

La magnitudo calcolata mediante sismografi a breve periodo

(Magnitude calculated by short-period seismographs)

V. AURELIO - R. CONSOLE - C. GASPARINI (*)

Ricevuto il 25 Settembre 1973

RIASSUNTO. — È stato effettuato un confronto sperimentale tra registrazioni di eventi sismici ottenuti con la coppia campione "Wood-Anderson" e con altri tipi di sismometri a breve periodo. Si è ricavata una curva di correlazione tra i logaritmi delle ampiezze delle fasi massime registrate con i vari strumenti in funzione della distanza epicentrale. Il risultato ottenuto ha confermato la possibilità di utilizzare, per il calcolo della magnitudo, strumenti diversi dalla coppia campione, purché ad essa riferiti tramite una relazione sperimentale.

SUMMARY. — An experimental comparison between records of seismic events obtained by the "Wood-Anderson" standard couple and by different kinds of short period seismometers was carried out. We obtained a correlation curve connecting the logarithms of the maximum amplitudes recorded by different instruments with reference to the epicentral distance. The result affirmed the possibility of using instruments different from the standard couple to calculate the magnitude, on condition that they are compared with it by an experimental relation.

1 - La definizione operativa della magnitudo per i terremoti vicini (¹), implicando la dipendenza dal sismometro usato per la registrazione, ha imposto la scelta di uno strumento campione: questo è il sismometro a torsione Wood-Anderson con le seguenti caratteristiche:

$$T_0 = 0,8 \text{ sec}; V_0 = 2.800; k = 0,8$$

Ciò comporta che gli Osservatori sprovvisti della coppia campione potrebbero superare tale inconveniente se riuscissero a determinare una

(*) Istituto Nazionale di Geofisica. Osservatorio Centrale di Roma Monte Porzio.

relazione tra la magnitudo calcolata con gli strumenti in loro dotazione e quella che avrebbero determinato usando sismometri Wood-Anderson. Concettualmente ciò è possibile dato che, conoscendo le caratteristiche di risposta di vari strumenti, si può risalire dalla registrazione di un evento da parte di uno di essi alla registrazione che si sarebbe ottenuta con tutti gli altri. Questa procedura però è particolarmente laboriosa e non è utilizzabile in una normale routine.

Di Filippo e Marcelli (²), affrontando questo problema per la rete nazionale, dotata di sismografi Wiechert come strumenti base, supposero che la frequenza della fase massima di due registrazioni di uno stesso evento, ottenute una con un sismometro Wiechert e l'altra con un Wood-Anderson fosse la stessa. Ciò consentiva di determinare, una volta calcolati lo spostamento reale del suolo e la frequenza della fase massima mediante l'esame di un sismogramma ottenuto con un Wiechert, l'ampiezza massima che avrebbero ottenuto con un Wood-Anderson e quindi la magnitudo di un evento sismico. È da notare che la scelta fatta da Di Filippo e Marcelli fu determinata dal fatto che non esistevano in quel periodo in Italia sismometri Wood-Anderson. Da circa due anni però, presso l'Osservatorio Sismico Centrale dell'I.N.G., è in funzione oltre a sismometri a corto, medio e lungo periodo, una coppia di Wood-Anderson. Ciò ha suggerito l'idea di verificare se era possibile ottenere una relazione sperimentale, funzione della distanza epicentrale, che legasse tra loro le massime ampiezze di registrazione ottenute con i vari tipi di strumenti a breve periodo. Si noti che il metodo usato prescinde da ogni considerazione relativa alle curve di risposta degli strumenti e alla composizione in frequenza delle fasi massime delle registrazioni. L'utilità di tale verifica era giustificata, oltre che dalle considerazioni che potevano derivarne circa il filtraggio delle onde con la distanza, anche dalla possibilità di utilizzare praticamente i risultati per la determinazione della magnitudo in Osservatori lontani dalla sede dell'O.S.C. In particolare si prevede di utilizzare i risultati:

a) per recuperare informazioni sul materiale registrato in data antecedente alla entrata in funzione della coppia campione;

b) per l'Osservatorio di Gibilmanna (Siracusa), attrezzato con una terna a breve periodo Lehener-Griffith, identica a quella utilizzata per il confronto;

c) per la Stazione Mobile in dotazione all'Osservatorio Sismico Centrale con sismometri S-13 e Helicorder.

