

ATTI
DELLA
REALE ACCADEMIA DEI LINCEI

ANNO CCCXIII.

1916

SERIE QUINTA

RENDICONTI

Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali.

VOLUME XXV.

2° SEMESTRE.



ROMA

TIPOGRAFIA DELLA R. ACCADEMIA DEI LINCEI

PROPRIETÀ DEL DOTI. PIO BEFANI

1916

della corrente totale che attraversa il conduttore è uguale col campo diretto e col campo inverso, l'uguaglianza (14) dà luogo all'altra

$$(16) \quad V_c - V_D = V_{1A} - V_{1B}$$

che esprime il teorema di reciprocità (Detta d la distanza di un punto generico da un punto occupato da un elettrodo, si ammette che in quest'ultimo punto le funzioni V, V_1 siano finite o presentino un infinito di ordine inferiore a quello di $\frac{1}{d^2}$) (1).

Nel caso di quattro elettrodi a tre dimensioni, di resistenza trascurabile, innestati nella massa del conduttore, per passare dalla (14) alla (16), basta prendere come contorno completo S la superficie libera del conduttore e le superficie che esso ha in comune con gli elettrodi; nel caso di quattro elettrodi laminari al contorno e pure di resistenza trascurabile, basta far coincidere S con la superficie del conduttore.

Geofisica. — *Per la teoria della dispersione sismica* (2).

Nota di EMILIO ODDONE, presentata dal Socio E. MILLOSEVICH.

Varî anni or sono, uno dei più valenti sismologi teoretici, il principe B. Galitzin (3), di cui abbiamo appreso con dolore la recente immatura perdita, scriveva che, riprendendo le investigazioni di Lord Rayleigh (4) ed H. Lamb (5) sulle proprietà delle onde sismiche superficiali, ed introducendo nelle equazioni generali di elasticità un termine di frizione, si poteva giungere a delle velocità di propagazione funzione del loro periodo, e per tal modo arrivare al concetto fisico della dispersione sismica. La questione non era però ancora stata studiata, e tanto meno verificata, per mancanza di dati assolutamente sicuri e per la novità stessa del problema.

(1) Per un conduttore a tre dimensioni, isotropo, fornito di quattro elettrodi puntiformi, il teorema di reciprocità, nel caso del campo magnetico nullo, è stato stabilito dal prof. Volterra fin dal 1882. Nuovo Cimento, ser. III, vol. XI, pag. 188.

(2) Pervenuta all'Accademia il 1° luglio 1916.

(3) Princ. B. Galitzin, *The principles of instrumental Seismology*. Printing-Office dell'Imp. Acc. delle scienze di Pietrogrado, 1912.

(4) Lord Rayleigh, *On waves propagated along the plane surface of an elastic solid*. Scient. Papers, II, pag. 441, 1899.

(5) Horace Lamb, Phil. Trans. Roy. Soc. (Ser. A), vol. 203 (1904).

Su questo interessante ed ancora poco esplorato campo, sono recentemente comparse in questi Rendiconti due Note (1), nelle quali rispettivamente è trattato il problema teoretico della dispersione sismica e ne è data l'applicazione.

È nello spirito di essa teoria dimostrare che esiste un fenomeno di dispersione anomala, per cui la velocità di propagazione V diminuisce quando la lunghezza d'onda L cresce. Esso è reso dalla formola

$$(1) \quad V = \sqrt{\frac{3\mu}{\rho} \left(1 - \frac{\gamma_1^2 L^2}{4\pi^2}\right)}$$

nella quale γ_1 è il coefficiente di smorzamento verticale delle onde longitudinali, μ è la costante di rigidità del Lamé, ρ è la densità.

Quando V decresce da $\sqrt{\frac{3\mu}{\rho}}$ a $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ ed a zero, $\gamma_1 L$ deve crescere da zero a $\sqrt{\frac{2}{3}} 2\pi$ ed a 2π . Per γ_1 costante, L crescerà da zero a $\sqrt{\frac{2}{3}} \frac{2\pi}{\gamma_1}$ ed a $\frac{2\pi}{\gamma_1}$.

Il fenomeno di dispersione anomala, dato dalla (1), si enuncia colla proposizione che *le onde lunghe si propagano più lentamente delle onde brevi*.

