrestre e la na-

Valori medi dei periodi osservati (in sec.)

		M + 15 ^S (2k+1)																					
N°	Stazioni	M			K			0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
		h	m	s																			
1	Piacenza	14	18	04,5	-	3,2	3,1	3,27	3,2	3,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	Camerino	"	"	17,7	5,4	4,8	4,4	3,2	3,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	Prato	"	"	18,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	Roma	"	"	26,2	5,7	4,7	5,1	4,9	4,3	4,3	4,2	4,8	4,0	3,7	4,0	-	-	-	-	-	-	-	-
5	Piacenza	"	19	26,0	7,7	6,1	6,7	6,4	7,3	8,0	7,9	7,5	6,7	7,5	7,3	8,7	7,9	7,9	7,9	7,9	7,9	7,9	7,9
6	Napoli I	"	"	30,4	7,0	6,5	5,3	5,4	5,1	5,4	5,0	5,5	5,2	5,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	Napoli II	"	"	35,0	6,5	6,7	5,8	5,7	4,8	5,4	5,3	5,6	5,2	5,9	5,7	-	-	-	-	-	-	-	-
8	Trieste	"	"	36,0	4,5	5,4	5,8	5,8	5,1	6,7	6,6	5,5	4,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	Coira	"	20	17,0	7,5	7,0	6,9	6,7	6,2	5,5	5,3	4,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	Neuchâtel	"	"	58,0	7,0	7,2	6,9	6,8	6,7	6,6	6,0	6,0	6,0	5,9	4,9	-	-	-	-	-	-	-	-
11	Belgrado	"	21	34,0	13,4	11,5	8,9	8,0	7,5	7,5	7,5	6,7	6,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	Jena	"	22	42,0	15,0	15,0	-	12,0	8,0	7,7	-	-	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	Sofia	"	"	44,5	12,0	11,0	10,0	8,0	7,8	7,7	7,6	7,6	7,1	7,0	6,5	6,3	6,2	6,7	-	-	-	-	-
14	De Bilt	"	23	57,5	14,7	14,3	13,4	11,1	10,3	8,6	7,7	7,5	7,7	7,3	7,2	-	-	-	-	-	-	-	-
15	Toledo	"	25	16,0	12,5	11,8	10,2	9,5	8,5	8,5	8,7	9,0	9,0	9,0	9,0	8,0	8,0	8,0	7,5	-	-	-	-
16	Copenaghen	"	"	30,0	17,2	13,4	14,0	12,0	10,5	10,0	8,6	8,6	8,6	9,3	7,5	-	7,3	-	-	-	-	-	-
17	Abisko	"	"	-	17,0	12,0	-	11,7	-	10,4	9,3	10,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TABELLA N. 3.

tura dei materiali che la compongono, potrebbero condurre ad un compromesso tra i due effetti prevalendo il più cospicuo.

Abbiamo cercato di valutare almeno qualitativamente, nel nostro caso, l'effetto di dispersione allo scopo di ottenere qualche indicazione sul comportamento, sotto questo aspetto, delle onde *M*, soprattutto per piccole distanze epicentrali.

Pertanto abbiamo ritenuto sufficiente per una prima approssimazione, misurare in ciascun Osservatorio la distribuzione dei periodi medi nella fase *M* ed i risultati della nostra ricerca sono contenuti nella tabella n. 3.

I periodi in essa contenuti si riferiscono alla media eseguita in intervalli di 30^s. Abbiamo attribuito il valore di questa media al tempo corrispondente al centro dell'intervallo e la misura è stata eseguita fino a che il valore dell'ampiezza si è mantenuto non inferiore a 1/10 del massimo.

Specialmente per le registrazioni degli Osservatori dotati di strumenti a breve periodo, sono state incontrate difficoltà nella misura delle suddette medie, le quali, per molte stazioni, si riferiscono alle sole componenti orizzontali, dato che gli strumenti che registrano la componente verticale hanno, generalmente, un periodo troppo breve per registrare bene le onde massimali e possono quindi servire soltanto per l'esatta individuazione del tempo di arrivo.

