

1. — Da parecchi anni ormai (1933) è stata richiamata l'attenzione sull'esistenza di sistemi d'onde sismiche (anche se non propriamente) superficiali, associate alle onde S, SS, SSS, ... PS,

In un lavoro del 1948 ⁽¹⁾ ho spiegato la natura e il meccanismo di produzione di questi particolari tipi d'onde sismiche: esse sono determinate dall'urto delle onde trasversali SV (oscillanti nel piano di propagazione), contro la base delle stratificazioni costituenti la crosta terrestre, alla condizione però che l'onda SV incida sotto un *angolo maggiore dell'angolo critico, che, com'è noto, vale circa 35° 16' per $\sigma = 0,25$.*

A seconda che l'angolo critico viene raggiunto alla base del granito, dello strato intermedio o della crosta terrestre, avremo onde $C_{i,j}$ di diverso periodo: in media nel primo caso tale periodo è dell'ordine di 24^s, nel secondo di 35^s e nel terzo di 50^s. Le distanze epicentrali a cui i tre tipi accennati cominciano ad apparire sono dell'ordine di 3000 Km. per le $C_{2,1}$, di 4000 Km. per le $C_{1,1}$ e di 6500 per le $C_{0,1}$.

È chiaro però che onde del tipo suddetto potranno originare anche a multipli delle distanze riportate, cioè in corrispondenza delle onde SS (a cui saranno associate rispettivamente le $C_{2,2}$, le $C_{1,2}$ e le $C_{0,2}$) o delle SSS (con la creazione di onde $C_{2,3}$, $C_{1,3}$ e $C_{0,3}$). Notevoli e numerosi esempi di questi particolari tipi d'onde sono stati riportati in miei precedenti lavori (figg. 1, 2, 3, 4, 5).

I periodi sopra riportati sono legati agli spessori degli strati della crosta, sovrastanti i punti in cui avviene la riflessione sotto l'angolo critico.

Vedremo più avanti perché, generalmente, la distanza minima di formazione delle onde $C_{i,j}$ non può essere inferiore ai 3000 Km..

Naturalmente, anche le PS, PSS ..., a parità di altre condizioni, possono dare origine ad onde di tipo $C_{i,j}$.

Osserviamo ancora che le $C_{i,j}$ oscillano, in modo rigoroso, nel piano principale di propagazione, così da consentire la precisa determinazione della direzione di provenienza di un terremoto (fig. 6).

^(*) Comunicazione presentata alla « Association Internationale de Séismologie et Physique de l'intérieur de la Terre » nella X Assemblea Generale dell'U.G.G.I. - Roma 1954.

Come si è detto, numerosissimi ormai sono i terremoti che hanno fornito chiari esempi di onde $C_{i,j}$. Fra gli ultimi, cito quelli eccezionali forniti dai terremoti del Giappone del 4 marzo 1952 e del Kamciatka del 4 novembre 1952.

2. — Possiamo intanto escludere che le onde $C_{i,j}$ siano onde di Stoneley.

Si sa che R. Stoneley ha provato (²) la possibilità (sotto certe condizioni) della trasmissione di onde di tipo Rayleigh lungo la superficie di separazione di due mezzi solidi e l'impossibilità di un'analoga trasmissione di onde di tipo Love. Nel caso di onde dilatazionali, o distorsionali, con spostamento nel piano principale, in certe condizioni l'energia delle onde spaziali viene quindi parzialmente convertita in quella di onde di tipo superficiale, nel passaggio delle prime attraverso le superficie di discontinuità nell'interno della crosta terrestre; mentre nel caso di onde di distorsione, con spostamenti orientati orizzontalmente, nessuna perdita di energia — e quindi nessuna formazione di onde di superficie — si presenta in corrispondenza delle accennate superficie di discontinuità.

Ho voluto vedere se, in corrispondenza delle tre principali discontinuità della crosta terrestre, potevano aver origine onde di Stoneley. La risposta è stata negativa: infatti, le corrispondenti tre equazioni che si ottengono non hanno altra soluzione che l'annullarsi della velocità di propagazione delle onde di Stoneley. Del resto, ciò poteva prevedersi. Stoneley stesso, ha provato che le onde in questione possono sorgere solo alla superficie di separazione di strati con caratteristiche pressoché uguali. Trova così che, per strati di uguale densità, solo quando le velocità d'onda non sono troppo differenti per i due mezzi, possono esistere onde di tipo Rayleigh all'intersuperficie.

I giapponesi Sezawa e Kanai, estendendo i concetti di Stoneley, hanno provato (³) per via matematica come onde spaziali, generate da sorgente puntiforme in un solido, possono eccitare onde di superficie in corrispondenza di superficie di discontinuità nel solido stesso.

Fra i risultati raggiunti da Sezawa e Kanai, resta confermato che, nel caso di onde primarie di dilatazione, o di distorsione con spostamenti nel piano principale, l'energia delle onde spaziali è convertita, nella maggioranza dei casi, in quella di onde di superficie, per rifrazione o riflessione in corrispondenza di una discontinuità, mentre in caso di onde di distorsione di tipo tangenziale, la formazione di onde sull'intersuperficie di una discontinuità non ha luogo.

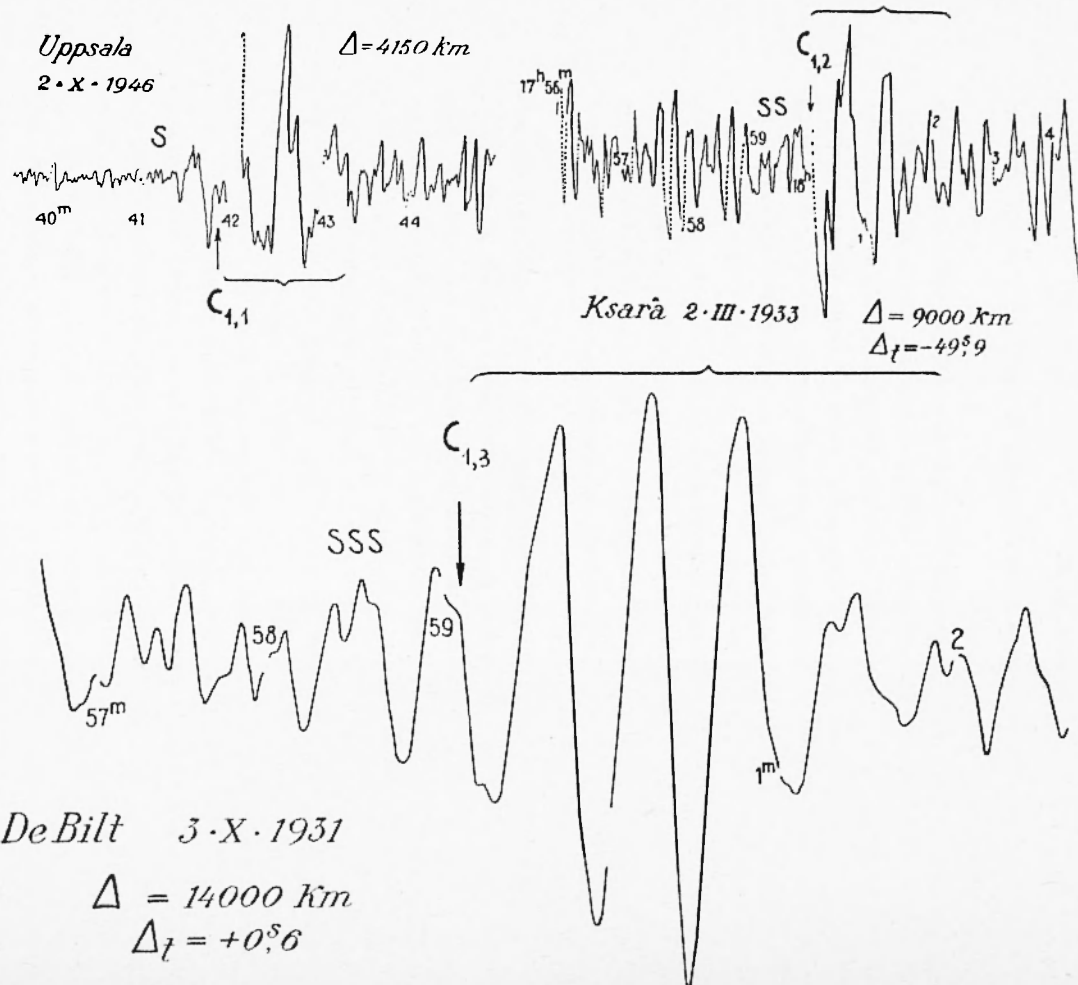


Fig. 2 - Esempi di onde $C_{1,1}$, $C_{1,2}$, $C_{1,3}$ associate ad onde S, SS, SSS rispettivamente e generate alla base dello strato intermedio (riduzione 4/5).

L'ampiezza delle onde spaziali, che non siano distorsionali tangenziali, andrà quindi riducendosi, per rifrazione o riflessione in corrispondenza delle superficie di discontinuità della crosta terrestre.

Ad ogni modo, le onde in esame non possono essere onde di Stoneley sia per i motivi suddetti, sia perché esse insorgono a distanze varianti entro limiti ben determinati, derivanti dalle condizioni imposte dalla riflessione delle onde SV sotto l'angolo critico.

Si è ritenuto comunque utile il richiamo alle onde di Stoneley per i motivi che saranno esposti al n. 9.

3. — Ho già riportato altrove numerosissimi esempi di onde $C_{i,j}$.

Al n. 1, ho detto che esempi di queste onde, di ampiezza eccezionale, furono forniti dai terremoti del Giappone del 4-III-1952 e del Kamciatka del 4-XI-1952.

Sono venuto in possesso, grazie alla cortesia dei colleghi sparsi per il mondo, di una larga messe di registrazioni relative a quei terremoti.

Data la notevole intensità dei terremoti in questione (di magnitudo elevatissima), solo gli strumenti a piccolo ingrandimento hanno consentito registrazioni chiare e complete. Fortunatamente, tali strumenti sono ancora abbastanza diffusi. In Italia, p. es., accanto ai sismografi di elevata sensibilità, mi sono preoccupato di far mettere, in ogni stazione, apparecchi di tipo Wiechert (da 200 Kg. per le componenti orizzontali e da 80 Kg. per la verticale) con costanti strumentali pressoché dovunque identiche. Ciò permette la possibilità di immediati confronti ed una relativa uniformità ed attendibilità di risultati.

Valendomi di queste registrazioni, ho costruito, per punti, il movimento di una particella, sollecitata da onde di tipo $C_{i,j}$. Ho soprattutto concentrato la mia attenzione sulle onde $C_{1,2}$, come quelle che generalmente appaiono le più pure ed isolate. Le figg. 7, 8, 9 e 10 danno alcuni esempi: la particella raggiunta da un'onda $C_{1,2}$ si muove su ellissi, contenute nel piano principale di propagazione.

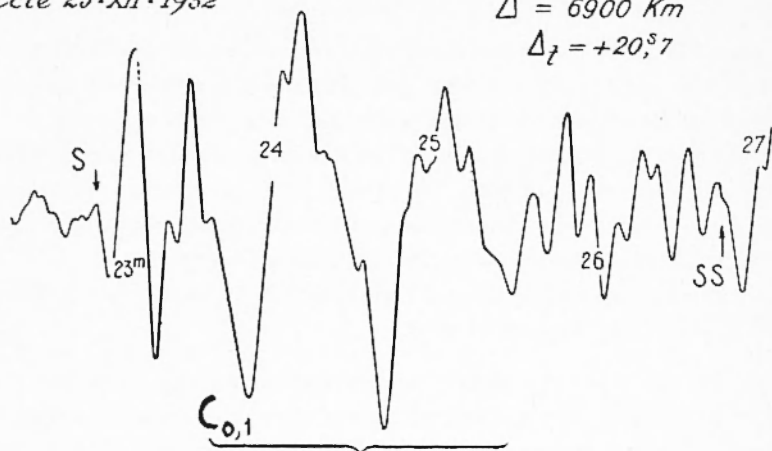
Diecine di altri esempi potrei portare a questo riguardo. La conclusione sarebbe sempre quella: moto ellittico per la particella raggiunta dalle onde $C_{i,j}$. Talvolta questo moto si inverte al sopraggiungere di un nuovo gruppo di onde $C_{i,j}$. La caratteristica distintiva resta però sempre quella di costringere le particelle sollecitate su traiettorie ellittiche.