La seconda Nota chiede se la lunga successione di oscillazioni e se i caratteri fondamentali d'un tracciato sismografico si spiegano con la suesposta teoria; e come conclusione del lavoro la risposta è affermativa.

L'importanza del responso giustifica che i sismologi ragionino sull'interessante argomento.

Secondo la formola (1) per γ_1 costante, a partire dall'inizio delle onde (S) e sino alla fine del sismogramma, L dovrebbe aumentare con continuità, con incremento totale assai piccolo, eguale a circa $\frac{2}{10}$ di L .

A questo risultato teorico assai semplice, si contrappongono i seguenti dati di fatto: Ad una stessa stazione, la lunghezza d'onda varia con discontinuità passando per le seguenti alternative: nella sequela delle onde (S) non varia quasi — improvvisamente e per salto l'onda assume, nelle onde (I),

(1) Luigi De Marchi, *Teoria generale delle onde propagate sulla superficie piana di un solido elastico. Applicazione della teoria delle onde superficiali all'analisi dei sismogrammi*. Atti della Reale Acc. dei Lincei, vol. XXV, fasc. 5 e 7, 1916. In queste Note sono sfuggiti alcuni errori di stampa o di trascrizione che è meglio correggere: a pag. 309 riga 14, leggere ρ invece di l nella formola (1); a pag. 310 riga 20, leggere y invece di g ; a pag. 313 riga 9, nelle formole (14) manca uno dei secondi membri; a pag. 505 riga 1, errore di moltiplicazione che si riverbera su L , su γ_1 , sul fattore di smorzamento verticale e sull'intensità assoluta; a pag. 508, postilla prima, riga seconda, leggere trasversali anzichè longitudinali.

una lunghezza più che quadrupla, ad es. da 30 a 137 Km. — dalle (*l*) in poi, anzichè aumentare, diminuisce, ad es. da 137 a 65 Km. fino alle onde (*L*), ecc.

Il paragone della teoria con l'osservazione mostra un unico accordo qualitativo, consistente in ciò che dopo le onde trasversali (*S*) modestamente rapide, arrivano le onde lentissime (*l*). Quantitativamente non si riscontra alcuna concordanza, e piuttosto si conferma il pensiero, condiviso da tutti i sismologi, che le (*S*) e le (*l*) si riferiscano ad onde di natura diversa, non paragonabili.

La mancata armonia suggerì all'Autore, di modificare nella formola (1) in variabile quel γ_1 fattore di smorzamento, che caso per caso dovrebbe essere costante.

Se γ_1 diventa variabile, entrano nella (1) i termini in dipendenza della legge che segue γ_1 . Non conosciamo tale legge, salvo sapere che γ_1 varia con la diversa costituzione della crosta ed aumenta notevolmente nei terreni più superficiali.

Secondo noi, γ_1 è in relazione col coefficiente elastico, e cresce al decrescere di quest'ultimo. È d'altra parte naturale che un'onda superficiale corta, interessi lo strato superficiale meno spesso a rigidità piccola, dove la propagazione è lenta: mentre un'onda superficiale lunga, interessi lo spessore di vari strati a rigidità media maggiore, dove la propagazione è più veloce (1).

Attraversando mezzi via via meno profondi, *V* decresce, *L* diventa piccolo, γ_1 diventa grande, senza peraltro che la relazione tra *L* e γ_1 sia l'iperbolica,

$$\gamma_1 = \frac{K}{L};$$

giacchè se tale vigesse, la (1) tosto direbbe che *V* rimane stazionario qualsiasi il valore di *L* e sparisce il fenomeno della dispersione.

Supponendo che *f*(*L*) segua una legge esponenziale, la variazione *dV/dL* si ottiene differenziando la (1), dove al posto di γ_1 si pone un'espressione del tipo e^{-kL} e viene

$$(2) \quad dV = dL \sqrt{\frac{3\mu}{\rho}} \left[\left(-\frac{\gamma_1^2 L}{4\pi^2} - \frac{\gamma_1^4 L^3}{32\pi^4} - \dots \right) - \right. \\ \left. - \gamma_1' \left(\frac{\gamma_1 L^2}{4\pi^2} + \frac{\gamma_1^3 L^4}{32\pi^4} + \dots \right) \right]$$

dove per γ_1' si porrà $-k e^{-kL}$.