2 - Sono stati eseguiti due distinti confronti tra la coppia campione e, rispettivamente, le coppie sismometriche orizzontali a breve periodo tipo Lehener-Griffith ed S-13. Le caratteristiche strumentali di questi ultimi sono:

a) stazione elettromagnetica a registrazione fotografica tipo Lehener-Griffith; $T_s = 1,5$ sec; $T_g = 1,5$ sec; la curva di ingrandimento è data da:

$$V = V_0 \frac{u_s \cdot u_g^2}{(1 + u_s^2)(1 + u_g^2)}$$

dove

$$u_s = \frac{T_s}{T} \text{ e } u_g = \frac{T_g}{T}$$

ed è riportata in fig. 1 per $V_0 = 10^3$;

b) stazione ad amplificazione elettronica e registrazione su carta termosensibile "Geotech"; $T_s = 1,0$ sec; frequenza di taglio inferiore pari a 0,1 Hz; frequenza di taglio superiore pari a 5 Hz; la curva di ingrandimento, calcolata per una attenuazione di 60 dB, è riportata in fig. 1.

Le registrazioni sono state prese in considerazione solo quando risultavano chiaramente leggibili su entrambe le componenti di ciascuna delle due coppie poste a confronto. In ogni caso le massime ampiezze non dovevano essere inferiori a circa 2 mm.

Calcolate le medie B , delle semiampiezze della fase massima di ciascuna registrazione, se ne è determinato il logaritmo. È stata quindi presa in considerazione la differenza:

$$C = \log B_1 - \log B$$

dove B_1 è riferito allo strumento da confrontare con il Wood-Anderson e B a quest'ultimo. I risultati dei due confronti sono riportati nelle tab. 1 e 2; in queste, per ogni terremoto, sono indicate: la data; l'ora (T.M.G.); la distanza epicentrale A , determinata preferibilmente mediante la conoscenza dell'epicentro, ed i valori di B_1 , B e C . I dati delle tab. 1 e 2 sono stati utilizzati per correlare C e A mediante una funzione analitica semplice utilizzando il metodo dei minimi quadrati. Per entrambe le correlazioni si sono scelte, come funzioni analitiche, la retta (v. [1]) e la parabola (v. [2]). I risultati ottenuti sono stati i seguenti:

