

**Caratteristiche sismiche e geodinamiche della Val Padana
quali risultano dall'attività sismica ivi verificatasi
dall'inizio dell'Era Volgare a tutto il 1969**

*(Geodynamic and seismic characteristics of the Po Valley, performed
by seismic activity happened from beginning
of the "Era Volgare" to 1969)*

P. CALOI - G. ROMUALDI - M. C. SPADEA

Ricevuto il 30 Giugno 1970

RIASSUNTO. — Ai fini di trarre qualche elemento, atto a contribuire alla conoscenza della sismicità della Val Padana -- intesa in senso lato -- si è ritenuto utile esaminare i terremoti, verificatisi nell'era volgare, tra le Prealpi (incluse) e l'avampese degli Appennini.

Naturalmente, l'esame si è concretato nel tradurre sui gradi di una scala sismica (nel caso specifico, la scala Mercalli a 11 gradi), le notizie macrosismiche, quali risultano da vecchie cronache, in particolare dal volume del Baratta sui Terremoti d'Italia. Si sono così ottenute le isosisme, relative ad oltre trecento terremoti, che sono servite per la determinazione approssimativa delle profondità ipocentrali e delle energie sviluppate all'ipocentro. Nel periodo che va dal 1100 al 1500 ca, si sono verificati nella Val Padana (specialmente nella sua parte orientale) dei terremoti violentissimi -- fra i più violenti che si conoscano --, che hanno provocato vittime e danni ingentissimi in zone molto estese. Tale attività è andata gradualmente scemando nei secoli successivi, conservando una certa intensità e frequenza ai margini nord orientali (Prealpi bellunesi) e sud orientali (Forlivese e Ravennate) della Valle.

La sismicità viene discussa nei suoi aspetti geologici e tettonici.

Viene tentata la determinazione dell'accelerazione orizzontale, in zona epicentrale, per due terremoti, originanti in Val Padana, a profondità diverse, uno con ipocentro nella coltre alluvionale (Lodigiano), l'altro presso la superficie di Mohorovicic (Delta), sulla base delle registrazioni microsismiche, ottenute in alcune stazioni dislocate nella Valle stessa. Si prova così che le massime accelerazioni -- « ceteris paribus » -- sono quelle associate a terremoti, con ipocentro nelle stratificazioni alluvionali.

Una parte della ricerca è dedicata alla stratificazione della crosta terrestre, in corrispondenza della Val Padana. L'indagine è stata condotta valendoci delle registrazioni delle così dette onde di Somigliana, registrate in stazioni sistemate nell'interno della Valle del Po, o ai suoi margini. I risultati ottenuti presentano carattere di omogeneità e conducono concordemente ad indicare uno ispessimento della crosta in corrispondenza del sistema prealpino.

Viene esaminata anche la natura fisica di scosse sismiche all'ipocentro di terremoti padani. Gli esempi studiati concludono per il prevalere di un meccanismo bipolare in opposizione al modello a frattura, che generalmente si verifica nelle Alpi e in sostanziale accordo (salvo il segno della polarità) con quello associato ai terremoti dell'alto Adriatico.

L'attività sismica, che è andata lentamente scemando, in intensità e in frequenza, durante gli ultimi secoli nella parte centro-occidentale della Valle, si è conservata vivace — almeno per quanto concerne la frequenza — nel lato orientale, sia a nord che a sud. Particolarmente nella parte meridionale, fra Comacchio e l'Appennino Tosco-Romagnolo, numerosissime si sono susseguite le scosse sismiche dall'inizio dell'era volgare, e spesso con intensità catastrofica. Tale comportamento trova la sua giustificazione nel giuoco delle forze tettoniche, quale si presenta nella zona accennata. Essa si trova infatti ai margini di campi di tensione contrastanti. Nell'Appennino predominano le tensioni proprie della distensione (in conformità con il meccanismo dei terremoti, ivi predominante), nell'alto Adriatico (oltre alla tendenza allo sprofondamento) agiscono tensioni associate a scorrimento (Fig. 20), mentre nel sistema prealpino prevalgono le tensioni per contrazione. Anche per quanto concerne gli spostamenti verticali, osservati nell'ultimo secolo, la zona si presenta fortemente anomala (Fig. 21). Essa pertanto va ritenuta sede di forze variamente orientate, che la assoggettano ad un tormento che non può non alterare — e quindi, di quando in quando, rompere — il suo equilibrio elastico.

Si hanno poche notizie circa maremoti dell'alto Adriatico, associati a terremoti che hanno comunque interessato la Val Padana. Il più recente risale al 1875, provocato dal terremoto con epicentro in mare, ad alcune decine di km dalla costa. Le ondate di maremoto furono sensibili da Cervia a Rimini.

Un maremoto ben più violento fu quello causato dal disastroso terremoto del 1511, benchè il suo epicentro si collochi in terraferma, fra Gemona e Tolmino. Le ondate provocate dal sollevamento del mare, costrinsero la popolazione di Trieste a mettersi in salvo nella parte alta della città, mentre a Venezia le onde si elevarono fino all'altezza delle finestre delle case. È probabile che l'eccezionale maremoto abbia assunto la dinamica dell'oscillazione libera dell'alto Adriatico, come conseguenza di un'improvvisa inclinazione della crosta terrestre, associata al terremoto.

SUMMARY. — In order to detect some factors furnishing a certain knowledge of the seismic character of the Po Valley in the wider sense, it was considered useful to examine the earthquakes that have taken place

in the « Era Volgare » between the Prealps (including) and the foreland of the Apennines.

This research work has materialised, of course, in the transcription of the macroseismic information, as appearing from old chronicles, particularly from the volume of Baratta on the Earthquakes in Italy, into degrees of a seismic scale (the Mercalli scale 11 degrees in this specific case). In this way the isoseismic lines have been obtained, referring to over three hundred earthquakes, which have been used to determine roughly the depths of hypocentres and the energies developed at them. In the period from 1100 to about 1500 very heavy earthquakes shattered the Po Valley, especially its eastern part. They are among the heaviest one has ever heard of and caused tremendous numbers of victims and damages in very wide areas. This activity has gradually subsided in following centuries, conserving, however, a considerable intensity and frequency at the north-eastern margins (Prealps around Belluno), as well as at those of the South-East of the Valley (the Forlì and Ravenna areas).

