IL TERREMOTO DELLO HOKKAIDO DEL 4 MARZO 1952

ANTONINO GIRLANDA

Il 4 marzo 1952, in tutte le stazioni della rete sismica italiana, fu registrata una violentissima scossa di terremoto con inizio $01^h\,35^m\,09^s$ ca. a Tolmezzo — stazione più a Nord della rete — e $01^h\,35^m\,29^s$ ca. a Messina — stazione più a Sud della rete stessa —. A Roma l'epicentro fu localizzato nei pressi della costa Est dell'isola di Hokkaido (Giappone), che, infatti, fu successivamente confermata come sede di uno dei più disastrosi terremoti verificatisi in quella zona negli ultimi 50 anni.

Valutato di magnitudo 8¼ a Pasadena, 8.5 a Strasbourg, il terremoto provocò gravissimi danni a Irakawa, Kushiro, Kiritappu, con parecchie centinaia di morti e migliaia di feriti, destando effetti risentiti fino a Sendai (Honshu) a 500 km ca. dalla zona maggiormente colpita. (Stampa).

Le caratteristiche riscontrate dal prof. Caloi in tutte le registrazioni delle stazioni sismiche italiane affluite a Roma, la presenza, anche nelle nitide ed ampie registrazioni ottenute con strumenti di media sensibilità, di chiari esempi di tipi di onde superficiali oggetto di varie ricerche in corso e già eseguite, indussero lo stesso prof. Caloi ad inoltrare in tutto il mondo la richiesta dei sismogrammi, allo scopo di disporre del materiale necessario per uno studio dettagliato. Circa 80 osservatori inviarono cortesemente le loro registrazioni o copie fotografiche.

Oggetto di questa prima nota è la determinazione delle coordinate ipocentrali e del tempo origine.

A tale scopo ho ritenuto conveniente fare uso del metodo impiegato da Caloi e Peronaci ([1]) nella determinazione dell'ipocentro del terremoto del Turkestan del 2 novembre 1946 e successivamente da altri ([2]). Tale metodo presuppone, come è noto, la conoscenza, o la preliminare determinazione, dei valori approssimati degli elementi ricercati. Denotando con (x_0), (y_0), (z_0) i valori approssimati di tre parametri necessari per individuare la posizione di un ipocentro e con (t_0) il valore approssimato del tempo origine, il metodo consente di determinare, qualora si disponga dei tempi di registrazione delle P osservati in un sufficiente numero di stazioni, le corrispondenti correzioni δx_o, δy_o, δz_o, δt_o da apportare a tali valori approssimati per ottenere i valori corretti

$$x_o = (x_o) + \delta x_o \ , \ y_o = (y_o) + \delta y_o \ , \ z_o = (z_o) + \delta z_o \ , \ t_o = (t_o) + \delta t_o \ .$$

Le considerazioni fondamentali sulle quali il metodo è basato sono le seguenti.

Gli elementi di partenza siano tali che le corrispondenti correzioni risultino di un ordine di grandezza per cui sia lecito trascurare i termini di ordine superiore al primo. Denotando con t_r il tempo di propagazione delle P relativo alla r-esima stazione, si ha:

$$t_r = f_r(x_o \ , y_o \ , z_o) = f_r\Big((x_o) + \delta x_o \ , \ (y_o) + \delta y_o \ , \ (z_o) + \delta z_o\Big) =$$

$$f_r\Big((x_o) \ , (y_o) \ , (z_o)\Big) + \frac{\partial f_r}{\partial (x_o)} \delta x_o + \frac{\partial f_r}{\partial (y_o)} \delta y_o + \frac{\partial f_r}{\partial (z_o)} \delta z_o \ . \qquad [1]$$

Se T_r è il tempo di registrazione delle P (supposto esente da errori di osservazione e di registrazione), il tempo di propagazione sarà dato da

$$t_r = T_r - t_o = T_r - \Big((t_o) + \delta t_o\Big) ,$$

e la [1] può essere scritta sotto la forma

$$a_r \delta t_o + b_r \delta x_o + c_r \delta y_o + d_r \delta z_o + l_r = 0 \qquad [2]$$

nella quale:

$$a_r = 1 \ , \ b_r = \frac{\partial f_r}{\partial (x_o)} \ , \ c_r = \frac{\partial f_r}{\partial (y_o)} \ , \ d_r = \frac{\partial f_r}{\partial (z_o)} \ , \ l_r =$$

$$= -\Big\{T_r - \Big[t_o + f_r\Big((x_o) \ , \ (y_o) \ , \ (z_o)\Big)\Big]\Big\} .$$

