
ATTI ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI
CLASSE SCIENZE FISICHE MATEMATICHE NATURALI

RENDICONTI

PIETRO CALOI

Sulle oscillazioni libere della Terra e del suo guscio esterno

Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali. Rendiconti, Serie 8, Vol. 32 (1962), n.4, p. 432–440.

Accademia Nazionale dei Lincei

http://www.bdim.eu/item?id=RLINA_1962_8_32_4_432_0

L'utilizzo e la stampa di questo documento digitale è consentito liberamente per motivi di ricerca e studio. Non è consentito l'utilizzo dello stesso per motivi commerciali. Tutte le copie di questo documento devono riportare questo avvertimento.

*Articolo digitalizzato nel quadro del programma
bdim (Biblioteca Digitale Italiana di Matematica)
SIMAI & UMI*

<http://www.bdim.eu/>

Geofisica. — *Sulle oscillazioni libere della Terra e del suo guscio esterno.* Nota (*) del Corrisp. PIETRO CALOI.

1. Il disastroso terremoto del Cile del 22 maggio 1960 ha provocato la registrazione di onde superficiali di periodo eccezionalmente lungo, nonché di oscillazioni libere di parti della Terra o dell'intero pianeta.

Tutti coloro [1, 2, 3] che ebbero ad interessarsi di questo eccezionale avvenimento, considerarono le lunghe serie di oscillazioni libere in parola come vibrazioni della Terra nel suo complesso: oscillazioni radiali, sferoidali o torsionali. Le teorie sviluppate o richiamate si riconducono tutte, infatti, a quelle della sfera vibrante, con le dovute varianti suggerite dalla costituzione interna della Terra, quale risulta dagli studi sismologici.

Questa conclusione può essere accettata senza riserve? Nei paragrafi che seguono, cercheremo di rispondere a questa domanda.

2. La scossa del Cile sopra citata fu ritenuta di magnitudo 8,5 circa. L'energia ad essa associata è stata sufficiente ad interessare l'intero pianeta, inteso come sfera vibrante?

A parte il problema teorico, è chiaro che, in queste valutazioni, non si potrà prescindere dalla profondità ipocentrale: intendo dire che il minimo di energia, sprigionata da un terremoto, capace di far vibrare la Terra, come un tutto unico, varierà al variare della profondità dell'ipocentro. *Pertanto prescindendo da altre cause di diminuzione dell'energia*, il medio flusso di energia per unità di tempo e per unità di area, diminuirà con l'inverso del quadrato della distanza dall'ipocentro.

Ricordiamo che terremoti possono verificarsi con profondità ipocentrali di 500, 600, 700 e più chilometri, e che l'intensità associata a tali terremoti profondi può superare la magnitudo 8. Cioè, di quando in quando, a tali profondità può aversi sprigionamento d'energia dell'ordine di 10^{24} ergs. L'onda energetica associata a tali terremoti è più efficace ai fini di dar origine ad oscillazioni libere dell'intero pianeta, che non l'onda energetica associata a più intensi terremoti a profondità normale.

3. Nel caso della Terra però, la propagazione dell'energia verso l'interno ha un andamento ben diverso, a seconda che l'origine del terremoto è nella parte superiore del mantello (fra zero e 100 Km circa) oppure oltre i 100 Km di profondità.

(*) Presentata nella seduta del 14 aprile 1962.

La stratificazione della crosta terrestre, l'esistenza di superficie di discontinuità fanno sì che una parte cospicua dell'energia sviluppata da un terremoto poco profondo (*shallow earthquake*) venga dispersa in rifrazioni multiple o riflessa nell'interno della crosta terrestre: in ogni modo, *obbligata ad animare le strutture della crosta stessa*.

Ciò del resto è reso manifesto dalla diversità delle registrazioni proprie dei due tipi di terremoti: onde spaziali (*bodily waves*) longitudinali e trasversali poco sviluppate nel primo caso, caratterizzato da notevoli onde superficiali; onde spaziali di notevole ampiezza nel secondo, in cui le onde superficiali hanno lieve sviluppo o mancano del tutto.

