

## Recenti risultati sulla velocità delle onde sismiche in Italia Centrale

*(Some notes on the velocity of seismic-waves in Central Italy)*

R. CONSOLE (\*) - C. GASPARINI (\*)

Ricevuto il 20 Marzo 1975

RIASSUNTO. — Il periodo sismico di Cerreto di Spoleto (Dicembre 1974) è stato studiato con i dati ottenuti dalle stazioni della Rete Nazionale e dalla stazione sismica mobile, posta in prossimità dell'epicentro. Grazie alla possibilità di disporre di una buona localizzazione degli ipocentri e dei tempi di origine assoluti, si sono determinate le dromocrone medie relative alle onde *Pg*, *Sg*, *Pn* e *Sn*. Per brevi distanze di tragitto è stato possibile mettere in evidenza forti anomalie azimutali nelle velocità delle onde sismiche, associabili a errori sistematici nella determinazione degli epicentri con i metodi classici. Il presente studio fa prevedere la possibilità di giungere ad una conoscenza più dettagliata delle caratteristiche elastiche della crosta in territorio nazionale, quale risultato del perfezionamento tecnico nella raccolta dei dati.

SUMMARY. — The seismic phenomena which happened near Cerreto di Spoleto (December 1974) have been studied by data collected from the National Network and the seismic mobile station. The latter had been placed in the epicentral zone. As we could know good hypocentral parameters, we determined travel times for *Pg*, *Sg*, *Pn* and *Sn* waves. For short travel distances it has been possible to point out strong azimuthal velocity anomalies, connected with systematic errors in the epicentral determination. This work allows us to foresee the possibility of improving the knowledge of the crustal characteristics in our Country, as far as recording techniques will improve.

---

(\*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.

## 1. - PREMESSA

Nella prima metà di Dicembre 1974 si è manifestato, nella Valle del Nera, un periodo sismico caratterizzato da circa 20 scosse di magnitudo locale superiore a 3.0 e da molte altre di magnitudo inferiore. La scossa più forte è stata quella del giorno 2 Dicembre alle 01<sup>h</sup>55<sup>m</sup>15.2<sup>s</sup> avente magnitudo  $M_L$  pari a 4.3, determinata con il Wood-Anderson dell'Osservatorio di Monte Porzio, alla distanza di circa 115 km.

Il periodo sismico è stato seguito con numerose registrazioni dalle stazioni della Rete Nazionale, delle quali cinque (e precisamente Perugia, L'Aquila, Tuscania, Corinaldo, Roma M.P.) erano a distanza utile per ricevere l'onda *Pg* come primo arrivo (fig. 1).

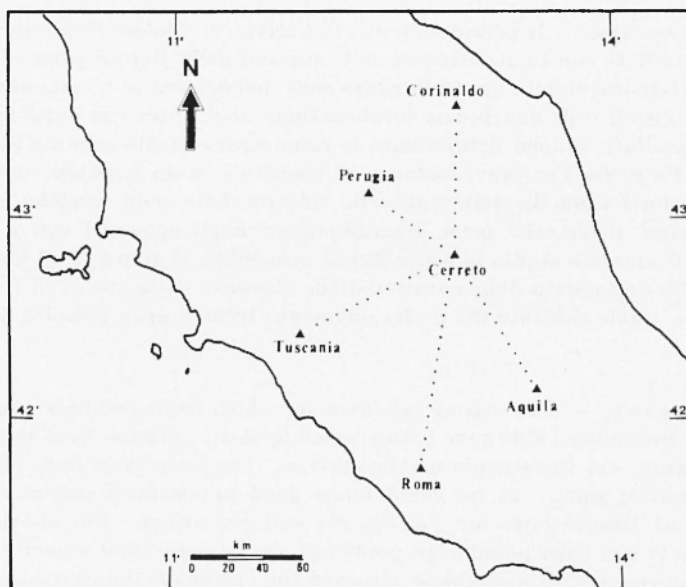


Fig. 1 - Posizione delle stazioni prossime all'epicentro.

