

## Sismicità dell' Iran

F. PERONACI

Le caratteristiche sismiche di una regione vengono in genere compendiate dalla conoscenza di quattro dati fondamentali: intensità delle scosse, frequenza, coordinate ipocentrali, natura fisica della scossa all'ipocentro. Ora mentre per quanto riguarda gli ultimi tre elementi non vi è incertezza, dato che essi possono solo ricavarsi dalle osservazioni microsismiche fornite dal materiale di registrazione, e quindi legate solo al fatto che nella regione esista un numero sufficiente di osservatori, per quanto riguarda l'intensità, i criteri valutativi possono essere i più disparati e a nostro avviso nessuno soddisfacente da tutti i punti di vista. L'intensità di una scossa può infatti essere desunta con tre metodi diversi:

1. - Determinazione della magnitudo e quindi dell'energia sviluppata all'ipocentro.
2. - Determinazione dei valori dell'accelerazione massima nelle varie località della zona macrosismica.
3. - Determinazione dell'intensità in base ai danni subiti dagli edifici.

Il primo criterio è indubbiamente il più rigoroso, oggi infatti grazie agli studi eseguiti e in corso, la magnitudo di un terremoto, specie se calcolata con il primo impulso o con le onde superficiali, assume nelle varie stazioni valori notevolmente concordanti e quindi tali da dar senso all'assunzione di un valore medio quando essa sia stata calcolata da un numero sufficiente di osservatori.

Si deve però a questo riguardo tenere presente che la magnitudo si riferisce al-

l'energia sviluppata all'ipocentro e che quindi pur tenendo conto della profondità del fuoco sismico, non è possibile dal valore trovato risalire a quanta parte di tale energia ha investito la regione macrosismicamente interessata dal fenomeno nè tampoco di stabilire le dimensioni dell'area macrosismica, che come è noto dipende oltre che dall'energia sviluppata anche dalla natura e dalla conformazione delle stratificazioni superficiali della crosta. Da tutto ciò segue che la magnitudo è un elemento incompleto, o per lo meno che non consente una diretta valutazione degli effetti di una scossa specie se non sono ben note le caratteristiche tettoniche della regione in esame.

Nè ci sembra che il criterio di risalire all'intensità dalla misura dell'accelerazione massima, porti a migliori risultati, infatti, a parte le difficoltà di carattere pratico e organizzativo legate alla installazione di una fitta rete accelerometrica, il dato dell'accelerazione non è sufficiente per la valutazione degli effetti di una scossa; un'intera e vasta bibliografia in proposito ha dimostrato esaurientemente che non ha senso riferirsi all'accelerazione a meno che a tale dato non si uniscano i periodi e le ampiezze con cui tale accelerazione è ottenuta.

Rinane l'esame dell'ultimo criterio cioè quello di risalire alla intensità attraverso l'esame delle osservazioni macrosismiche e quindi attraverso isosiste. Anche in questo caso è necessario fare una premessa; il metodo è fino ad oggi del tutto empirico sia perchè soggetto a valutazioni di carattere

personale, anzi affidate a più persone, sia perchè legato alla densità di popolazione. Qualora poi lo si basi esclusivamente sui danni riscontrati negli edifici esso è legato alle norme tecniche con le quali sono costruiti gli edifici e alla loro età. Anche qui, una vasta documentazione ha consentito di stabilire che oltre alla buona o cattiva costruzione degli stabili, influiscono i terreni di fondazione e quel che più conta i periodi propri degli elementi che formano il fabbricato, muri perimetrali, solai ecc.; essi infatti possono oscillare con ampiezze del tutto diverse e quindi dar luogo a danni di entità diversa in dipendenza del coefficiente di smorzamento dello stabile e del periodo proprio della scossa ed indipendentemente dalla sua entità. Se infine si tiene conto che una scossa non ha andamento sinusoidale è facile comprendere come il problema si complichino anche dal punto di vista teorico.

È evidente quindi la perplessità cui si è soggetti ogni qualvolta ci si accinga a voler studiare la sismicità di una determinata regione anche perchè esiste una notevole difficoltà nel definire il concetto di sismicità.

Molti usano definire sismicità di una regione l'attitudine che ha la regione ad essere soggetta a terremoti in relazione agli effetti prodotti dalle scosse.

Se si parte da una tale definizione segue che una carta sismica compendia la storia dei terremoti nella regione, e nello stesso tempo tien conto del come l'energia si è propagata in corrispondenza delle caratteristiche tettoniche e geologiche della regione studiata. È questa una definizione soddisfacente specie se lo scopo che ci si prefigge è quello di affiancare l'opera della edilizia antisismica, anzi riteniamo che tale fine pratico non debba mai essere trascurato in uno studio del genere. È però necessario tener presente che per quanto si è già esposto non sempre è possibile atternerci ad una tale definizione sia perchè il metodo di valutazione degli effetti è del tutto empirico, sia perchè spesso la mancanza di osservazioni regolari eseguite sul posto, non consente di risalire per un numero sufficiente di anni alla storia sismica della regione studiata. In vista di tali fatti e in particolare quando si debba studiare

una regione sismicamente poco conosciuta, riteniamo che convenga partire da una definizione di sismicità basata per quanto riguarda l'elemento intensità sul dato di magnitudo, integrando poi esclusivamente con il materiale microsismico a disposizione, tale dato con gli altri caratteri distintivi su accennati.

Con tale metodo si avrà una carta della regione che, pur non consentendo la valutazione delle aree macrosismiche rispecchia la storia sismica del territorio specie se l'indagine è stata spinta per un numero ragionevole di anni. La carta consentirà di desumere quali zone siano più o meno sismiche, e se integrata da notizie di natura strutturale e tettonica consentirà anche di giustificare in molti casi le ragioni della sismicità. Questa carta sarà il primo passo per uno studio più dettagliato delle varie zone e fornirà dati riguardo la ubicazione di osservatori da installare, utili specie quando la regione è molto vasta e con scarsa densità di popolazione. Successivamente quando si vogliono desumere delle norme di carattere pratico riguardo ad esempio l'edilizia, sarà necessario procedere ad una indagine sulla distribuzione della intensità in superficie, indagine che dovrà essere fatta tenendo conto della struttura geologica delle stratificazioni superficiali, che rappresenta il fattore predominante nello studio della propagazione e dell'assorbimento dell'energia sismica nella zona epicentrale.

Naturalmente in questa seconda fase sarà necessario impiegare un servizio di informazioni macrosismiche, ma sarà bene che i dati da esso ricavati più che riferirsi all'intensità intesa come valore dell'accelerazione massima, si riferiscano piuttosto ai danni riscontrati su edifici di costruzione ben determinata, in modo che le aree delle isosiste rappresenteranno piuttosto le zone ove i danni sono stati più o meno rilevanti.

#### SISMICITÀ DELL'IRAN.

L'Iran è una regione sismicamente poco conosciuta, infatti l'unico contributo moderno della conoscenza della sua sismicità è contenuto nel volume di GUTENBERG e

RICHTER « Seismicity of the Earth ». Le notizie riportate da Sieberg nel volume dell'Handbuch der Geophysik (Erdbebengeographie) si riferiscono quasi tutte ai secoli passati e quindi non confortate da dati di registrazione e determinazione sia pure approssimativa degli epicentri.