(1) Proposizione confermata da ciò che le corte onde nell'area epicentrale hanno velocità piccole di appena poche decine di m/sec.; mentre le onde lunghe, fuori area epicentrale, hanno velocità grandi di circa 3,5 Km/sec. Confermata ancora dalla formola $L = VT$ quando *T* si mantiene costante.

Quando L cresce di dL , V risente due azioni contrarie: — *diminuisce* per la presenza di L ai numeratori dei termini nella prima parentesi tonda, ed è il fenomeno della dispersione anomala, come si produce per γ_1 costante, ossia per $\gamma_1' = 0$; — *aumenta* perchè i γ_1 diminuiscono al crescere di L , in seguito al cessare di considerare elasticamente omogenea la crosta terrestre ⁽¹⁾. Sotto l'azione delle due influenze contrarie, al crescere di L , potrà V rimanere stazionario, diminuire od aumentare. Quando, al diminuire di V , decresce L , si ha la *dispersione normale*; quando, al diminuire di V , cresce L , si ha la *dispersione anomala*; quando V rimane stazionario, *sparisce il fenomeno della dispersione*. Nel primo caso, gli indici di rifrazione assoluti medi avranno dati valori n i quali, in opposto alle velocità, vanno decrescendo con lo spessore dello strato, ossia col crescere della lunghezza d'onda L . Le velocità V crescono col decrescere di n e quindi al crescere della lunghezza d'onda L ; con la conseguenza, tipica della dispersione normale, che le onde lunghe si propagano più celermente delle onde brevi. Nel secondo caso, anche per γ_1 costante, gli è come se i raggi sismici fossero diversamente rifrangibili, con indici di rifrazione assoluti eguali ad $\frac{1}{V_1} = n_1$ ed $\frac{1}{V_2} = n_2$. ecc. e percorressero vie, la cui divergenza fosse determinata dall'indice di rifrazione relativo, eguale a

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{n_2}{n_1} = N.$$

La velocità decresce al crescere di n e quindi al crescere di L , con la conseguenza, tipica della dispersione anomala, che le onde lunghe si propagano più lentamente delle onde brevi.

I sismogrammi offrono l'opportunità di osservare entrambe le dispersioni: *anomala* e *normale*. Il concetto di *dispersione anomala* sismica venne prospettato fin dall'inizio della sismometria, allorchè si vide che nei sismogrammi giungevano prima le onde rapide ed in seguito le onde lente. Ma occorre accettare con cautela questa affermazione, e non estenderla ad onde di natura diversa, le cui lunghezze d'onda possono non essere parago-

⁽¹⁾ Accettando la variabilità di γ_1 — consentendo ad ammettere una crosta terrestre diversamente costituita — l'espressione sotto il radicale della (1)

$$3\mu \left(1 - \frac{\gamma_1^2 L^2}{4\pi^2} \right)$$

rappresenta per noi un coefficiente di elasticità variabile, in quanto il termine $\frac{3\mu}{4\pi^2} \gamma_1^2 L^2$ è funzione di γ_1 , che è funzione di L . L'espressione ridotta a 3μ si riferisce all'elasticità di uno strato profondo; quella binomiale, all'elasticità degli strati superficiali mano meno elastici.

nabili. Ad es. il brusco salto tra le onde (S) e le lentissime (*l*) è in tale senso sospetto. Nel tratto delle onde lentissime (*l*) e lente (L), dove maggiore è la probabilità che le onde siano della stessa specie, comparisce la *dispersione normale*. Le lunghezze d'onda si succedono con regolare decremento da 137 a 65 ed irregolari variazioni da 65 a 45 km. ⁽¹⁾. In questo tratto, secondo interpreta la formola (2), il fenomeno della dispersione anomala, se pur esiste, viene mascherato dal fenomeno della dispersione normale. La diminuzione di V è prevalentemente influenzata dal γ_1 il cui incremento verso la superficie è sufficiente a far sì che il prodotto $\gamma_1 L$ aumenta, anche se L diminuisce.