The seismicity is being discussed under its geological and tectonic aspects.

Determination of the horizontal acceleration is attempted in the epicentral area for two earthquakes originating in the Po Valley, at different depths, one having its hypocentre in the alluvial cover (the Lodi area), the other near the surface of Mohorovicic (in the Delta), on the basis of microseismic recordings obtained in some stations located in various points of the valley. It has been proved that the maximum accelerations — 'ceteris paribus' — are the ones associated to earthquakes with hypocentres in alluvial layers.

Part of the research work is dedicated to the stratifications of the Earth's crust corresponding to the Po Valley. The inquiry could avail itself of the recording of the so-called Somigliana waves taken at stations in the inner Po Valley or at its margins. The results obtained show a homogeneous character and indicate concordantly a thickening of the crust in correspondance to the Prealpine system.

The physical nature of seismic shocks at the hypocentre of the Po Valley earthquakes is examined as well. The examples studied suggest strongly the prevailing of a bipolar mechanism, opposed to the fracturing model, which is generally active in the Alpine region and roughly agrees, except the sign of polarity, with the mechanism underlying the earthquakes of the High Adriatic Sea.

The seismic activity, though subsiding gradually in its intensity and frequency during the last centuries in the Midwestern part of the Valley, maintained vivacious on the Eastern side, both North and South, at least concerning frequency. Particularly in the Southern part, between Comacchio and the Apennines of Tuscany and Romagna, seismic shocks have been very numerous since the beginning of the « Era Volgare », and often enough of a catastrophical intensity. This behaviour is justified by the play of tectonic forces as it appears in the above said area. In fact, it is showing at the margins of contrasting tension fields. In the Apennines prevail the tensional forces (conforming to the mechanism of earthquakes which predominates

thero), in the High Adriatic region stresses are of the transcurrent fault type (Fig. 20), besides the tendency of sinking, while in the Prealpine System the horizontal pressure stresses are prevailing. Also as to vertical movements, as they could be observed in the last century, the area is showing strong anomalies (Fig. 21). It must be considered, therefore, the seat of forces of various tendencies subjecting it to a stress which is bound to alter its elastic equilibrium and, hence, to break it from time to time.

Little news is available about sea quakes ("tsunamis" of the High Adriatic Sea, in association with earthquakes which in one way or another hit the Po Valley. The most recent of them dates back to 1875 and was caused by the earthquake which had its epicentre in the sea at a few miles distance from the coast. The waves of the sea quake could be recorded from Cervia to Rimini. A much more violent tsunami was caused by the disastrous earthquake of 1511, although its epicentre was located upon dry land between Gemona and Tolmino. The breakers caused by the upheaval of the sea obliged the population of Trieste to place themselves in safety in the upper part of the town, while in Venice the sea waves reached up as high as the windows of the houses. This exceptional sea-quake probably followed the dynamics of the free oscillation of the High Adriatic Sea, as a consequence of a sudden inclination of the Earth's crust in association with the earthquake.

I. - La sismologia, come scienza, ha meno di un secolo di vita, potendo far risalire il suo inizio al 1879, anno in cui Milne ideò il primo autentico sismografo. Le prime registrazioni sismiche sistematiche risalgono alla fine del secolo scorso; ma sono limitate a poche stazioni sparse per il mondo. Solo verso il 1920 si può parlare dell'inizio di un servizio di carattere internazionale, sia pure ancora molto lacunoso.

Questa premessa ha il suo significato. Poiché l'abito sismico di una regione non può essere legato ad un lasso di tempo di qualche decennio soltanto, è giuocoforza, nella ricerca delle principali caratteristiche sismiche di una zona determinata, fare ricorso alle osservazioni macrosismiche, il più possibile spinte a ritroso nel tempo. I metodi microsismici (dedotti dalle registrazioni dei sismografi), intervengono quindi solo in parte in questa ricerca.

Il primo compito in indagini del genere è quello della raccolta, la più estesa possibile, di notizie sui terremoti, che comunque abbiano interessato la regione prescelta. Nel caso specifico — quello della Val Padana —, ci siamo quindi preoccupati della raccolta di dette notizie, tratte da testi che riguardavano l'Italia in generale (come quelli di Baratta, Cavasino, Caloi, De Panfilis, ecc.), facendo talora ricorso anche a cronache locali.

Secondo compito, di fondamentale importanza, fu quello di tradurre le notizie stesse nei gradi di una scala macrosismica accettabile. Dopo un esame accurato delle possibili versioni, si ritenne più opportuna allo scopo la scala Mercalli modificata (11 gradi).

Compiuto l'onerosissimo impegno di trasformare in isosisme le notizie macrosismiche di circa diciotto secoli (infatti, solo per gli ultimi 70 anni, tali notizie apparivano già classificate secondo la scala Mercalli), si sono ricercati i metodi più idonei per trarre, dalle isosisme di ogni terremoto, l'approssimativa profondità ipocentrale, l'energia sviluppata e, quindi, la « magnitudo » secondo la scala Richter.

I metodi sono diversi e, a seconda dei casi, ci siamo valse ora di uno ora di un altro. Ad ogni modo, le formule di cui più si è fatto uso sono le seguenti:

per le profondità ipocentrali h

$$h = \frac{s_n}{\sqrt{10^{\frac{I_o - I_n}{3}} - 1}},$$

dove I_o è l'intensità (della scala Mercalli) osservata all'epicentro, I_n la intensità delle isosisme successive e s_n il relativo raggio limite; per l'energia E

$$\lg E = 9.5 + 3.2 \lg h + 1.1 I_o ;$$

per la magnitudo

$$M = 0.6 I_o + \lg h + 0.4 .$$

I logaritmi, ivi figuranti, sono a base 10.

Nella fase iniziale del lavoro, si è ritenuto opportuno scegliere una zona campione della Val Padana, nella sua parte centrale. La scelta è caduta sulla zona intorno a Piacenza, molto studiata anche dal punto di vista geologico. La Fig. 1 si riferisce specificatamente ad essa e comprende terremoti che hanno ivi superato il V grado della scala Mercalli.