Scopo del presente lavoro è quello di completare con gli elementi relativi all'ultimo decennio il materiale già elaborato da Gutenberg e Richter e di integrarlo con altri dati relativi a terremoti di minore entità che non sono stati riportati dai predetti autori. Tali terremoti pur non influenzando sui risultati globali dell'energia sviluppata nella regione iraniana agli ipocentri, hanno un notevole interesse agli effetti della frequenza delle scosse sismiche. Naturalmente lo studio, che abbiamo limitato agli ultimi 47 anni è incompleto sia perchè abbiamo di proposito preso in esame quei terremoti effettivamente registrati e di cui si è potuto determinare la posizione dell'epicentro almeno in via approssimativa, sia perchè le fonti delle nostre notizie sono quelle di osservatori che distano dall'Iran qualche migliaio di km e che quindi non possono registrare terremoti locali di lieve entità.

Le fonti cui abbiamo attinto sono, oltre il citato volume di Gutenberg e Richter per gli anni 1909-1946, i Sismological Summary dal 1934 al 1950 (primo trimestre), i dati forniti dal U.S.C.G.S., dal B.C.I.S. per il periodo 1947-1957, i bollettini dell'I.N.G. e delle stazioni dei paesi del prossimo Oriente e del medio Oriente per l'ultimo decennio. Dallo spoglio di tale materiale siamo riusciti ad ottenere l'elenco di 210 terremoti (escluse le repliche) di cui 21 hanno epicentro non compreso nei confini politici dell'Iran ma che interessano zone limitrofe e quindi ancora facenti parte del massiccio iraniano.

La precisione sul dato delle coordinate epicentrali è quella che generalmente si ottiene nelle determinazioni provvisorie delle varie organizzazioni e cioè 1/2 grado per terremoti di intensità tale da consentire l'impiego di un numero sufficiente di stazioni per la determinazione provvisoria dell'epicentro. Per quanto riguarda la profondità ipocentrale questo dato è mancan-

te per la maggior parte dei terremoti, si deve però osservare che se si prescinde dalla zona del confine Sud-Orientale dell'Iran, ove si riscontrano dei focolai sismici con profondità sui 100 km, in base alle registrazioni di Roma e alle osservazioni di Gutenberg, non risulta che l'Iran sia sede di fenomeni sismici con epicentro profondo e quindi molto al di sotto della discontinuità tra crosta terrestre e mantello. In ogni modo ci proponiamo di ritornare sull'argomento dato che desideriamo eseguire uno studio su alcuni tra i più recenti terremoti della regione anche agli effetti della natura fisica della scossa all'ipocentro.

Il valore della magnitudo per i terremoti non riportati da Gutenberg e Richter, è stato calcolato quando ciò è stato possibile, in base alle registrazioni di Roma, per gli altri casi ci si è attenuti ai valori di altre organizzazioni (B.C.I.S., Upsala, Kiruna, Lwiro, Mosca) e infine i meno intensi sono stati tutti inclusi in un'unica classe che abbiamo indicato con *e*.

In base alla magnitudo i terremoti sono stati suddivisi in 5 classi adottando la seguente suddivisione già fatta da Gutenberg:

Magnitudo	Classe
7 3/4 — 8,5	a
7,0 — 7 3/4	b
6,0 — 6,9	c
5,3 — 5,9	d
> 5,3	e

Secondo tale suddivisione i 210 terremoti riportati in elenco si dividono in 1 di classe *a*, 9 di *b*, 33 di *c*, 73 di *d*, 94 di classe *e*.

Complessivamente, adottando la relazione

$$\log E = 12 + 1,8 M$$

con *E* energia e *M* magnitudo, e tenendo conto del modesto contributo apportato dai terremoti delle ultime due classi, la cui energia media è stata valutata per ciascuno a  $10^{22}$  e  $10^{20}$  erg. rispettivamente, si ha che l'energia totale sviluppata agli ipocentri negli ultimi 47 anni si aggira sui  $1,28 \cdot 10^{26}$  erg. avendo escluso l'unico terremoto di classe *a*, a cui si è attribuita una energia sui  $5 \cdot 10^{26}$  erg. Da questi dati risulta che l'Iran è una regione ad elevata