Ma c'è di più. Malgrado qualche residua opposizione, oggi riesce difficile negare l'esistenza del fenomeno di « canalizzazione » dell'energia sismica: esso si presenta certamente nell'astenosfera ed è molto probabile agisca anche nell'interno delle stratificazioni della crosta. Pertanto, terremoti originanti fra l'astenosfera e la superficie esterna della Terra, hanno una forte percentuale della loro energia catturata dall'astenosfera stessa e dalla crosta terrestre: *energia destinata ad attivizzare le stratificazioni esterne della Terra*.

4. Quanto è stato detto al n. 2 dà pertanto una grossolana, insufficiente rappresentazione dell'andamento del flusso energetico nell'interno della Terra, a seconda che ci si riferisce a terremoti superficiali o a terremoti profondi (*deep focus earthquakes*). L'entità dell'energia associata alle onde spaziali nel primo caso subisce una falcidia ben superiore a quella accennata al n. 2, per semplice giuoco di distanze.

Del resto, prescindendo da ogni calcolo, ciò riesce manifesto confrontando il sismogramma, relativo alla componente verticale del terremoto del Cile del 22 maggio 1960, ottenuto con il 1300 Kg Wiechert di Roma, con la componente verticale, ottenuta dallo stesso apparecchio, in corrispondenza del terremoto profondo (circa 200 Km) delle isole Tonga del 14 dicembre 1950. Da esso risulta che l'energia sprigionata dal terremoto del Cile si è in gran parte concentrata nello sviluppo delle onde superficiali.

È noto che il terremoto del Cile ha avuto profondità di poche decine di chilometri. Che una forte percentuale della sua energia si sia scatenata nella crosta terrestre è provato dagli enormi danni provocati in superficie, dagli scoscendimenti conseguiti nella vasta area epicentrale, dagli abbassamenti riscontrati in più parti e dai sollevamenti avuti in altre, nonché dalle enormi crepe lunghe decine di chilometri e, infine, dal maremoto violentissimo che ne è seguito [4]. Tutte testimonianze a favore di una profondità ipocentrale relativamente piccola. Gli eccezionali scoscendimenti osservati hanno richiesto un lavoro meccanico enorme. Nella zona, la crosta terrestre è stata letteralmente squarciata dall'ipocentro verso la superficie: di quì l'immissione di gran parte dell'energia scatenata nelle stratificazioni superficiali terrestri e nell'astenosfera.

La parte esterna della Terra, pertanto, ha subito le massime sollecitazioni: l'energia trasferita alle onde spaziali, rivolte verso l'interno del pia-

neta, è stata di conseguenza relativamente poca, mentre immenso è risultato il trasferimento in onde superficiali, come chiaramente testimoniano le registrazioni sismiche, ottenute in tutto il mondo.

5. Markus Båth ha ottenuto significativi risultati in uno studio sulla distribuzione dell'energia sismica fra onde spaziali e onde superficiali [5]. Ne richiamiamo qualcuno.

I) Indicando con E l'energia totale sprigionata da un terremoto e con E_{LR} l'energia associata alle onde di Rayleigh, il rapporto E/E_{LR} *diminuisce* al *crescere* della magnitudo secondo la formula

$$\lg (E/E_{LR}) = 5,34 - 0,56 M_s,$$

dove M_s è calcolata dalle ampiezze delle onde superficiali di terremoti lontani a profondità normale.

II) *L'estinzione dell'energia è fortissima per onde spaziali ed entra per un fattore di circa 20 nell'energia totale.* L'estinzione delle onde spaziali non si distribuisce uniformemente lungo l'intero tragitto come per le onde superficiali; per le onde spaziali, l'estinzione al di là di pochi gradi di distanza dalla sorgente è probabilmente affatto piccola. L'estinzione cresce al decrescere della lunghezza d'onda ed è maggiore per onde trasversali che per onde longitudinali. La crosta eterogenea e le irregolarità sono di dimensioni tali da produrre una notevole dispersione delle elevate frequenze.

In conclusione, *the extinction is mainly due to scattering within the crust* (p. 14).