A questo proposito, mentre la teoria prevede moti ellittici con gli assi paralleli agli assi coordinati, negli esempi riprodotti, gli assi prin-

Uccle 25·XII·1932

$\Delta = 6900 \text{ Km}$

$\Delta t = +20^s,7$



Uccle 3·X·1931

$\Delta = 15050 \text{ Km}$

$\Delta t = +1^s,4$

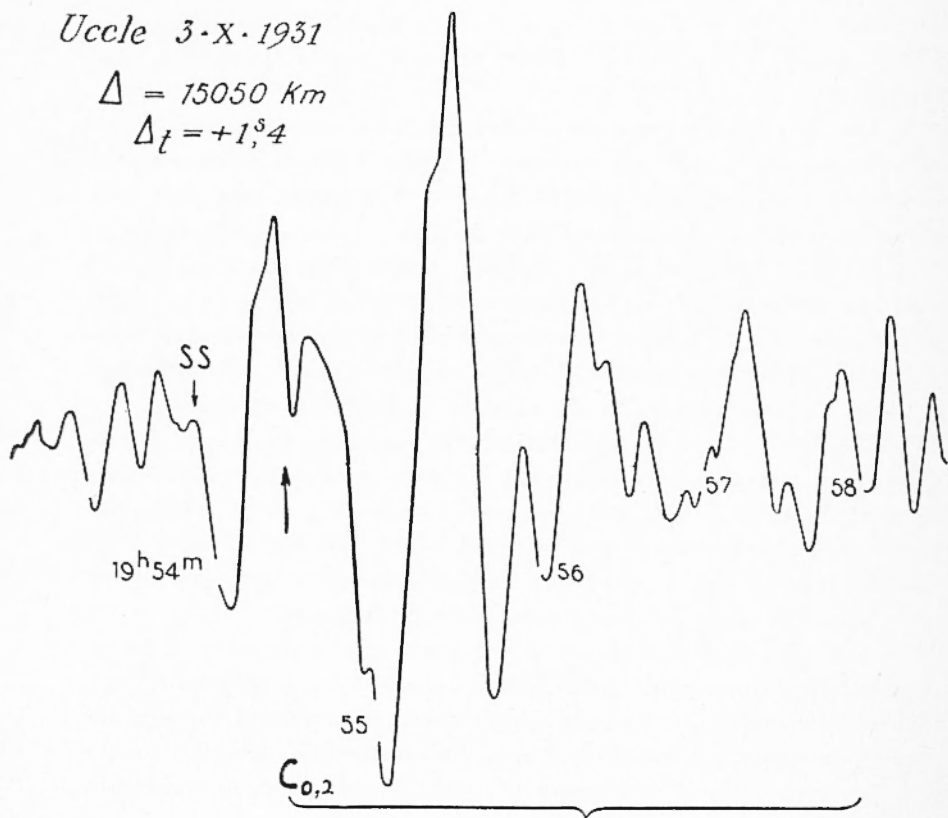


Fig. 3 - Esempi di onde $C_{0,1}$, $C_{0,2}$ destate da onde S e SS rispettivamente, alla base della crosta terrestre (riduzione 7/10).

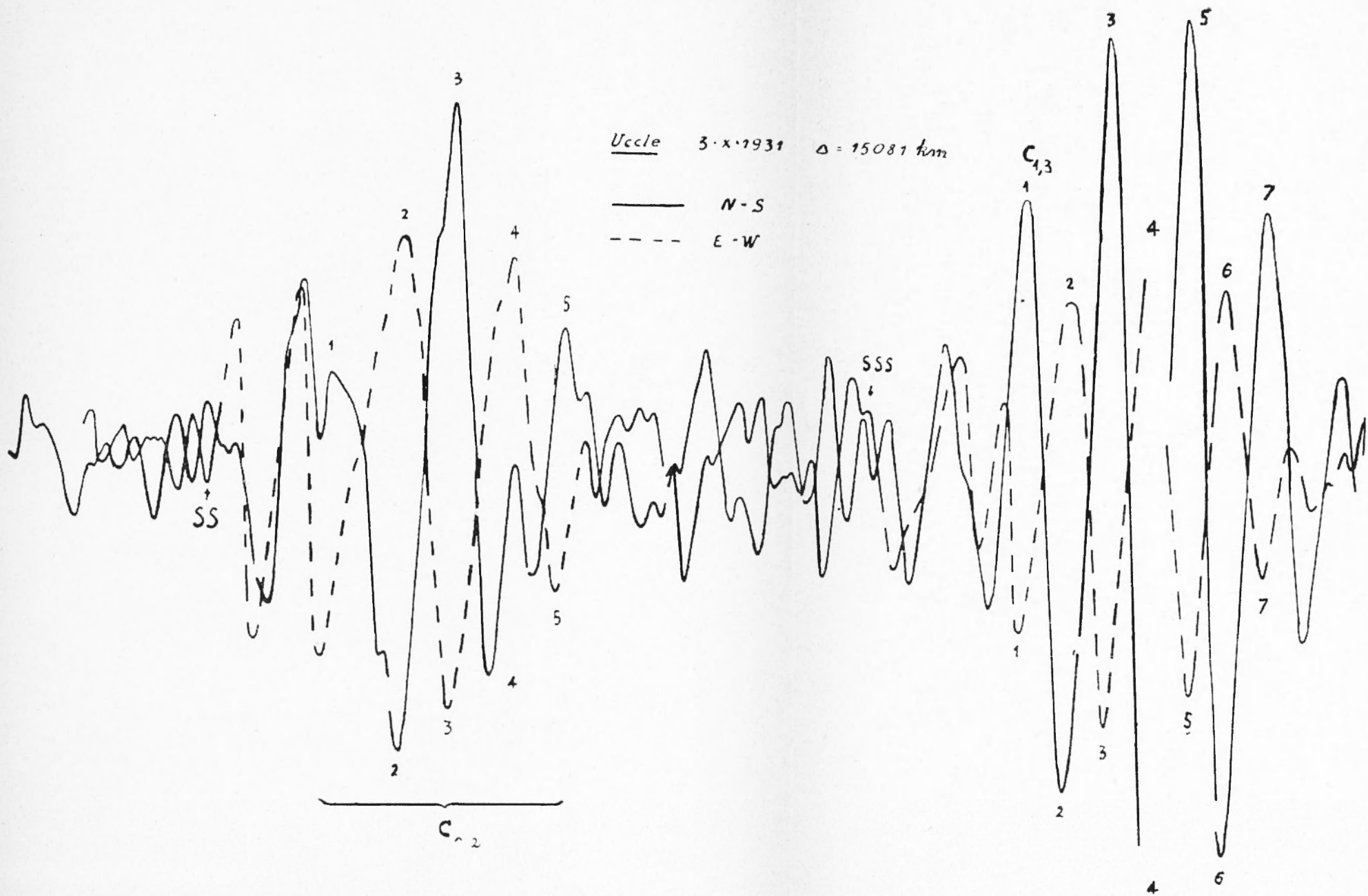


Fig. 6 - Mentre le SS, SSS si presentano come onde di tipo SHL, con l'insorgere delle $C_{2,2}$ e delle $C_{4,3}$ ad esse associate, le oscillazioni si verificano nel piano principale, così da permettere la determinazione della direzione di provenienza del terremoto (isole Salomone; riduzione 9/10).

cipali delle ellissi sono più o meno inclinati, in un senso o nell'altro, rispetto alla superficie esterna della Terra. Ciò potrebbe spiegarsi con l'inclinazione, rispetto a detta superficie, delle superficie interne di discontinuità, in corrispondenza delle quali le onde $C_{i,j}$ hanno origine.

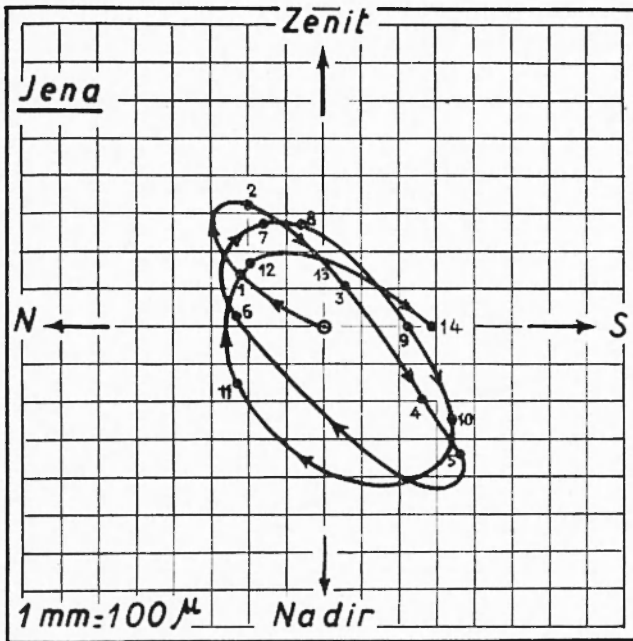


Fig. 7 - Ricostruzione moto particella nello spazio (con comp. NS — prevalente — e verticale): le ellissi tendono ad allungarsi; pur essendo inclinate, l'asse principale conserva direzione pressoché invariata (terremoto 4-XI-1952).

4. — Abbiamo provato che le onde $C_{i,j}$ non possono derivare che dalla riflessione delle onde SV , quando incidono alla base delle stratificazioni della crosta terrestre sotto angoli maggiori o uguali all'angolo critico, che porta alla scomparsa dell'onda longitudinale corrispondente.

Il caso di riflessione totale per oscillazioni trasversali nel piano d'incidenza (SV) era stato considerato di difficile soluzione. Nel caso di incidenza alla superficie esterna della Terra (che comporta l'annullarsi della densità nel secondo mezzo), nella superficie limite hanno origine onde di tipo superficiale. Le particelle superficiali descrivono,

in questo caso, delle ellissi, e se i rappresenta l'angolo d'incidenza delle onde trasversali, si ha

$$\operatorname{tang} i = - \frac{\operatorname{tang} 2i}{\cos i} \sqrt{\sin^2 i - \left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2},$$

dove V_1, V_2 rappresentano le velocità di propagazione delle onde longitudinali e trasversali nel mezzo sottostante.

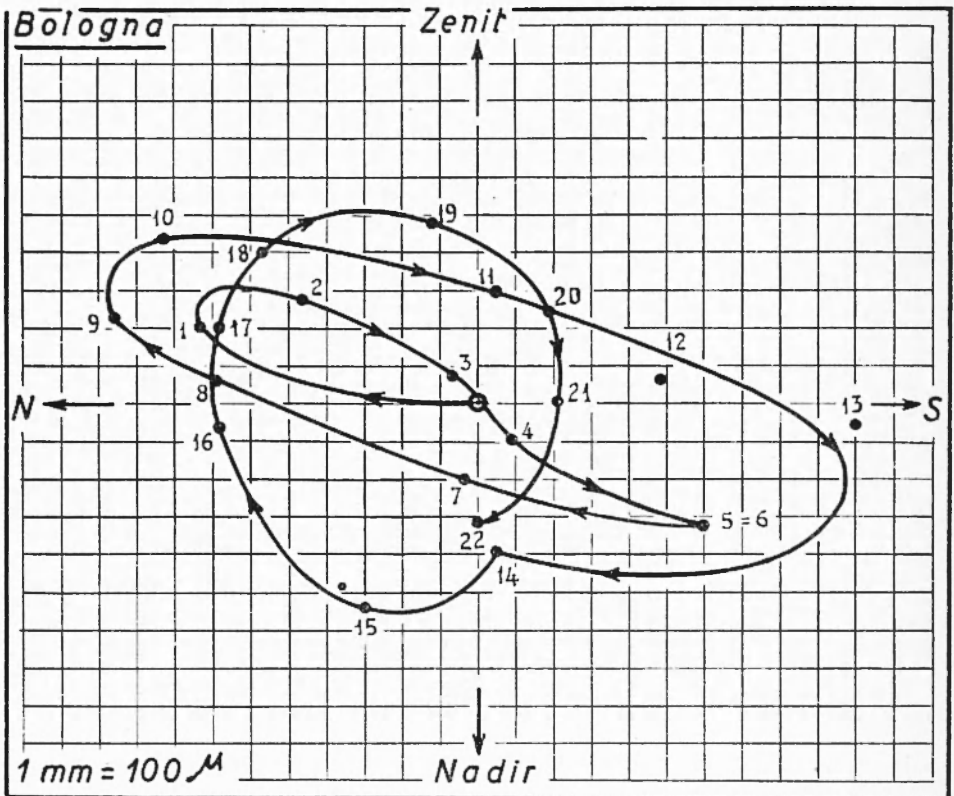


Fig. 8 - Ricostruzione per punti, analoga a quella ottenuta per Jena. Le ellissi perdono di eccentricità, mentre gli assi mutano sensibilmente di direzione (forse in relazione con il variare della giacitura della superficie base dello strato intermedio).

Consideriamo il problema sotto un altro aspetto.

Quando $\sin i$ supera V_2/V_1 , l'onda di condensazione sparisce come onda progressiva di costituzione ordinaria. Per soddisfare le condizioni all'intersuperficie (secondo mezzo vuoto od aria), bisogna introdurre un'onda *evanescente*. Su ciò tutte le teorie concordano.

Il calcolo mostra che l'onda riflessa trasversale non è più in fase con l'onda incidente.

Introduciamo gli imaginari ed indichiamo con M , Ψ rispettivamente le grandezze riferite alle onde trasversali e longitudinali. Possiamo scrivere

$$M_1 = e^i[\omega t - (\alpha x + \gamma z)] + \varphi_1 e^{i\delta} \cdot e^i[\omega t - (\alpha x + \gamma z)],$$

$$\Psi_1 = \psi_1 e^{i\mu} e^{\gamma_1 z} e^i[\omega t - \alpha x],$$

δ e μ essendo gli *anticipi* di fase dei movimenti riflessi.

L'onda *evanescente* si compone di due movimenti, sfasati di $\pi/2$, della forma

$$\psi_1 = e^{\gamma_1 z} \sin(\omega t - \alpha x);$$

$$u = \frac{\partial \psi_1}{\partial x} = -\alpha e^{\gamma_1 z} \cos(\omega t - \alpha x); \quad w = \frac{\partial \psi_1}{\partial z} = \gamma_1 e^{\gamma_1 z} \sin(\omega t - \alpha x),$$

u e w essendo le componenti orizzontale e verticale del movimento.

Il movimento è pertanto ancora una volta *ellittico*; e gli assi dell'ellisse sono paralleli agli assi coordinati.

L'onda evanescente si propaga parallelamente a Ox , se è consentito, in questo caso, parlare di propagazione. Essa è smorzata secondo Oz .

Si prova inoltre che, nel caso in esame, si ha *riflessione totale*, nel senso che l'onda riflessa contiene tutta l'energia dell'onda incidente.

Si ha quindi l'esistenza paradossale d'un'onda evanescente perfettamente definita, che d'altronde non assorbe energia.

È, in un certo senso, un'onda *stazionaria* che esige energia per stabilirsi, ma non per mantenersi.

Qualche cosa di analogo ha trovato recentemente Gutenberg (4), trattando delle onde *SF* ed *SH*.

5. — Fin qui le cognizioni teoriche sulla riflessione totale, quali compaiono nelle trattazioni sulla propagazione delle onde sismiche.