A partire dalla sera del 7 Dicembre è entrata in funzione, nell'abitato di Cerreto di Spoleto, la stazione mobile dell'Istituto Nazionale di Geofisica dotata anche di registratore magnetico. La stazione mobile,

trovandosi praticamente sull'epicentro dei sismi, ha permesso la localizzazione dei fuochi (2) i quali sono risultati tutti in un'area di alcuni chilometri quadrati ad est di Cerreto, centrata approssimativamente sul punto di coordinate  $42^{\circ}49' N$  e  $12^{\circ}56' E$ , ed alla profondità compresa tra due e quattro chilometri (fig. 2). Il metodo adoperato per la localizza-

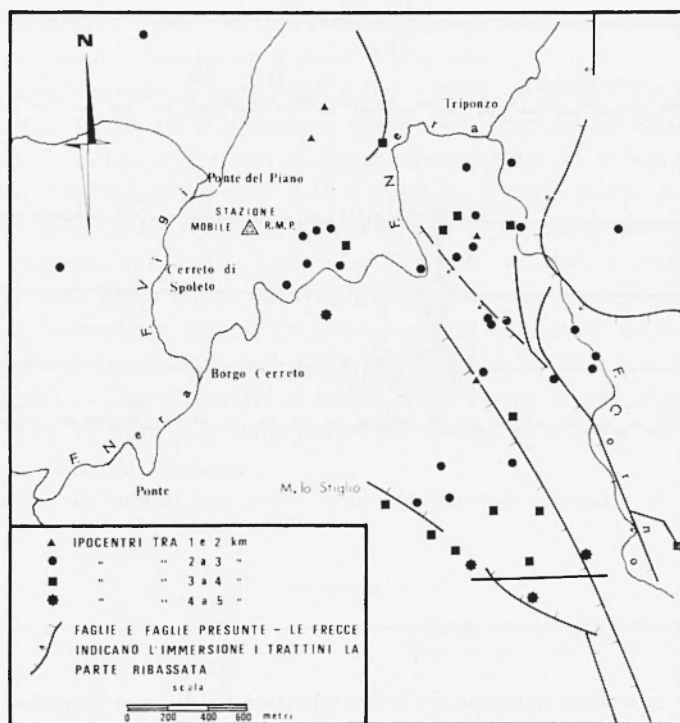


Fig. 2 - Epicentri determinati con la stazione mobile dal giorno 7 al 13 Dicembre.

zione degli epicentri è stato naturalmente quello delle distanze ipocentrali e dell'angolo di emergenza, ottenuti dalle registrazioni della terna di sismografi della stazione mobile (fig. 3). Un altro risultato consentito dall'impiego della stazione mobile, come vedremo in seguito, è stato quello di individuare con esattezza il tempo origine di alcune scosse.