III) Nel mantello terrestre l'estinzione è molto minore: per l'intero tragitto nel mantello terrestre, nelle onde spaziali provenienti da terremoti a profondità normale, *l'estinzione ammonta approssimativamente soltanto al 10-15 per cento dell'estinzione nella crosta terrestre.*

6. Quanto è stato detto nei numeri precedenti, e specialmente nei nn. 3, 4, 5 prova che terremoti profondi, di magnitudo superiore a 7, convogliano verso l'interno della Terra energia elastica in quantità certamente superiore a quella convogliata da terremoti ben più violenti della crosta terrestre, compreso il citato terremoto del Cile. Orbene, poiché terremoti profondi con magnitudo intorno ad 8 - avvenuti negli ultimi decenni - non hanno provocato registrazioni di oscillazioni libere attribuibili all'intero pianeta, è molto improbabile che oscillazioni del genere abbia provocato il terremoto del Cile del 22 maggio 1960 - e terremoti consimili.

D'altronde, oscillazioni libere di lunghissimo periodo sono state registrate in occasione del terremoto della Kamciatka del 4 novembre 1952 e del più volte nominato terremoto cileno. Possono esse essere attribuite a vibrazioni della parte esterna della Terra (dello spessore di 70-150 Km, comprendente la crosta terrestre e parte dell'astenosfera)? È quanto cercheremo di provare in ciò che segue.

Non è il caso di affrontare il problema *ex novo*. Esso è stato ripetutamente risolto da illustri matematici. Basterà citare Lamé, Lamb, Jeans, ...