A mio avviso, esse sono incomplete: o meglio, presuppongono una reazione di carattere *fisico* da parte della superficie esterna della Terra, considerata come superficie *matematica*. Evidentemente ciò non può

essere: solo un'entità fisica potrà essere veicolo di oscillazioni; e poiché nel secondo mezzo (l'aria) non può aver luogo trasmissione di energia, il caso estremo della superficie esterna non ha significato fisico, in quanto non può aversi nell'aria propagazione di onde evanescenti.

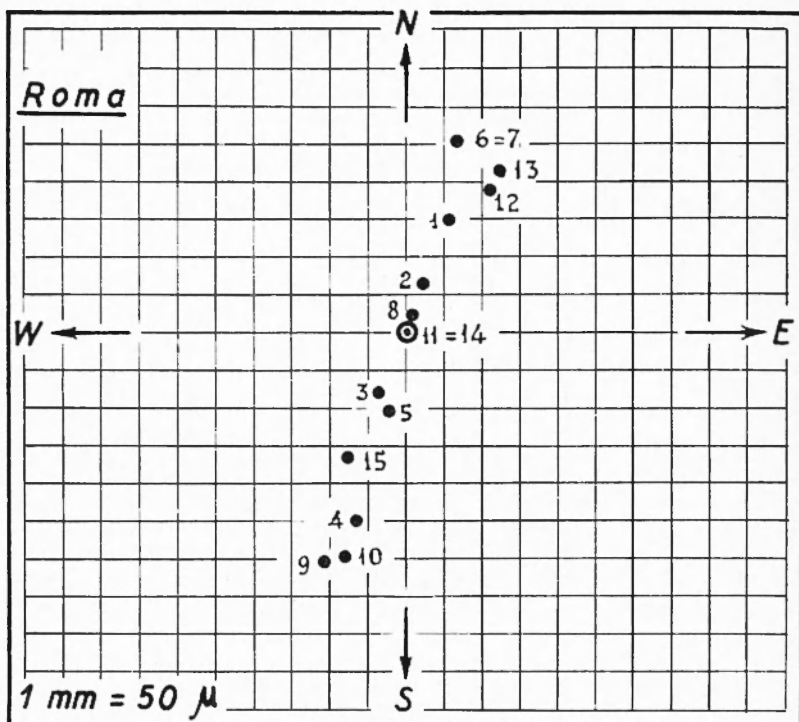


Fig. 9 - Ricostruzione per punti dell'onda C_{12} nel piano orizzontale: la media direzione così ottenuta, coincide con quella di provenienza del terremoto (4-XI-1952).

D'altronde, tale trasmissione esige, per avverarsi, di un mezzo fisicamente finito, non di spessore infinitesimale, quale può essere una superficie matematica.

Non è forse inutile richiamare qui l'analogo fenomeno che si verifica nella propagazione della luce. Anche in questo caso, la teoria prevede l'uso di quantità complesse. La parte reale della funzione rappresentante le vibrazioni nel secondo mezzo assume la forma (7)

$$R = A' e^{-\pi z} \cos \left[\omega \left(t - \frac{x \sin i}{v} \right) - \varphi \right],$$

dove $m = \sqrt{\sin^2 i - n^2} / v$, essendo n l'indice di rifrazione e v la velocità della luce nel 1° mezzo; A' è quantità reale e φ la differenza di fase.

Esistono quindi nel secondo mezzo delle vibrazioni i cui piani d'onda sono i piani $x = C.t$, e la cui ampiezza è proporzionale a

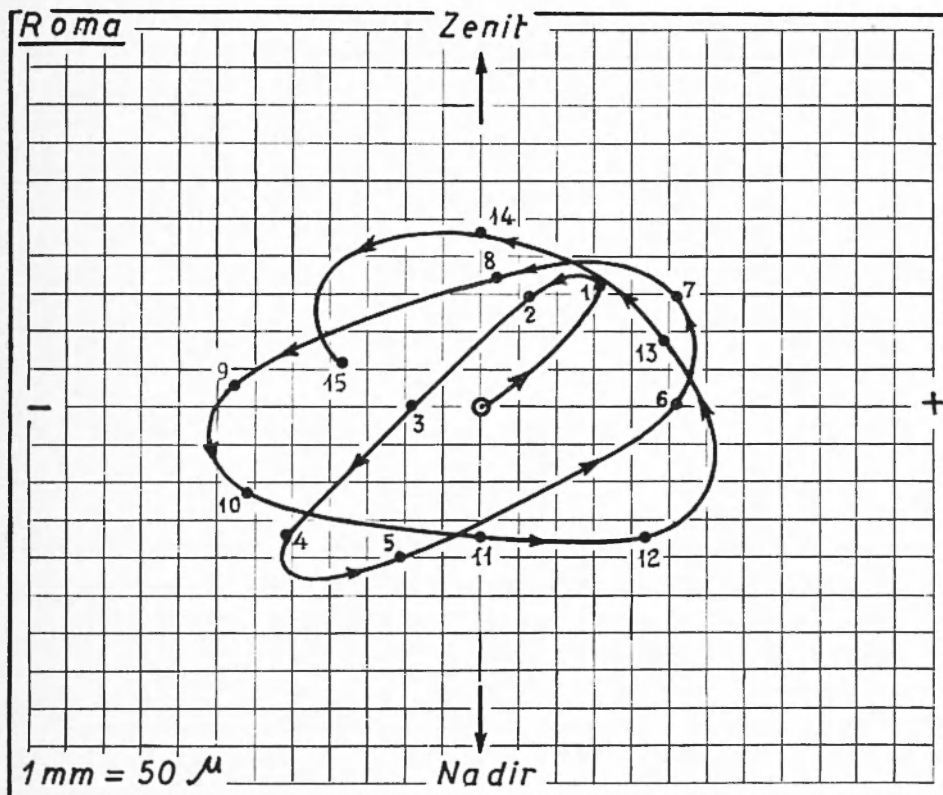


Fig. 10 - Ricostruzione nello spazio della stessa onda $C_{1,2}$ di cui alla fig. 9. Anche qui le ellissi vanno successivamente allargandosi e i relativi assi maggiori mutano di direzione (v. fig. 8).

e^{-mz} . La quantità m è dell'ordine di $\frac{\omega}{v} = \frac{2\pi}{\lambda}$; il secondo mezzo corrisponde ai valori positivi di z : quando z è dell'ordine di qualche lunghezza d'onda, l'ampiezza diviene estremamente piccola: si hanno le così dette *onde evanescenti*, impossibili a percepire in un'esperienza ordinaria. Per provarne la reale esistenza, ci si può servire di un dispositivo analogo a quello degli anelli di Newton, con due prismi a

riflessione totale, la faccia ad ipotenusa d'uno dei quali con superficie leggermente convessa (fig. 11). L'esperienza mostra che attorno al punto di contatto O esiste tutta una regione per la quale la trasmissione è completa, a contatto ottico assicurato, nonostante la pellicola d'aria. Questa regione circolare è circondata da un anello, rossastro per trasmissione e bluastro per riflessione: la *pellicola d'aria vi esiste certamente, ma è troppo sottile per permettere la riflessione totale*, soprattutto per la luce rossa, per la quale il suo spessore corrisponde a un minor numero di lunghezze d'onda.

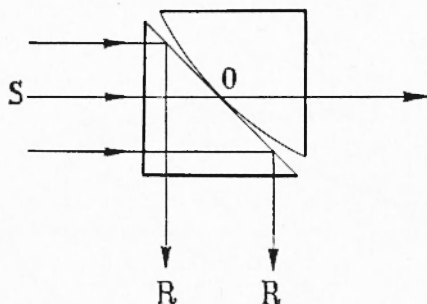


Fig. 11

Questa esperienza mostra che la riflessione non può essere totale che se il secondo mezzo non è troppo sottile: *il fenomeno della riflessione totale nella luce esige uno spessore finito del mezzo meno rifrangente.*

Nel nostro caso il secondo mezzo dovrebbe essere l'aria: un mezzo comunque che non può elasticamente reagire. D'altronde, nemmeno la superficie esterna della Terra, come superficie matematica, potrebbe — come accade per la luce — provocare la formazione di onde evanescenti. Ecco perché la formazione di onde evanescenti si verifica quando il raggio incidente raggiunge l'angolo limite alla base della crosta terrestre o nelle due superficie interne di discontinuità: lo spessore della crosta o delle stratificazioni superiori, viene a soddisfare l'esigenza di uno spessore finito del mezzo in cui si deve verificare la propagazione di onde evanescenti.

È quindi in corrispondenza delle superficie interne di discontinuità della crosta che l'angolo critico deve essere raggiunto dalle onde incidenti e la teoria deve tener conto di questo fatto, dando un valore finito (il suo valore) alla densità del 2° mezzo. Ciò è pure avvalorato

dalla pluralità delle onde $C_{i,j}$ (fig. 1), pluralità che non avrebbe senso, se esse originassero in corrispondenza della superficie esterna della Terra.

Ritornando al caso della luce, è noto che le onde evanescenti furono effettivamente osservate da Beauvais, nel 1932. Non solo, ma fu altresì possibile ottenere delle onde stazionarie corrispondenti all'interferenza di onde evanescenti, che si propagano nei due sensi dell'asse delle x e verificare infine che la velocità di propagazione, lungo la superficie di separazione, è proprio $v/\sin i$, come vuole la teoria (v essendo la velocità nel primo mezzo).

Le $C_{i,j}$ hanno tutte le caratteristiche delle onde evanescenti: per la loro origine, per i loro periodi — che le fanno vere e proprie onde superficiali —, per il moto ellittico che imprimono alle particelle solide da loro raggiunte. Ma c'è di più. Come nel caso della luce, anche per le $C_{i,j}$ è possibile individuare treni d'onde stazionarie, che nascono dall'interferenza di onde evanescenti propagantisi nei due sensi. Potrei citare numerosi esempi chiarissimi. Bastino quelli riportati nelle figg. Ora, fatti i calcoli sui due rami delle $C_{i,j}$ ($C_{1,1}$; $C_{1,2}$), corrispondenti al terremoto del Turkestan del 2 Novembre 1946, si trova ⁽⁶⁾ che queste onde si propagano lungo l'inter-superficie con la velocità dell'ordine di 7,5 Km/sec, che è all'incirca la velocità che ci si deve aspettare alla base dello strato intermedio per tali onde, giusta la relazione $v/\sin i$. Si può osservare che l'angolo i varia con la distanza; però, la formazione di onde evanescenti si verifica per variazioni di i_0 entro limiti ristretti (4 — 5 gradi ca).

6. — Che molte delle caratteristiche delle $C_{i,j}$ siano proprie delle onde superficiali è provato da altri fatti. Intanto, il loro aspetto formale è quello delle onde costituenti la fase massima: sovente, i sismogrammi contenenti onde $C_{i,j}$ hanno queste onde come fasi più appariscenti. In ogni caso, la loro ampiezza è notevolmente maggiore di quella delle onde S , SS , PS , dall'urto delle quali esse hanno origine. I terremoti citati hanno dato esempi molto chiari al riguardo.

Vediamone qualcuno, relativo al terremoto del 4-III-1952 (Giappone).

A Uppsala (distanza epicentrale 7645 Km.) l'onda S (registrata con particolare ampiezza) ha determinato uno spostamento dell'ordine di 400 μ circa; la corrispondente onda $C_{0,1}$ — avente un periodo di 50° ca. — è di ampiezza invalutabile, perché molto perturbata:

ad ogni, modo, molto maggiore di quella delle *S*. Le *SS* hanno provocato spostamenti di pochi μ , mentre le corrispondenti $C_{1,2}$ hanno determinato spostamenti massimi del suolo dell'ordine di 1600 μ , maggiore di qualche diecina di volte di quella delle *SS* (ridotte forse a sole onde di tipo *SH*) e quadrupli di quelli relativi alle *S* (fig. 12).

La sproporzione cresce con l'aumentare della distanza e della « continentalità » della stazione sismica, cui i dati si riferiscono. Sempre per il terremoto del Giappone del 4-III-1952, a Jena (8645 Km.), Göttingen (8675 Km), Stoccarda (8965 Km) (figg. 14, 15, 17), ecc. le ampiezze delle $C_{1,2}$ sono, in media, da 30 a 50 volte maggiori delle corrispondenti onde *S* e, più ancora, delle *SS*.

Il rapporto ha valori analoghi per le stazioni italiane (da Bologna - 9280 Km - a Messina - 9645 Km) (fig. 19).

Anche il terremoto del Kamciatka del 4-XI-1952 ha dato numerosissime registrazioni in questo senso: per tragitti continentali, da Uppsala (7080 Km) a Messina (9355 Km) l'ampiezza delle onde $C_{0,1}$ e $C_{1,2}$ è sempre di qualche diecina di volte maggiore di quella delle onde *S* e *SS* dalle quali derivano (figg. 21, 26).

Circa i periodi, quelli delle $C_{0,1}$ sono dell'ordine di 50^s e risultano 7-8 volte maggiori di quelli delle corrispondenti *S* (o *PS*) da cui derivano. I periodi delle $C_{1,2}$ — dell'ordine di 35^s — sono, in media, 5 volte più grandi di quelli delle corrispondenti *SS*. Si osserva una sensibile azione di dispersione da parte del mezzo: così le $C_{1,2}$ da un valore di 32^sca. per distanze dell'ordine di 7000 Km (Uppsala), salgono a 36^s per distanze di 9000 Km e possono giungere a 38-40^s per distanze di 10.000 Km ca.

Ciò che è stato fin qui detto vale per tragitti continentali: a questo riguardo, osserviamo che le $C_{i,j}$ appaiono particolarmente sviluppate in corrispondenza di stazioni montane: così le stazioni svizzere, le stazioni italiane delle regioni alpine ed appenniniche forniscono esempi di onde $C_{i,j}$ particolarmente ampi, anche se fornite di strumenti a brevissimo periodo proprio.

Lo spessore della crosta sottostante ha quindi una notevole influenza sulla formazione e sullo sviluppo delle onde $C_{i,j}$, a riprova del carattere superficiale di queste ultime.