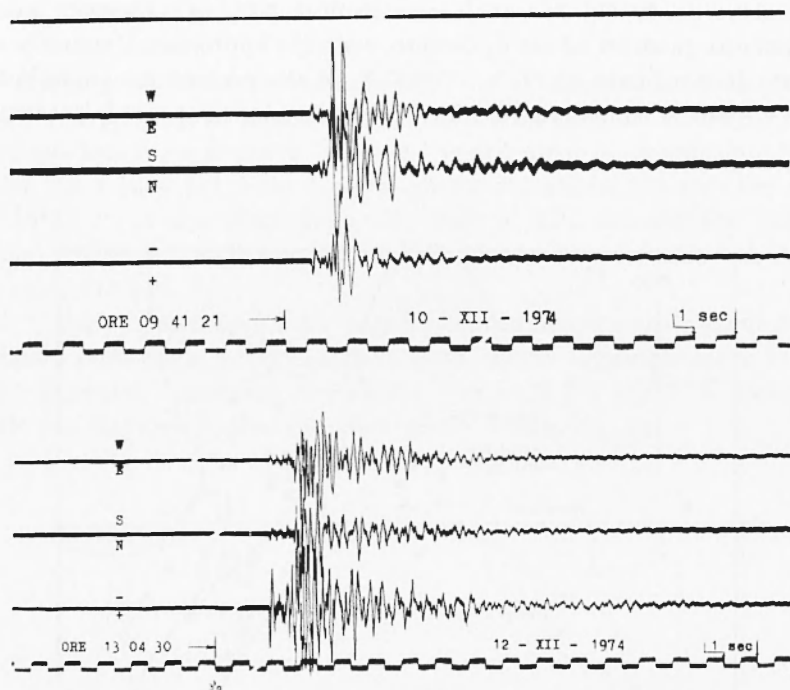


Fig. 3 - Esempi di registrazioni ottenute con la stazione mobile.

## 2. - LE DROMOCRONE MEDIE

Per la determinazione delle dromocrone medie si è assunta l'ipotesi che, anche le scosse avvenute nei giorni precedenti alla messa in opera della stazione mobile, abbiano avuto la loro origine nel volume di roccia interessato dalle repliche registrate in seguito (1.5). Questa ipotesi ci sembra attendibile per il fatto, generalmente ammesso, che le repliche di un sisma avvengano nella zona posta in squilibrio dalla variazione di tensione elastica introdotta dalla scossa principale, ed è confortata dall'uniformità dei tempi di tragitto ricavati per le varie stazioni nel corso del periodo sismico.

Le repliche da noi localizzate si distribuiscono su di un'area di circa 10 km<sup>2</sup>. Ponendoci nella peggiore delle ipotesi, e cioè che le scosse utilizzate nella trattazione si localizzino al bordo dell'area, l'errore che

commetteremo nell'assumere come epicentro il centro dell'area determinata dalle repliche (fig. 2), sarà valutabile nei seguenti modi:

a) considerando l'area come circolare con raggio di circa 1.8 km e assumendo la velocità di 5.5 km/sec, commetteremo un errore di 0.3 secondi;

b) considerando invece l'area quadrata, il massimo spostamento è di 2.2 km, con un errore corrispondente a 0.4 secondi.

In ambedue i casi l'errore commesso rientra in quello di lettura sui sismogrammi, valutabile a circa 0.5 secondi.

Successivamente si sono confrontati i tempi di arrivo alla stazione sismica dell'Aquila (WWNSS), con quelli della stazione mobile corretti in funzione della brevissima distanza ipocentrale. Si è ottenuto un tempo di tragitto medio pari a 10.8 secondi. È stata scelta come stazione di riferimento quella dell'Aquila sia per la posizione e la sensibilità degli strumenti che per la minore dispersione nei dati ottenuti. Tale tempo è stato preso come dato di riferimento per valutare l'ora origine delle precedenti scosse, da impiegare nel calcolo di tutti i tempi di tragitto verso le altre stazioni.

Stabiliti, come si è detto, i tempi origine delle scosse di maggiore importanza (Tab. 1), si sono potuti determinare i tempi di tragitto relativi a tutte le stazioni.

TABELLA I

No	Data	Tempo origine			$M_{LH}$
		h	m	s	
1	1.XII.1974	01	21	28.9	3.9
2	2 " "	01	14	32.7	3.8
3	2 " "	01	55	15.2	4.3
4	2 " "	02	46	32.5	3.3
5	2 " "	21	00	11.2	3.7
6	3 " "	19	08	12.4	3.6
7	4 " "	01	39	37.7	3.2
8	4 " "	16	14	48.2	4.0
9	4 " "	17	59	45.5	3.6
10	5 " "	05	22	05.4	4.1
11	5 " "	05	45	49.1	3.4
12	6 " "	17	49	02.6	3.7

Nel fare ciò abbiamo distinto i quattro tipi fondamentali di onde  $Pg$ ,  $Pn$ ,  $Sg$ ,  $Sn$ , i cui nomi sono da considerarsi puramente convenzionali, ricavando i rispettivi tempi ogni volta che l'arrivo si poteva distinguere con certezza. Si noti che per le cinque stazioni più vicine si sono letti direttamente i sismogrammi, mentre per le altre ci si è basati sui dati indicati nei bollettini.