Le scosse sismiche che hanno determinato nella zona su detta i massimi danni (IX della scala Mercalli), provenivano da epicentri nettamente esterni alla zona, come il terremoto rovinoso del 1117 e il forte terremoto del 1222.

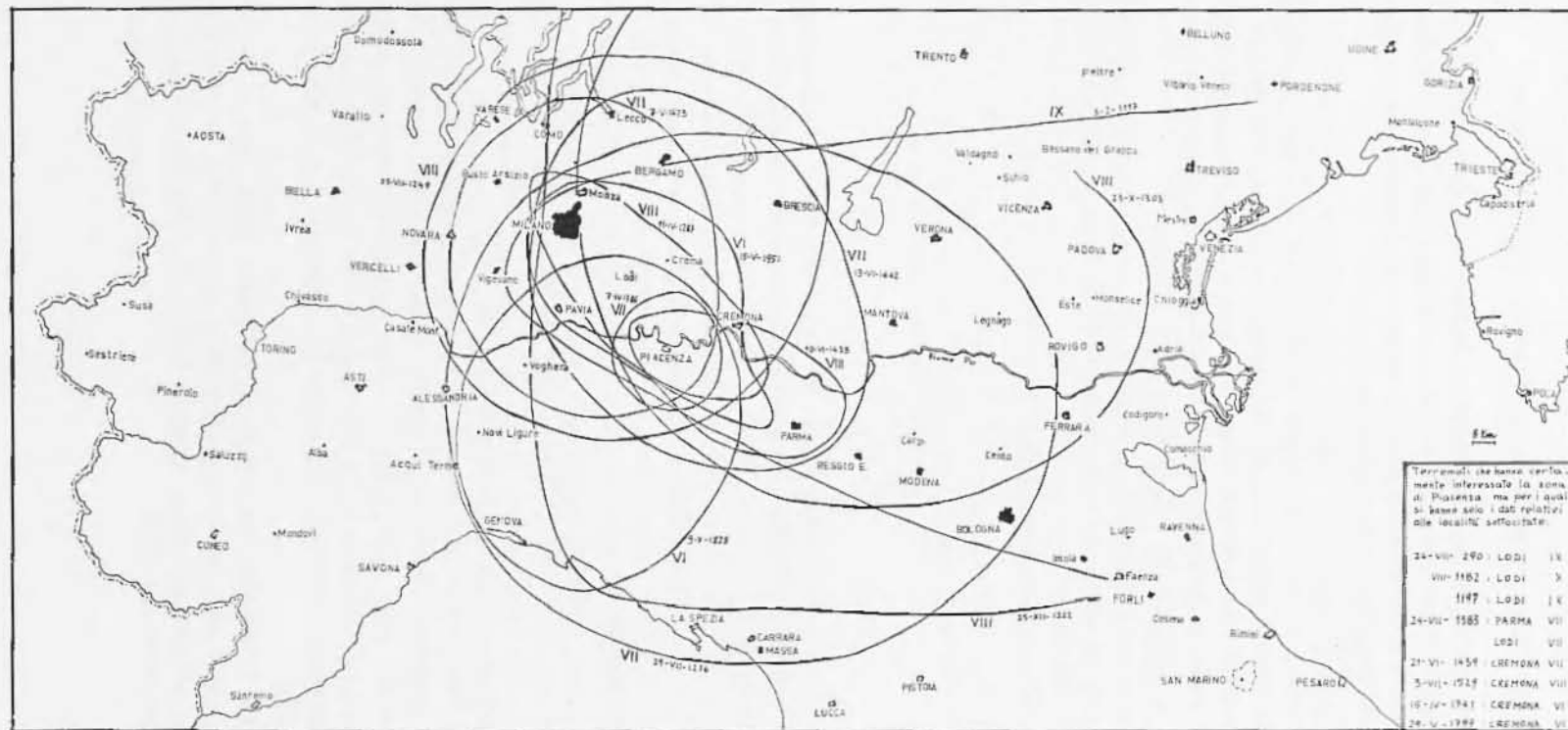


Fig. 1 - Andamento della sismicità in una zona centrale della Val Padana, scelta come zona campione (Piacenza e dintorni), attraverso i secoli dell'Era Volgare.

È stato tentato il calcolo delle energie dei terremoti, che comunque hanno interessato la zona di Piacenza negli ultimi 20 secoli. I risultati — ovviamente di prima grossolana approssimazione — sono riportati nel seguente quadro:

Data del terremoto	Profondità ipocentrale in km	Energia sviluppata in erg	Magnitudo nella scala Richter
3-I-1117	(160)	10^{27}	(8.6)
25-XII-1222	70	10^{26}	(8.2)
25-VII-1249	(150)	10^{25}	7.4
29-VII-1276	12	$5 \cdot 10^{20}$	5.7
11-IV-1287	3	10^{20}	5.7
23-X-1303	6	$6 \cdot 10^{20}$	6.0
10-VI-1438	3	10^{20}	5.7
7-V-1473	30	10^{24}	7.3
13-VI-1642	5	$2.5 \cdot 10^{19}$	5.3
7-IV-1786	27	$6 \cdot 10^{21}$	6.0
9-X-1828	46	$4 \cdot 10^{23}$	6.9
15-V-1951	6	10^{19}	4.9

La prima considerazione, che viene spontanea, è data dalla graduale diminuzione dell'energia dei terremoti, che comunque hanno interessato la zona (*). Da quelli di massima intensità, verificatisi intorno al primo millennio (associati a rilevanti profondità ipocentrali, che li fanno provenire dall'astenosfera), si arriva ai terremoti originanti

(*) Nella mappa non figurano altri terremoti che certamente hanno comunque interessato la zona di Piacenza, ma per i quali si hanno solo i dati relativi alle località sotto citate:

24-VII-290	Lodi	IX
VIII-1182	Lodi	X
1197	Lodi	IX
24-VII-1383	Parma	VII
	Lodi	VII
21-VI-1439	Cremona	VII
3-VII-1529	Cremona	VIII
15-IV-1741	Cremona	VI
29-V-1799	Cremona	VI.

a piccola profondità e caratterizzati da lieve intensità, propri della nostra epoca. I primi erano indubbiamente collegati ai grandiosi fenomeni tettonici, nei quali rientrano la formazione delle Alpi e della collaterale fossa padana. Sono da vedere in essi le ultime manifestazioni di quel poderoso contrasto tettonico? Non è facile rispondere a questo interrogativo. Possiamo solo constatare l'attenuarsi delle manifestazioni sismiche nella zona, attraverso i secoli successivi.