Va ancora osservato che le componenti verticali delle $C_{i,j}$ sono sempre pressoché pure, senza tracce apprezzabili di *S* o di *SS*. Ciò costituisce un'ulteriore riprova della riflessione pressoché totale delle onde trasversali di tipo *SV*, dalle quali derivano.

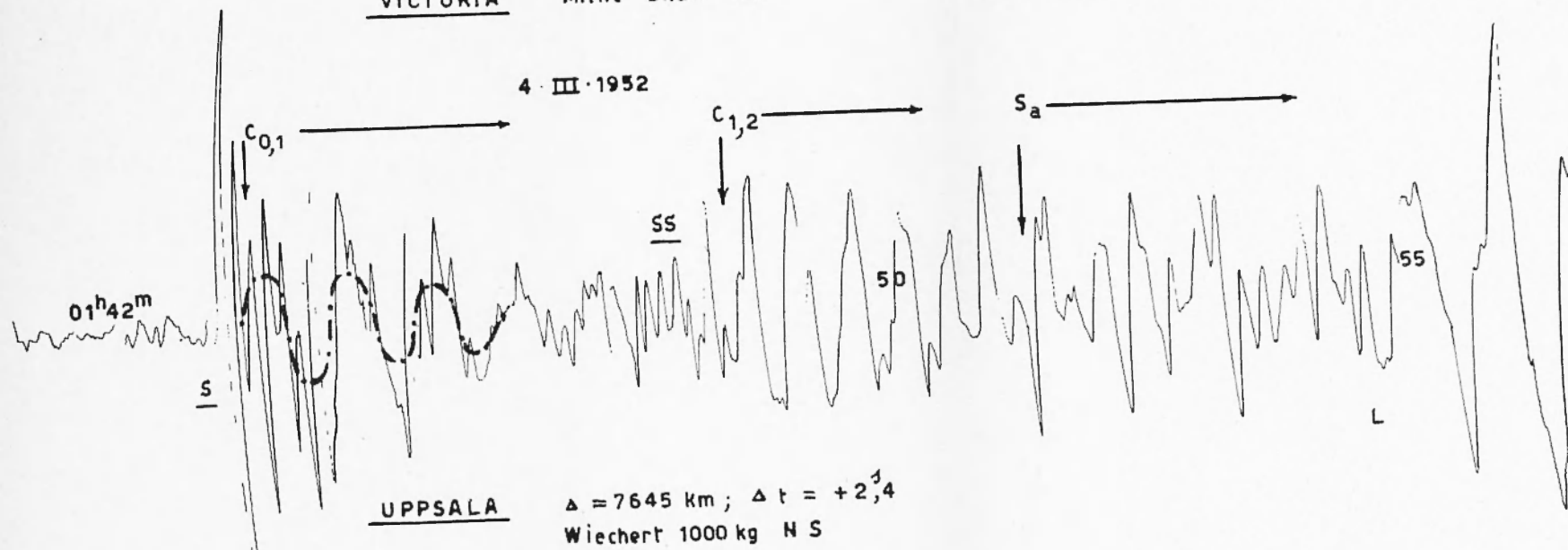
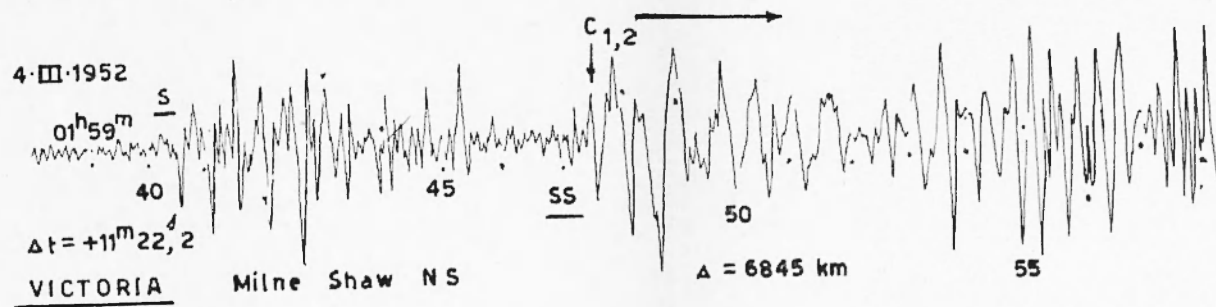


Fig. 12 - Le $C_{0,1}$, $C_{1,2}$ provocano spostamenti sensibilmente maggiori di quelli delle onde S, SS, alle quali sono associate.

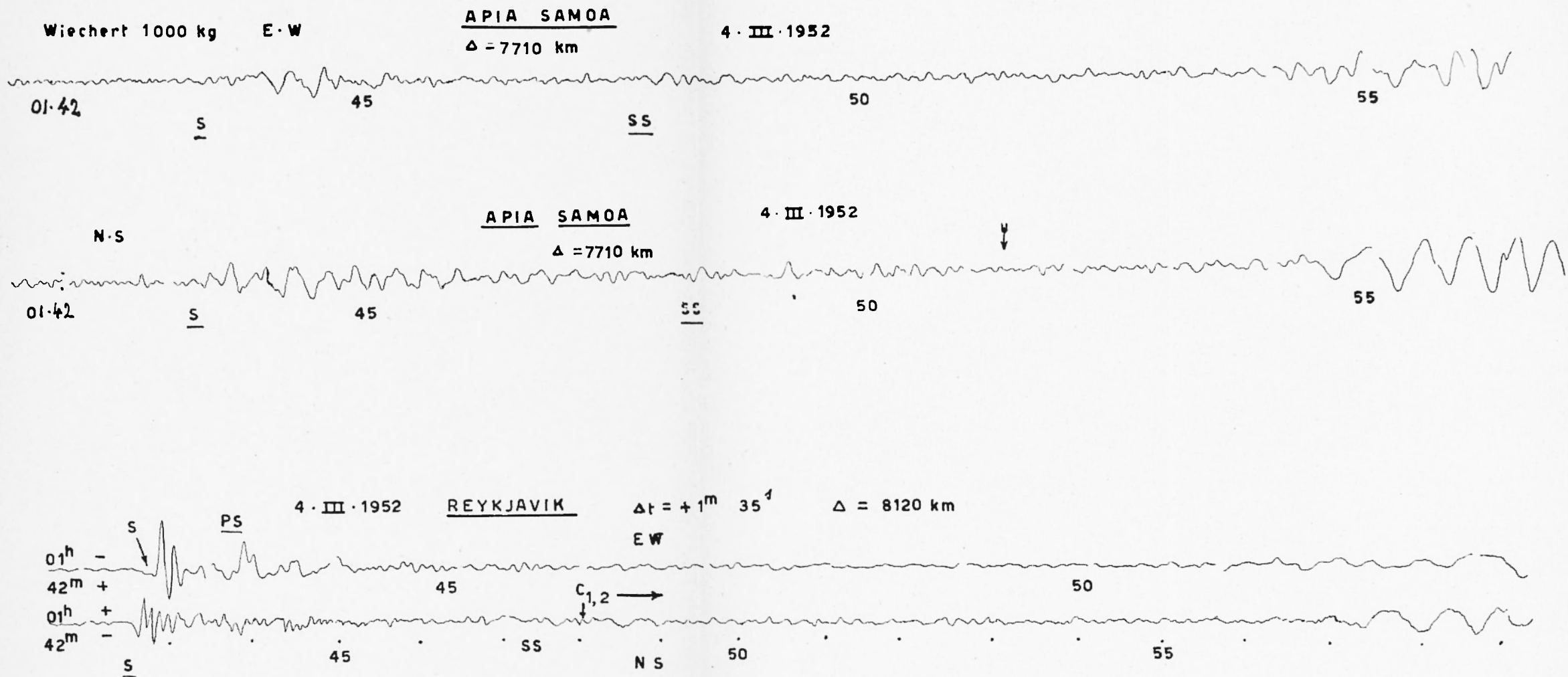


Fig. 13 - In isole oceaniche, le onde $C_{1,2}$ sono sempre di entità trascurabile (specie ad Apia Samoa); comunque, di periodo nettamente inferiore a quello che si osserva nei continenti.

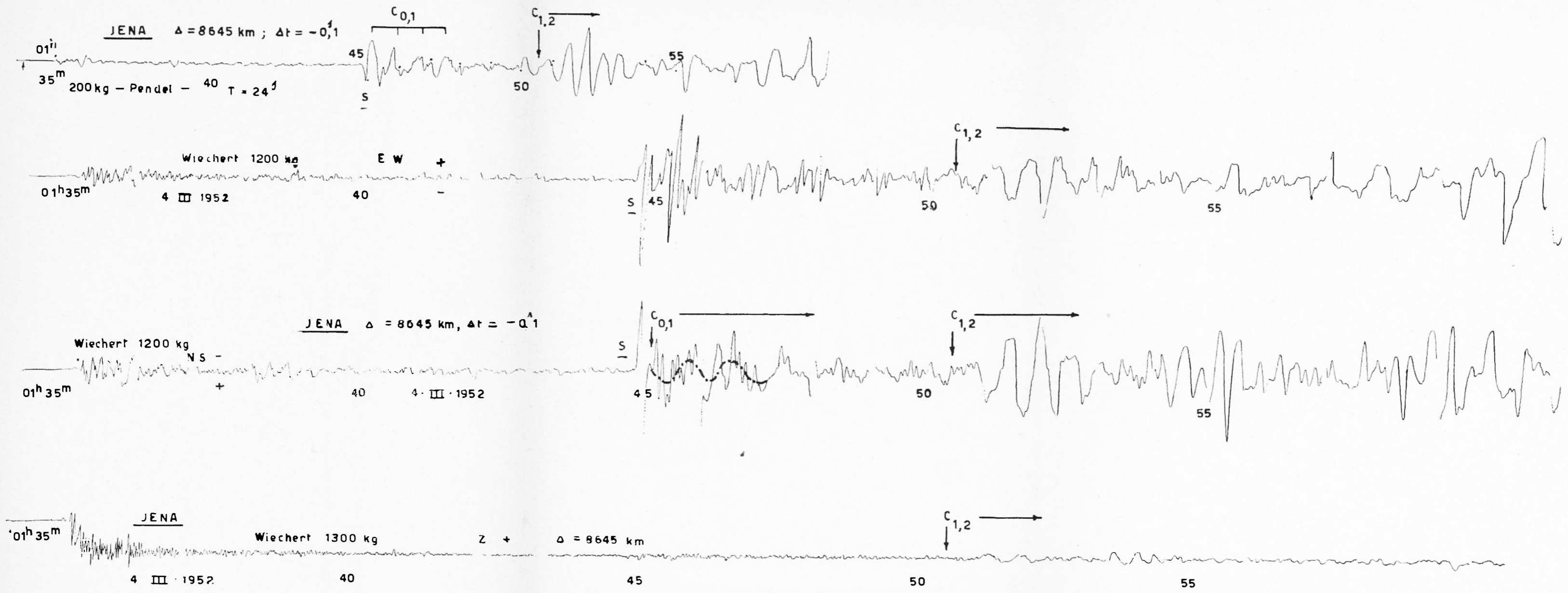


Fig. 14 - Si noti la grande ampiezza delle onde $C_{1,2}$, che hanno pure sensibile componente verticale (il sismografo verticale è a breve periodo).

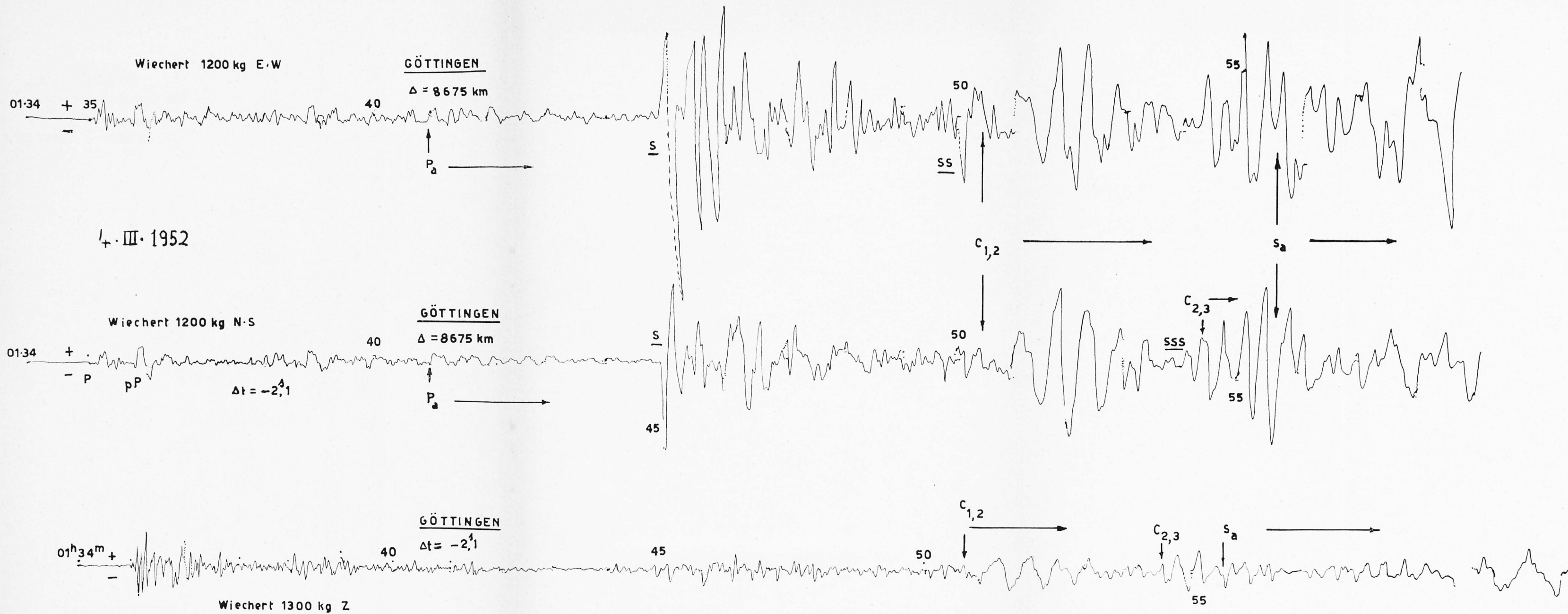


Fig. 15 - Anche a Göttingen, notevole la componente verticale delle $C_{1,2}$.