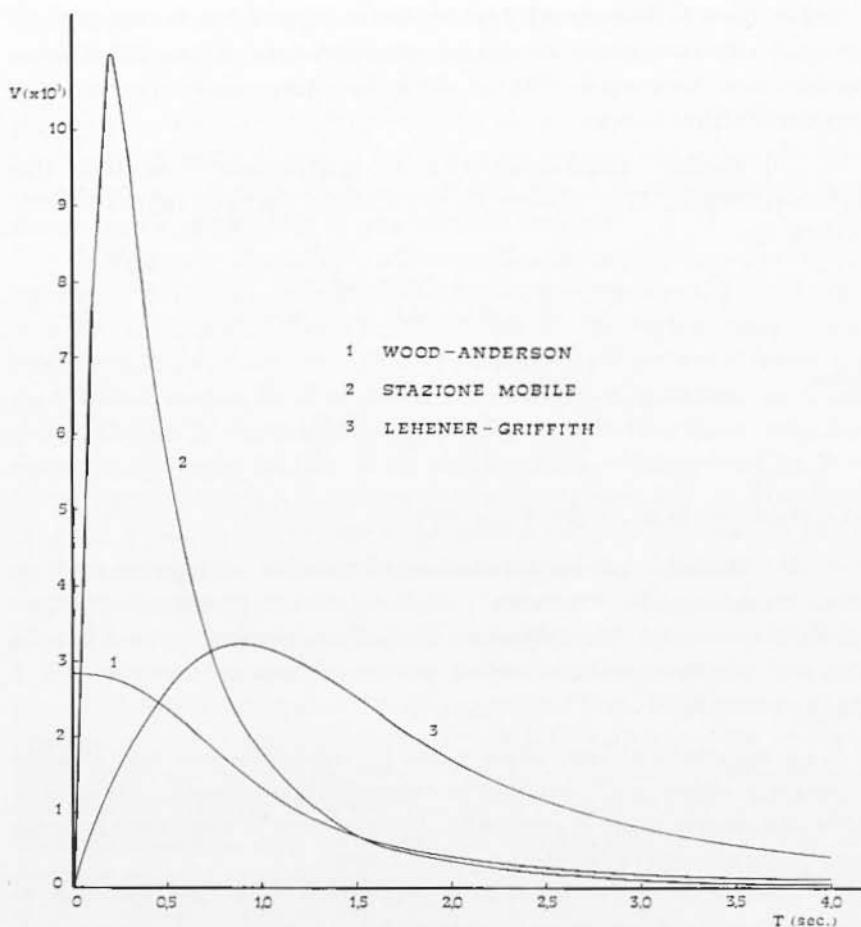


Fig. 1 - Curve di ingrandimento dei sismografi adoperati

Stazione Mobile:

$$C = (-1,10 \pm 0,19) 10^{-3}A + (0,47449 \pm 0,02357) \quad [1]$$

$$C = (0,58 \pm 1,2) 10^{-6} A^2 + (-1,30 \pm 0,45) 10^{-3}A + (0,48209 \pm 0,02855) \quad [2]$$

Lehener-Griffith:

$$C = (0,57 \pm 0,11) 10^{-3}A + (0,32155 \pm 0,02442) \quad [3]$$

$$C = (-2,27 \pm 0,35) 10^{-6}A^2 + (9,05 \pm 0,24) 10^{-3}A + (0,18384 \pm 0,02909) \quad [4]$$

TABLELLA I. STAZIONE NORDE

Data	(ora) (T.M.C.) h m	A (km)	H ₂	H ₁	C
30. XI. 1971	23 39	10	2,75	8,87	0,5087
15. XII. "	11 07	25	1,77	3,37	0,2788
16. "	00 07	60	3,75	11,75	0,4960
18. "	06 02	140	3,50	10,12	0,4609
20. "	18 32	115	1,80	4,12	0,3597
23. I. 1972	14 16	15	2,00	3,81	0,2860
25. "	20 25	220	4,50	3,68	0,0872
25. "	23 22	220	3,25	3,06	0,0259
4. II. "	02 42	220	8,75	16,00	0,2620
20. "	09 19	220	7,35	12,63	0,2332
27. "	00 17	80	2,75	3,25	0,0727
1. V. "	01 00	15	2,12	5,00	0,3716
4. "	09 02	30	3,12	5,87	0,2732
17. "	10 23	25	2,75	7,25	0,4207
29. "	19 59	260	2,87	2,87	0,1306
11. VI. "	17 53	55	3,87	13,50	0,5417
21. "	15 06	220	2,25	4,25	0,2758
1. VII. "	06 42	60	4,12	14,00	0,5306
21. "	08 05	15	2,50	8,25	0,5095
23. VIII. "	12 46	15	3,37	8,25	0,3878
24. "	04 40	130	4,87	8,75	0,2541
24. "	08 06	130	4,50	10,87	0,3828
24. "	08 28	135	4,87	12,62	0,4131
27. "	15 10	28	2,75	8,12	0,4697
28. "	20 37	130	4,75	15,00	0,4994
2. XII. "	21 54	105	2,75	11,50	0,6217
11. "	08 15	14	2,62	9,12	0,5409
15. "	14 51	30	2,12	4,50	0,3256
22. "	00 34	124	4,37	11,25	0,4100
25. "	01 20	130	1,75	4,25	0,3850
8. I. 1973	01 26	30	2,75	8,25	0,4767
10. "	16 01	15	2,00	4,00	0,3010
17. "	10 07	20	2,75	8,50	0,4897
19. "	16 07	35	1,45	2,62	0,2566
3. II. "	00 58	17	8,00	30,25	0,5779
6. "	09 53	17	2,37	6,12	0,4114
13. "	09 11	27	1,92	5,12	0,4246
16. "	20 50	130	2,12	3,75	0,2466
18. "	20 26	112	2,75	6,00	0,3387
19. "	02 36	98	1,62	3,25	0,3010
19. "	03 36	90	1,52	3,62	0,3780
22. "	10 23	31	2,37	6,75	0,4534
28. "	23 19	20	2,50	63,25	0,4893
8. III. "	14 04	35	2,40	6,75	0,4488
9. "	23 18	20	3,87	12,50	0,5087
16. "	23 01	2	14,62	55,75	0,5810
13. IV. "	13 26	20	2,75	8,87	0,5089
13. "	08 13	480	0,87	1,00	0,0580
19. "	17 42	220	5,25	10,00	0,2799
20. "	22 18	130	1,20	2,62	0,3326
23. V. "	13 39	250	2,12	4,75	0,3496
4. "	15 19	20	1,50	3,75	0,3979
7. "	15 04	20	3,25	9,25	0,4543
17. "	10 10	10	2,12	4,87	0,3605
19. "	16 06	20	2,12	4,87	0,3605
19. "	19 36	112	2,75	6,50	0,5091