Dall'esame della tabella risulta che l'effetto di dispersione è debole e irregolare per Osservatori non troppo lontani dall'epicentro, mentre è evidente e più regolare per stazioni lontane. Comunque la dispersione è normale, come qualitativamente risulta dalla teoria delle onde di Rayleigh per un mezzo stratificato perfettamente elastico.

La tabella stessa mette in evidenza il noto fatto che con l'aumentare della distanza epicentrale i periodi medi aumentano abbastanza regolarmente. Già Roesener ⁽¹⁾ aveva cercato di dare una spiegazione di questo fenomeno attribuendolo all'assorbimento. Le vibrazioni generate da una perturbazione sismica, non hanno mai un carattere semplice. I periodi lunghi non possono essere riconosciuti in un sismogramma a causa della sovrapposizione delle onde di breve periodo.

Se il coefficiente di assorbimento cresce con l'aumentare della frequenza, è chiaro che le onde a periodo più lungo verranno ad avere maggior rilievo nella fase massima man mano che la distanza epicentrale aumenta. Inoltre a causa della dispersione normale le onde a periodo più lungo si troveranno in prossimità dell'inizio della fase.

Si potrebbe pensare che, nel nostro caso, il debole effetto di dispersione nelle zone non troppo lontane dall'epicentro sia dovuto, oltre che alla diversità delle costanti elastiche a Sud della Valle Padana, ad una compensazione tra l'effetto derivante dall'attrito interno (dispersione anomala) e dalla stratificazione (dispersione normale), possibile, per quanto si è già detto, solo per brevi periodi e quindi in prossimità dell'epicentro. Tuttavia l'ipotesi non ha, per ora, alcuna base sicura.

La valutazione del coefficiente di assorbimento delle onde sismiche superficiali, in particolare delle onde M , in funzione del periodo, presenta ovviamente difficoltà molto grandi se si cerca di effettuarla mediante la misura diretta delle ampiezze e dei relativi periodi. Tale valutazione in genere, è stata eseguita per onde con periodo intorno ai 20 sec.

Allo scopo di trarre qualche risultato quantitativo sull'andamento del coefficiente di assorbimento per onde corte e medie, abbiamo applicato un procedimento suggerito da P. E. Valle (¹²), che esponiamo brevemente:

Si supponga che lo spettro delle onde M sia dato dalla relazione:

$$A(T, \Delta) = A'(T) \chi(\Delta) e^{-K(T)\Delta} \quad [5]$$

Fissato Δ , l'ampiezza A raggiunga il massimo per $T = \bar{T}$. Si avrà:

$$\left(\frac{dA'}{dT} \right)_{T=\bar{T}} - \left(\frac{dK}{dT} \right)_{T=\bar{T}} A'(\bar{T}) \Delta = 0$$

Questa relazione definisce una funzione $f = f(\bar{T})$ che rappresenta la distanza epicentrale alla quale per $T = \bar{T}$ l'ampiezza è massima. Si potrà pertanto scrivere:

$$\frac{d \log A'}{d\bar{T}} = f(\bar{T}) \frac{dK}{d\bar{T}} \quad [6]$$

Consideriamo ora la distanza epicentrale $\varphi = \varphi(\bar{T})$ a cui l'ampiezza corrispondente a \bar{T} si riduce a $1/n$. Sarà:

$$\frac{1}{n} = A'(\bar{T}) \chi[\varphi(\bar{T})] e^{-K(\bar{T})\varphi(\bar{T})}$$

Prendendo i logaritmi e derivando si ottiene:

$$\frac{d \log A'}{dT} = \frac{d}{dT} \left\{ K(\bar{T})_{\varphi(\bar{T})} - \log \chi[\varphi(\bar{T})] \right\} \quad [7]$$

Dal confronto della (6) e della (7), risulta:

$$f(T) \frac{dK}{dT} = \frac{d}{dT} \left\{ K(T)_{\varphi(T)} - \log \chi[\varphi(T)] \right\} \quad [8]$$

dove a T si è tolta la soprilineatura.