I risultati per le onde  $Pg$  e  $Sg$  sono riportati nelle Tabelle 2 e 3 dove, accanto al nome della stazione, abbiamo indicato la distanza

TABELLA 2

Stazione	$A$ (km)	$T_{Pg}$ (sec)	$V_{Pg}$ (km/sec)	$N$
PERUGIA	53.8	$11.15 \pm 0.22$	$4.82 \pm 0.09$	12
L'AQUILA	64.2	10.80	5.94	—
CORINALDO	90.6	$17.80 \pm 0.10$	$5.09 \pm 0.03$	14
TUSCANIA	97.2	$16.74 \pm 0.08$	$5.81 \pm 0.02$	7
ROMA M.P.	113.4	$19.37 \pm 0.13$	$5.85 \pm 0.04$	11
FIRENZE	172.6	$31.01 \pm 0.42$	$5.57 \pm 0.07$	7
PRATO	189.8	$33.11 \pm 0.39$	$5.73 \pm 0.06$	7

epicentrale  $A$  — calcolata trigonometricamente dal punto indicato in premessa — il tempo di tragitto medio e le velocità risultanti con i loro errori standard, nonché il numero  $N$  di osservazioni impiegate nella determinazione.

TABELLA 3

Stazione	$A$ (km)	$T_{Sg}$ (sec)	$V_{Sg}$ (km/sec)	$N$
PERUGIA	53.8	$20.85 \pm 0.40$	$2.58 \pm 0.05$	12
L'AQUILA	64.2	$20.38 \pm 0.22$	$3.15 \pm 0.03$	13
CORINALDO	90.6	$31.59 \pm 0.15$	$2.87 \pm 0.01$	14
TUSCANIA	97.2	$32.37 \pm 0.27$	$3.00 \pm 0.02$	8
ROMA M. P.	113.4	$36.60 \pm 0.14$	$3.10 \pm 0.01$	12
FIRENZE	172.6	$55.68 \pm 0.60$	$3.10 \pm 0.03$	7
PRATO	189.8	$61.92 \pm 1.12$	$3.07 \pm 0.06$	4

In Tabella 4 sono riportati i risultati per le onde  $Pn$  e  $Sn$ , dove naturalmente non sono state indicate le velocità medie, trattandosi di percorsi non rettilinei.

TABELLA 4

Stazione	$\Delta$ (km)	$T_{Pn}$	$T_{Sn}$
PRATO	189.8	—	54.39
GENOVA	368.8	53.20	—
PAVIA	399.9	60.30	—
ROBURENT	440.6	63.35	—
SARAJEVO	460.6	66.80	120.70
S. ANNA DI V.	480.1	67.80	—
TITOGRAĐ	520.5	73.98	128.23
OHRIĐ	678.4	92.72	—
SCOPJE	706.1	95.84	—
VALANDOVO	813.9	109.76	—
DEVA	863.3	117.80	—
MOXA	875.9	119.08	—

A partire dai tempi e dalle distanze epicentrali riportati nelle tabelle si sono calcolati, col metodo dei minimi quadrati, i coefficienti delle equazioni delle dromocrone, assunte come rette. I risultati ottenuti, dei quali i primi due rivestono maggior significato per il numero dei dati a disposizione, sono i seguenti:

$$\text{onda } Pq \quad T_{Pq} = (0.171 \pm 0.006) \Delta + 0.862 \pm 0.700$$

$$\text{onda } Sq \quad T_{Sq} = (0.314 \pm 0.008) \Delta + 1.893 \pm 0.897$$

$$\text{onda } Pn \quad T_{Pn} = (0.126 \pm 0.002) \Delta + 7.999 \pm 1.122$$

$$\text{onda } Sn \quad T_{Sn} = (0.230 \pm 0.018) \Delta + 11.376 \pm 7.476$$

dove i tempi sono espressi in secondi e le distanze in km.