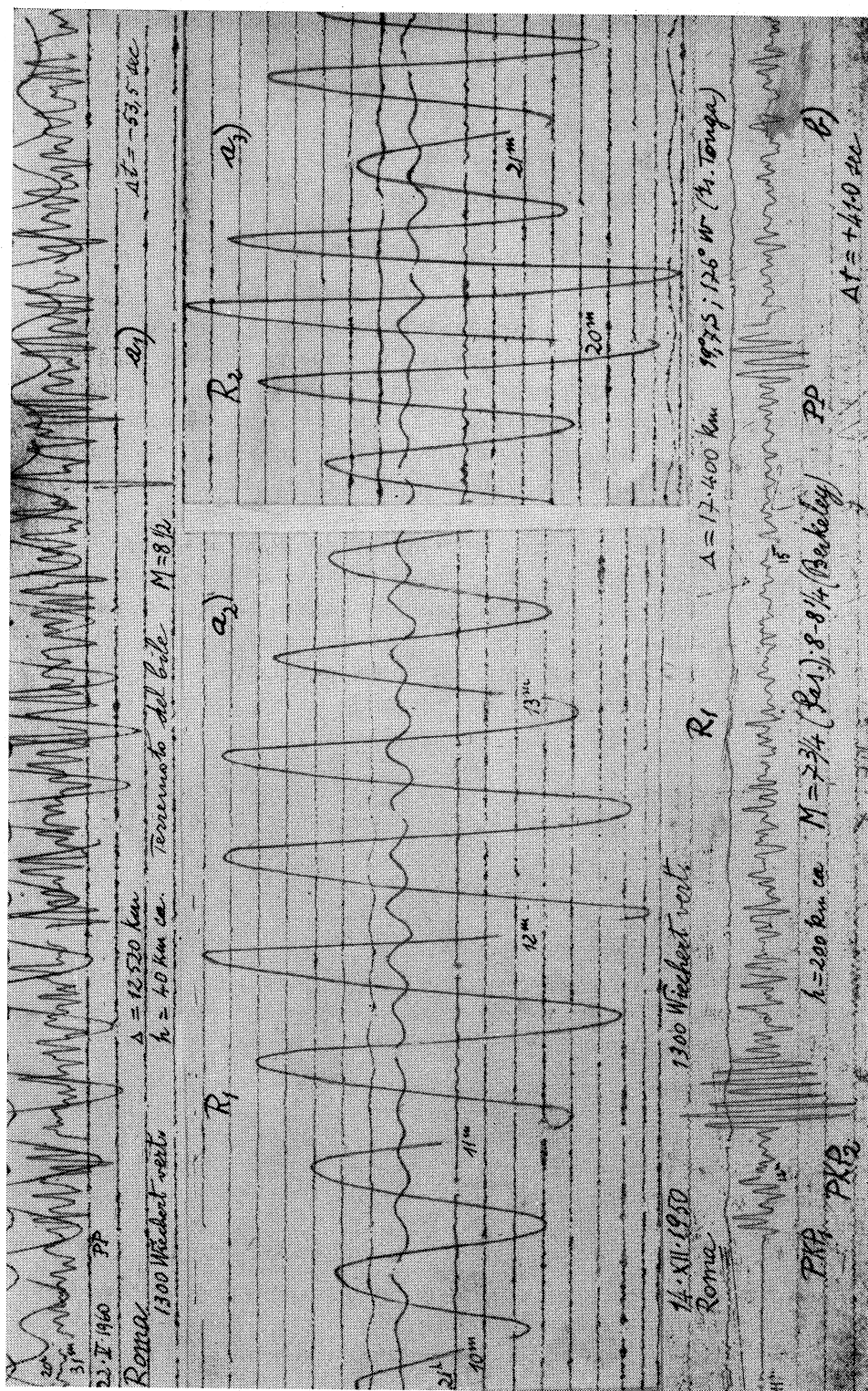


Fig. 1. — a_1 , a_2 , a_3) tratti di registrazione delle onde spaziali R_1 e R_2 del terremoto del Cile del 22 maggio 1960; il rapporto R_1/PP è pari a 440 circa; b) tratti di registrazione del terremoto profondo del 14 dicembre 1959; il rapporto R_1/P_1 è solo pari a 2.

Per terremoti più profondi (oltre i 400 Km) il rapporto fra l'ampiezza delle onde superficiali e delle onde spaziali può ridursi a 0.1.

a) *Involucro sferico vibrante*, secondo G. Lamé.

Se si indica con r_0 il raggio della sfera limitante l'involucro dalla parte del centro, Lamé [6] ottiene per le vibrazioni radiali dell'involucro i periodi

$$(1) \quad T = \frac{2\pi r_0}{v_1 \sqrt{(n-1)(n+2)}},$$

dove v_1 è la velocità delle onde longitudinali e $n = 2, 3, 4 \dots$

b) *Le vibrazioni di un guscio sferico*, secondo H. Lamb.

Sulla teoria di Lamé furono fatte serie obiezioni da parte di Lamb. Questi osserva che, nella determinazione delle equazioni generali del movimento in un corpo solido, Lamé suppone che un'onda non subisca cambiamento di carattere riflettendosi sulla superficie limite del corpo, contrariamente a quanto era già stato dimostrato da Green nel 1837. Ad ogni modo, ciò non sembra negare il fatto che, come Lamb stesso ammette, le vibrazioni radiali siano i soli puri modi longitudinali (nel senso di Lamé) di cui una sfera elastica sia capace, conformemente, in ciò, alle conclusioni di Jaerisch.

Lamb [7] conduce la sua ricerca con metodi interamente diversi. Qui interessa sopra tutto la parte delle sue indagini, relative all'involucro sferico. Naturalmente, mi limiterò a riassumere i risultati. Lamb distingue due classi di vibrazioni, e definisce di *prima classe*, quel modo di vibrare caratterizzato in ogni punto dell'involucro da movimento completamente tangenziale. La frequenza $(p/2\pi)$ è determinata dall'equazione

$$k^2 r_0^2 = (n-1)(n+2),$$

dove r_0 è il raggio del guscio sferico e $k^2 = p^2 \rho/\mu$, essendo ρ la densità e μ la rigidità della sostanza. Espresso coi simboli usati in a), il periodo assume l'espressione

$$(2) \quad T = \frac{2\pi}{v_2} \frac{r_0}{\sqrt{(n-1)(n+2)}},$$

essendo v_2 la velocità delle onde trasversali.

Nelle vibrazioni della *seconda classe*, il movimento risulta in parte radiale e in parte tangenziale. Per quanto afferisce alla frequenza, questa volta ad ogni valore di n corrispondono *due* valori di $k^2 r_0^2$, dati dall'equazione

$$(3) \quad k^4 r_0^4 - k^2 r_0^2 \{ (n^2 + n + 4)\gamma + n^2 + n - 2 \} + 4(n^2 + n - 2)\gamma = 0,$$

dove $\gamma = (1 + \sigma)/(1 - \sigma)$, essendo σ il rapporto di Poisson.