Che questa attenuazione termini in uno stato di quiescenza o sbocchi in una nuova ripresa, non è dato di poter dire. In ogni modo, si tornerà sull'argomento nelle conclusioni del lavoro.

2. - È stata tentata la costruzione del diagramma di Benioff in corrispondenza della Val Padana, intesa in senso lato: comprendente,

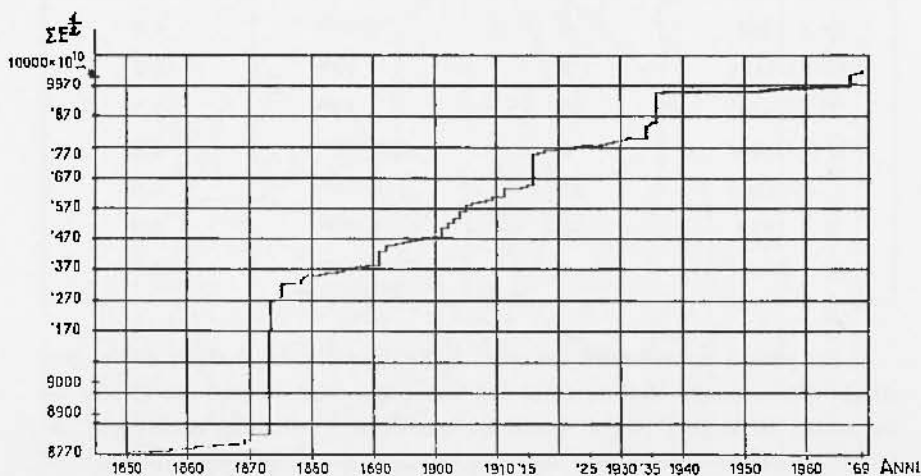


Fig. 2 - È stata ricostruita la somma dei valori di \sqrt{E} (E , energia espressa in erg) dei singoli terremoti, verificatisi, attraverso il tempo, nella Val Padana, o ai suoi margini, dall'inizio dell'Era Volgare. Essa può ritenersi proporzionale — sia pure con grossolana approssimazione (tanto più grossolana nel caso specifico) — alla somma delle tensioni di reazione elastica delle zone, sede dei movimenti sismici. Il tratto in figura, si riferisce all'intervallo 1850-1969.

cioè, l'alto Adriatico e la pianura padano-veneta, con la cornice delle Prealpi che la limitano a Nord e delle pendici appenniniche, che la chiudono a Sud. I principi su cui si fonda tale diagramma, sono stati riassunti altrove (1). La sua costruzione non può sfuggire a contrasti anomali, legati all'eterogeneità del materiale a disposizione, for-

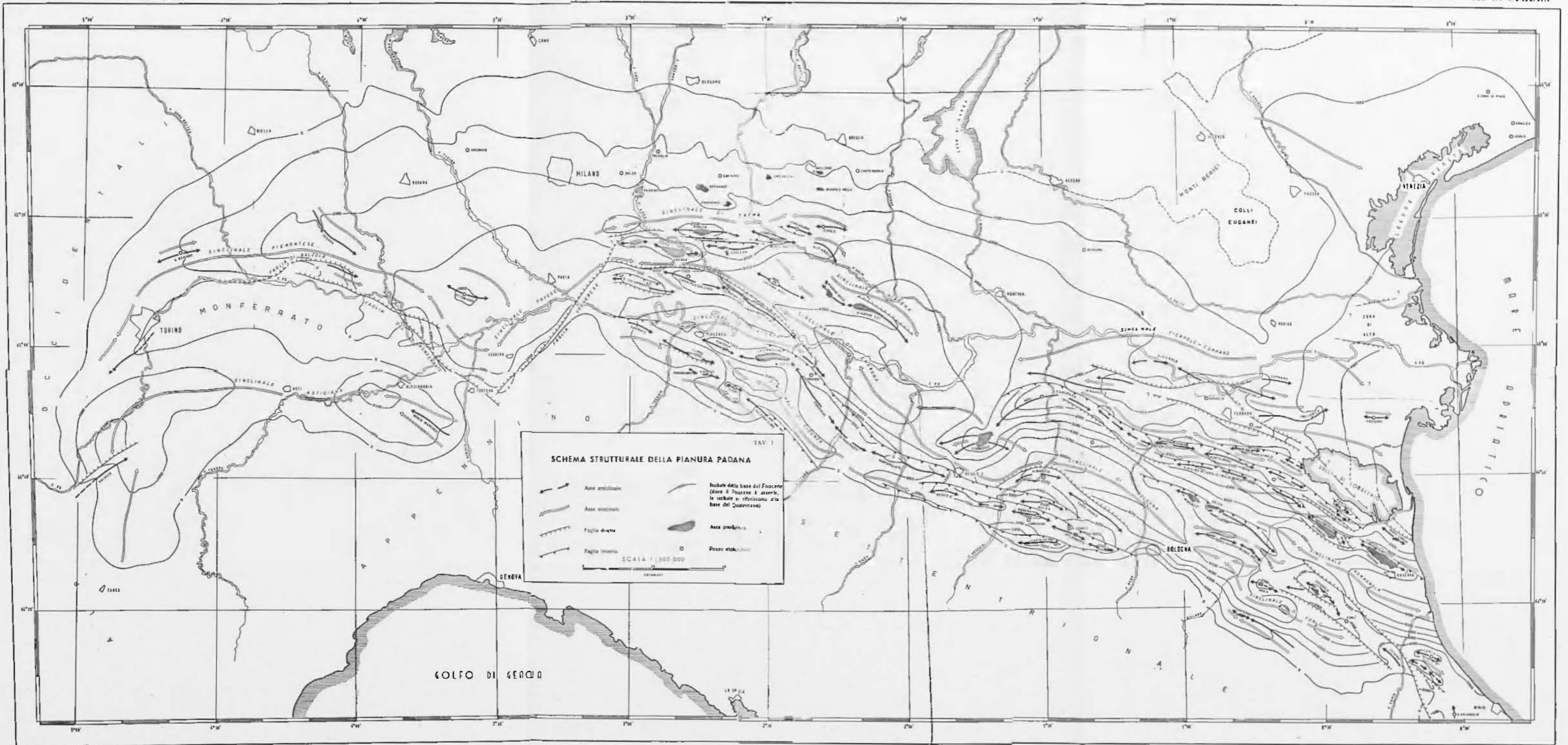


Fig. 3 - Schema strutturale della Val Padana, quale risulta da ricerche condotte dall'Agip Mineraria.