Furono i professori G. Vicentini ⁽²⁾ e G. Agamennone ⁽³⁾ a scoprire che negli stessi primi tremiti (P), nell'estrema prima parte dei sismogrammi, si hanno onde lunghe non meno delle onde (*l*). Hanno periodi da 18 a 20 secondi, ma loro corrispondono velocità così inusualmente alte — eguali alle velocità delle (P) e cioè fino oltre 8 Km./sec. — che le loro lunghezze superano i 150 Km. circa, quindi sono proprio dell'ordine delle lunghezze d'onda delle (*l*). Anzi Horace Lamb ⁽⁴⁾ mostrò teoricamente che si tratta di un'onda lenta solitaria a periodo grandissimo, e pare che Ugo Arnold ⁽⁵⁾ sia riuscito col calcolo ad individuarla tra le altre ondulazioni di perturbazione. Arriva quindi prima l'onda a periodo massimo, dotata di minima ampiezza, mentre le onde lente, che seguono, hanno periodi minori ed ampiezze crescenti.

In conclusione, è più attendibile che la dispersione delle onde superficiali, nei sismogrammi, sia la normale, secondo la quale *le onde lunghe superficiali si propagano meno lentamente delle onde brevi*.

La proposizione non è nuova. Fin dal 1895 enunciai per primo la legge che nei sismogrammi la durata di movimento cresce col crescere della distanza dell'epicentro ⁽⁶⁾, e nel 1904 pubblicai che le onde superficiali obbediscono alla legge della dispersione normale ⁽⁷⁾.

⁽¹⁾ Ho tolto queste cifre da due sismogrammi a me dinanzi: l'uno ottenuto a Rocca di Papa in occasione di un terremoto nel Turkestan, addì 3-4 gennaio 1911; l'altro ottenuto a Pulkowa (Russia) in occasione di un terremoto a Siwas nell'Asia Minore, addì 9 febbraio 1909.

⁽²⁾ G. Vicentini, *Osservazioni sismiche*. Atti R. Acc. dei Fisiocritici, serie 4^a, vol. V, Siena 1894.

⁽³⁾ G. Agamennone, *Importante particolarità nei sismogrammi ecc. Alcune considerazioni sul meccanismo di propagazione delle onde lente*. Rendiconti R. Acc. dei Lincei, vol. XVIII, serie V, 1^o sem., fasc. 7 ed 8, 1909.

⁽⁴⁾ Horace Lamb., *On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid*. Phil. Trans. Series A, vol. 203, London 1904.

⁽⁵⁾ Hugo Arnold, *Die Erdbewegung während des ersten Vorläufers eines Erdbebens*. Leipzig, W. Engelmann, 1909.

⁽⁶⁾ E. Oddone, *Sulla durata delle registrazioni sismiche*. Questi Rend. Vol. IV, 1^o sem., fasc. 10^a, serie 5^a (1895).

⁽⁷⁾ E. Oddone, *Per l'estensione di una legge acustica*. Questi Rendic. Vol. XIII, 1^o sem., fasc. 2^o, serie 5^a (1904).

Da una Memoria del dott. A. Cavasino, dal titolo: *Studio sintetico sui periodi*

Altre idee espresse dall'A. diversificano dalle attuali dei sismologi.

Per costoro, difficilmente le onde (*l*) si possono considerare come appartenenti allo stesso treno d'onde al quale appartengono i secondi tremiti e le onde (S) come riassunti un complesso di onde di lunghezza crescente col tempo, riattaccanti alle onde (*l*). Nè le onde (L) sono onde longitudinali.

Tra le (S) e le (L) corre la relazione

$$(3) \quad V_L = 0,9 V_s$$

solo valevole se il mezzo ha proprietà elastiche costanti. Alle distanze epicentrali di circa 1500 Km., per le quali le onde V_s e V_L si propagano attraverso gli strati mediani della corteccia terrestre, la (3) si verifica valendo

$$V_P = 7,8 \quad V_s = 4,2 \quad V_L = 3,5 \text{ Km/sec.}$$

Se però prendiamo distanze epicentrali molto maggiori, dove le V_s seguono circa la strada della corda e le V_L la via della superficie, la (3) non si verifica più. Per es. tra i 4000 ed i 14000 Km. l'Autore calcola

$$V_P = 10,5 \quad V_s = 6,1 \quad V_L = 3,1 \quad (1)$$

e non è più $\frac{V_L}{V_s} = 0,9$, bensì $\frac{V_L}{V_s} = 0,5$.