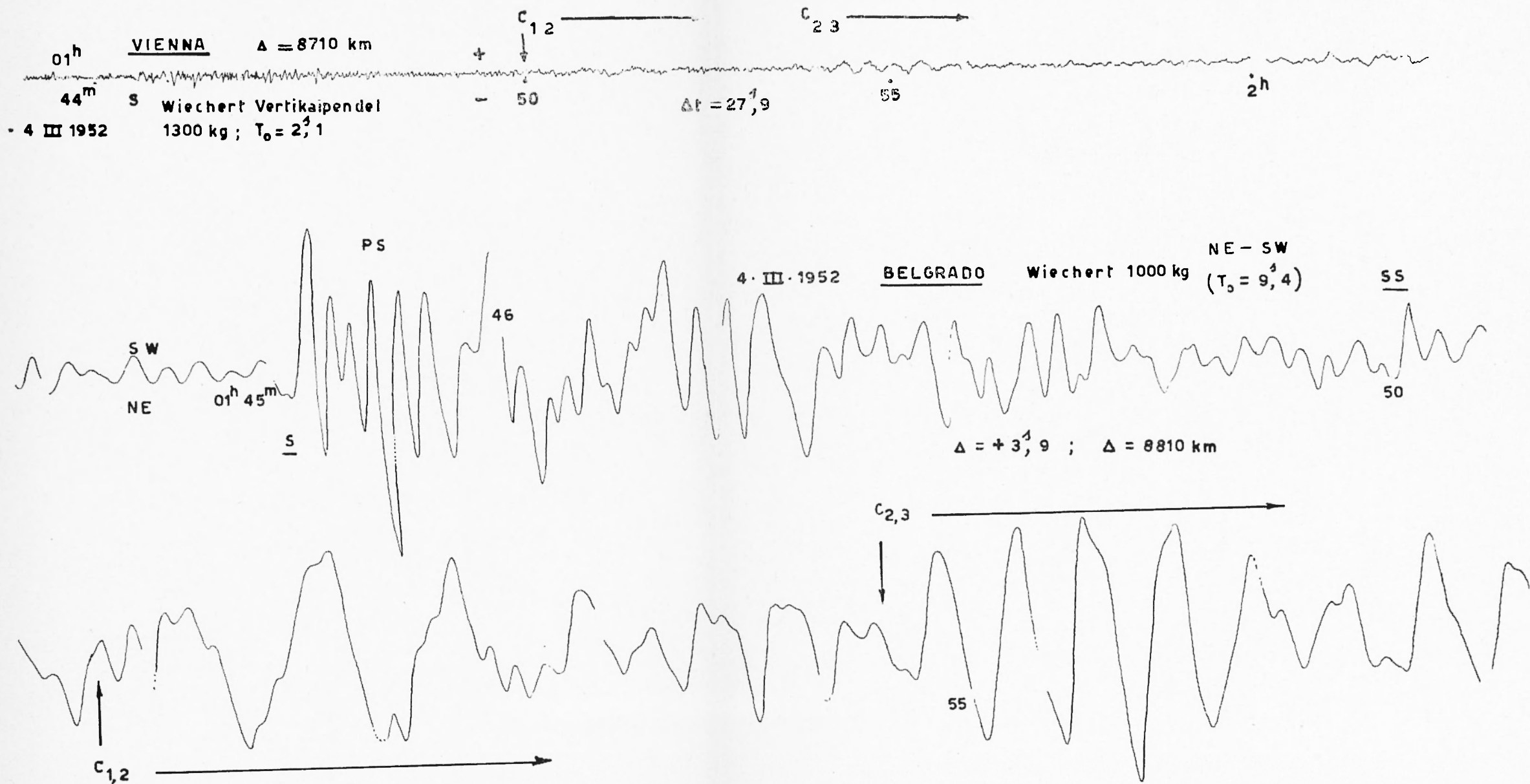


Fig. 16 - A Belgrado sono sempre di notevole ampiezza le onde $C_{1,2}$ e $C_{2,3}$.

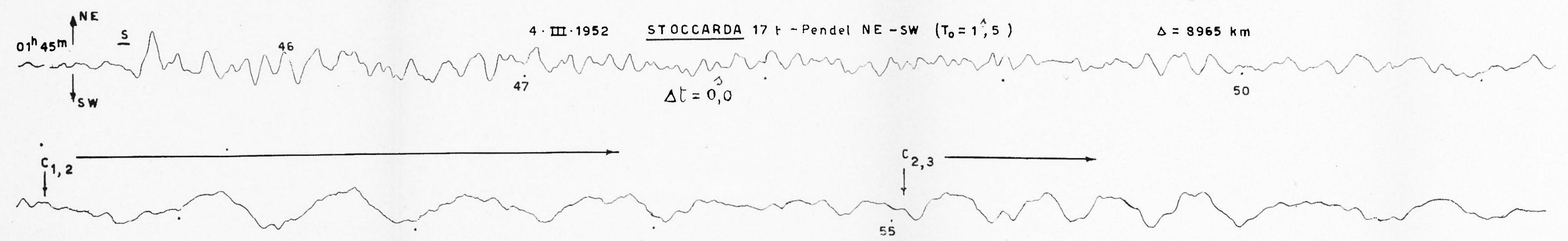
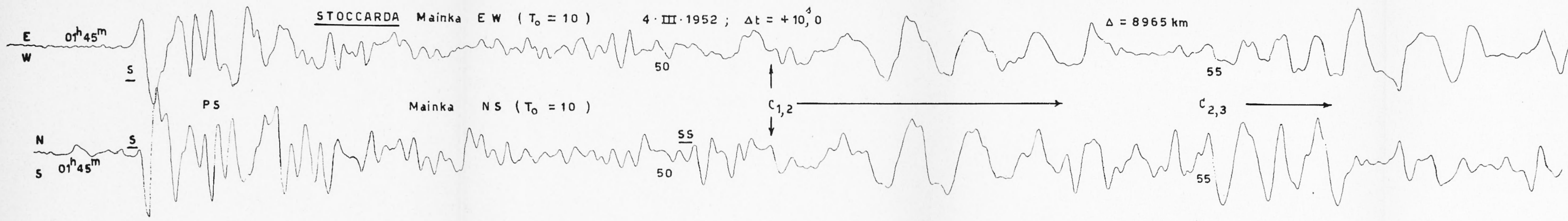


Fig. 17 - Anche a Stoccarda, come nelle altre stazioni continentali, le onde $C_{1,2}$ presentano abitualmente notevole ampiezza. Non ostante la brevità del periodo proprio della comp. NE-SW, si osservi il grande sviluppo delle $C_{2,3}$ aventi un periodo di 33" ca.

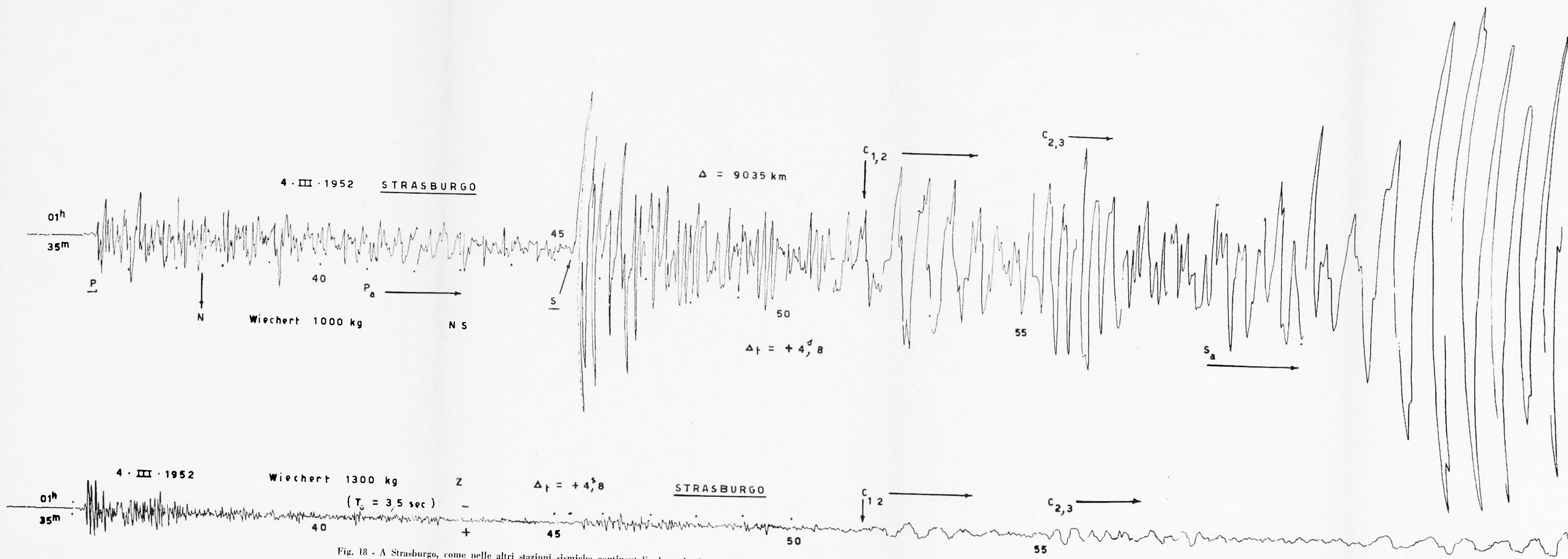


Fig. 18 - A Strasburgo, come nelle altri stazioni sismiche continentali, le onde C_{1,2} costituiscono — sia sulle componenti orizzontali che sulla verticale — le fasi più cospicue prima della fase massima.

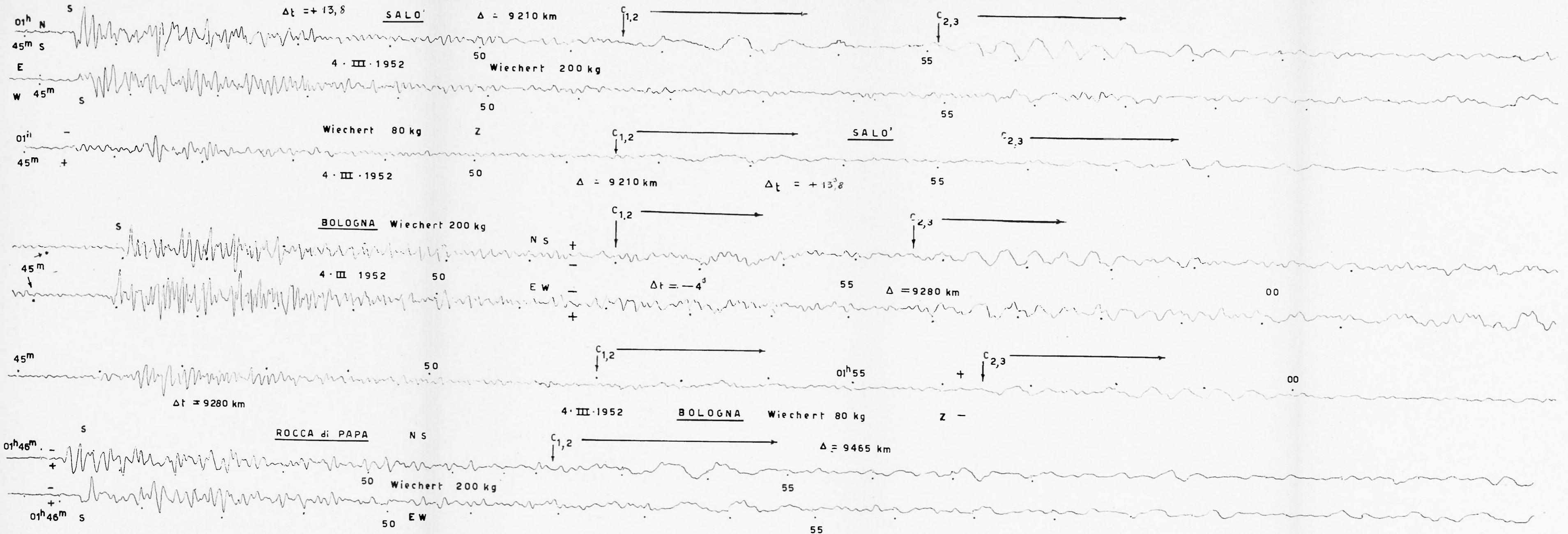


Fig. 19 - A Salò, Bologna e Rocca di Papa funzionano apparecchi Wiechert da 200 e da 80 kg, di piccolo ingrandimento proprio e di breve periodo. Ciò malgrado, le $C_{1,2}$ vi appaiono notevolmente ampie. A Rocca di Papa, quasi mancano le $C_{2,3}$ che sono invece molto ampie a Salò e a Bologna; forse a causa dello spessore molto minore dello strato del « granito ».