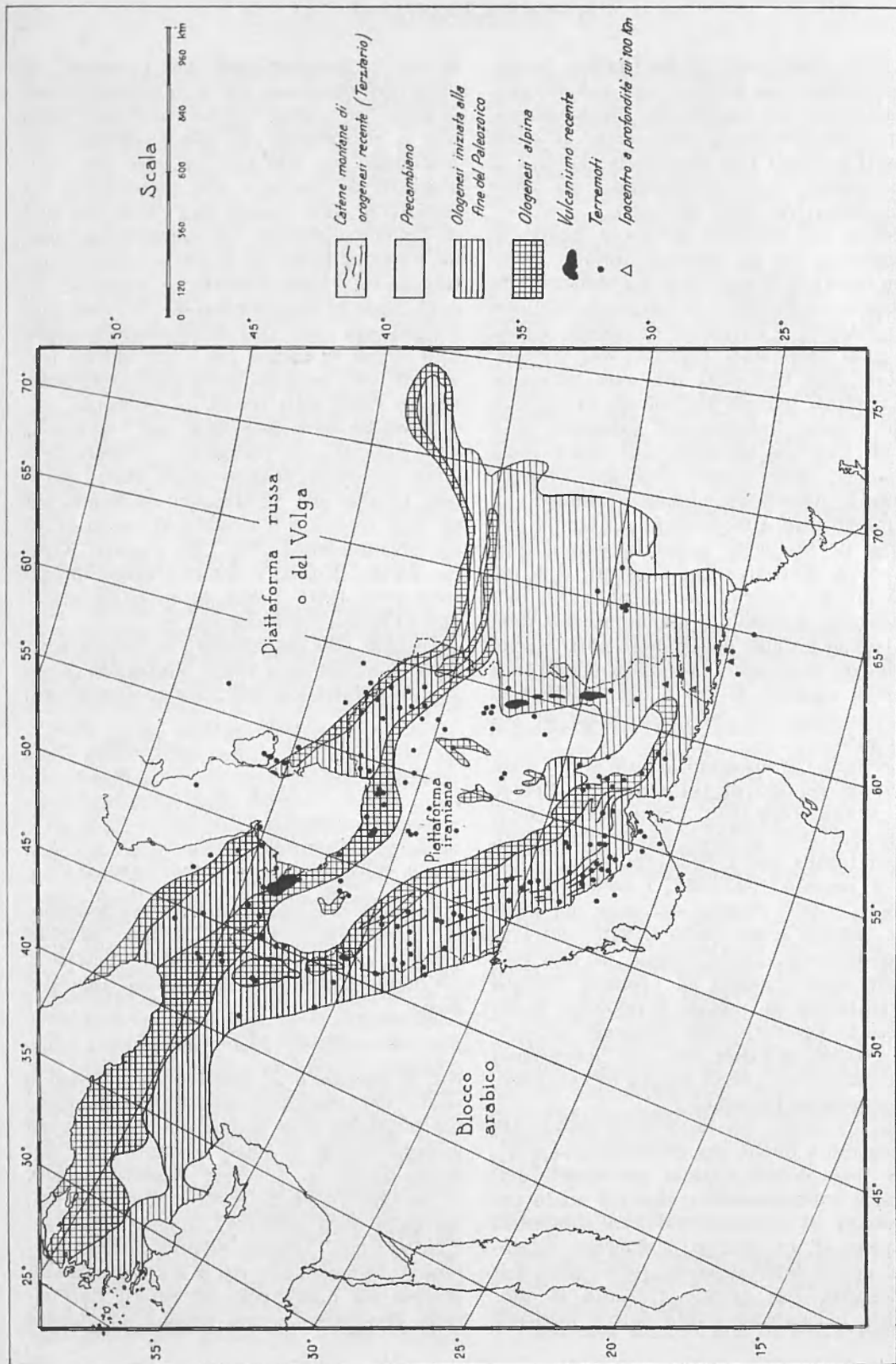


Fig. 1

sismicità anche se non da paragonarsi con certe zone dell'arco del Pacifico.

Nella figura 1 abbiamo riportato la posizione degli epicentri, da essa si nota che le regioni più attive sismicamente sono quelle in corrispondenza degli archi montani che a Nord e a Sud recingono l'altipiano iraniano. Volendo avanzare una ipotesi sulle cause di tale sismicità è naturale, data l'assenza di terremoti profondi, collegarla con la storia geologica della regione; la struttura dell'Asia è basata sulla esistenza di antichi blocchi elaborati indipendentemente uno dall'altro nel periodo precambriano e successivamente saldati insieme in modo da formare l'attuale continente. Tra questi blocchi va annoverato l'altipiano iraniano probabile prolungamento del blocco arabico. In particolare si fa risalire la formazione dell'altipiano iraniano al Gondwaniano, ultimo periodo dell'era arcaica. Attualmente il massiccio Iraniano è racchiuso da alte catene di montagne che fanno parte dell'arco alpino che a partire dai Pirenei e dalle Alpi si spinge attraverso le Alpi Transilvane e le catene dell'Anatolia fino all'Hindu-Kush e all'Imalaia, arco che è sede di fenomeni orogenetici ancora in atto. In particolare le catene settentrionali dell'Iran hanno tratto origine nel primo periodo alpino e presentano tracce di vulcanismo recente, mentre le meridionali hanno forse avuto una orogenesi più recente (fine del secondario e inizio del terziario); infine le catene che recingono le coste del golfo Persico e del golfo di Oman vengono considerate di orogenesi terziaria. Data la distribuzione degli epicentri che si addensano nelle zone orogeneticamente più giovani non è azzardato collegare i fenomeni sismici con un'orogenesi ancora in atto, tanto più che il massiccio centrale geologicamente più antico presenta minore sismicità, o del tutto una sismicità praticamente nulla per larghe regioni di esso.

Impiegando una carta a 1 : 2.000.000 abbiamo riportato su essa le posizioni degli epicentri, posizioni che abbiamo segnato con le lettere della classe a cui appartiene il terremoto, sia per dar subito una idea dell'intensità, sia perchè tale rappresentazione lascia ad ogni posizione epicentrale quella indeterminazione che abbiamo già

fatto osservare. La frequenza è caratterizzata dagli indici di cui sono munite alcune lettere. Infine mediante delle curve abbiamo delimitato delle aree di maggiore o minore sismicità tracciando le curve in modo tale che le aree da esse racchiuse fossero proporzionali alle energie sviluppate e comprendessero le zone ove si erano verificati terremoti più o meno della stessa classe.

Naturalmente un tale criterio si presta a critica in quanto in esso non si tiene conto se non approssimativamente dell'energia sismica che da una zona si trasferisce alla confinante, ma la completa assenza di notizie macrosismiche non ci ha consentito tale valutazione. Anche però con tali riserve riteniamo che la carta ci offra già una idea sufficientemente aderente alla realtà della sismicità dell'Iran e presenti una base da cui partire per studi successivi, specie se il programma di ricerche sismiche che il Governo iraniano ha in atto fornirà i dati necessari per indagini più particolareggiate nelle singole località del territorio. Dall'esame della carta si nota la presenza di larghe zone sismiche in corrispondenza della regione centrale dell'altipiano iraniano, e nello stesso tempo vengono posti in evidenza 5 centri sismici di grande intensità e precisamente: la zona tra Kermashah e Amadan, quella a Nord-Est di Teheran, la regione di confine a Nord di Meshhed, quella a Nord-Est di Esfahan e infine la zona del confine meridionale tra Iran e Belucistan. Naturalmente i contorni di tali zone sono del tutto imprecisi, meno che per la prima di esse di cui si parlerà nell'ultima parte del presente lavoro. Ne è il caso di sottovalutare le zone, notevolmente estese, racchiudenti gli epicentri di terremoti di classe c, in quanto la magnitudo di tali terremoti ha spesso raggiunto valori intorno a 6,5, e come è noto tale intensità può produrre effetti rovinosi specie se in prossimità dell'epicentro esistono centri abitati. Sciraz è inclusa in una di tali zone, e nel 1946 ebbe a subire notevoli danni, e altrettanto dicasi di molti centri abitati nella zona di Birdjand colpiti gravemente dal terremoto del 23 settembre 1947.

Particolare interesse, agli effetti della

frequenza, ha tutta la fascia costiera del Golfo Persico e del golfo di Oman, infatti in essa, pur non essendosi verificati negli anni presi in esame terremoti di magnitudo superiore a 7, sono compresi gli epicentri di circa 1/3 di tutti i terremoti avvenuti in Iran nello stesso periodo, questo fatto è quasi certamente imputabile alla orogenesi più recente (fine del terziario) che ha dato origine alle catene di montagne.

#### IL TERREMOTO DEL 13 DICEMBRE 1957.

Alle ore 01 45' (T.M.G.) del 13 dicembre 1957 la zona del massiccio montano compresa tra Hamadan e Kermanshah è stata colpita da un violento terremoto che ha prodotto ingenti danni in un centinaio di villaggi, molti dei quali sono stati interamente distrutti. Anche le perdite umane sono state rilevanti specie se esse sono poste in relazione alla scarsa densità di popolazione della zona colpita; il numero dei morti si aggira sui 1.200 e tutti imputabili agli effetti della prima scossa data la immediata ed efficiente opera di soccorso prestata dalle autorità civili e militari. La scossa principale ha dato origine ad un intenso periodo sismico con repliche di minore intensità avvertite fino al 21 gennaio 1958; il solo, osservatorio di Csara, pur distante 1.100 km circa dall'epicentro ne ha registrate 15 nel solo mese di dicembre. La magnitudo della scossa principale è stata valutata 7,1 a Roma, 7 $\frac{1}{4}$  a Pasadena, 6 $\frac{3}{4}$ -7 a Quetta, 7,1 a Upsala per ciò assumendo come valore medio 7,1, l'energia sviluppata all'ipocentro si aggira sui 6.10<sup>21</sup> erg. Il terremoto è quindi da classificarsi tra i più intensi avvertiti in Iran negli ultimi 40 anni. Le osservazioni macrosismiche eseguite da noi direttamente sul luogo hanno consentito di stimare a circa 4.500 km<sup>2</sup> la superficie dell'area macrosismica, intendendo per essa la zona ove si sono verificate distruzioni o danni alle abitazioni, e ci hanno permesso di tracciare le isosiste.