Questa mancata relazione porta alla conseguenza che 6,1 è la velocità per una zona sottostante più elastica della crosta, cui risponde un valore medio di μ maggiore, non paragonabile al μ che entra nell'espressione della velocità dell'onda superficiale di Rayleigh.

L'ammissione fondamentale, che tutte le onde debbano propagarsi lungo un mezzo dotato ovunque delle stesse proprietà elastiche definite da un va-

delle onde sismiche ecc., pubblicata in Boll. Soc. Sism. It., Vol. XVII, fasc. 5 e 6. Anno 1913, pag. 44, stralcio i seguenti periodi: «È noto che durante la fase a onde «lente, in uno stesso sismogramma di terremoto lontano, il periodo decresce generalmente passando dalle onde lentissime alle massimali e da queste alle onde della coda, «dove per lungo tempo delle volte per ore intere rimane quasi costante sino alla fine «della registrazione. Di questo fatto importante ha dato una genialissima spiegazione il «prof. Oddone, il quale parte dall'ipotesi che nell'area epicentrale si producano pressochè «simultaneamente quante ondulazioni si contengono a distanza in una qualunque delle «grandi divisioni in cui si scompone un sismogramma alle stazioni lontane». La spiegazione si basa «sulla legge che Helmholtz ha trovato pel timbro, e cioè che nello «scuotimento, oltre alle vibrazioni di quel periodo, coesistono le vibrazioni armoniche «atte a caratterizzare il modo di scuotimento».

(1) Il macrosismo indiano del 4 aprile 1905, scelto come esempio, non è dei migliori. Porta qualche incertezza rispetto il luogo e l'ora epicentrale e data di un tempo quando le registrazioni erano ancora poco sicure. Il calcolo delle velocità medie V_P e V_s tra 4000 e 14000 Km. tratto dalle medie velocità fornite da un gruppo di stazioni a distanze irregolari è poco rigoroso. Ma non per questo le nostre conclusioni vengono alterate.

lore costante del modulo, è condannata. L'altra ammissione fondamentale che i risultati teoretici ottenuti per il piano siano senz'altro applicabili alla superficie sferica, può concedersi per limitati segmenti sferici, ma non più quando le ricerche ed applicazioni si estendono ad una calotta eguale, se non maggiore al quadrante sferico.

Chimica fisiologica. — Sulle azioni enzimatiche del sangue riguardanti il glicosio. III: Distruzione e condensazione del glicosio per opera del sangue circolato, con o senza glicosio, nell'intestino sopravvivate. Nota del dott. U. LOMBROSO, presentata dal Socio L. LUCIANI (1).

Nella precedente Nota abbiamo constatato che, facendo circolare sangue contenente glicosio in pancreas di cane, compare costantemente nel sangue stesso un attivissimo enzima glicolitico. Facendo circolare invece sangue puro, non si ottiene simile formazione di enzima glicolitico, ma per lo più il sangue manifesta una elevata azione condensatrice sul glicosio aggiunto dopo la circolazione.

Riusciva per più ragioni interessante il ripetere le esperienze fatte sul pancreas, sull'intestino. Anzitutto perchè l'intestino era l'organo che erasi dimostrato al massimo attivo nella distruzione del glicosio in esso circolante, sia nelle esperienze con sangue sia in quelle col liquido del Tirode; inoltre perchè recenti osservazioni hanno fatto sorgere il dubbio che l'intestino pure partecipi, con una funzione interna, al ricambio degli idrati di carbonio (e ciò perchè, in seguito all'esportazione di estesi tratti d'intestino, si sarebbe verificata prolungata glicosuria); si aggiunga poi, che l'estirpazione del pancreas diminuisce ma non annulla la possibilità, da parte dell'organismo, ad utilizzare gli idrati di carbonio, di modo che si deve ammettere da parte di qualche altro organo, che potrebbe appunto essere l'intestino, la compartecipazione agli oscuri e complessi processi che provvedono a regolare il ricambio degli idrati di carbonio.

Questa ipotesi poteva venire avvalorata (non dico dimostrata) se si fosse constatato che, facendo circolare nell'intestino sangue con glicosio, si esaltava il potere glicolitico del sangue stesso, in conformità a quanto si è osservato in varii esperimenti circa la elevabilità delle normali azioni enzimatiche di

(1) Pervenuta all'Accademia il 22 giugno 1916.