zatamente incerto, discontinuo e frammentario. Qui si ritiene interessante riportare solo quel tratto che si riferisce all'ultimo secolo (Fig. 2). Esso inizia con il forte terremoto di Santa Croce, del 1875 che aveva improvvisamente rotto la relativa calma sismica che durava in tutta l'ampia zona dal 1800. Alla disastrosa crisi sismica della zona del lago di Santa Croce, risponde nello stesso anno, una potente attività sismica al lato opposto della pianura, dal mare, presso Cattolica, lungo le pendici appenniniche settentrionali. Sembra quasi che queste violente rotture dell'equilibrio elastico, ai due lati della pianura, siano legate come da causa ad effetto, e viceversa. Il fenomeno si ripeterà altre volte durante l'ultimo secolo; così p. es., al forte terremoto adriatico del 1934, farà riscontro, due anni dopo, il fortissimo terremoto del Cansiglio. Dal 1875, l'attività sismica, in misura ridotta, non ebbe praticamente più soste, manifestandosi, ora qua ora là, con scosse non molto intense, come se l'intero bacino padano fosse sotto l'azione perturbatrice di un'inquietudine tettonica unitaria, che si rivela presente sopra tutto ai margini settentrionali e meridionali. Tale attività si è andata fortemente attenuandosi nell'ultimo trentennio, accennando ad una sensibile ripresa con il terremoto di VIII grado, verificatosi nel Delta il 30.XII.1967. Non è escluso che tale tregua trentennale venga ulteriormente rotta con altre manifestazioni sensibili, probabilmente ai margini della zona.

3. - Sempre con riferimento alla zona-campione predetta, ci siamo preoccupati di delinearne la configurazione stratigrafica.

Questo paragrafo si riferisce, pertanto, alla zona della Pianura Padana, inquadrata nella Fig. 3.

Tale zona si presenta in superficie costituita da depositi alluvionali (sabbie, ghiaie, argille) attuali, recenti ed antichi e da depositi fluvio-glaciali pleistocenici.

Come in tutto il resto della Pianura Padana, un quadro geologico più completo si ottiene dall'analisi dei dati relativi al sottosuolo, in gran parte ricavabili dagli studi e documenti sui campi gassiferi padani, presentati dall'AGIP al Convegno « I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale » (Milano 1957), indetto dall'Accademia Nazionale dei Lincei e dall'ENI.

In particolare, per la zona in esame, tali dati possono essere sintetizzati in alcuni profili schematici di pozzi ricadenti nella zona stessa (Casalpusterlengo, Cremona Sud, Cremona Nord, Busseto, Cortemaggiore, Pontenure, San Giorgio Piacentino) (Figg. 4, 5, 6, 7) e nelle due

TAVOLA II₁
CASALPUSTERLENGO

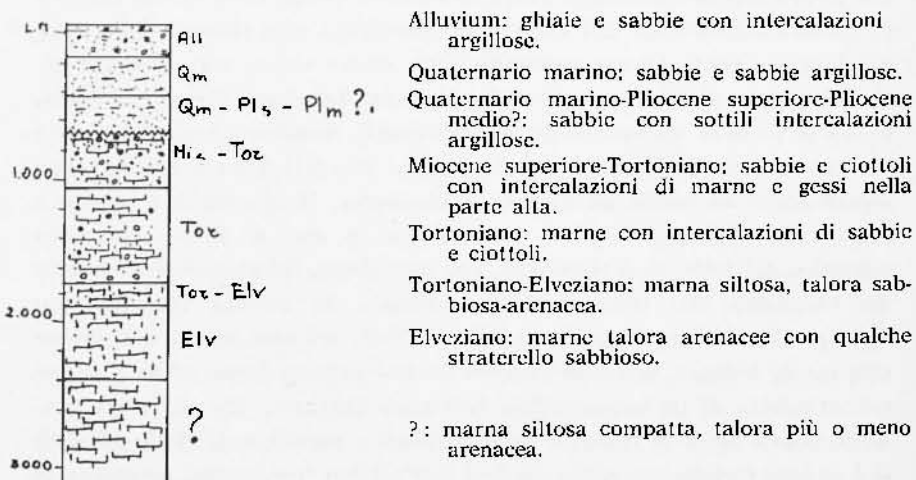


TAVOLA II₂
CREMONA SUD

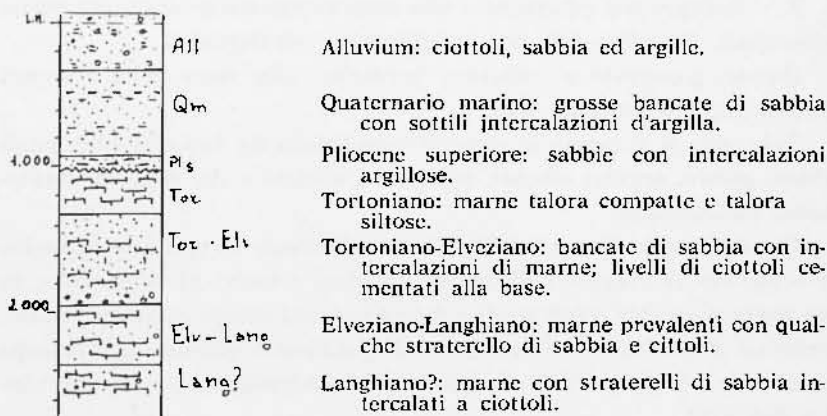


Fig. 4 - Stratigrafia in località della zona-campione prescelta (dintorni di Piacenza - v. Fig. 3).