Nella [8], $K(T)$ rappresenta il coefficiente di assorbimento, che chiameremo globale perchè sarà dovuto a varie cause, $f(T)$ la funzione che lega la distanza epicentrale al periodo associato al massimo dell'ampiezza, mentre $\varphi(T)$ è la distanza epicentrale a cui l'ampiezza è sempre la stessa, al variare del periodo. In particolare tale ampiezza si può assumere anche nulla. La [8] è un'equazione differenziale del primo ordine, non omogenea, lineare, a coefficienti variabili.

L'integrale generale è dato da:

$$K(T) = L_0(T_0, T) \{ K(T_0) - L_1(T_0, T) \} \quad [9]$$

Ove si ponga $\chi = 1/\Delta^m$, le funzioni L_0 ed L_1 , sono date dalle seguenti relazioni:

$$L_0(T_0, T) = e^{\int_{T_0}^T \frac{d\varphi/dT}{f-\varphi} dT}, \quad L_1(T_0, T) = -m \int_{T_0}^T \frac{e^{-\int_{T_0}^T \frac{d\varphi/dT}{f-\varphi} dT}}{\varphi(f-\varphi)} \frac{d\varphi}{dT} dT \quad [10]$$

La funzione L_1 costituisce il fattore correttivo dovuto al fatto che la densità dell'energia sismica diminuisce con l'aumentare dell'area della superficie d'onda.

Abbiamo misurato in ogni Stazione il periodo associato al massimo dell'ampiezza ed i risultati sono contenuti nella tabella n. 4.

La funzione f può essere rappresentata abbastanza bene dalla relazione:

$$f \text{ in km.} \quad f = 8,20449 T^2 - 9,068 \quad [11]$$

$T \text{ in sec.}$

i cui coefficienti sono stati calcolati mediante il metodo dei minimi quadrati, senza però prendere in considerazione i dati di Trieste e Toledo i cui periodi non si raccordavano con quelli delle altre Sta-

zioni. Il periodo medio più piccolo riscontrato in ogni Osservatorio nella parte della fase da noi considerata si riferisce, come già si è detto, all'intervallo compreso tra l'inizio e il tempo a cui l'ampiezza è ridotta ad $\frac{1}{10}$ del valore massimo e testimonia che al disotto di tale

periodo l'ampiezza della fase è minore di $\frac{1}{10}$ del valore massimo.

In tutti i sismogrammi tale valore massimo è risultato sufficientemente piccolo da poter ritenere, in media, assai prossime a zero le ampiezze aventi un periodo anche lievemente minore del minimo riscontrato.

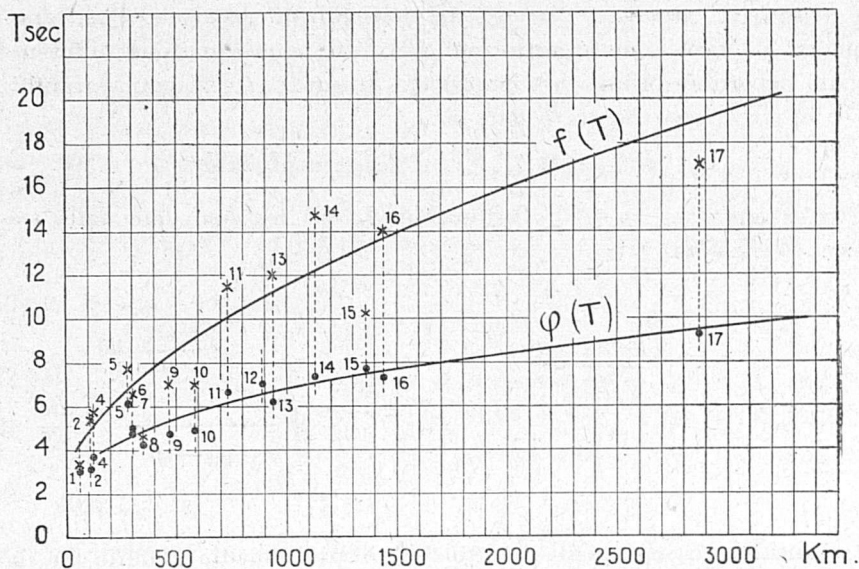


Fig. 3.