TABLE 2. - JENSEN-REFFIN

DATA	ORA (T.M.G.) h m	Δ km	B_1	B_2	C
28. III . 1971	14	7	9.75	15.12	0.1900
" "	01	110	21.75	35.00	0.4035
" "	04	33	9.87	30.50	0.5675
" "	13	59	2.50	6.25	0.3981
" "	02	59	1.17	4.25	0.5582
" "	03	45	10.12	33.00	0.5126
" "	03	03	1.12	4.62	0.6139
" "	10	30	0.87	2.25	0.4100
" "	19	06	1.75	4.75	0.4340
" "	06	13	2.75	9.00	0.5201
" "	15	16	1.25	2.50	0.3011
" "	10	32	5.25	10.75	0.3108
" "	10	39	4.25	12.25	0.4596
" "	01	34	4.87	27.00	0.7431
" "	12	58	1.00	2.12	0.3263
" "	05	45	2.50	7.25	0.4621
" "	17	38	4.87	22.50	0.6641
" "	13	51	2.37	5.50	0.3644
" "	00	58	1.12	2.87	0.4069
" "	04	31	1.37	2.50	0.2597
6. VII .	08	19	2.12	7.87	0.5687
" "	19	45	1.20	2.50	0.1928
" "	10	34	1.20	1.87	0.1928
" "	16	56	1.37	2.25	0.2137
1. IX .	11	31	2.75	5.37	0.2907
" "	16	43	26.75	87.00	0.5117
" "	22	22	11.12	35.75	0.5067
" "	00	04	3.50	11.00	0.4969
" "	00	05	4.37	11.50	0.4201
" "	07	07	4.75	13.75	0.4613
" "	06	06	1.00	3.00	0.4770
" "	39	39	2.30	8.82	0.5833
" "	25	25	1.77	2.50	0.1488
" "	07	60	3.75	6.25	0.2220
" "	02	140	6.50	0.2689	0.2689
" "	32	115	1.80	3.75	0.3187
13. I . 1972	14	15	2.00	3.00	0.1760
" "	25	25	4.50	15.50	0.5368
" "	23	22	3.25	12.25	0.5761
" "	02	42	8.75	38.25	0.6410
" "	19	19	7.37	32.75	0.6472
" "	20	20	6.50	27.00	0.6181
" "	18	18	3.00	7.00	0.3679
" "	01	27	3.75	15.50	0.6160
" "	07	08	4.75	22.50	0.6753
" "	15	15	4.75	21.50	0.6553
" "	34	220	4.50	17.25	0.5838
" "	12	19	2.75	9.00	0.5147
" "	20	20	1.15	2.00	0.2403
" "	20	24	9.75	43.25	0.6470
" "	21	29	3.25	12.25	0.5761
" "	28	28	1.30	4.65	0.5367
" "	08	650	1.12	2.37	0.3339
" "	05	260	1.50	3.50	0.3679
" "	10	750	1.30	5.25	0.6061