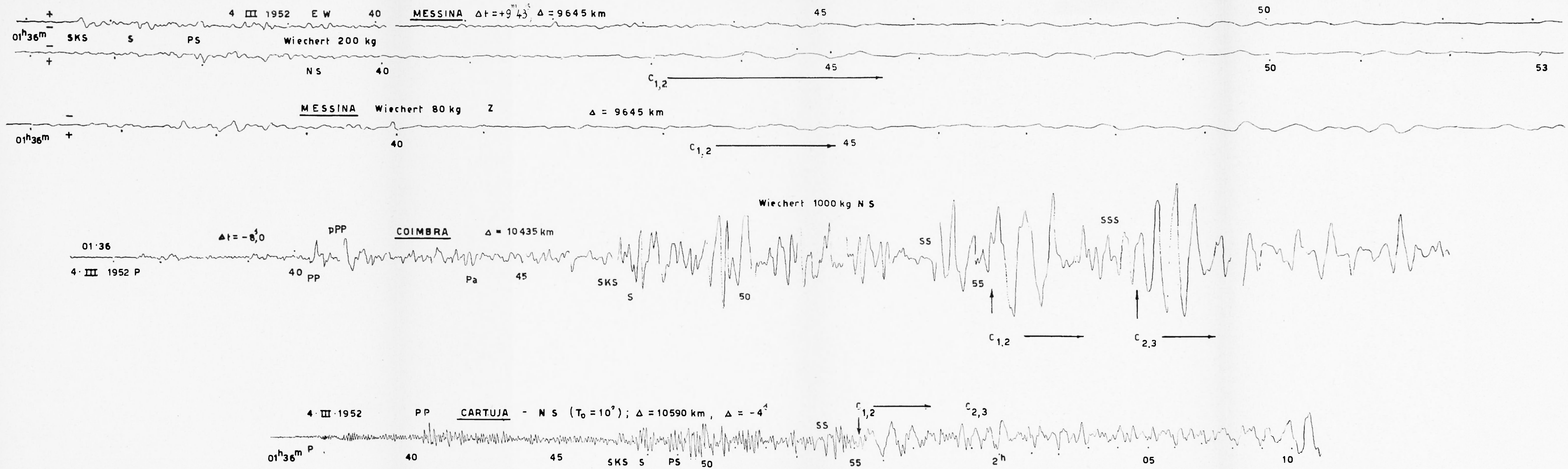


Fig. 20 - Anche ai margini del continente europeo — in Portogallo e in Spagna — le onde $C_{1,2}$ e $C_{2,3}$ (ma specialmente le prime) appaiono molto sviluppate.

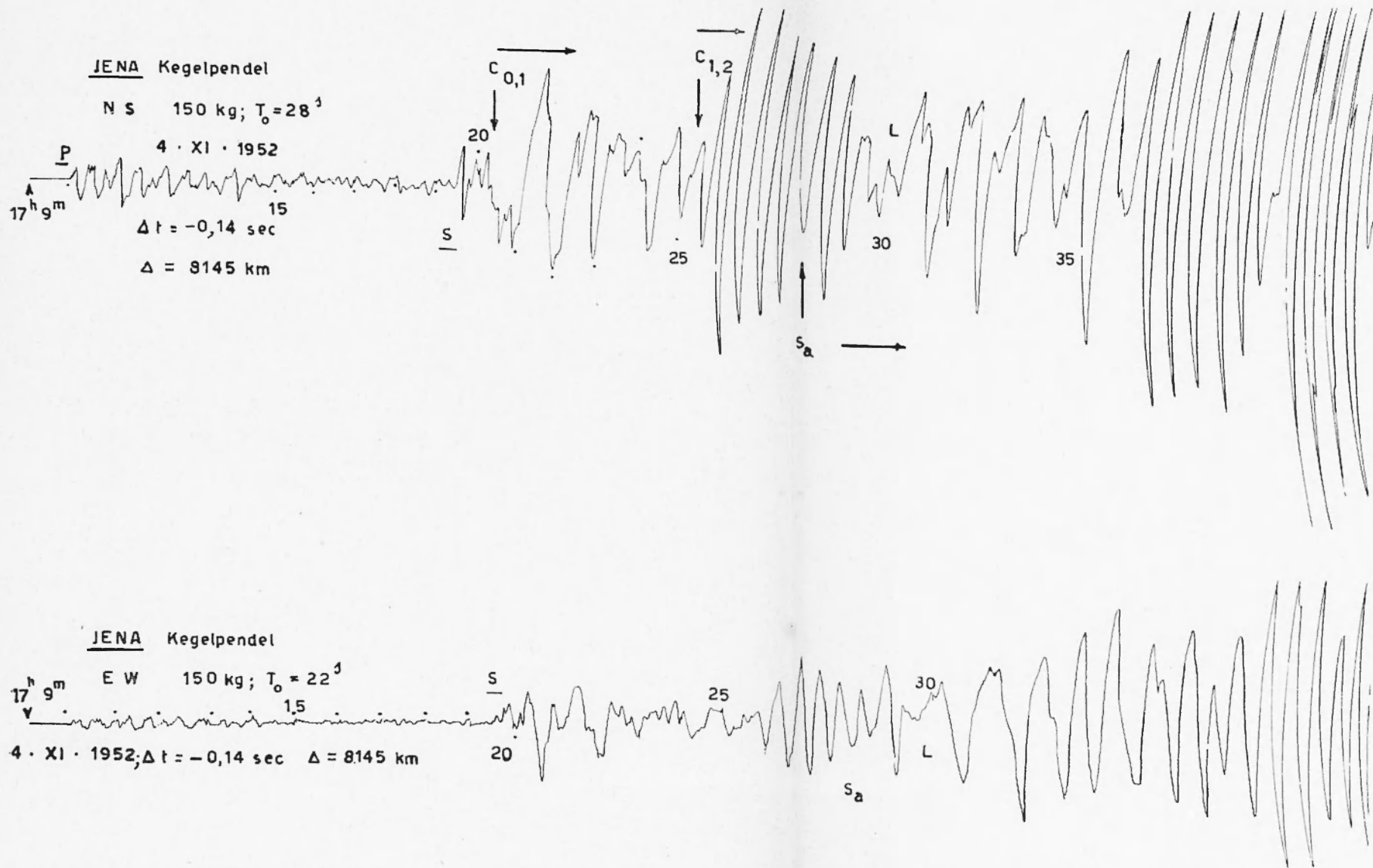


Fig. 21 - La comp. NS a lungo periodo (28 sec) — prossima alla direzione di provenienza del terremoto — ha fornito amplissime registrazioni di onde $C_{0,1}$ e $C_{1,2}$.

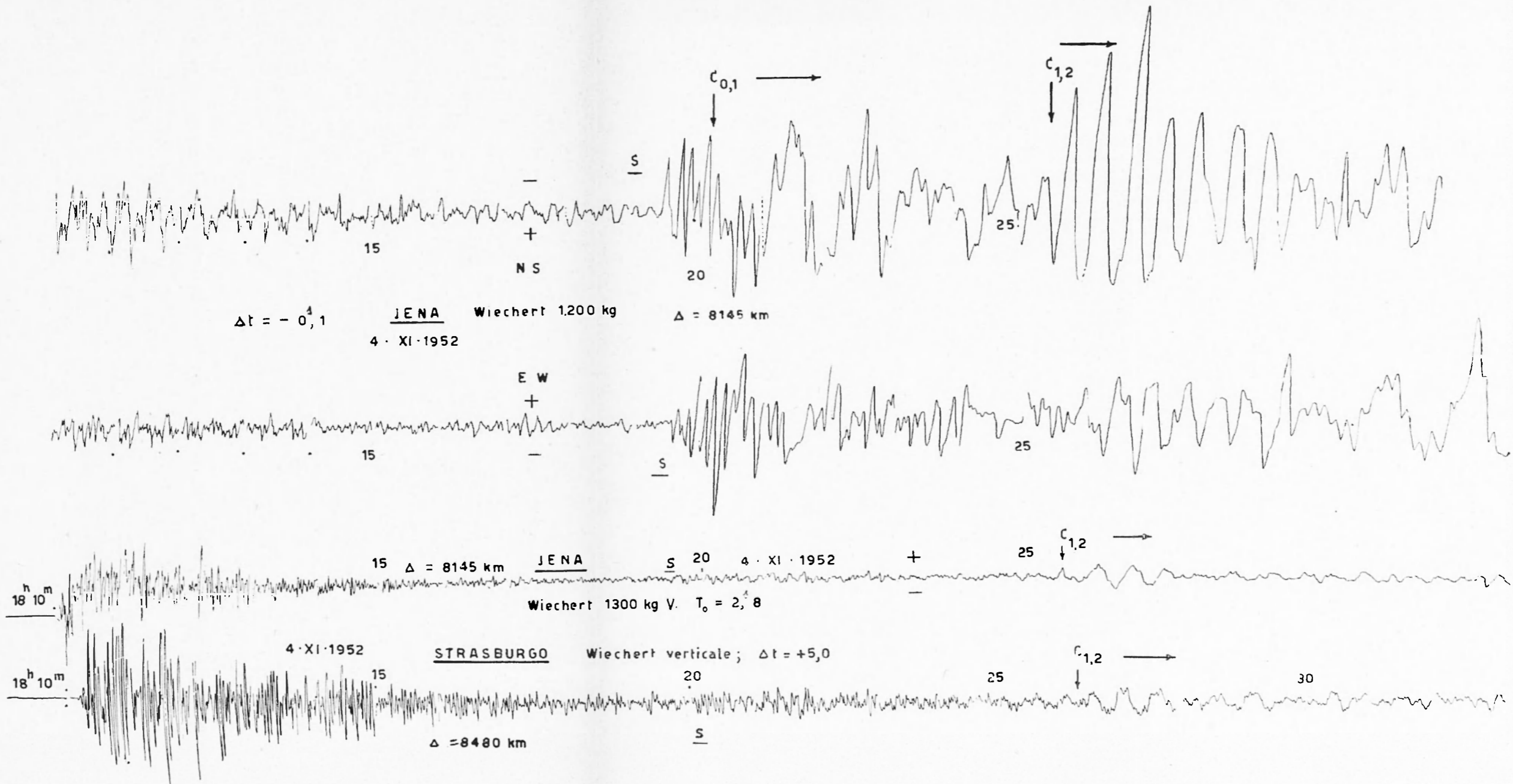


Fig. 22 - A Jena, come a Strashburgo, prevalgono nettamente (anche sulla verticale) le $C_{1,2}$. Notevole a Jena anche la $C_{0,1}$.

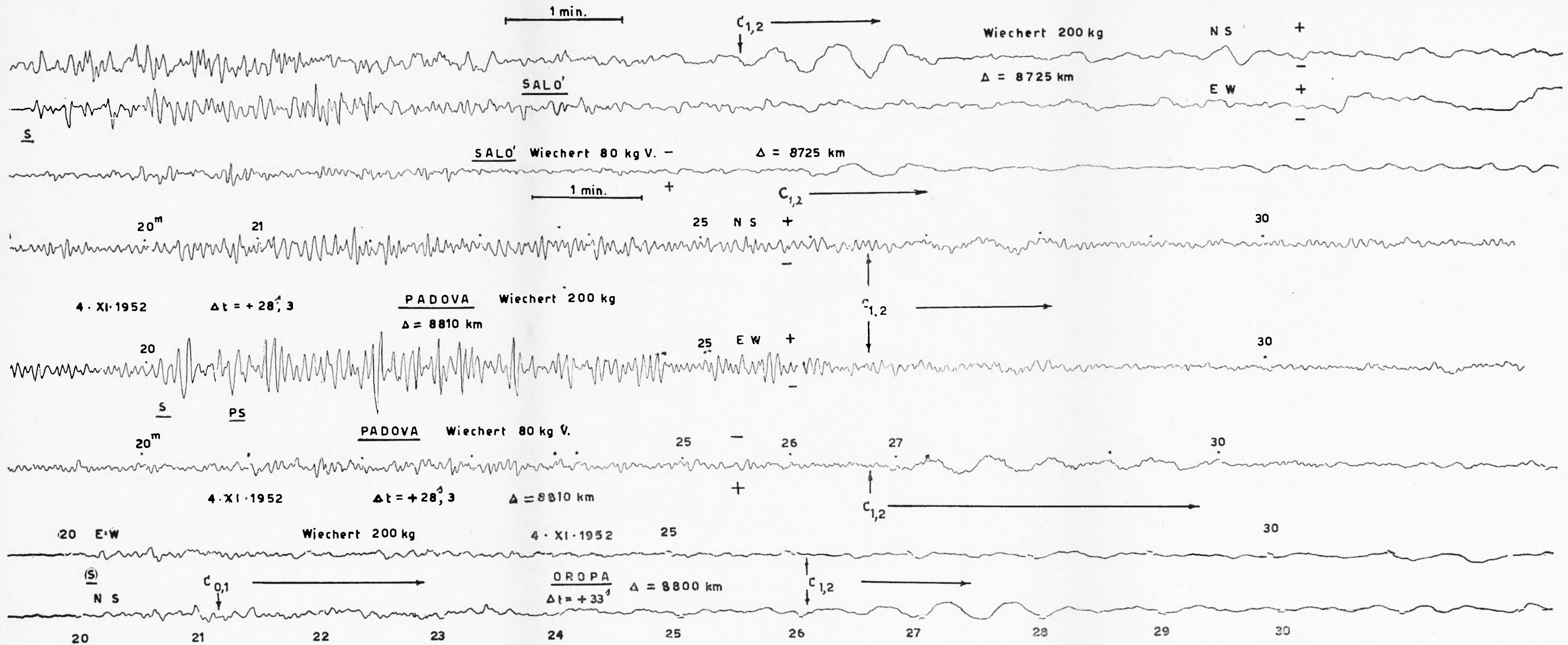


Fig. 23 - Come si è già osservato, i «Wiechert» di Salò, Oropa e Padova hanno piccolo ingrandimento proprio e breve periodo. Le onde $C_{1,2}$ vi hanno ugualmente enorme sviluppo, in relazione certamente col grande spessore delle prime due stratificazioni della crosta in corrispondenza del sistema alpino ai margini del quale (Oropa, Salò) o presso il quale (Padova) le tre stazioni si trovano. Per quanto concerne Padova, nelle sue registrazioni è pure evidente l'azione di rinforzo dei brevi periodi provocata dalla spessa coltre alluvionale della Val Padana.