Quindi la funzione che lega la distanza epicentrale con i periodi minimi, costituisce in media, nel nostro caso, il limite inferiore del periodo immediatamente al disotto del quale le ampiezze sono praticamente nulle. E' ragionevole assumere come φ tale funzione, anche per il fatto che un errore nella valutazione dell'ampiezza, dato che T varia lentamente con la distanza epicentrale, conduce ad errori, nella determinazione di φ , più piccoli di quelli dovuti a difficoltà di misura sui sismogrammi, agli strumenti e soprattutto alla natura dello strato ad essi sottostante.

Mediante i dati contenuti nella tabella n. 4 abbiamo calcolato la φ , che è rappresentata abbastanza bene dalla relazione:

$$\begin{array}{l} \varphi \text{ in km} \\ T \text{ in sec.} \end{array} \quad \varphi = 3,40618 T^3 - 47,95 \quad [12]$$

La fig. 3 mostra l'andamento delle funzioni f e φ e la distribuzione dei periodi contenuti nella tabella n. 4.

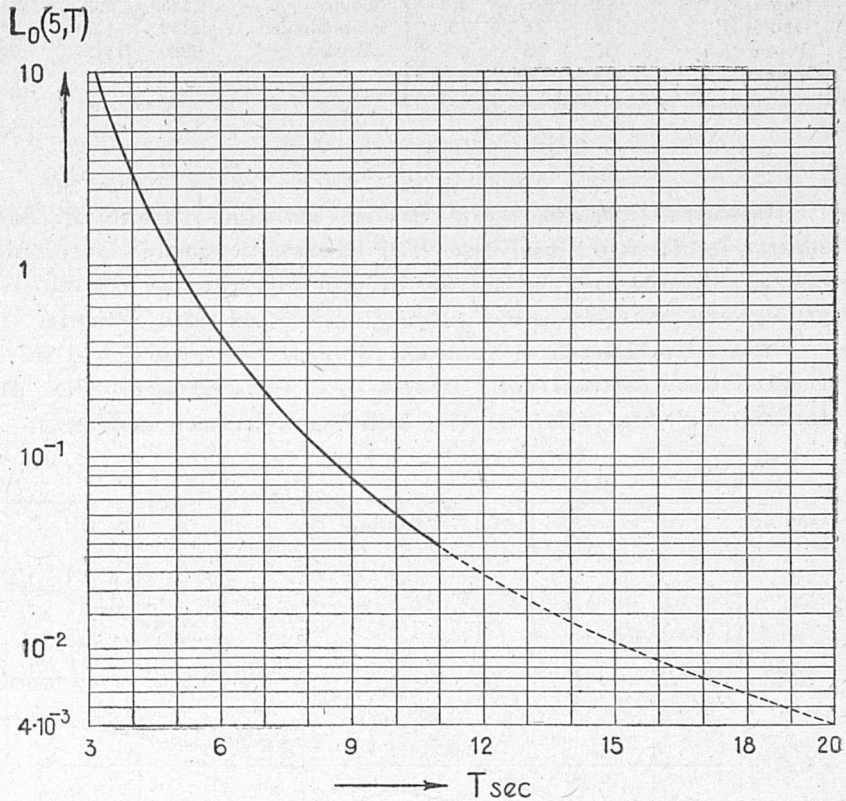


Fig. 4.

La [11] e la [12] sono da ritenersi valide in un intervallo del periodo compreso tra 4 sec. e $10 \div 11$ sec.

Per quanto riguarda il valore da attribuire ad m nella seconda delle [10], abbiamo posto $m=1/2$, in relazione a note considerazioni sulla densità dell'energia associata ad un'onda superficiale.