Segue Tabella 2

Data	Ora (T.M.(r.)		Δ km	R_2	B_1	C
	h	m				
20. IV 1972	03	27	300	0,50	1,62	0,3100
20. » »	05	17	20	3,75	5,00	0,1250
27. » »	00	17	80	2,75	6,25	0,3567
1. V »	01	00	14	2,12	2,50	0,0707
4. » »	09	02	30	3,12	9,25	0,4712
7. » »	14	44	345	0,87	2,25	0,4100
17. » »	10	23	25	2,75	4,62	0,2257
29. » »	19	59	260	2,12	5,87	0,4417
30. » »	23	56	240	1,80	4,37	0,3847
11. VI »	17	53	55	3,87	5,75	0,1707
14. » »	18	56	220	13,75	49,50	0,5567
21. » »	15	06	220	2,25	8,12	0,5568
1. VII »	06	42	60	4,12	9,00	0,3386
6. » »	14	03	15	2,75	4,12	0,1757
21. » »	08	05	15	2,50	3,75	0,1675
7. VIII »	01	36	270	1,37	4,12	0,4767
11. » »	06	48	235	1,12	3,25	0,4609
23. » »	12	46	15	3,37	4,12	0,0867
7. XI »	23	07	10	7,12	10,50	0,1682
24. » »	04	40	130	4,87	19,50	0,6021
24. » »	08	06	130	4,50	14,25	0,5008
24. » »	08	28	135	4,87	13,25	0,4341
26. » »	19	07	130	1,00	2,00	0,3010
27. » »	11	45	130	0,75	1,62	0,3339
27. » »	15	10	28	2,75	4,50	0,2137
28. » »	20	37	130	4,75	11,00	0,3684
30. » »	11	41	270	3,37	17,50	0,7148
22. XII »	00	34	124	4,37	11,50	0,4200

Nelle figg. 2 e 3 sono riportati i punti sperimentali e, rispettivamente i grafici delle funzioni [1], [2] e [3], [4].

Bisogna osservare che, mentre la [1] e la [2] si identificano entro gli errori statistici, lo stesso non si può dire per la [3] e la [4]; in questo caso infatti il coefficiente del termine quadratico risulta molto più grande dell'errore ad esso attribuibile. Pertanto è stato deciso di utilizzare, come funzioni di correlazione, la [1] e la [4].

Le figg. 2 e 3 mostrano che i grafici delle funzioni di correlazione scelte hanno una pendenza fra loro opposta; ciò è spiegabile se si pensa che i massimi delle curve di risposta della Stazione Mobile e dei Lehener-