Queste dromocrone sono valide per terremoti con profondità ipocentrale di circa 4 km, e sono molto simili a quelle ricavate da Di Filippo e Marcelli (<sup>4</sup>). Va, comunque, notato che in questa circostanza si sono avuti a disposizione più dati per le brevi distanze.

## 3. - CRITICA ALLA DETERMINAZIONE CLASSICA DEGLI EPICENTRI

È stata tentata la determinazione degli epicentri per le scosse più significative con due fra i metodi più classici: quello che si basa sui soli primi arrivi e quello basato sulle differenze  $T_{Sg} - T_{Pg}$ . Per il primo, che comporta fra le incognite anche il tempo origine, si sono adoperati tutti i dati a disposizione assumendo come valide le dromocrone determinate da Di Filippo e Marcelli (4). Per il secondo abbiamo considerato incognita la costante  $k = \frac{V_{Pg} \cdot V_{Sg}}{V_{Pg} - V_{Sg}}$  fissando invece come data la profondità ipocentrale. Ambedue i metodi sono stati tradotti in un programma di minimi quadrati per l'elaboratore elettronico.

I risultati ottenuti, simboli neri di fig. 4, sono stati piuttosto deludenti in quanto presentano una forte dispersione, dipendente dagli errori casuali nella lettura dei tempi di arrivo delle onde, e sono anche affetti da errori sistematici a causa delle differenze tra le velocità reali delle onde e quelle assunte nel modello. Lo spostamento verso sud di tutti gli epicentri determinati col metodo delle  $P$ , per esempio, può provenire dal fatto che la velocità delle onde sismiche è maggiore in tale direzione, come è stato confermato dall'analisi che segue.

A scopo di verifica sono stati ricalcolati gli epicentri con il metodo delle  $P$ , utilizzando per ogni stazione le velocità riportate in Tabella 2 (triangoli bianchi, figg. 4 e 5).

Un'altra differenza che si è rilevata fra i dati ottenuti dal calcolo e gli stessi dati ricavati direttamente, sta nei tempi origine, per i quali i valori forniti dal metodo classico sono sistematicamente inferiori di alcuni secondi.

## 4. - ANOMALIE AZIMUTALI DELLE VELOCITÀ

Dall'esame dei risultati riportati nelle Tabelle 2 e 3 si può osservare una notevole differenza nelle velocità delle onde in relazione al particolare tragitto. È importante far notare che ciò deriva dall'aver determinato per via diretta la posizione epicentrale e il tempo origine dei terremoti, eliminando l'inevitabile «aggiustamento» che deriverebbe dall'adoperare dromocrone medie per determinare i para-