TABELLA N. 4

Stazione	Δ km	T max. sec.	T min. sec.	Stazione	Δ km	T max. sec.	T min. sec.
Perugia	66	3,27	3,1	Neuchâtel	592	7,0	4,9
Camerino	118	5,4	3,2	Belgrado	739	11,5	6,7
Prato	124	—	—	Jena	898	—	7,0
Roma	125	5,7	3,7	Sofia	953	12,0	6,2
Piacenza	293	7,7	6,1	De Bilt	1138	14,7	7,2
Napoli I	310	6,5	5,0	Toledo	1353	10,2	7,5
Napoli II	310	6,5	4,8	Copenhagen	1429	14,0	7,3
Trieste	352	4,5	4,3	Abisko	2869	17,0	9,3
Coira	475	7,0	4,8				

Dobbiamo infine osservare che non abbiamo ritenuto di dover separare le Stazioni a Sud della Valle Padana da quelle a Nord, perchè una diversità nell'andamento dei periodi medi, per quanto si è già esposto, potrebbe essere, almeno nel nostro caso, illusoria.

Sono state calcolate le funzioni L_0 ed L_1 ponendo $T_0 = 5$ sec.; i risultati sono contenuti nella tabella n. 5 e l'andamento delle due funzioni illustrato nella fig. 4 e nella fig. 5 rispettivamente.

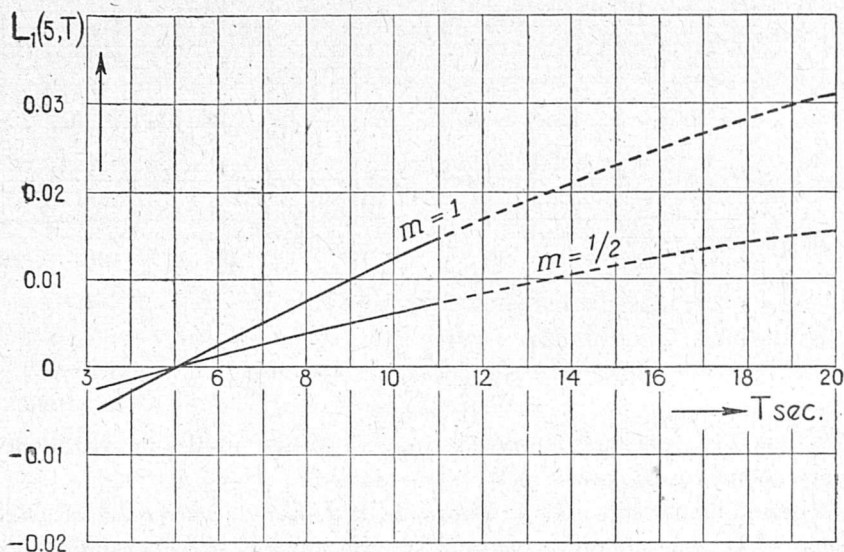


Fig. 5.

TABELLA N. 5

T sec.	$L_0(5,T)$	$L_1(5,T) m = 1/2$ km ⁻¹	T sec.	$L_0(5,T)$	$L_1(5,T) m = 1/2$ km ⁻¹
3,4*	6,85	- 0,001990	9	0,0750	+ 0,005100
4	3,03	- 0,001255	10	0,0495	+ 0,006300
5	1,00	0,000000	11	0,0343	+ 0,007450
6	0,423	+ 0,001295	12*	0,0247	+ 0,008550
7	0,213	+ 0,002600	15*	0,0110	+ 0,011550
8	0,121	+ 0,003880	20*	0,00404	+ 0,015850

I valori che si riferiscono ai periodi segnati con asterisco sono stati ottenuti per estrapolazione delle funzioni f e φ .

Dall'esame della tabella è chiaro come l'assorbimento cresca rapidamente con la frequenza e quindi in un sismogramma le onde M presentano periodi crescenti al crescere della distanza epicentrale.

In base alle registrazioni abbiamo potuto eseguire una valutazione di $K(5)$; il valore si aggira intorno a $0,0500 \text{ Km}^{-1}$. Onde è possibile dedurre almeno l'ordine di grandezza del coefficiente di assorbimento per i vari periodi.