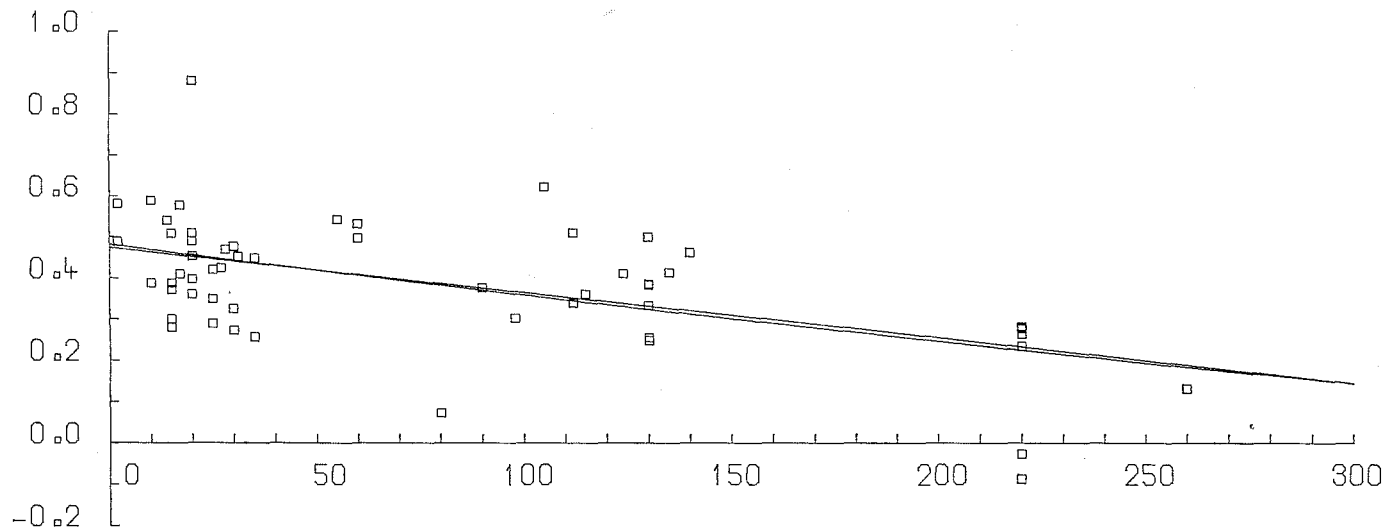


Fig. 2 - Funzioni di correlazione per la stazione mobile.

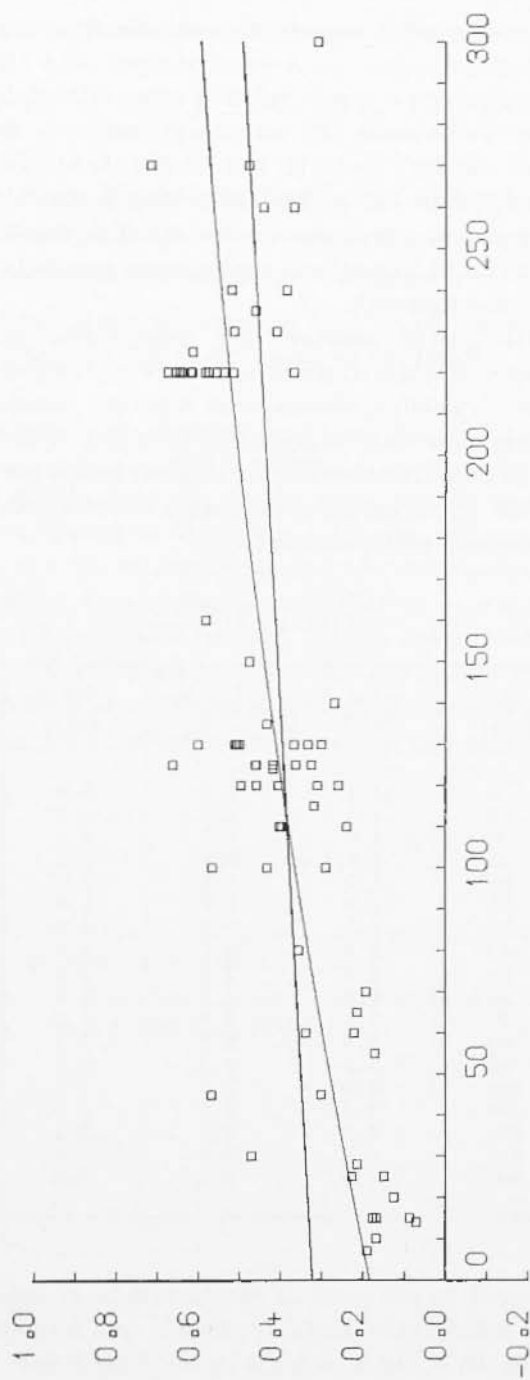


Fig. 3 - Funzioni di correlazione per i sismografi Lehener-Griffith.