A quest'ultimo riguardo si sono presentate notevoli difficoltà nello stabilire i gradi da attribuire alle diverse zone, sia perchè la regione è impervia, e quindi specie

in inverno è particolarmente difficile l'accesso ai vari centri, sia perchè le norme generalmente seguite nelle costruzioni degli abitati sono diverse ed in genere non confrontabili con quelle adottate in Europa, alle quali si riferiscono le scale sismiche di intensità basate sui danni agli edifici. Se infine si tiene presente che da villaggio a villaggio, e spesso in uno stesso centro abitato, le case sono costruite con i metodi ed i materiali i più disparati e cioè dalla costruzione in argilla essiccata al sole con solaio estremamente pesante, alla costruzione in mattoni cementati con argilla, o con calce ma senza alcuna norma antisismica, è facile comprendere quali difficoltà si sono presentate nella valutazione delle zone di uguale intensità. Con queste riserve riteniamo che nella zona più prossima all'epicentro (villaggio di Fasinaj) l'intensità non abbia superato il IX grado della scala Mercalli che come è noto è composta di X gradi anche se il numero delle vittime e le condizioni del centro abitato, completamente raso al suolo; avrebbero in un primo tempo autorizzato a classificare l'intensità della scossa stessa al X grado.

Nella figura 2 sono state tracciate le isosiste e riportati approssimativamente i gradi di intensità fino ad Amadan, la cui zona abbiamo classificato di V-VI a causa di qualche lesione riscontrata in edifici pubblici ben costruiti, come ad esempio il palazzo del tribunale. Se si riporta la carta delle isosiste su una carta che tenga conto dei rilievi, si nota che l'energia sismica si è propagata prevalentemente nel massiccio montano, smorzandosi rapidamente ad Ovest e a Sud della regione epicentrale e cioè nella zona ove la coltre superficiale è di carattere alluvionale. Questo fatto particolarmente caratteristico nella regione Sud-Ovest dell'epicentro, ci fa sospettare che ivi l'alluvione debba avere una certa potenza, infatti solo in questo caso le stratificazioni di carattere alluvionale dopo avere esaltato le ampiezze all'ingresso della stratificazione, smorzano per attrito interno l'energia sismica che in esse si propaga. Particolare interesse a questo riguardo è il caso di una frazione del villaggio di Sahneh, essa è stata interamente

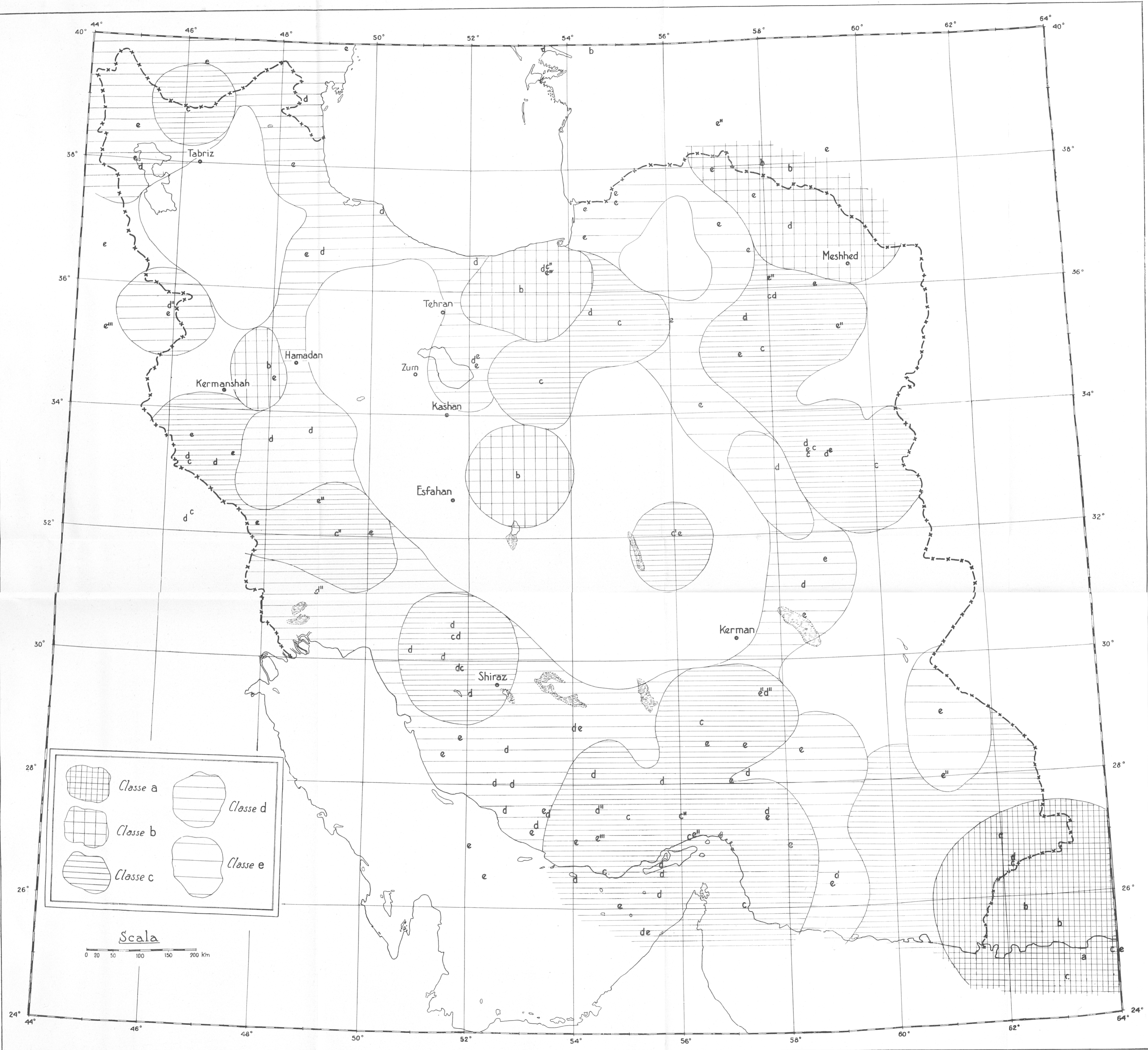


Fig. 2

distrutta mentre il villaggio stesso posto ad una distanza di 2 km circa, pur avendo ricevuto danni notevoli è ancora abitabile. Il centro distrutto è infatti situato direttamente ai margini della zona alluvionale mentre il paese danneggiato è costruito su una zona più interna dell'alluvione.