Nella tabella n. 6 riportiamo alcuni valori.

TABELLA N. 6

T sec.	4	5	6	8	10	12*	15*	20*
$\frac{K}{\text{km}^{-1}}$	0,155	0,0500	0,0206	0,00558	0,00216	0,00102	0,000423	0,000138
$\frac{1}{K}$	6	20	48	179	463	980	2364	7246

Sebbene il valore di $K(T)$ per 15 e 20 sec. sia stato ottenuto mediante una forte estrapolazione, vi è un buon accordo con i valori trovati da altri autori in questo intervallo.

E' chiaro che i risultati da noi conseguiti, relativamente ai periodi piccoli e medi, sono da ritenersi ordini di grandezza che successive ricerche potranno precisare meglio.

RIASSUNTO

Si descrivono i risultati conseguiti da uno studio sulla propagazione, dispersione e assorbimento delle onde massimali relative a sismi d'origine vicina, per le quali si hanno sinora conoscenze alquanto limitate. Dai dati riferentesi ad un sisma avvenuto nell'Italia Centrale, gli AA. hanno trovato che la velocità delle onde M è maggiore nelle regioni a Nord della Valle Padana che in quelle a Sud e ciò costituisce un'ulteriore conferma, ottenuta per altra via, di quanto è stato recentemente rilevato nei riguardi delle onde longitudinali e trasversali dirette.

Successivamente gli AA. hanno studiato gli effetti di dispersione ed assorbimento delle onde M ed hanno calcolato l'ordine di grandezza del coefficiente d'assorbimento globale in funzione del periodo, pervenendo al risultato che tale coefficiente cresce con straordinaria rapidità al crescere della frequenza.

BIBLIOGRAFIA

- (¹) GIORGI M., *Il terremoto del Monte Amiata del 16 ottobre 1940*. Ric. Scient. - 11, 1146-1159 (1941).
- (²) NAKANO H., *On Rayleigh wave*. Jap. Journ. of Astr. and Geoph. 5, 233-326 (1925).
- (³) CALOI P., *Sopra alcuni 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).
- (⁴) PANNOCCHIA G., *Studio sulla fase massima di un terremoto lontano*. Ric. Scient. - 12, 595-613 (1941).
- (⁵) JEFFREYS H., *The geocentric direction cosines of seismological observatories*. London - Office of the British Association (1938).
- (⁶) CALOI P., *Il terremoto dell'Appennino toscano-romagnolo dell'11 febbraio 1939*. Ric. Scient. 11, 998-1004 (1939). — *Caratteristiche sismiche dell'appennino toscano-romagnolo*. Ric. Scient. 4, 218-230 (1940).
- (⁷) ROSINI E., *Il terremoto della Garfagnana del 15 ottobre 1939*. Ric. Scient. 7-8, 496-517 (1940).
- (⁸) DORE P., *L'anomalia regionale della gravità nell'Appennino e nell'avampese appenninico bolognese*. Memorie R. Acc. Sc. Istituto di Bologna Cl. Sc. Fis. - Sez. Sc. e Mat. - s. IX, t. IX (1941-42).
- (⁹) LOVE H., *Some Problems of Geodynamics*. Cambridge (1926). — SEZAWA K., *Dispersion of Elastic waves propagated on the Surface of Stratified Bodies and on Curved Surfaces*. Bull. Earth Res. Inst. Tokyo. III, 1-18 (1927).
- (¹⁰) VALLE P. E., *Sulla dispersione delle onde sismiche dirette*. Ric. Scient. e Ricostr. 4-5, 424-425 (1945).
- (¹¹) ROESENER F., *Vergleichende Untersuchungen über die Perioden der Erdbebenwellen mit besonderer Berücksichtigung der Nachläuferwellen*. Gerlands Beiträge z. Geophysik - 12, 207-276 (1912).
- (¹²) VALLE P. E., *Sul coefficiente di assorbimento delle onde sismiche superficiali*. Ric. Scient. e Ricostr. - 11 (1946).