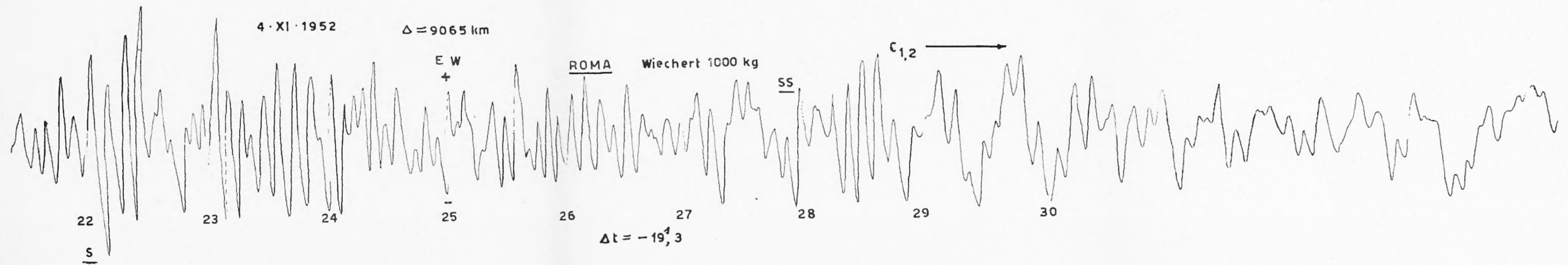
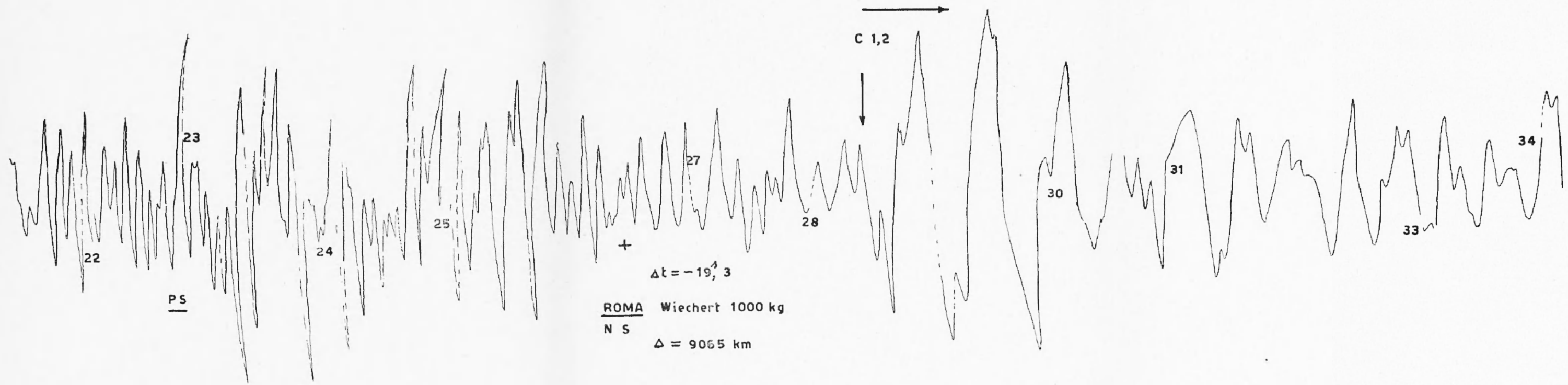


Fig. 24 - Il «Wiechert» da 1000 kg, comp. NS (più prossima alla direzione di provenienza) ha registrato un'onda $C_{1,2}$ di grande ampiezza.

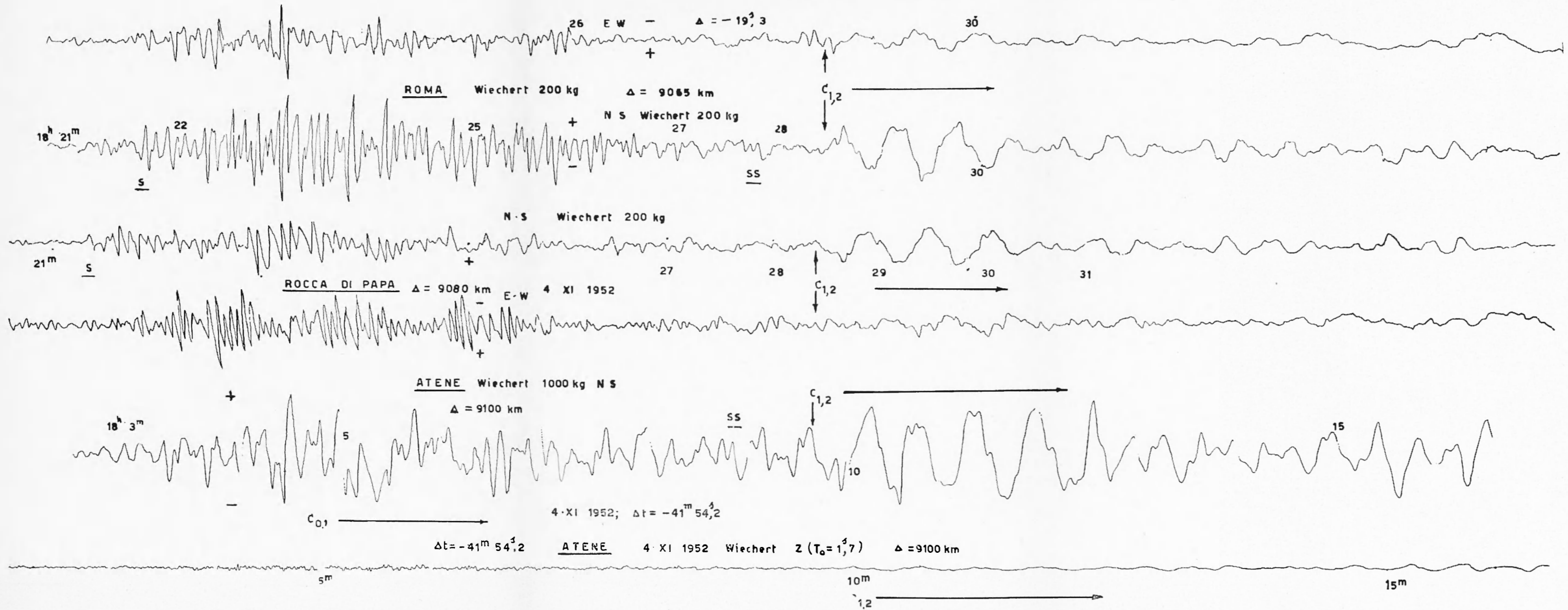


Fig. 25 - Il « Wiechert » da 200 kg di Roma ingrandisce un po' di più di quello di Rocca di Papa: le due stazioni distano una ventina di km l'una dall'altra. Si noti la grande rassomiglianza delle $C_{1,2}$ registrate nelle due località. Pure notevolissimo l'esempio di $C_{1,2}$ registrato ad Atene.

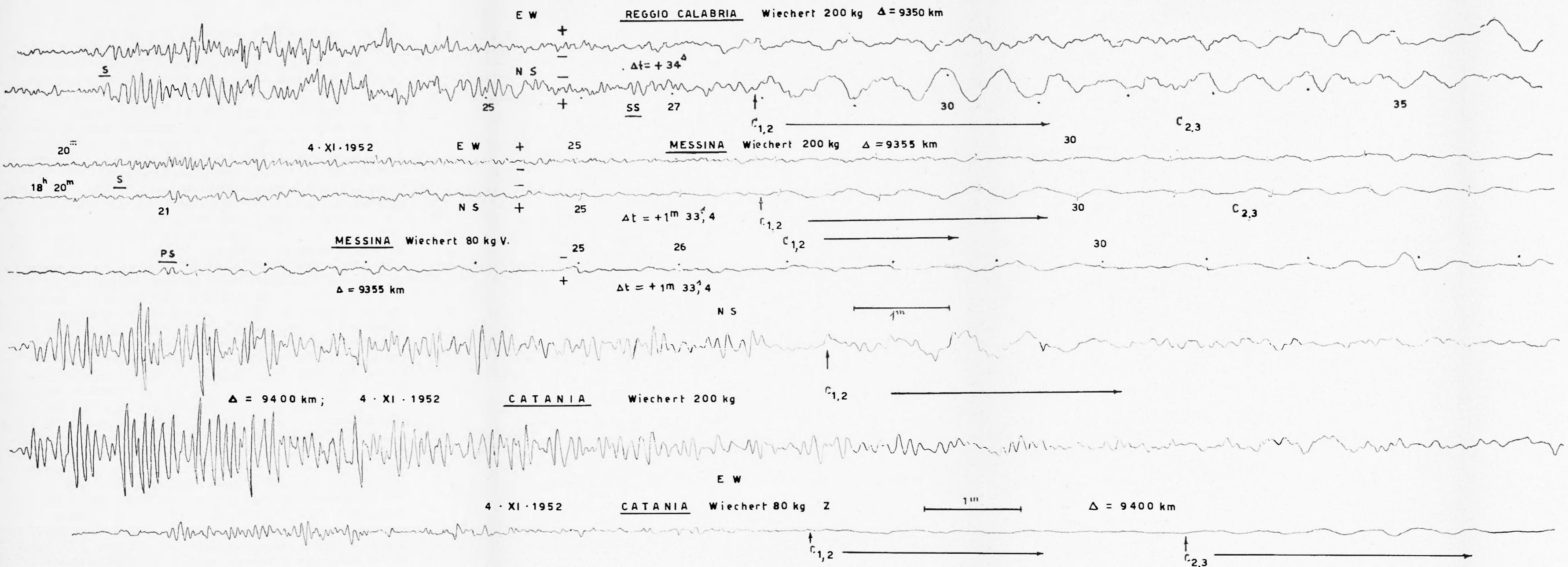


Fig. 26 - Reggio Calabria e Messina, separate dallo stretto, distano fra loro di una dozzina di chilometri soltanto: a differenza di quanto avviene a Roma e a Rocca di Papa (vedi fig. 25), la $C_{1,2}$ registrata a Reggio è di ampiezza nettamente superiore di quella ottenuta a Messina, con apparecchi di uguali caratteristiche: ciò dovrebbe testimoniare dell'esistenza di sostanziali differenze nella costituzione, non solo superficiale ma anche profonda, della crosta terrestre fra Reggio e Messina. Nella registrazione di Catania, le oscillazioni a breve periodo vengono esaltate dalla coltre lavica superficiale (Catania è caratterizzata infatti da microsismi di eccezionale ampiezza).

7. — Un aspetto delle $C_{i,j}$ presenta un interesse particolare nei riguardi della crosta terrestre e del suo spessore. A parità di altre condizioni, l'ampiezza e il periodo di queste onde sono tanto maggiori quanto più continentale è la stazione sismica che le registra. Gli esempi al riguardo sono ormai numerosi.

Le stazioni sismiche poste nelle Alpi o negli Appennini o nei pressi di questi sistemi montuosi registrano normalmente onde $C_{i,j}$ ampie e con i massimi periodi; tanto ampie da essere registrate da strumenti a brevissimo periodo (1-1,5 sec) e a piccolo ingrandimento (100-150 di ingrandimento statico) come quelli di Tolmezzo e di Pieve di Cadore nelle Alpi orientali; o da strumenti di tipo Wiechert da 200 Kg e da 80 Kg (periodi dell'ordine di 3^s; ingrandimenti dell'ordine di 150) funzionanti a Salò, Oropa, Bologna, Siena, Rocca di Papa, ecc. ai margini delle Alpi o degli Appennini.

Per quanto si riferisce al terremoto del Giappone del 4-III-1952 mentre per es. a Uppsala (7645 Km) si ebbe la registrazione di onde $C_{1,2}$ con periodo di 30-32 sec (fig. 12) ed un'ampiezza di 1400 μ ca. (contro onde S di 9^s di periodo e ampiezza di 450 μ ca) e a Budapest (8650 Km) le $C_{1,2}$ furono registrate con periodo di 36^s ca. ed un'ampiezza di 1300 μ ca (contro onde S di periodo pari a 11^s ca. e ampiezza di 400 μ ca.), a Reykjavik (fig. 13) ad una distanza intermedia (8120 Km), nell'Atlantico settentrionale, il periodo delle $C_{1,2}$ fu di soli 27^s e la loro ampiezza di neppure 200 μ , dell'ordine cioè di quella delle onde S (aventi un periodo di 6^s ca).

Se dall'Atlantico passiamo al Pacifico, il divario aumenta ancora: ad Apia Samoa p. es. (7710 Km) non si ha praticamente registrazione di onde $C_{i,j}$ (fig. 13); le onde S ed SS infatti sono seguite da onde aventi un periodo di 20^s, 18^s sec. rispettivamente e di piccola ampiezza.

I casi citati si riferiscono a distanze dello stesso ordine e a registrazioni ottenute con apparecchi dello stesso tipo (Wiechert 1000 Kg).

Anche per il terremoto del 4-XI-1952 le cose non cambiano.

Di fronte ai forti spostamenti determinati nel continente dalle onde $C_{1,2}$, legate a periodi comunque superiori ai 32^s, a Reykjavik, a distanze analoghe, non si hanno apprezzabili registrazioni di onde $C_{1,2}$, mentre a Bermuda (9655 Km) solo un Benioff « long-period » registra sensibili onde $C_{1,2}$, aventi però un periodo di soli 26^s, mentre le stesse onde, per analoghe distanze, determinano in zone continentali onde $C_{1,2}$ con periodi dell'ordine di 36-38^s.