#### CALCOLO DELLE COORDINATE EPICENTRALI E DELLA PROFONDITÀ.

Il calcolo delle coordinate epicentrali e del tempo origine è stato eseguito impiegando un metodo da noi già seguito in altre occasioni e che ha dato sempre risultati

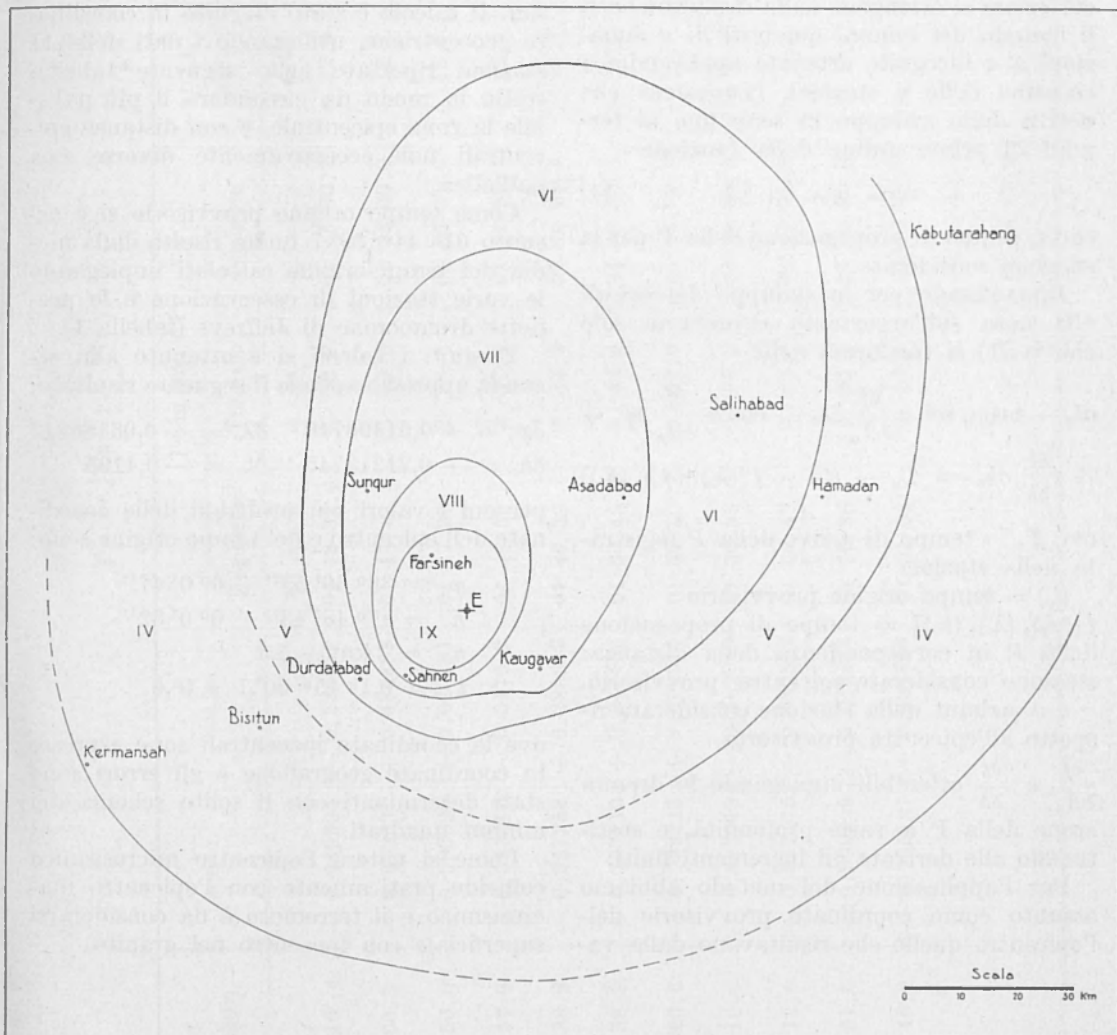


Fig. 3

Abbiamo voluto riportare questo esempio ad ulteriore conferma della importanza che ha agli effetti della delimitazione delle zone macrosismiche, la struttura geologica delle stratificazioni superficiali.

soddisfacenti. Tale metodo presuppone la conoscenza dei valori approssimati ( $\varphi_0$ ), ( $\lambda_0$ ), ( $h_0$ ) dei parametri necessari ad individuare la posizione dell'epicentro, il valore approssimato ( $t_0$ ) del tempo origine-



e infine dei tempi di registrazione di un numero sufficiente ( $n > 4$ ) di stazioni di osservazione. Da questi valori si parte per determinare le correzioni più probabili  $\delta\varphi_0$ ,  $\delta\lambda_0$ ,  $\delta h_0$ ,  $\delta t_0$ , da apportare ai valori approssimati, per ottenere i valori definitivi  $\varphi_0$ ,  $\lambda_0$ ,  $h_0$ ,  $t_0$  che caratterizzano la posizione dell'epicentro e il tempo origine. Le correzioni si ottengono dalla risoluzione con il metodo dei minimi quadrati di  $n$  equazioni a 4 incognite ottenute applicando, a ciascuna delle  $n$  stazioni, l'equazione che deriva dallo sviluppo in serie fino ai termini di primo ordine della funzione

$$t_n = f_n(\varphi_0, \lambda_0, h_0) \quad [1]$$

con  $t_n$  tempo di propagazione della  $P$  per la stazione considerata.

Rimandando per lo sviluppo dei calcoli alla nota sull'argomento ricordiamo solo che la (1) si trasforma nella

$$\delta t_0 - \cos \varphi_0 \operatorname{sen} \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \delta \lambda_0 - \cos \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta_n} \delta \varphi_0 + \\ + \frac{\partial f}{\partial h} \delta h_0 = T_n - (t_0) - f[(\lambda_0), (\varphi_0), (h_0)]$$

ove  $T_n$  = tempo di arrivo della  $P$  registrata nella stazione

$(t_0)$  = tempo origine provvisorio

$f[(\varphi_0), (\lambda_0), (h_0)]$  = tempo di propagazione della  $P$  in corrispondenza della distanza: stazione considerata-epicentro provvisorio.

$\alpha$  = azimut della stazione considerata rispetto all'epicentro provvisorio

$\frac{\partial f}{\partial \Delta_n}$  e  $\frac{\partial f}{\partial h}$  ottenibili impiegando le dromocrone della  $P$  a varie profondità, e sostituendo alle derivate gli incrementi finiti.