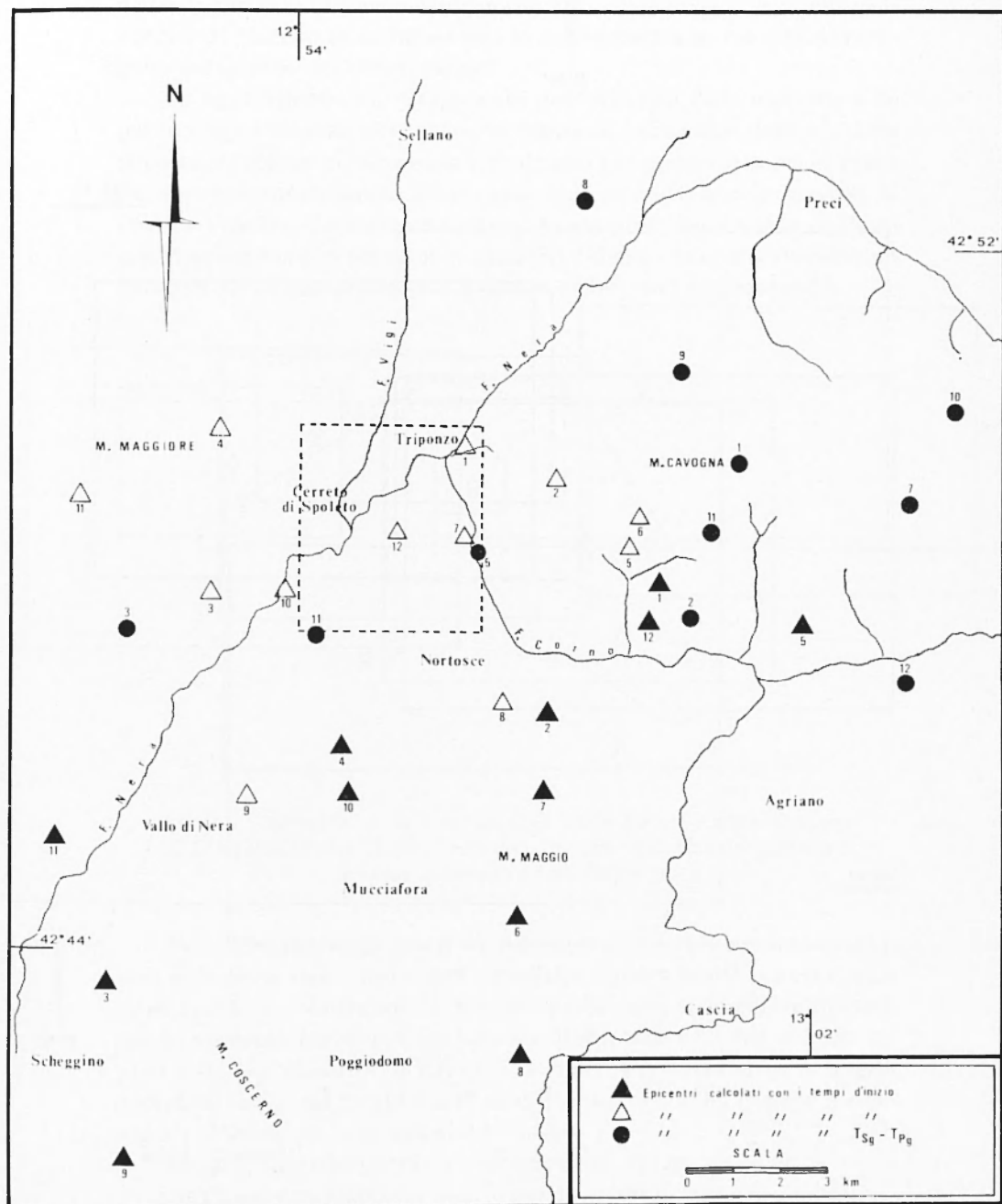


Fig. 4 - Epicentri determinati con i metodi descritti nel testo. La numerazione segue l'ordine cronologico degli eventi. La parte tratteggiata si riferisce all'area coperta dalla fig. 2.