Delle due radici di questa espressione, una è minore e l'altra maggiore di 4γ , e i corrispondenti modi fondamentali sono di carattere del tutto diversi. *Il più interessante è sempre il modo corrispondente alla radice minore.*

Per $n = 1$, i valori di $k^2 r_0^2$ sono 0 e 6γ . La radice nulla corrisponde ad un moto di traslazione dell'involucro, come un tutto unico, parallelamente all'asse della armonica zonale S_1 . Nell'altro modo, il moto radiale è proporzionale a $\cos \vartheta$, dove ϑ è la colatitudine misurata dal polo di S_1 ; il moto tangenziale avviene lungo il meridiano.

Per $n = 2$, fatto $\sigma = 1/4$, i corrispondenti valori di kr_0 sono 1,176 e 4,391 rispettivamente.

Particolarmente interessante è il comportamento dell'armonica superficiale S_2 . Il diametro polare dell'involucro alternativamente si allunga e si contrae, mentre simultaneamente l'equatore si contrae e si espande. Nel modo corrispondente alla radice minore, il moto tangenziale è verso i poli quando il diametro polare è in allungamento, e vice-versa. L'inverso avviene nell'altro modo. Di qui il motivo della grande differenza nelle frequenze.

c) *Le onde superficiali come oscillazioni libere della crosta terrestre*, secondo J. H. Jeans.

L'ampia indagine compiuta da Jeans sulla propagazione delle onde sismiche [8] ha condotto a singolari conclusioni; fra l'altro, le onde di Rayleigh risultano essere casi particolari di vibrazioni propagantisi attorno alla superficie terrestre, costituendo un'insignificante frazione del totale delle onde aventi la stessa proprietà. Fra queste ultime, meritano particolare menzione le onde tangenziali libere della crosta terrestre. *Jeans prova infatti l'esistenza di un sistema completo di onde tangenziali come libere oscillazioni della crosta terrestre*, propagantesi attorno al globo con la sola perdita di energia legata alle forze dissipative, come la viscosità. Poiché tali onde non si diffondono nell'interno della Terra, esse possono raggiungere grandi ampiezze.

7. Gli esempi numerici qui sotto riportati hanno solo valore di testimonianza.

Nel caso di oscillazioni radiali longitudinali dalla formula di Lamé [1], fatti $r_0 = 6270$ Km, $v_1 = 8$ Km/sec si ha per: $n = 2$, $T = 2461^s = 41^m, 0$; $n = 3$, $T = 1553^s = 25^m, 9$. Fatto $r_0 = 6270$, $v_1 = 7,5$ Km/sec, dalla [8], per $n = 2$, $T = 2625^{sec} = 43^m, 77$; $n = 3$, $T = 1664^{sec}$; $n = 4$, $T = 1244^{sec}$, $n = 5$, $T = 995^s$; $\dots$ $n = 8$, $T = 630^{sec}$.

Nel caso dei modi della *prima classe* di Lamb, costituiti da oscillazioni completamente tangenziali, dalla [2], fatto $r_0 = 6270$ Km, $v_2 = 4,1$ Km/sec per $n = 2$ è $T = 4802^{sec} = 80^m, 00$. Fatto $r_0 = 6300$ Km, $v_2 = 3,65$ Km/sec, si ha per $n = 2$, $T = 5420^{sec} = 90^m$, per $n = 3$, $T = 3420^s = 57^m, 00$.

Per quanto concerne i modi della *seconda classe*, fatto $\sigma = 1/4$, si ha $\gamma = 5/3$, e la [3] diviene

$$k^4 r_0^4 - k^2 \gamma^2 \{ (n^2 + n + 4) 1,667 + n^2 + n - 2 \} + 4 (n^2 + n - 2) 1,667 = 0.$$

Per cui, per $\sigma = 1/4$, i valori di kr_0 corrispondenti ai valori di n , da 2 a 5, sono:

	$n = 2$	$n = 3$	$n = 4$	$n = 5$
$kr_0 = \left\{ \begin{array}{l} 1,176 \\ 4,391 \end{array} \right.$	1,176 4,391	1,386 5,895	1,466 7,473	1,505 9,078

Pertanto, per $n = 1$, $k^2 r_o^2 = 6\gamma = 10$ e $T = \frac{2\pi r_o}{v_2 \sqrt{10}}$, cioè i valori di T coincidono con quelli corrispondenti ad $n = 3$ della prima classe.