Volendo adoperare coordinate geocentriche, basta porre

$$x_o = \lambda_o \ \text{(longitudine)}$$
$$y_o = \Phi_o \ \text{(latitudine geocentrica)},$$

e come terza coordinata si può assumere la profondità h_o. In tal caso, osservando che

Tabella I

	STAZIONI	(1) (Δ_r)	(2) T_r (01^h+)	(3) $f_r((\lambda_o), (\Phi_o), (h_o))$	(4) $(t_o)_r$ $(01^h 22^m+)$	(5) $\frac{\partial f_r}{\partial(\Delta_r)}$	(6) $-\frac{\partial \Delta_r}{\partial(\lambda_o)}$	(7) $\frac{\partial \Delta_r}{\partial(\Phi_o)}$	(8) b_r	(9) c_r	(10) $\frac{\partial f_r}{\partial(h_o)}$ d_r	(11) l_r
1	College	43° 40.4	30m 50.s5	08m 03.s35	47.s15	8.s02	+0.4264105	—0.8169591	—3.419812	—6.552012	—6.s60	—0.246
2	Shillong	45 16.8	31 02.1	08 16.24	45.86	7.94	—0.7369020	+0.0845802	+5.851002	+0.671567	—6.60	+1.044
3	New Delhi	54 25.5	32 12.1	09 26.20	45.90	7.26	—0.7322511	—0.1402035	+5.316143	—1.017877	—6.80	+1.004
4	Resolute Bay	56 54.7	32 29.2	09 44.16	45.04	7.02	+0.1998484	—0.9628045	—1.402936	—6.758888	—6.89	+1.864
5	Kiruna	61 59.5	33 04.8	10 19.14	45.66	6.70	—0.2664048	—0.9328622	+1.784912	—6.250177	—7.00	+1.244
6	Upsala	68 45.3	33 48.6	11 02.58	46.02	6.12	—0.3245080	—0.8986061	+1.985989	—5.499469	—7.10	+0.884
7	Mt. Hamilton	69 06.3	33 52.1	11 04.74	47.36	6.10	+0.6286622	—0.5267498	—3.834839	—3.213174	—7.10	—0.456
8	Reikjavík	73 04.7	34 15.0	11 28.66	46.34	5.80	—0.0854705	—0.9933086	+0.495729	—5.761190	—7.29	+0.564
9	Boulder City	74 12.1	34 22.4	11 35.17	47.23	5.78	+0.6106201	—0.5641556	—3.529384	—3.260819	—7.22	—0.326
10	Praha	77 37.3	34 42.1	11 54.62	47.48	5.50	—0.3788300	—0.8589841	+2.083565	—4.724413	—7.40	—0.576
11	Jena	77 57.6	34 43.1	11 56.48	46.62	5.50	—0.3560570	—0.8764797	+1.958313	—4.820638	—7.40	+0.284
12	Göttingen	78 00.7	34 44.2	11 56.76	47.44	5.48	—0.3422424	—0.8865189	+1.875488	—4.858124	—7.40	+0.664
13	Vienna	78 19.9	34 46.5	11 58.52	47.98	5.47	—0.4024003	—0.8390146	+2.201130	—4.589410	—7.40	—1.076
14	Beograd	79 17.3	34 50.4	12 03.76	46.60	5.37	—0.4489986	—0.7946330	+2.411122	—4.267179	—7.40	+0.404
15	Stuttgart	80 37.1	34 58.5	12 10.88	47.62	5.24	—0.3548776	—0.8773694	+1.859559	—4.597416	—7.40	—0.716
16	Kew	81 16.1	35 02.0	12 14.29	47.71	5.17	—0.2763417	—0.9276080	+1.428687	—4.795733	—7.40	—0.806
17	Strasbourg	81 16.7	35 02.0	12 14.35	47.65	5.17	—0.3467657	—0.8832195	+1.792779	—4.566245	—7.40	—0.746
18	Basel	82 14.0	35 07.2	12 19.29	47.91	5.10	—0.3518858	—0.8795896	+1.794618	—4.485907	—7.40	—1.006
19	Padova	83 11.2	35 10.7	12 24.15	46.55	5.08	—0.3985762	—0.8423577	+2.024767	—4.279177	—7.42	+0.354
20	Chicago	84 17.0	35 15.0	12 29.70	45.30	4.99	+0.4325500	—0.8111151	—2.158424	—4.047464	—7.50	+1.604
21	Helwan	84 46.2	35 20.0	12 32.15	47.85	4.92	—0.5973943	—0.5894978	+2.939180	—2.900329	—7.50	—0.946
22	Roma	85 04.2	35 21.0	12 33.65	47.35	4.90	—0.4183190	—0.8247242	+2.049763	—4.041149	—7.50	—0.446
23	Clermont	85 18.7	35 22.2	12 34.83	47.37	4.90	—0.3311261	—0.8941757	+1.622518	—4.381461	—7.50	—0.466
24	Ottawa	85 45.7	35 23.4	12 37.03	46.37	4.90	+0.3303756	—0.8946800	—1.618840	—4.383932	—7.50	+0.534
25	Messina	86 46.7	35 29.0	12 42.01	46.99	4.83	—0.4602262	—0.7827585	+2.222892	—3.780724	—7.50	—0.086
26	Cleveland	87 02.7	35 30.5	12 43.31	47.19	4.80	+0.3936854	—0.8465662	—1.889690	—4.063518	—7.50	—0.286
27	Cincinnati	87 48.3	35 34.8	12 46.96	47.84	4.80	+0.4276658	—0.8158383	—2.052796	—3.916024	—7.50	—0.936
28	State College	89 02.4	35 40.5	12 52.89	47.61	4.70	+0.3711036	—0.8649783	—1.744187	—4.065398	—7.50	—0.706
29	Christchurch	89 32.5	35 41.3	12 55.24	46.06	4.70	+0.2617324	+0.9352841	—1.230142	+4.395835	—7.60	+0.844
30	Harvard	89 41.1	35 43.8	12 55.92	47.86	4.70	+0.3141483	—0.9052625	—1.476497	—4.254734	—7.60	—0.956
31	Palisades	90 16.1	35 45.3	12 58.66	46.61	4.67	+0.3399935	—0.8880384	—1.587770	—4.147139	—7.60	+0.294
32	Washington D.C.	90 59.3	35 49.2	13 02.04	47.16	4.61	+0.3751228	—0.8617949	—1.729316	—3.972874	—7.60	—0.256
33	Algeri Univ.	93 15.1	35 58.6	13 12.43	46.17	4.52	—0.3787400	—0.8588984	+1.711905	—3.882221	—7.60	+0.734
				$(t_o) = 01^h 22^m 46^s.904$								