Griffith sono situati in parti opposte rispetto alla frequenza di taglio del Wood-Anderson.

Un'altra osservazione è quella relativa alla entità dell'errore che si commetterebbe sostituendo allo strumento campione uno dei due strumenti ad esso correlati. Dalle [1] e [4] si deduce che l'errore statistico è dell'ordine di 0,03, ciò implica che le magnitudini calcolate con i tre strumenti al massimo differanno di circa 0,1. Tale indeterminazione rientra negli usuali limiti d'incertezza con cui viene fornita la magnitudo dagli Organismi internazionali.

Naturalmente questa taratura non tiene conto dell'eventuale costante di stazione, la quale dipende dalla natura geologica dei terreni su cui è posto lo strumento, comunque si è potuto constatare che le magnitudo determinate dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste, situate su formazioni eoceniche, s'identificano con uno scarto massimo di 0,1 con quelle calcolate nel nostro Osservatorio, situate su formazioni vulcaniche plio-quadernarie.

TABELLA 3

Δ (km)	$-\log b$ W.-A.	$-\log b_1$ L.-G.	$-\log b_2$ S.-B.
0	1,4	1,2	0,9
5	1,4	1,2	0,9
10	1,5	1,3	1,0
15	1,6	1,4	1,1
20	1,7	1,5	1,2
25	1,9	1,7	1,5
30	2,1	1,9	1,7
40	2,4	2,1	2,0
50	2,6	2,3	2,2
60	2,8	2,5	2,4
70	2,8	2,5	2,5
80	2,9	2,6	2,5
90	3,0	2,7	2,6
100	3,0	2,7	2,6
150	3,3	2,9	3,0
200	3,5	3,1	3,2
250	3,8	3,3	3,6
300	4,0	3,5	3,8

Nei casi pratici da noi presi in considerazione si conclude che la magnitudo può essere determinata applicando una formula analoga a quella di Richter $M = \log B - \log b$ in cui il $\log b$ dato in funzione

della distanza va diminuito o aumentato del valore di C ricavato con le formule [1] e [4] rispettivamente. La magnitudo è data quindi da:

$$M = \log B_1 - \log b - c = \log B_1 - \log b_1$$

in cui

- b - valore calcolato da Richter per il Wood-Anderson;
- b_1 - corrispondente valore calcolato per lo strumento tarato;
- c - fattore di correzione già determinato.

Riportiamo in tab. 3 i valori di $\log b$ rispettivamente per il Wood-Anderson e per i due tipi di strumenti da noi tarati.

3 - La principale conclusione che si potrebbe trarre dal lavoro effettuato è la conferma della possibilità di correlare tra loro, dal punto di vista del calcolo della magnitudo, strumenti diversi effettuando solo delle semplici operazioni di confronto tra dati sperimentali. Probabilmente però i risultati ottenuti sono stati agevolati dal fatto di aver preso in considerazione eventi sismici caratterizzati da meccanismi all'ipocentro non molto dissimili fra loro. Questo determinerebbe una certa omogeneità nella composizione spettrale delle onde emesse dai vari terremoti e quindi ne risulterebbe un rapporto caratteristico, funzione della distanza, fra le ampiezze registrate da vari strumenti.

BIBLIOGRAFIA

- (¹) RICHTER C. F., 1935. - *An instrumental earthquake magnitude scale*. "Bull. of the Seismol. Soc. of Am.", I.
- (²) DI FILIPPO D. e MARCELLI L., 1950. - *Magnitudo ed energia dei terremoti in Italia*. "Ann. di Geofis.", III, 3.