Per l'applicazione del metodo abbiamo assunto come coordinate provvisorie dell'epicentro quelle che risultavano dalla va-

lutazione della posizione dell'epicentro macro-sismico:

$$(\varphi_0) = 34^\circ 36' N \quad (\lambda_0) = 47^\circ 45' E. G.$$

impiegando nei calcoli delle  $\frac{\partial f}{\partial \Delta_n}$  e  $\frac{\partial f}{\partial h}$  le

domocrone di Jeffreys per la superficie e per  $h = 33$  km. Gli incrementi finiti sono stati assunti pari a  $\Delta \Delta_n = 1^\circ$  e  $\Delta h = 33$  km. Il calcolo è stato eseguito in coordinate geocentriche, utilizzando i dati delle 11 stazioni riportate nella seguente tabella, scelte in modo da circondare il più possibile la zona epicentrale, e con distanze epicentrali non eccessivamente diverse una dall'altra.

Come tempo origine provvisorio si è assunto  $01^h 44^m 59^s,7$  quale risulta dalla media dei tempi origine calcolati impiegando le varie stazioni di osservazione e le predette dromocrone di Jeffreys (tabella 1).

Eseguiti i calcoli si è ottenuto alla seconda approssimazione il seguente risultato:

$$\delta \varphi_0 = + 0,01490746 \quad \delta \lambda_0 = + 0,06186817 \\ \delta h_0 = + 0,21213745 \quad \delta t_0 = - 0,4195$$

per cui i valori più probabili delle coordinate dell'epicentro e del tempo origine sono:

$$\varphi_0 = 36^\circ 36' 53'' \pm 0^\circ 0' 47''$$

$$\lambda_0 = 47^\circ 48' 43'' \pm 0^\circ 0' 52''$$

$$h_0 = 7 \text{ km} \pm 5,3$$

$$t_0 = 0,1^h 45^m 00^s,1 \pm 0^s,6$$

ove le coordinate ipocentrali sono espresse in coordinate geografiche e gli errori sono stati determinati con il solito schema dei minimi quadrati.

Come si noterà l'epicentro microsismico coincide praticamente con l'epicentro macro-sismico e il terremoto è da considerarsi superficiale con ipocentro nel granito.

Tabella I

Stazioni	$\Delta$ (Gradi)	sen $\alpha$	cos $\alpha$	Tempo di			$\frac{\partial f}{\partial \Delta_n}$ (sec)	$\frac{\partial f}{\partial h}$ (sec)	$T_n - [t_0 - f(\varphi_0, \lambda_0, h_0)]$ s	
				Registraz.						Origine
				h m s	m s	h m s				
Elwan . .	14° 40', 4	- 0, 969304	- 0, 226679	01 48 31, 0	3 30, 8	01 45 00, 2	+ 12, 8	- 3, 8	+ 0, 5	
Istanbul .	16 06, 3	- 0, 873631	+ 0, 486483	01 48 49	3 49, 0	01 45 00, 0	+ 12, 7	- 3, 9	+ 0, 3	
Ksara . . .	09 50, 6	- 0, 999999	- 0, 020181	01 47 27	2 26, 0	01 45 01, 0	+ 13, 7	- 3, 6	+ 1, 3	
Quetta . .	16 47, 9	+ 0, 985310	- 0, 017682	01 48 56	3 57, 9	01 44 58, 1	+ 12, 4	- 4, 0	- 1, 6	
Atene . . .	19 38, 9	- 0, 957253	+ 0, 289849	01 49 32	4 33, 2	01 44 58, 8	+ 10, 8	- 4, 0	- 0, 9	
Vienna . .	26 58, 9	- 0, 767210	+ 0, 641456	01 50 45, 5	5 45, 2	01 45 00, 3	+ 9, 1	- 4, 6	+ 0, 6	
Bucarest .	19 20, 6	- 0, 798243	+ 0, 600290	01 49 30	4 29, 6	01 45 00, 4	+ 10, 8	- 4, 0	+ 0, 7	
Poona . .	28 10, 8	+ 0, 883913	- 0, 467949	01 50 55	5 56, 2	01 44 58, 8	+ 9, 0	- 4, 6	- 0, 9	
Bombay . .	27 12, 0	+ 0, 877475	- 0, 589882	01 50 47	5 47, 2	01 44 59, 8	+ 9, 1	- 4, 6	+ 0, 1	
Dehra Dun	25 51, 6	+ 0, 999999	- 0, 017444	01 50 35	5 34, 7	01 45 00, 3	+ 9, 1	- 4, 6	+ 0, 6	
Praga . . .	28 46, 9	- 0, 735181	+ 0, 481817	01 51 02	6 02, 6	01 44 59, 4	+ 9, 0	- 4, 7	+ 0, 3	
					Media	01 44 59, 7				

## ELENCO DEI TERREMOTI AVVENUTI IN IRAN DAL 1909 AL 1957

Data	H (T. M. G.)	$\varphi$ (N)	$\lambda$ (E)	Magni- tudo	Energia $10^{24}$ erg.	Classe	N o t e
1909-23-1	02h48m,3	33°	53°	7,4	20	b	
1911-18-4	18 14,6	32	56	6,7	1	c	
1914-6-2	11 42,3	29,5	65	7,0	4	b	h = 100 km
1923-17-9	07 09 14s	35,5	55	6,5	0,5	c	
-23-9	20 47 38	29	56,5	6,9	3	c	
1926-19-5	21 13 55	26,5	59			d	
1927-9-5	10 31 47	27,5	56	6,25	0,1	c	h = 100 km
-7-7	20 06 30	27	62	6,5	0,5	c	
-22-7	03 55 10	34,5	53,5	6,25	0,1	c	
-12-11	14 45 50	32,3	46,5			d	
1928-6-11	13 42 35	40	53,5			d	
1929-1-5	15 37 30	38	58	7,1	6	b	
-15-7	07 44 14	32	49,5	6,25	0,1	c	
-3-9	12 07 39	26,5	62,3	6,5	0,5	c	h = 110 km
-29-10	05 53 39	27,5	54,5			d	
1930-15-4	09 56 27	29	54			d	
-11-5	22 35 46	27,5	55	6	0,06	c	
-2-9	18 58 48	30	51,5			d	
1931-27-4	16 50 38	38,8	46	6,5	0,5	c	
-5-5	06 42 15	26,5	54			d	
-23-7	17 36 25	29,5	52			d	
-8-8	08 54 16	37	58,5			d	
-20-10	15 58 31	43	51			d	
1932-22-1	00 48 56	33	47			d	
-4-2	21 18 09	26,5	62,3			d	
-15-3	07 44 34	41	45			d	
-15-3	10 18 06	34	48			d	
-18-4	11 23 21	25	64	6	0,06	c	
-20-5	19 16 11	36,5	53,5			d	
-8-9	07 25 32	31	58,5			d	
1933-21-2	19 02 59	27,5	57,5			d	
-7-7	07 30 51	24	65			d	
-14-7	04 41 07	43	56,5			d	
-5-10	13 29 45	35	57,8	6	0,06	c	
-28-11	11 09 18	32	56	6,25	0,1	c	
1934-2-1	21 55 55	32	56,1			e	
-4-2	13 27 20	30,5	51,7	6,25	0,1	c	
-15-2	07 59 53	26	54,8			e	
-22-2	08 07 20	37,9	45,1			d	
-26-2	14 47 19	27,5	57,5			e	
-10-3	02 03 18	26,5	52,5			d	
-18-3	22 19 33	26,5	52,5			e	replica del terr. del 10-3
-19-3	22 44 37	26,5	52,5			e	replica
-19-3	03 28 28	26,5	52,5			e	replica
-13-3	23 33 38	30,5	51,7			d	
-3-4	11 26 44	35,4	65,3			d	
-8-6	02 02 03	39,0	48,5			d	
-13-4	22 10 24	25,7	62,6	7,0	4	b	h = 80 km
-31-8	00 40 02	27,5	53,3			e	
-29-10	16 15 51	40,5	48,7			d	
-2-11	22 06 11	39,9	49,3			e	
1935-6-1	21 25 05	39,6	46,3			e	
-5-3	10 26 42	36,3	53,5	6	0,06	c	
-11-4	23 14 49	36,3	53,5	6,75	1	c	
-12-4	00 11 23					e	replica del terr. del 11-4
-12-4	00 33 44					e	replica
-12-4	01 06 44					e	replica
-12-4	12 44 38					e	replica
-12-4	20					e	replica
-12-4	22 31 59					e	replica