$$\frac{\partial f_r}{\partial \lambda_o} = \frac{\partial f_r}{\delta \Delta_r} \frac{\partial \Delta_r}{\partial \lambda_o} \quad , \quad \frac{\partial f_r}{\partial \Phi_o} = \frac{\partial f_r}{\partial \Delta_r} \frac{\partial \Delta_r}{\partial \varphi_o} ,$$

dove Δ_r è la distanza dell'epicentro dalla stazione considerata, e tenendo presente la relazione

$$cos\ \Delta_r = sen\ \Phi_r\ sen\ \Phi_o + cos\ \Phi_r\ cos\ \Phi_o\ cos\ (\lambda_r - \lambda_o)\ , \qquad [3]$$

si deduce:

$$b_r = - \frac{\partial f_r}{\partial (\Delta_r)} \frac{cos\ \Phi_r\ cos\ \Phi_o\ sen\ (\lambda_r - \lambda_o)}{sen\ (\Delta_r)} ,$$

$$c_r = \frac{\partial f_r}{\partial (\Delta_r)} \frac{cos\ \Phi_r\ sen\ (\Phi_o)\ cos\ (\lambda_r - (\lambda_o)) - sen\ \Phi_r\ cos\ (\Phi_o)}{sen\ (\Delta_r)} . \qquad [4]$$