TAVOLA II₃
 CREMONA NORD

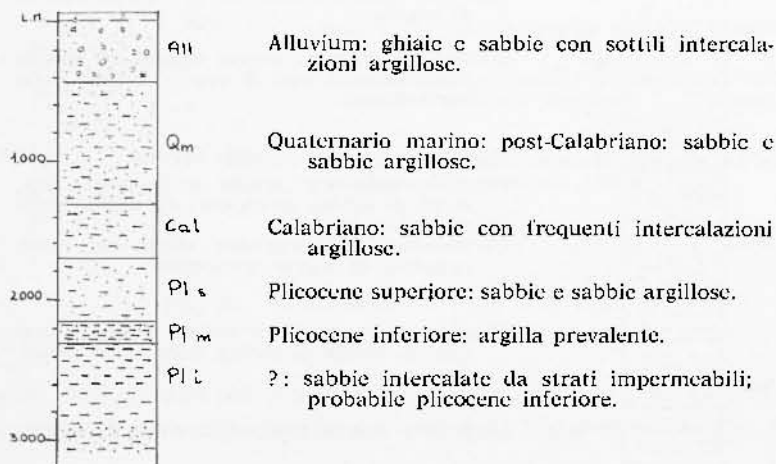


TAVOLA II₄
 BUSSETO

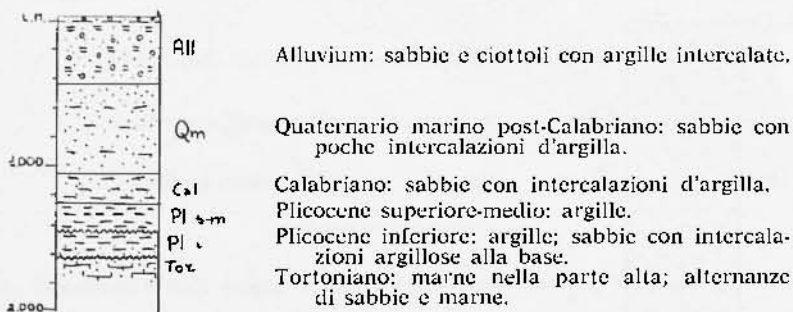


Fig. 5 - Stratigrafia (v. Fig. 4).

TAVOLA II₅
CORTEMAGGIORE

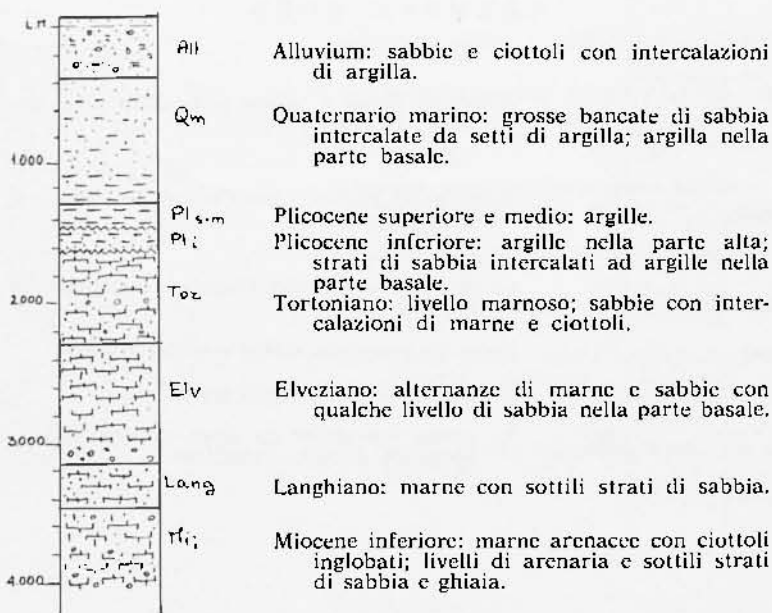


TAVOLA II₆
PONTENURE

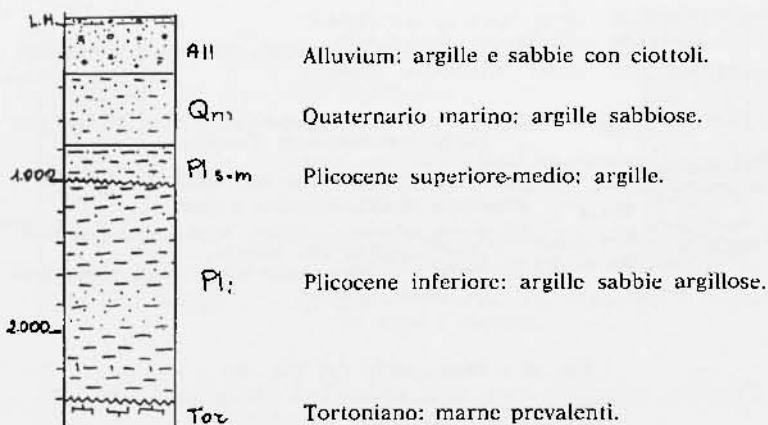


Fig. 6 - Stratigrafia (v. Figg. 4 e 5)

TAVOLA II,
SAN GIORGIO PIACENTINO

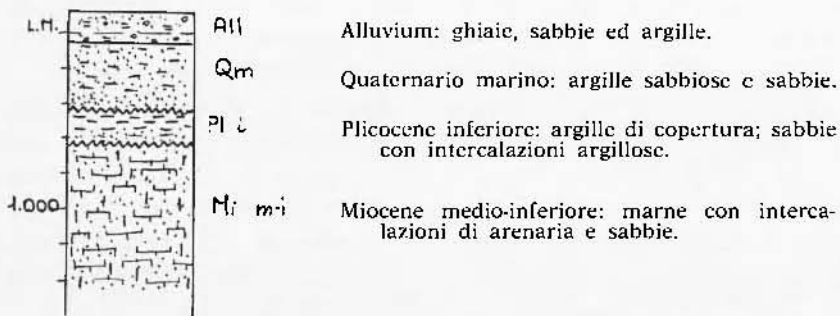


Fig. 7 - Stratigrafia (v. Figg. 3, 4 e 5).

sezioni Pontenure-Cremona Sud (2); Cortemaggiore-Cremona Nord (3) (Fig. 9) oltre che negli schemi strutturali della Fig. 3 (4) e della Fig. 8 (5).