Tali diversità rispecchiano evidentemente la diversa costituzione della crosta terrestre in corrispondenza dei continenti e degli oceani: in corrispondenza di questi ultimi infatti mancano le stratificazioni continentali e lo spessore della crosta si riduce ad un valore di 15-20 Km ca. È chiaro che sulle caratteristiche delle $C_{i,j}$, regi-

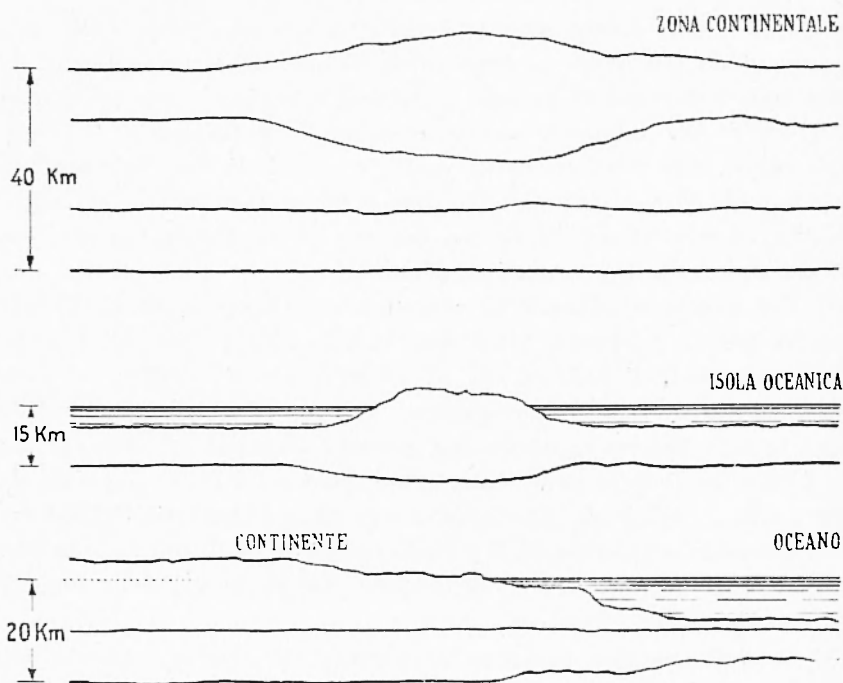


Fig. 27 - Rappresentazione schematica della crosta terrestre in zona continentale, in zona oceanica e in zona mista.

strate in isole oceaniche influisce pure l'estensione più o meno grande dello zoccolo da cui le isole stesse emergono.

L'effetto sul periodo e l'ampiezza delle $C_{i,j}$ è manifesto anche nelle zone marginali dei continenti, che non hanno apprezzabile zoccolo sottomarino, specie quando i terremoti provengono dall'alto mare. Anche qui le testimonianze sono numerose. Mi limiterò a citare quelle fornite dal terremoto del Kamciatka del 4-XI-1952 nelle stazioni sismiche della rete sud-californiana. A Tinemaha (6345 Km), Haiwee (6435 Km), Santa Barbara (6455 Km), Pasadena (6580 Km) e Riverside (6645 Km), dopo il gruppo delle onde S e PS si ha (spe-

cie sul « Torsion $0^{\circ},8$ ») la chiara registrazione dei gruppi consecutivi di onde $C_{0,1}$ — forse determinati dalla propagazione nelle due direzioni —, aventi un periodo medio variabile, da stazione a stazione, da 30 a 38^s. Per distanze dello stesso ordine, le stazioni continentali registrano onde $C_{0,1}$ con periodi fra 45^s e 50^s.

In corrispondenza della California meridionale, la crosta terrestre ha quindi uno spessore complessivo intermedio fra quello degli Oceani e quello medio continentale. In essa si riscontrano comunque due stratificazioni sovrapposte, com'è provato dalla registrazione di chiare onde $C_{1,2}$ — con periodi fra 18 e 24^s — nelle stazioni sopra citate.

Lo studio delle onde $C_{i,j}$ presenta quindi un interesse notevole anche in vista di una conoscenza più dettagliata della crosta terrestre (fig. 27).

8. — Lo studio di queste onde presenta interesse anche per la geologia regionale, specie quando si possa usufruire delle registrazioni di apparecchi dello stesso tipo e di uguali costanti strumentali funzionanti in una zona relativamente ristretta.

Una tale favorevole situazione è offerta dall'Italia. L'esistenza di apparecchi Wiechert (da 80 Kg. e da 200 Kg.) in diverse località, anche tra loro vicine, serve intanto a mettere in risalto la grande diversità delle stratificazioni superficiali da luogo a luogo (si confrontano per es. le registrazioni di Salò e di Bologna del terremoto del 4-III-1952; di Salò, Padova e Oropa, e di Reggio Calabria, Messina e Catania per il terremoto del 4-XI-1952); in generale, le stazioni poste su spessi strati alluvionali, esaltano le oscillazioni di 2-4 sec. proprie di questi strati.

Nel caso specifico delle $C_{i,j}$ però dette registrazioni presentano particolarità anche più rimarchevoli. Per limitarmi ad un esempio, si osservino le registrazioni di $C_{i,j}$ ottenute a Reggio Calabria, Messina e Catania (fig. 26). Pur essendo gli apparecchi dello stesso tipo e di uguali costanti — e le distanze epicentrali pressochè uguali — le ampiezze di registrazione risultano minime a Messina, mentre a Reggio Calabria a brevissima distanza sull'altra sponda dello stretto, l'ampiezza è eccezionalmente sensibile. È chiaro che, in questo caso, date le lunghezze d'onda in giuoco, non si tratta di diversità superficiale, ma

di disparità geologiche profonde, interessanti la crosta in tutto il suo spessore.

9. — Dato il loro lungo periodo, le onde $C_{i,j}$ vengono normalmente registrate dagli apparecchi a lungo periodo proprio. Nel caso di terremoti violenti, la loro registrazione riesce però chiara anche da parte di sismografi a brevissimo periodo.

Una cosa, ad ogni modo, appare certa: le onde $C_{i,j}$ vengono nettamente registrate solo quando il terremoto origina nella astenosfera, al di sotto della crosta terrestre.

Tutte le volte infatti che riesce chiara la registrazione delle onde $C_{i,j}$ altrettanto chiara riesce quella delle P_u , S_u proprie dell'astenosfera (¹), e viceversa.

Ciò può spiegarsi con il fatto che, nel caso di terremoti con ipocentro nella crosta terrestre, le onde dirette longitudinali e trasversali SV (alle quali si devono le $C_{i,j}$) subiscono una notevole perdita di energia passando attraverso il mezzo non omogeneo, secondo quanto è stato detto al n. 2; perdite alle quali si aggiungono quelle per riflessione, rifrazione e conduzione da parte degli strati a flessione di velocità. Ciò non si verifica naturalmente che in molto minor misura nel caso di terremoti originanti nell'astenosfera. Ecco perché, nel caso di terremoti provenienti da detta zona, la formazione delle onde $C_{i,j}$ è certa, anche quando sono all'origine di media intensità. Per tali terremoti infatti, i sismografi a lungo periodo (e particolarmente i Galitzin a lungo periodo di Roma, Uccle, De Bilt, Strasbourg e Kew, nonché i Grenet a lungo periodo di Parigi e Tamnasset) registrano sempre notevoli esempi di onde $C_{i,j}$.

Quanto è stato sopra detto, spiega perché le $C_{i,j}$ non possono normalmente registrarsi a distanze inferiori ai 2500-3000 Km.

Va ancora osservato che l'« optimum » per la creazione di dette onde si ha per angoli d'incidenza, sotto le rispettive superficie di discontinuità, che non differiscono di molto (una diecina di gradi al massimo) dall'angolo critico. Talvolta avviene però che esse si formino anche per valori dell'angolo d'incidenza delle SV sensibilmente maggiori del normale. Allora può capitare che le $C_{i,j}$, p. es. causate dalle SS , siano precedute da C_0 , che le SS stesse hanno generato alla base della crosta terrestre, nel loro tragitto verso la base dello strato intermedio (fig. 5).

RIASSUNTO

Da parecchi anni ormai (1933) è stata richiamata l'attenzione sull'esistenza di sistemi d'onde sismiche superficiali (qualifica da intendersi in senso lato), associate alle onde S, SS, SSS, . . . PS, . . . In un lavoro del 1948 ho spiegato la natura e il meccanismo di produzione di questi particolari tipi d'onde sismiche: esse sono determinate dall'urto delle onde trasversali SV (oscillanti nel piano principale) alla base delle stratificazioni costituenti la crosta terrestre, alla condizione però che l'onda SV incida sotto un angolo maggiore dell'angolo critico.

A seconda che l'angolo critico viene raggiunto alla base del granito, dello strato intermedio o della crosta terrestre, avremo onde $C_{i,j}$ di diverso periodo: in media, nel primo caso tale periodo è dell'ordine di 24^s, nel secondo di 35^s e nel terzo di 50^s. Le distanze epicentrali a cui i tre tipi accennati cominciano ad apparire sono dell'ordine di 3000 Km per le $C_{2,1}$, di 4000 Km per le $C_{1,1}$ e di 6500 per le $C_{0,1}$.

È chiaro però che onde del tipo suddetto potranno originare anche a multipli delle distanze riportate, cioè in corrispondenza delle onde SS (a cui saranno associate, rispettivamente, le $C_{2,2}$ le $C_{1,2}$ e le $C_{0,2}$) o delle SSS (con la creazione di onde $C_{2,3}$, $C_{1,3}$, $C_{0,3}$).

I periodi sopra riportati sono legati agli spessori degli strati della crosta, sovrastante i punti in cui avviene la riflessione sotto l'angolo critico.

Si prova che le onde $C_{i,j}$ sono analoghe alle onde evanescenti considerate dalla teoria, nel caso di riflessione sotto l'angolo critico. Si dimostra però che è in corrispondenza delle superficie interne di discontinuità della crosta che l'angolo critico deve essere raggiunto dalle onde incidenti; ciò è pure avvalorato dalla pluralità delle $C_{i,j}$, pluralità che non avrebbe senso, se non originassero in corrispondenza della superficie esterna della Terra.

Le $C_{i,j}$ hanno tutte le caratteristiche delle onde evanescenti per la loro origine, per i loro periodi — che le fanno vere e proprie onde superficiali —, per il moto ellittico che imprimono alle particelle solide da loro raggiunte. Ma c'è di più. Come nel caso della luce, anche per le $C_{i,j}$ è possibile individuare treni d'onde stazionarie, che nascono dall'interferenza di onde evanescenti propagantisi nei due sensi, velocità dell'ordine di quelle considerate dalla teoria.

Un aspetto delle $C_{i,j}$ presenta un interesse particolare nei riguardi della crosta terrestre e del suo spessore. A parità di altre condizioni, l'ampiezza e il periodo di queste onde sono tanto maggiori quanto più continentale è la stazione sismica che le registra.

SUMMARY

For some years now (1933) attention has been called to the existence of systems of superficial seismic waves (in a broad sense of the word) associated with the S, SS, SSS, ... PS, ... waves. In a 1948 paper I explained the nature and the production mechanism of these particular types of seismic waves: these have resulted from the collision of the transverse SV waves (oscillating in the principal plane) on the foundations of the stratifications which constitute the terrestrial crust, on the condition, however that the SV wave hits at an angle greater than the critical angle.

Depending on whether the critical angle is reached at the base of the granite of the intermediate stratum or of the earth's crust, we will have $C_{i,j}$ waves of different periods, on the average in the first case such a period is on the order of 24^s, in the second 35^s and in the third, 50^s. The epicentral distances at which the three types mentioned begin to appear are on the order of 3000 km for the $C_{2,1}$, 4000 km for the $C_{1,1}$ and 6500 for the $C_{0,1}$.

It is clear therefore that waves of the above type can take place at multiples of these distances, that is, corresponding to the SS waves (to which the $C_{2,2}$, the $C_{1,2}$ and the $C_{0,2}$ will be respectively associated) or to the SSS (with the creation of the waves $C_{2,3}$, $C_{1,3}$, and $C_{0,3}$).

The periods reported above are related to the thicknesses of the crust strata being, located above the points at which the reflection takes place at the critical angle.

It can be proved that the $C_{i,1}$ waves are analogous to the 'evanescent' waves considered by the theory, in the case of reflection at the critical angle. It is demonstrated, however, that corresponding to the inner surfaces of discontinuity of the crust, that the critical angle must be reached by the incident waves; which is further reinforced by the plurality of the $C_{i,j}$, plurality which would not make sense if these waves had originated in the outer surface of the earth.

The $C_{i,j}$ have all the characteristics of 'evanescent' waves for their origin, their periods — which make them true and proper surface

waves —, for the elliptical way they impinge on the solid particles. But there is more than this. As in the case of light waves, for the $C_{i,j}$ waves it is also possible to determine stationary wave trains, which are born from the interference of evanescent waves from two different directions, having a velocity on the order of that considered by the theory.

One aspect of these $C_{i,j}$ presents a particular interest with regard to the earth's crust and its thickness. Other conditions equal, the amplitudes and periods of these waves are the greater, the more continental the station which registers them.

BIBLIOGRAFIA

(1) CALOI P., *Sull'origine delle onde superficiali associate alle onde S, SS.* « Annali di Geofisica », I (1948).

(2) STONELEY R., *Elastic Waves at the Surface of Separation of Two Solids.* Proc. Roy. Soc., CVI (1924).

(3) SEZAWA K. e KANAI K., *The Formation of Boundary Waves at the Surface of a Discontinuity within the Earth's Crust.* Bull. E.R.I. XVI (1938) e XVIII (1939).

(4) GUTENBERG B., *SF and SH.* Trans. Am. Geoph. Union, XXXIII (1952).

Giustamente B. Gutenberg osserva che le onde, nate per urto delle SV nella crosta terrestre, non sono propriamente onde superficiali. Io infatti le ho dette di «tipo superficiale», con esclusivo riferimento ad alcune loro caratteristiche, comuni a quelle delle onde superficiali.

(5) BRUHAT A., *Optique.* Masson, Paris (1947).

(6) CALOI P., PERONACI F., *Ancora sulle onde di tipo superficiale associate alle S, SS. nel terremoto del Turkestan del 2.XI.1946.* Annali di Geofisica, II (1949).

(7) CALOI P., *L'astenosfera, come canale-guida dell'energia sismica.* Annali di Geofisica, VII (1954).