Per $n = 2; 3; 4; 5$, ai valori di kr_o forniti dalla *seconda* riga della tabellina sopra riportata, fatto $r_o = 6300$ Km e $v_2 = 3,65$ Km/sec, si hanno i periodi: per $n = 2$, $kr_o = 4,391$, $T = 2468^s = 41^m,1$; $n = 3$, $kr_o = 5,895$, $T = 1839^s = 30^m,65$; $n = 4$, $kr_o = 7,473$, $T = 1450^s$; $n = 5$, $kr_o = 9,0775$, $T = 1194^s; \dots$

Naturalmente, i valori di T sopra riportati sono sostanzialmente legati alla scelta del valore di v_2 . Così, per esempio, per $v_2 = 4$ Km/sec, ad $n = 2$ corrisponde $T = 37^m,5$, ad $n = 3$, $T = 27^m,8$; ad $n = 4$, $T = 1324^s$; ad $n = 5$, $T = 1090^s, \dots$

Ai valori di kr_o forniti dalla prima riga della tabellina, corrispondono invece periodi molto più elevati. Basti osservare che per $v = 3,8$ Km/sec, per $n = 2$ e $kr_o = 1,176$, consegue $T = 8851^s = 147^m,5$; valore che va gradualmente scemando al crescere di n . Mentre per $r_o = 6230$ Km, $v_2 = 4,25$ Km/sec, per $n = 2$, $T = 130^m,5$; per $n = 3$, $T = 110^m,7$; per $n = 4$, $T = 104^m,5; \dots$

8. A questo punto è da chiedersi se la crosta terrestre e la parte superiore del mantello possono essere sede di oscillazioni libere a lungo periodo, senza che ciò possa determinare perturbazioni, più o meno profonde, negli strati sottostanti.

A questo riguardo, va ricordato che la crosta terrestre si comporta come solida rispetto alle rapide oscillazioni, mentre cede come fosse fluida rispetto alle lente oscillazioni, interessanti spessori piccoli nei confronti della lunghezza d'onda. Già nel 1868 Maxwell [9] provò che, nel caso di un corpo viscoso, una forza elastica in esso agente non rimane costante, ma tende a scomparire in un tempo dipendente dal valore della forza e dalla natura del corpo. Se la deformazione (*strain*) è supposta costante, la forza gradualmente scompare, così che se il corpo è abbandonato a se stesso, esso perde gradualmente ogni tensione interna e le pressioni vengono infine a distribuirsi come in un fluido. Più tardi, Schweydar [10] poté affermare che se la sostanza terrestre avesse un coefficiente di viscosità fino a 10^{13} , si comporterebbe, nei confronti delle oscillazioni lente, come un liquido perfetto. Sezawa e Kanai a questo proposito trovarono che la viscosità della crosta è dell'ordine di 10^{10} poise, indicando un valore di 10^9 circa per l'astenosfera. Del resto, la provata esistenza delle maree solide testimonia dell'elevata viscosità della crosta terrestre. È come se, nei confronti delle oscillazioni lente e lunghe, la sostanza terrestre conservasse uno *strength* pressoché nullo.

Ma c'è di più. Non solo la Terra, almeno nella sua parte esterna, ha un elevato grado di viscosità; subito al di sotto della crosta terrestre, per una zona spessa oltre un centinaio di chilometri, essa presenta condizioni di « debolezza » tali da giustificare la sua qualifica di « astenosfera ».

Tornano quindi più che mai attuali le vedute espresse dal geologo Daly [11] sulla costituzione fisico-chimica di detta zona, da lui ritenuta come formata da peridotiti in composizione bi-fase: un tessuto solido, cioè, racchiudente celle diffuse di sostanza allo stato fluido. Ciò gli consentiva di poter affermare che « the postulate of a dominantly two-phase asthenosphere seems to be a good basis of understanding the low strength, the high viscosity and rigidity, and the response of this earth-shell to earthquake shocks » (p. 725). Questa « debole » zona di transizione (*decoupling zone* di Gutenberg) verrebbe quindi a maggiormente giustificare le conclusioni di Maxwell e Schweydar sulla possibilità dell'esistenza di oscillazioni lente, confinate ed isolate nella parte esterna della Terra.