Segue: Elenco dei terremoti avvenuti in Iran dal 1909 al 1957

Data	H (T. M. G.)	$\varphi$ (N)	$\lambda$ (E)	Magni- tudo	Energia $10^{24}$ erg.	Classe	N o t e
1935-13-4	16h						
-15-4	23 04m47s					e	replica del terr. dell'11-4
-17-4	13 36 35					e	replica
-13-4	02 29 07	34,80	52,20			e	replica
-15-5	02 01 30	28	68,1	6	0,06	c	
-29-5	21 33 00	29,6	66,5	6,3	0,1	c	
-31-5	13 16 43	32,1	47,8			c	
-2-7	15 24 35	25,5	55,2			d	
-5-9	22 28 38	41,5	47,9			e	
-8-9	01 16 12	37,3	54,4			e	
-13-10	19 32 15	38,1	41,0			e	
-15-10	17 02 42	28,7	51,9			e	
-27-10	06 43 09	27,6	54,6			d	
1936-8-1	12 34 43	27	52			e	
-24-2	16 29 31	33,5	48			d	
-21-4	02 14 50	28	55,7			d	
-1-5	10 24 44	39,6	43,1			d	
-2-5	20 57 30	39,8	43,5			e	replica del terr. del 1-5
-2-5	21 51 26						replica
-17-6	08 40 52	25,5	55,2			e	
-30-6	19 26 06	33	60	6,25	0,1	c	
-16-8	21 37 08	26,6	55,6			d	
-20-8	02 08 49	30,5	51,7			d	
-28-8	00 19 50	33,5	46,5			e	
-7-9	08 52 30	29,0	61,0			e	
-6-11	20 27 12	28,5	56,8			e	
1937-13-2	02 17 55	35,5	56,0			e	
-7-3	19 10 50	38	45			e	
-7-4	18 30 59	34,8	52,1			d	
-12-5	09 10 33	29,5	57,5			e	
-21-5	21 56 24	29,0	54			e	
-19-9	02 36 11	32,5	49			e	
1938-26-1	03 40 02	33,2	46,4	6,2	0,1	c	
-14-2	02 54 16	40,8	53,5	6	0,06	c	
-23-4	06 04 03	27,3	53,2			d	
-7-7	12 50 02	40,8	53,5			e	
-19-7	19 42 22	35,2	59,3			e	
-14-11	12 06 34	40,5	43			e	
-19-12	18 56 40	36,2	58,0			e	
1939-25-1	11 02 22	30,3	50,8			d	
-6-4	04 08 00	35,5	54,5			d	
-10-6	08 36 39	33,0	58,0			d	
-30-6	00 01 43	34,2	56,6			e	
-18-8	22 52 31	27,0	54,5			e	
-28-8	21 35 19	35,2	59,3			e	
-19-9	03 24 03	38,6	57,2	5,8		d	
-4-11	10 15 24	32	49,5	6	0,06	c	
1940-7-1	09 01 51	25	64			e	
-17-3	09 08 51	38	43			e	
-17-4	10 30 28	40,5	43			e	
-4-5	17 04 33	35,8	58,1			d	
-4-5	21 01 54						replica del precedente
-4-5	18 28 22	37,5	55,0			e	
-4-5	21 01 55	35,8	58,1	6,5	0,5	c	
-5-5	06 01 30	34,7	57,5			e	
-23-5	19 10 04	41,8	44,3			e	
-1-6	15 10 00	27	54			e	
-6-7	07 20 14	33,2	46,4			e	premonitrice del seguente
-6-7	17 45 11	33,2	46,4			d	
-11-7	01 23 39	39,3	47,5			e	

Segue: Elenco dei terremoti avvenuti in Iran dal 1909 al 1957

Data	H (T. M. G.)	$\varphi$ (N)	$\lambda$ (E)	Magni- tudo	Energie $10^{24}$ erg.	Classe	N o t e
1940-25-9	19h31m20s	36,40	52,10			d	
-18-10	12 25 44	38,5	45			e	
-16-12	09 51 15	28	57			e	
1941-4-2	19 09 07	27,3	53,2			e	
-16-2	16 58 59	33,3	58,7	6,25	0,1	c	X-XII a Mohamed Abatkan - VI a Birdjand.
-28-3	21 13 19	28,3	54,2			d	
-29-3	00 37 36					e	
-10-6	20 38 44	32,2	46,4			d	replica del precedente
-15-6	12 38 56	27,3	53,2			e	
1942-27-3	18 38 04	40,8	53,5			e	
-7-6	10 47 43	27	54,5			e	
-29-7	20 22 04	29,5	57,5			d	
1943-6-11	02 35 58	24,5	63	6,25	0,1	c	
-31-12	09 35 35	28,0	61,0			e	
1944-5-4	18 05 59	36,7	54,5			d	distruttivo a Gurgan
-17-7	10 53 46	35,8	43			d	
-9-11	19 39 40	38	48,4			e	
1945-11-1	02 03 02	26,3	55,4			d	
-15-1	17 21 21					e	
-1-2	19 53 33	36,5	57,7			e	replica del precedente
-12-3	01 38 56	33,4	47,3			e	
-11-5	20 17 28	34,8	52,1			e	
-29-7	08 56 49	38,0	43,0			e	
-6-9	01 33 40	38,6	57,2			e	
-27-11	21 56 50	24,9	63,5	8,25	500	a	
1946-10-2	13 13 25	31,5	58,5			e	
-2-3	20 46 58	35,3	44,6			e	
-5-3	05 04 45	40,3	50,3			d	
-12-3	02 21 54	29,8	51,8	6,1	0,1	c	danni a Chiraz
-27-7	16 25 42	35,6	45,8	5,5		d	
-17-8	09 48 06	35,6	45,8			d	distruttivo nella regione di Penjuin e Sulaimonyah
-17-8	23 37 40	35,6	45,8			d	replica
-19-9	00 11 20	29,5	57,5			e	
-4-11	21 47 47	39,8	54,5	7,5	30	b	
1947-2-1	14 11 03	28,5	51,5			e	
-4-5	00 49 55	26,3	55,4			d	
-4-5	22 34 02						replica del precedente
-13-7	14 51 21	36,2	58,0			e	
-5-8	14 24 10	25,5	63	7,3	10	b	di VIII a Pasni
-23-9	12 28 10	33,3	58,7	6,75	1	c	distruttivo in prov. di Cho- rassan e nella zona di Bir- djand
-3-10	06 13 46	26,0	57,2	6,25	0,1	c	
-6-10	15 18 14	33,3	58,7			d	
-29-10	22 05 38	28,0	61,0			e	
-13-11	02 44 42	33,3	58,7			e	
-13-11	03 26 23						replica del precedente
1948-1-2	23 38 24	27	58			e	
-2-2	15 31 09	35,6	45,8			e	
-14-3	21 18 12	33,2	59,0			d	
-26-4	07 24 13	35,3	44,6			e	
-17-6	14 08 22	36,5	49,0			d	
-18-6	18 44 32	37,5	57,8			e	
-29-6	16 06 25	42	47	6	0,06	c	
-5-7	13 53 14	29,5	57,5	5,4		d	
-30-7	03 30 07	31,0	49,0			d	
-5-8	22 35 14	31	49			e	
-8-9	11 18 11	33,2	59,0			e	replica del precedente