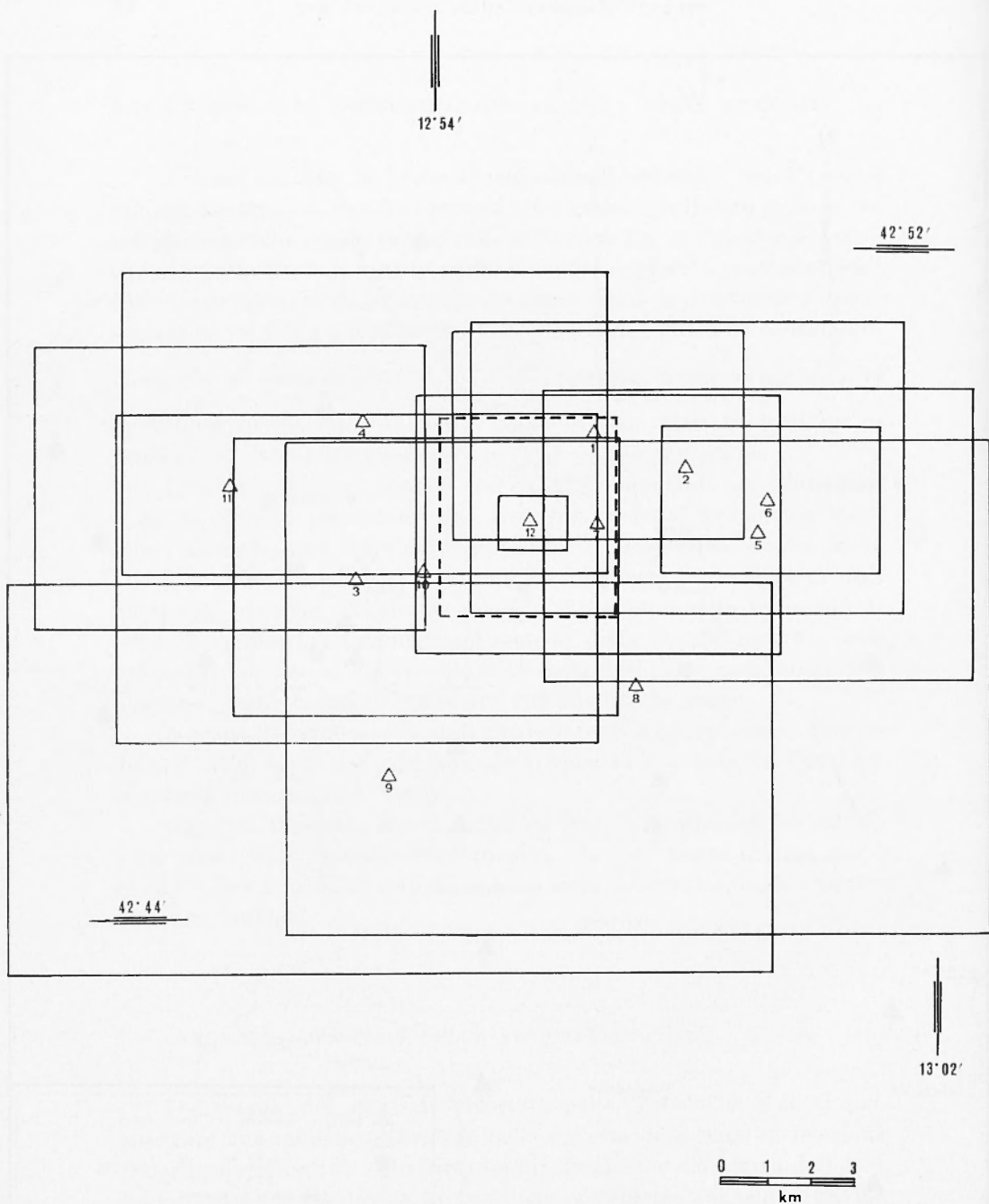


Fig. 5 - Posizioni degli epicentri di fig. 4 (triangoli bianchi) con i relativi errori standard. Si può notare che i soli epicentri 6 e 11 non si sovrappongono alla zona epicentrale (parte tratteggiata).

metri di partenza. La coerenza con cui in ogni stazione si sono misurati i tempi di tragitto fa escludere che le differenze fra le velocità provenivano solamente da errori casuali.

In fig. 6 riportiamo l'andamento delle velocità delle onde  $Pg$  e  $Sg$  per le cinque stazioni più vicine, in funzione dell'azimut della stazione rispetto all'epicentro, ritenendo che almeno per queste stazioni si possa parlare inconfutabilmente dello stesso tipo di onda. Per le stazioni di Prato e Firenze, che hanno un azimut molto prossimo a quello di Perugia, riteniamo che le prime onde giuntevi debbano aver attraversato un pacco di strati più profondo e veloce e quindi non confrontabile.