Non si vuole, con questo, escludere una determinata azione sul periodo delle stratificazioni esterne, da parte del mezzo sottostante; ma, si può ritenere quest'ultima piuttosto limitata, *così da poter accettare i valori dei periodi riportati nel n. 7, almeno in prima approssimazione.*

Ero a questo punto della mia esposizione, quando ho avuto sott'occhio due pubblicazioni che, in precedenza, avevo consultato solo in riassunto. Nella prima, gli Autori (Alsop, Sutton and Ewing [3]) osservano che, nell'analisi periodale delle registrazioni relative al terremoto cileno: « Additional peaks with periods greater than 60 minutes occur in the strain record spectrum at 131.5, 109.8, 77.0 and 65.5 minutes, with relative amplitudes of 0.7, 0.3, 0.4 and 0.4. These have not yet been definitely identified ». Nella seconda, Ness, Harrison e Slichter [2] notano nelle registrazioni gravimetriche in Los Angeles oscillazioni, il più lungo periodo delle quali è di 86 minuti primi.

È sintomatico che tali periodi possano giustificarsi solo considerando la crosta terrestre e parte dell'astenosfera come guscio sferico vibrante; i valori previsti dalla teoria, nei confronti della Terra considerata come sfera vibrante, conducono infatti a periodi il massimo dei quali non supera i 60 minuti primi.

I valori osservati da Alsop, Sutton e Ewing, di 131^m,5 e 109^m,8 sono infatti la fondamentale e la successiva delle oscillazioni di seconda classe (corrispondenti alle radici più piccole) del guscio sferico considerato (nel n. 7 si è ottenuto 130^m,5 e 110^m,7 rispettivamente). Le oscillazioni di più elevata frequenza non sono evidentemente ancora state registrate; osserviamo infatti, che, a queste prime due, corrispondono ampiezze di 0,7 e 0,3; cioè in rapida diminuzione.

Le oscillazioni di 86,77 . . . minuti sono probabilmente la fondamentale e le successive delle oscillazioni della *prima classe*, (miste alle oscillazioni della seconda classe, di modo più elevato e periodo prossimo alle fondamentali della prima) come da n. 7.

Resta quindi provato che la parte esterna della Terra (dall'astenosfera verso la superficie esterna) può entrare in oscillazione libera. Solo i terremoti profondi potranno stabilire se le altre oscillazioni libere a più breve periodo siano esclusivamente le armoniche superiori del guscio esterno o comprendano anche le effettive oscillazioni libere della Terra, come sfera vibrante.

BIBLIOGRAFIA.

- [1] H. BENIOFF, F. PRESS and S. SMITH, *Excitation of the Free Oscillations of the Earth by Earthquakes*, « Journ. Geophys. Res », vol. 66, 2, p. 605 (1961).
- [2] N. F. NESS, J. C. HARRISON and L. B. SLICHTER, *Observations of the Free Oscillations of the Earth*, loc. cit., p. 621.
- [3] L. E. ALSOP, G. H. SUTTON and M. EWING, *Free Oscillations of the Earth Observed on Strain and Pendulum Seismographs*, loc. cit., p. 631.
- [4] H. TAZIEFF, *A propos de la signification tectonique des importants glissements de terrains provoqués par le grand séisme du Chili de mai 1960*, Centre Nat. Volcan. – Publ. N. 9, Bruxelles (1960).
- [5] M. BÂTH, *The Energies of seismic body Waves and surface Waves*, Contributions in Geophysics in honor of Beno Gutenberg, 1. – Pergamon Press, 1958.
- [6] G. LAMÉ, *Léçons sur la Théorie mathématique de l'Elasticité des corps solides*, Paris, Gauthier-Villars, 1866.
- [7] H. LAMB, *On the Vibrations of a Spherical Shell*, « Proceedings of the London Math. Soc. », XIV (1883).
- [8] J. H. JEANS, *The Propagation of Earthquake Waves*, « Proc. Roy. Soc. London (A) », vol. 102 (1923).
- [9] J. C. MAXWELL, *On the Dynamical Theory of Gases*, « Phil. Mag. », XXXV, pp. 133-134 (1868).
- [10] W. SCHWEYDAR, « Veröff. de K. Preus. geod. Inst. » (1912).
- [11] R. A. DALY, *Nature of the Asthenosphere*, « Bull. geol. Soc. America », vol. 57 (1946).