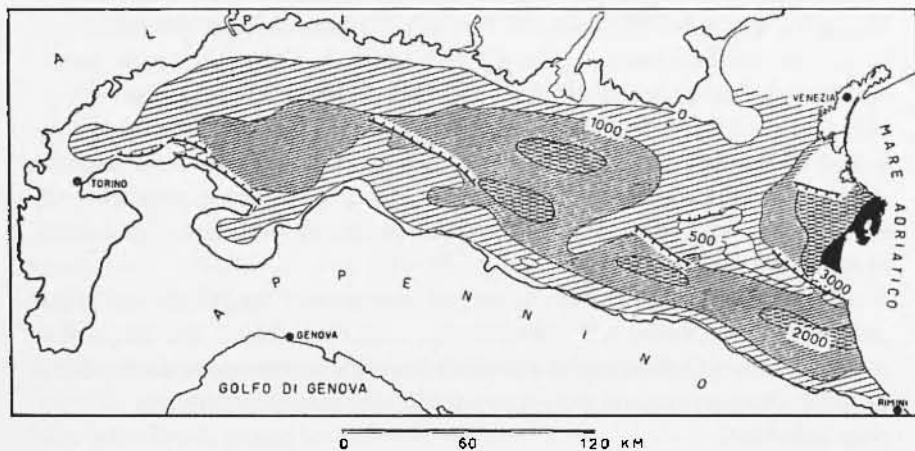


Fig. 8 - Andamento della base del Quaternario (secondo l'Agip Mineraria).

Stratigrafia. - I pozzi della zona hanno interessato gli strati superficiali della crosta terrestre per uno spessore variabile fra i 1500 e i 4000 m, cioè i depositi quaternari e terziari. La Pianura Padana costituisce infatti un bacino sedimentario quaternario di notevole po-

tenza, peraltro parte strutturalmente ribassata di un bacino sedimentario terziario estendentesi sia verso settentrione sia verso meridione. Il volume dei sedimenti accumulatisi durante il Terziario ed il Quater-

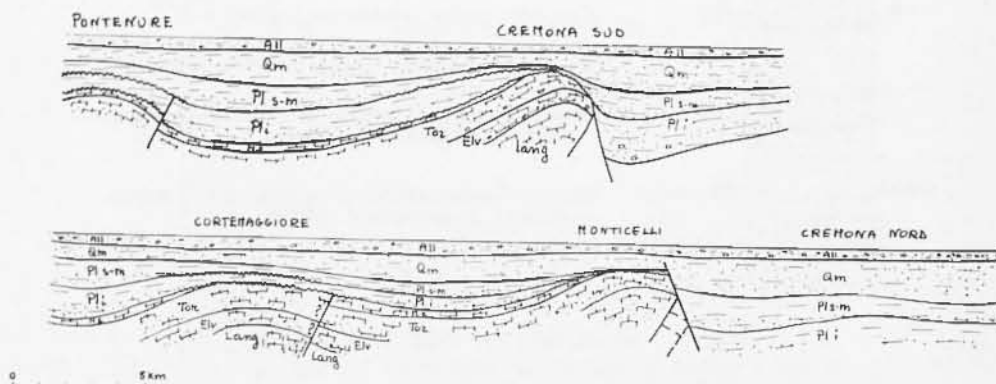


Fig. 9 - Tettonica in località della parte centrale della Pianura del Po (secondo l'Agip Mineraria).

nario è imponente, tenuto conto che nella maggior parte della Pianura Padana il tetto del Mesozoico si trova a profondità irraggiungibili con le attuali perforazioni, molto oltre i 7000 m. Solo in alcuni pozzi, situati nella zona orientale della Pianura Padana in particolari situazioni, si sono incontrate le formazioni dolomitiche del Trias superiore e le formazioni calcaree (da dolomitiche a marnose) del Giurassico e del Cretaceo. Più numerosi ma sempre al di fuori della zona considerata sono i pozzi che hanno interessato l'Eocene: serie calcareo-marnose, argillose, organogene, flysch.

Nella zona considerata, i terreni più antichi raggiunti dai pozzi sono quelli appartenenti al ciclo di sedimentazione dell'Oligocene-Aquitano: a Cortemaggiore uno dei pozzi ha attraversato da m 3442 a m 4083 una formazione detritica sabbioso-arenacea attribuita al Miocene inferiore.

Nella serie stratigrafica della zona, alla formazione psammitica oligocenico-aquitano segue un complesso di sedimenti pelitici (marne o argille, talora sabbiose) attribuito al Langhiano, che nel campo di Cortemaggiore ha uno spessore di alcune centinaia di metri.

Al Miocene medio (Elveziano-Tortoniano) è attribuito il complesso di sedimenti clastici, alla base prevalentemente psammitici (marne con intercalazioni di sabbie, arenarie e conglomerati) e verso l'alto più

argillosi (marne compatte); tale complesso a Cortemaggiore ha uno spessore di 1700-1800 m.

Il ciclo miocenico è chiuso da una serie di sedimenti grossolani con intercalazioni di marne e gessi in continuità di sedimentazione con i terreni del Tortonian.

Un nuovo ciclo di sedimentazione si apre con il Pliocene inferiore, ovunque trasgressivo sui terreni sottostanti; si tratta di una formazione clastica più grossolana alla base (sabbie alternate ad argille o sabbie argillose) e più argillosa verso l'alto. In alcune zone (Casalpusterlengo, Cremona Sud), il Pliocene inferiore è assente per mancata sedimentazione (Fig. 4); altrove ha spessori variabili: maggiori nelle sinclinali rispetto alle anticlinali, soprattutto per quel che riguarda la parte inferiore grossolana.