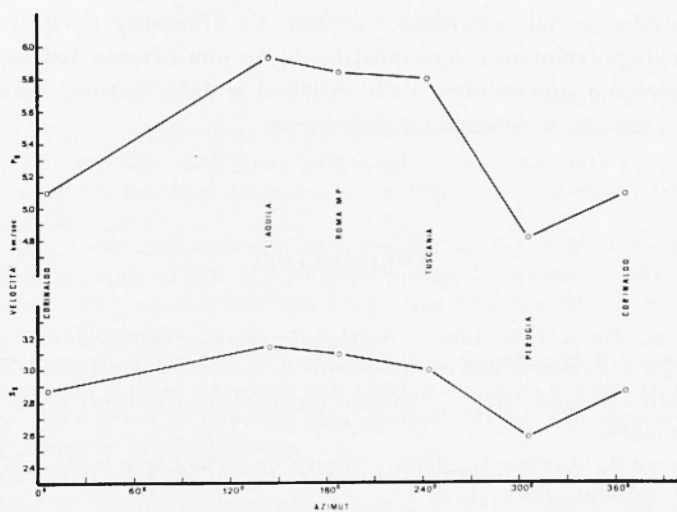


Fig. 6 — Variazioni della velocità delle onde  $Pg$  e  $Sg$  nelle stazioni di L'Aquila, Roma M.P., Tuscania, Perugia e Corinaldo installate intorno a Cerreto come da fig. 1.

Le profondità degli ipocentri collocherebbero il movimento tettonico all'interno delle formazioni triassiche o pre-triassiche umbre, cioè oltre quella che costituisce la base affiorante della serie umbro-marchigiana. Le rocce costituenti la formazione di base nell'area epicentrale sono date da calcari suberistallini e dolomie; sottostante a queste dovrebbe esserci un complesso di tipo filladico, o simile, che per convenienza chiameremo « complesso di base ».

Le onde sismiche debbono aver effettuato il loro massimo percorso all'interno del complesso di base, o per lo meno in rocce con caratteristiche meccaniche grosso modo analoghe. Per i tragitti Cerreto-Tusca-

nia e Cerreto-Roma M.P., la velocità delle onde *Pg* si può considerare costante (5.81 e 5.85 km/sec). Il complesso di base dovrebbe avere una distribuzione quasi omogenea e le anomalie gravimetriche confermerebbero tale ipotesi. L'andamento del complesso di base non dovrebbe essere molto differente dal precedente anche per il percorso Cerreto-Perugia, dove invece si riscontra la velocità più bassa, 4.82 km/sec.

Verso Nord, percorso Cerreto-Corinaldo (velocità 5.09 km/sec), il complesso di base si troverebbe a profondità maggiore, per cui le onde avrebbero effettuato un percorso misto tipo complesso base-complesso calcareo, il che giustificherebbe una diminuzione di velocità. Una velocità ancora minore dovrebbe riscontrarsi nel percorso Cerreto-L'Aquila, prevalentemente nel complesso calcareo. Le differenze riscontrate dai valori medi potrebbero essere giustificate da una diversa distribuzione, nella direzione appenninica, delle tensioni e deformazioni regionali a cui sono soggette le formazioni geologiche.

#### BIBLIOGRAFIA

- (1) BATH M., DUDA J. S., 1964. - *Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, deformation and related quantities*. « Annali di Geofisica » XVIII, 3
- (2) Bollettino Sismico 1974. - « Istituto Nazionale di Geofisica, Roma M.P. », Dicembre.
- (3) COULOMB J., JOBERT G., 1973. - *Traité de géophysique interne*. Masson e Cie Editeur, Paris, I.
- (4) DI FILIPPO D., MARCELLI L., 1952. - *Dromocrone per terremoti vicini e velocità delle onde nell'Italia Centrale*. « Annali di Geofisica », V, 2.
- (5) UTSU T., SEKI A., 1955. - *Relation between the area of the aftershock region and the energy of the main shock*. « Journ. Seism. Soc. », Japan, serie II. VII.