Poiché, dato l'ordine di approssimazione conseguibile in base agli elementi che intervengono nella determinazione, è lecito considerare la terra sferica, valendo in tal caso le relazioni:

$$sen\ \alpha_r = \frac{cos\ \Phi_r\ sen\ (\lambda_r - \lambda_o)}{sen\ \Delta_r} ,$$

$$cos\ \alpha_r = \frac{sen\ \Phi_r\ cos\ \Phi_o - cos\ \Phi_r\ sen\ \Phi_o\ cos\ (\lambda_r - \lambda_o)}{sen\ \Delta_r} , \qquad [5]$$

nelle quali α_r è l'azimut della stazione rispetto all'epicentro, i coefficienti b_r e c_r possono essere espressi nella forma:

$$b_r = - \frac{\partial f_r}{\partial (\Delta_r)} cos\ (\Phi_o)\ sen\ (\alpha_r) ,$$

$$c_r = - \frac{\partial f_r}{\partial (\Delta_r)} cos\ (\alpha_r) .$$

La quantità $\frac{\partial f_r}{\partial (\Delta_r)}$ si deduce dalle dromocrone come differenza tra il tempo di tragitto $f_r \left((\Delta_r) + 1^o\ ,\ (h_o) \right)$ e $f_r \left((\Delta_r)\ ,\ (h_o) \right)$. cioè considerando h_o costante — in (h_o) — e incrementando (Δ_r) di un grado; la quantità $\frac{\partial f_r}{\partial (\Delta_r)}$ si deduce ancora dalle dromocrone come differenza tra il tempo di tragitto $f_r \left((\Delta_r)\ ,\ (h_o) + 1 \right)$ e $f_r \left((\Delta_r)\ ,\ (h_o) \right)$, cioè considerando costante Δ_r — in (Δ_r) — e incrementando (h_o) di una unità prescelta per la profondità.

Calcolate le quantità b, c, d, l. per ciascuna delle n stazioni a disposizione ($n>4$), si ottiene il sistema di equazioni lineari

$$a_i\,\delta t_o + b_i\,\delta\lambda_o + c_i\,\delta\Phi_o + d_i\,\delta h_o + l_i = 0 \qquad (i = 1, 2, \ldots, n)$$

che va risolto col metodo dei minimi quadrati, il quale consente di determinare le incognite δt_o, $\delta\lambda_o$, $\delta\Phi_o$. δh_o, soddisfacenti al sistema delle n equazioni

$$a_i\,\delta t_o + b_i\,\delta\lambda_o + c_i\,\delta\Phi_o + d_i\,\delta h_o + l_i = v_i \qquad (i = 1, 2, \ldots, n)$$

nelle quali le v_i rappresentano i residui dovuti agli errori d'osservazione, con la condizione di minimo per la somma dei quadrati dei residui.

Non ho ritenuto necessario procedere alla determinazione preliminare delle coordinate epicentrali, disponendo dei valori

$$\begin{aligned} \lambda_o &= +\,143^\circ\ 30' \,, \\ \varphi_o &= +\ \ 42^\circ\ 30' \ \text{(latitudine geografica)} \end{aligned}$$

forniti dall'U.S.C.G.S., valori che ho ritenuto sufficientemente approssimati per una buona applicazione del metodo. Per ridurre le cause di errori ho fatto uso di latitudini geocentriche [3].

Dai sismogrammi a disposizione ho potuto rilevare con sufficiente chiarezza i tempi di registrazione delle P in 33 stazioni. Il carattere particolare degli inizi osservati in alcune registrazioni, mi ha indotto in un primo tempo, ad attribuire una certa profondità all'ipocentro. In un primo calcolo ho assunto come profondità quella corrispondente alla colonna 0.00 (km 33 ca.) delle tavole di Jeffreys e Bullen ([4]). I tempi di registrazione delle P, rilevati dai sismogrammi delle stazioni prescelte, concordano notevolmente con i corrispondenti tempi calcolati in base alla dromocrona prescelta, qualora si assuma come tempo origine provvisorio

$$(t_o) = 01^h\,22^m\,46^s{,}9 \ .$$

Pertanto ho assunto come valori di partenza per una prima approssimazione i seguenti:

$$\begin{aligned} (\lambda_o) &= +\,143^\circ\,30', \\ (\Phi_o) &= +\ \ 42^\circ\,18'\,27'' \ \text{(latitudine geocentrica)}, \\ (h_o) &= \ \ 33 \text{ km. ca.}, \\ (t_o) &= \ \ 01^h\,22^m\,46^s{,}9. \end{aligned}$$