Segue: Elenco dei terremoti avvenuti in Iran dal 1909 al 1957

Data	H (T. M. G.)	$\varphi$ (N)	$\lambda$ (E)	Magni- tudo	Energia $10^{24}$ erg.	Classe	N o t e
1948-5-10	20 <sup>h</sup> 12 <sup>m</sup> 04 <sup>s</sup>	37,9 <sup>o</sup>	58,6 <sup>o</sup>	7,3	10	b	distrut. a Meched e a Darchjer
-5-10	22 41 00					e	replica del precedente
-6-10	01 24 48					d	replica del precedente
-17-10	06 16 31	37,9	58,6			e	replica del precedente
-2-11	15 24 24	38,3	59,2			e	
1949-6-3	16 36 40	29,8	51,8			d	
-24-4	04 22 06	27,2	56,2	6,2	0,1	c	
-13-5	05 03 12	27,2	56,2			e	
-22-6	01 50 45	34,0	45,5			e	
-4-7	03 40 40	27,5	56	6	0,06	c	
-4-7	04 22 37					e	replica del precedente
-21-7	21 26 00	26,3	58,7			e	
-5-8	07 14 39	27,2	56,2			e	
-2-9	01 47 33	35,3	44,6			e	
-13-10	10 26 30	36,6	44,5			e	
-5-11	15 05 40	37,5	55,0			e	
-14-12	03 43 50	36	59			e	
-16-12	23 24 00	27	45,5			e	
-17-12	01 13 15	38	57			e	
1950-19-1	17 27 15	27,3	53,2	6,1	0,1	c	distruttivo nella regione a S.E. di Bouchir
-22-1	04 07 13	27,3	53,2	6,2	0,1	c	
-30-1	10 03 23	34,0	45,5			e	
-2-2	22 45 13	25,5	54,0			e	
1951-5-6	03 34 50	36,5	48,5	4,5		e	
-9-6	11 22 00	32	50	5		e	
-16-8	23 52 08	28,2	57,3	5,7		d	
-30-12	18 21 05	28,5	58,3	4,8		e	
1953-30-12	04 09 50	34,5	48	5,1		e	
1954-6-4	14 35 10					d	Iran Meridionale
-10-9	21 09 58	37	57	5		e	
-11-9	05 14 10					d	Golfo Persico
1955-13-3	16 58 00					d	Iran Meridionale
-17-12	08 06 44	33,7	48,8	5,8		d	
1956-23-2	17 31 30					d	Iran Meridionale
-1-3	12 47 57	27,5	52,8	5,4		d	
-6-3	08 55 28	28	52,5	5,8		d	
-6-3	09 09 40					e	replica del precedente
-6-3	20 53 12			4,5		e	
-7-3	07 40 30					e	frontiera Iran-Irak
-9-3	15 33 36			4,5		e	Sud Iran
-9-3	16 44 50	28,5	52,8	5,3		d	
-11-3	08 06,1						Sud Iran
-14-3	16 39 43						frontiera Iran-Irak
1956-12-4	22 34 48	37,3	50,2	5,5		d	
-8-5	20 50 04	28	52,8	5,5		d	
-25-5	12 52 04	31,5	59	5		e	
-29-6	02 18 32	28,5	57,3	4,8		e	
-30-6	11 57 06	35,5	57,5	5,6		d	
-8-8	11 38 08	32,5	49	4,9		e	
-31-10	14 03 38	26,5	54,5	6,5	0,5	c	distruttivo nella zona di La- ristan
-31-10	14 22 19						replica
-31-10	23 35 08						replica
-1-11	05 52 37	27,5	53,5			d	
-7-11	17 07 55			4,5		e	regione N.E. Iran
1957-2-7	00 42 23	36	53	7,4	20	b	sentito senza danni a Teheran. 7 repliche registrate a Csara.
-13-12	01 45 00	34,7	47,9	7,1	6	b	distruttivo nella regione di Farsinaj. 14 repliche regi- strate a Xsara.

## RIASSUNTO

Sulla scorta dei dati di osservazione di 40 anni viene studiata la sismicità dell'Iran in relazione alla distribuzione degli epicentri e alla magnitudo dei vari terremoti.

Si collega tale sismicità ai fenomeni orogenetici ancora in atto in particolare nelle catene meridionali della regione, e si è tracciata una carta sismica che pone in evidenza le zone di maggiore sismicità.

Si è quindi studiato il forte terremoto del 13 Dicembre 1957 determinandone le coordinate epicentrali e la profondità.

## ABSTRACT

With the assistance of data supplied by observations made during 40 years, the seismic character of Iran is studied in connection with the distribution of epicentres and magnitude of various earthquakes.

This seismic character is connected with orogenic phenomena still going on, especially in the mountain chains of the southern part

of the region, and a seismic map has been outlined to indicate the areas with the particularly pronounced seismic character.

Finally, the strong earthquake of December 13 1957 is studied and its epicentral coordinates and the depth are determined.

## BIBLIOGRAFIA

- TERMIER, H.-TERMIER, G., *L'évolution de la lithosphère*, Paris, 1957.
- FABIANI, R., *Geologia* 1949.
- CLAPP, *Geology of estern Iran*, « Geolog. Soc. Am. Bull. », 51.
- SIEBERG, A., *Handbuch der Geophysik*, Band 4. Erdbebengeographie (1932).
- GUTENBERG, B.-RICHTER, C. F., *Seismicity of the Earth* (1954).
- MORELLI, C., *Carta Sismica dell'Albania*, Firenze 1942.
- CALOI, P., *Attività Sismica in Italia nel decennio 1930-1939*, Firenze (1942).
- CALOI, P., PERONACI, F., *Il terremoto del Turkestan*, « Annali di Geofisica », I, 2 (1948).