Dedotti gli elementi necessari per la determinazione dei coefficienti b_i, c_i, d_i, l_i (tabella I), l'applicazione del metodo dei minimi quadrati alla risoluzione delle 33 equazioni corrispondenti, condotta seguendo lo schema suggerito da Caloi [5], ha dato i seguenti risultati:

$$\delta\lambda_0 = -0^\circ{,}006853 = -00'{,}41 \ ,$$
$$\delta\Phi_0 = -0^\circ{,}035916 = -02'{,}16 \ ,$$
$$\delta h_0 = -1{,}146384 \ \text{(dell'unità prescelta)} \ ,$$
$$\delta t_0 = -8^s{,}59 \ ,$$

con un errore medio dell'unità di peso

$$\varepsilon = \pm 0{,}78935$$

e con i seguenti errori medi dei valori più probabili delle incognite:

$$m\delta\lambda_0 = \pm 0^\circ{,}059049 = \pm 03'{,}54 \ ,$$
$$m\delta\Phi_0 = \pm 0^\circ{,}07156 = \pm 04'{,}29 \ ,$$
$$m\delta h_0 = \pm 0{,}51072 \ ,$$
$$m\delta t_0 = \pm 3^s{,}79 \ .$$

Per verifica ho calcolato il valore dello schema [11.4]; tale valore è risultato

$$[11.4] = 18{,}069225 \ ,$$

sensibilmente uguale alla somma dei quadrati dei residui

$$[vv] = 18{,}069269 \ ,$$

a conferma dell'esattezza dei calcoli eseguiti.

L'entità e il segno della correzione di profondità, che espressa in km risulta

$$\delta h_0 = -72{,}66 \pm 32{,}37 \ ,$$

è da attribuirsi al fatto che i dati di osservazione non si accordano con l'ipotesi di una profondità apprezzabile: pertanto l'ipocentro è da ritenersi in prossimità della superficie terrestre.

Il metodo applicato in precedenza, notevolmente semplificato, può essere ancora adoperato nel caso in cui la profondità è nulla. Considerazioni analoghe a quelle accennate in precedenza conducono al sistema di equazioni in tre incognite:

$$a_i\,\delta t_0 + b_i\,\delta\lambda_0 + c_i\,\delta\Phi_0 + l_i = 0 \quad (i = 1, 2, \ldots, n) \qquad [6]$$

nelle quali i coefficienti a_i , b_i , c_i , l_i sono espressi come nel caso precedente.

In una seconda determinazione, ho assunto come longitudine e latitudine provvisorie quelle fornite dall'U.S.C.G.S., corrette in base ai risultati ottenuti nei calcoli precedenti. I tempi di registrazione delle P rilevati dai sismogrammi delle 33 stazioni e adoperati nel calcolo precedente, sono in ottimo accordo con i corrispondenti tempi calcolati in base alla dromocrona relativa alla profondità nulla (colonna « surface » delle tabelle di Jeffreys e Bullen) qualora si assuma come tempo origine

$$(t_0) = 01^h\, 22^m\, 41^s{,}59 \ .$$

Pertanto, i valori assunti come elementi di partenza nella seconda approssimazione sono:

$$(\lambda_0) = \pm\ 143^\circ\, 30' \ ,$$
$$(\Phi_0) = \pm\ \ 42^\circ\, 16' \ ,$$
$$(t_0) = \ \ 01^h\, 22^m\, 41^s{,}59 \ .$$

Gli elementi necessari per la determinazione dei coefficienti b_i, c_i, l_i sono in parte contenuti, unitamente ai coefficienti stessi, nella tabella II, nella quale i valori riportati nelle colonne [3], [4], [5], [10], spinti oltre la prima cifra decimale, hanno significato solo per il procedimento di calcolo.

La risoluzione del sistema [6] mi ha condotto ai seguenti valori più probabili delle incognite:

$$\delta\lambda_0 = +\ 0^\circ{,}000825 = +\ 00''{,}3 \ ,$$
$$\delta\Phi_0 = -\ 0^\circ{,}022562 = -\ 01'\, 21''{,}2 \ ,$$
$$\delta t_0 = -\ 0^s{,}09 \ ,$$

con l'errore medio dell'unità di peso

$$\varepsilon = \pm\ 0{,}816828$$

e con i seguenti errori medi dei valori più probabili delle incognite:

$$m\delta\lambda_0 = \pm\ 0^\circ{,}059827 = \pm\ 03'\, 35''{,}4 \ ,$$
$$m\delta\Phi_0 = \pm\ 0^\circ{,}072085 = \pm\ 04'\, 19''{,}5 \ ,$$
$$m\,\delta t_0 = \pm\ 0^s{,}33 \ .$$

Ho infine ottenuto:

$$[11.3] = 20{,}0162$$
$$[vv] \ = 20{,}0175$$

come conferma dell'esattezza dei calcoli.

L'entità delle correzioni risultanti dagli ultimi calcoli, rendono superflua una ulteriore approssimazione. Pertanto i valori più proba-

TABELLA II

	STAZIONI	(1) (Δ_r)	(2) T_r (01^h+)	(3) $f_r((\lambda_o),(\Phi_o))$	(4) $(t_o)_r$ (01^h+22^m)	(5) $\frac{\partial f_r}{\partial(\Delta_r)}$	(6) $-\frac{\partial \Delta_r}{\partial(\lambda_o)}$	(7) $\frac{\partial \Delta_r}{\partial(\Phi_o)}$	(8) b_r	(9) c_r	(10) l_r
1	College	43° 41.61	30^m 50.^{s}5	08^m 08.^{s}32	42.^{s}18	8.^{s}10	+0.4264234	—0.8171996	—3.4540295	—6.6193168	—0.588
2	Shillong	45 16.47	31 02.1	08 21.07	41.03	7.90	—0.7374402	+0.0838855	+5.8257776	+0.6626955	+0.562
3	New Delhi . . .	54 25.83	32 12.1	09 31.19	40.91	7.31	—0.7326646	—0.1406987	+5.3557782	—1.0285075	+0.682
4	Resolute Bay . .	56 57.10	32 29.2	09 49.45	39.75	7.01	+0.1998855	—0.9628232	—1.4011974	—6.7493906	+1.842
5	Kiruna	62 01.60	33 04.8	10 24.48	40.32	6.60	—0.2664889	—0.9329312	+1.7588267	—6.1573459	+1.272
6	Upsala	68 47.48	33 48.6	11 08.02	40.58	6.11	—0.3246361	—0.8986557	+1.9835266	—5.4907863	+1.012
7	Mt. Hamilton . .	69 07.64	33 52.1	11 10.08	42.02	6.10	+0.6289671	—0.5269355	—3.8366993	—3.2143066	—0.428
8	Reikjavík . . .	73 07.15	34 15.0	11 34.09	40.91	5.80	—0.0855072	—0.9933091	+0.4959418	—5.7611928	+0.682
9	Boulder City . .	74 13.47	34 22.4	11 40.50	41.90	5.78	+0.6109446	—0.5642913	—3.5312598	—3.2616037	—0.308
10	Praha	77 39.44	34 42.1	11 59.92	42.18	5.50	—0.3790189	—0.8590143	+2.0846039	—4.7245786	—0.588
11	Jena	77 59.81	34 43.1	12 01.78	41.32	5.50	—0.3562352	—0.8765037	+1.9592936	—4.8207703	+0.272
12	Göttingen . . .	78 02.88	34 44.2	12 02.06	42.14	5.50	—0.3424153	—0.8865451	+1.8832841	—4.8759981	—0.548
13	Vienna	78 21.95	34 46.5	12 03.81	42.69	5.47	—0.4026061	—0.8390489	+2.2022554	—4.5895975	—1.098
14	Beograd	79 19.28	34 50.4	12 09.04	41.36	5.36	—0.4492391	—0.7946804	+2.4079216	—4.2594869	+0.232
15	Stuttgart	80 39.28	34 58.5	12 16.17	42.33	5.23	—0.3550692	—0.8773948	+1.8570119	—4.5887748	—0.738
16	Kew	81 18.35	35 02.0	12 19.59	42.41	5.20	—0.2764906	—0.9276189	+1.4377511	—4.8236183	—0.818
17	Strasbourg . . .	81 18.88	35 02.0	12 19.64	42.36	5.20	—0.3469584	—0.8832498	+1.8041837	—4.5928990	—0.768
18	Basel	82 16.15	35 07.2	12 24.60	42.60	5.17	—0.3520822	—0.8796092	+1.8202650	—4.5475796	—1.008
19	Padova	83 11.31	35 10.7	12 29.36	41.34	5.08	—0.3988025	—0.8423779	+2.0259167	—4.2792797	+0.252
20	Chicago	84 18.94	35 15.0	12 35.08	39.92	5.00	+0.4328033	—0.8111379	—2.1640165	—4.0556895	+1.672
21	Helwan	84 47.64	35 20.0	12 37.47	42.53	5.00	—0.5977549	—0.5895386	+2.9887745	—2.9476930	—0.938
22	Roma	85 06.34	35 21.0	12 39.03	41.97	4.99	—0.4185646	—0.8247358	+2.0886374	—4.1154316	—0.378
23	Clermont . . .	85 20.90	35 22.2	12 40.24	41.96	4.97	—0.3313194	—0.8941787	+1.6466574	—4.4440681	—0.368
24	Ottawa	85 47.93	35 23.4	12 42.49	40.91	4.92	+0.3305695	—0.8946799	—1.6264019	—4.4018251	+0.682
25	Messina	86 48.64	35 29.0	12 47.47	41.53	4.82	—0.4605056	—0.7827698	+2.2196370	—3.7729504	+0.062
26	Cleveland . . .	87 04.76	35 30.5	12 48.78	41.72	4.80	+0.3939251	—0.8465718	—1.8908405	—4.0635446	—0.128
27	Cincinnati . . .	87 50.26	35 34.8	12 52.42	42.38	4.80	+0.4279273	—0.8158381	—2.0540510	—3.9160229	—0.788
28	State College . .	89 04.52	35 40.5	12 58.35	42.15	4.70	+0.3713375	—0.8649772	—1.7452863	—4.0653928	—0.558
29	Christchurch . .	89 30.28	35 41.3	13 00.37	40.93	4.65	+0.2619014	+0.9352799	—1.2178415	+4.3490515	+0.662
30	Harvard	89 43.31	25 43.8	13 01.39	42.41	4.63	+0.3143465	—0.9052532	—1.4554243	—4.1913223	—0.818
31	Palisades	90 18.23	35 45.3	13 04.10	41.20	4.60	+0.3402123	—0.8880334	—1.5649766	—4.0849536	+0.392
32	Washington D.C. .	91 01.41	35 49.2	13 07.41	41.79	4.60	+0.3753658	—0.8617851	—1.7266827	—3.9642115	—0.198
33	Algeri Univ. . .	93 17.15	35 58.6	13 17.81	40.79	4.60	—0.3789948	—0.8588824	—1.7433761	—3.9508590	+0.802

$(t_o) = 01^h 22^m 41^s \cdot 592$

bili della longitudine, della latitudine geocentrica e del tempo origine del terremoto oggetto di questo studio sono i seguenti:

$$\lambda_0 = + 143^\circ\, 30'\, 00'',3 \pm 03'\, 35'',4 \;,$$
$$\Phi_0 = + \;\; 42^\circ\, 14'\, 38'',8 \pm 04'\, 19'',5 \;,$$
$$t_0 = \quad 01^h\, 22^m\, 41^s,5 \pm 0^s,3 \;.$$

Istituto Nazionale di Geofisica — Osserv. di Messina — Aprile 1953.

RIASSUNTO

Viene iniziato lo studio del terremoto dell'isola di Hokkaido del 4 marzo 1952. Servendosi del metodo Caloi - Peronaci, vengono determinate le coordinate ipocentrali e il tempo origine, con i tempi di registrazione delle P *rilevati nei sismogrammi di 33 stazioni.*

SUMMARY

We start here a study concerning the earthquake befallen in the Isle of Hokkaido on 4th March 1952.

By means of Caloi - Peronaci method, the hypocentral co-ordinates and the origin time are determined by the record times of the P *remarked in the seismogramms of 33 stations.*

BIBLIOGRAFIA

(1) Caloi P. - Peronaci F.: *Il Terremoto del Turkestan del 2 novembre 1946.* Annali di Geofisica, vol. I, n. 2, 1948, pag. 246.

(2) Marcelli L. - Pannocchia G.: *Terremoto della cresta mediana atlantica del 24 aprile 1947.* Annali di Geofisica, vol. I, n. 4, 1948, pag. 570.

Di Filippo D.: *Il terremoto delle Azzorre del 25 novembre 1941.* Annali di Geofisica, vol. II, n. 3, 1949, pag. 400.

(3) Gutenberg B. - Richter C. F.: *Advantages of using geocentric latitude in calculating distances.* Gerlands Beitrage zur Geophysik, Band 40, 1933 (380-389).

(4) Jeffreys H. and Bullen K. E.: *Seismological Tables.* British Association for the Advancement of Science, Gray-Milne Trust, 1940.

(5) Caloi P.: *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale quali risultano dallo studio di 17 terremoti centro-europei.* Bollettino della Società Sismologica Italiana, vol. XL, n. 3-4, 1942.