Anche il Pliocene medio-superiore appare discordante sui sedimenti sottostanti; esso è peraltro presente anche nelle zone dove sono assenti i terreni del Pliocene inferiore. La parte più bassa della serie, presente nelle sinclinali e nelle anticlinali meno elevate, si mostra costituita da sedimenti argillosi con frequenti intercalazioni sabbiose, mentre i livelli più alti, presenti anche nelle anticlinali più elevate, sono prevalentemente argillosi; si può ritenere che una tale deposizione dei sedimenti sia determinata da una flessione differenziata collegata a meccanismi di sedimentazione particolari (Figg. 5, 6 e 7).

Come in tutta la pianura Padana, il Quaternario rappresenta la continuazione del ciclo di sedimentazione iniziatosi con il Pliocene medio. In esso si possono distinguere una serie più profonda marina ed una serie superficiale continentale. Il Quaternario marino è rappresentato da bancate sabbiose con intercalazioni argillose e può essere suddiviso in Calabriano e post-Calabriano. Il Calabriano presenta i fenomeni del Pliocene superiore: nelle zone strutturalmente meno elevate livelli sabbiosi di potenza anche notevole, in quelle elevate sedimenti prevalentemente pelitici. Notevoli differenze si hanno negli spessori di tutto il complesso del Quaternario marino: minori al culmine delle anticlinali, maggiori nelle sinclinali.

La parte più alta della pila sedimentaria è costituita dai depositi alluvionali fluvio-glaciali e fluviali che hanno determinato l'attuale morfologia. Il complesso alluvionale può avere anche spessori di alcune centinaia di metri. Alcuni sondaggi nella zona fra Nure Vecchio e Isola Serafina hanno permesso di costruire delle sezioni stratigrafiche particolareggiate della parte più superficiale (spessore max: 200 m circa); in esse si può mettere in evidenza l'alternanza di strati di

argille compatte, argille sabbiose, sabbie fini e grosse, ghiaie miste a sabbia.

4. - LINEAMENTI TETTONICI DELLA PIANURA PADANA.

Una ricostruzione unitaria della tettonica del sottosuolo padano può essere fatta limitatamente alle caratteristiche strutturali conseguenti ai movimenti pliocenici e quaternari. Infatti, dato il notevole spessore dei sedimenti, pliocenici e quaternari, sia i pozzi che il rilievo sismico a riflessione non hanno permesso di ottenere dati continui sui sedimenti prepliocenici, mentre è stato possibile ricostruire con sufficienti garanzie di continuità la base del Pliocene. L'andamento di tale superficie strutturale ha permesso l'individuazione di quattro regioni a caratteristiche diverse:

- 1) della sinclinale astigiana;
- 2) delle pieghe pedeappenniniche;
- 3) pedealpina;
- 4) della pianura veneta centro-orientale.

La prima regione è definita dalla vasta sinclinale pliocenica compresa tra gli Appennini a Sud, le Alpi ad Ovest ed il Monferrato a Nord e divisa dal restante bacino pliocenico da due selle che costituiscono il prolungamento sepolto del Monferrato.

La regione pedeappenninica, limitata a Sud dal bordo dell'Appennino tra Rimini e Voghera, è caratterizzata da un fascio di pieghe plioceniche con orientamento appenninico il cui fianco settentrionale è in genere interessato da faglie ed aventi perlopiù vergenza verso Nord. L'ampiezza di questo fascio di pieghe, di cui le più meridionali continuano negli affioramenti appenninici, varia da più di 50 km nell'Emilia Orientale e nel Piacentino a circa 25 km nella zona di Parma; tale restringimento permette di dividere la regione in due aree: occidentale ed orientale, comprendenti vari allineamenti anticlinalici, ognuno con diverse culminazioni.

Il piegamento è avvenuto in due fasi, tra Miocene e Pliocene e nel Pliocene medio; in particolare, nell'area piacentino-lombarda è molto attiva la prima fase, mentre nell'area emiliano-romagnola ha influito in maggior misura la seconda fase.

Alle fasi tettoniche di compressione si alternano fasi di abbassamento, di notevole importanza per l'assetto strutturale di tutta la

Pianura Padana, soprattutto nel Pliocene medio-superiore e nel Quaternario (come messo in evidenza dall'andamento della base del Quaternario) (Fig. 8). Si tratta di flessione differenziata: più pronunciata al centro della pianura che ai margini; aumentante da Ovest verso Est; maggiore al centro delle sinclinali che al culmine delle anticlinali. In tal modo, le pieghe risultano accentuate e si originano faglie di carattere distensivo che si impostano a volte su faglie originatesi in regime di compressione tangenziale. Una delle più vistose faglie di distensione della Pianura Padana, la faglia di Cremona, percorre il fianco settentrionale dell'allineamento S. Colombano-Casal Pusteriengo-Cremona Sud-Monticelli; formatasi nel Pliocene inferiore e rimasta attiva durante tutto il Pliocene ed il Quaternario, presenta in taluni punti un rigetto di 3000 m (Fig. 9).

Come nell'Appennino, oltre alle linee tettoniche con direzione appenninica, si hanno faglie con direzione SW-NE a rigetto orizzontale (ad es. anticlinale Podenzano-S. Giorgio).

Il settore delle *pieghe ferraresi* è caratterizzato dal notevole sollevamento del substrato calcareo-mesozoico e dalla conseguente fortissima riduzione dei sedimenti terziari. Una serie di pieghe, ad andamento appenninico ma con vergenza verso Sud, complicate da fratture e faglie con notevoli rigetti, interessa il complesso mesozoico-terziario (a Casaglia, il Quaternario poggia direttamente sull'Oligocene ad una profondità di 200 m e una faglia inversa con rigetto verticale dell'ordine di 3000 m ca. fa sovrapporre le dolomie triassiche alla « scaglia cretacea »); durante il pliocene superiore ed il Quaternario si sovrappone una serie di faglie di distensione determinate dall'abbassamento dei settori meridionali e settentrionali (Fig. 10).

La *regione pedealpina*, compresa fra la regione delle pieghe pedo-appenniniche a Sud e l'arco alpino, i Colli Berici e i Colli Euganei a Nord, è caratterizzata dall'assetto monoclinale degli strati pliocenici trasgressivi sugli strati più antichi; può essere schematizzata come una grande sinclinale, col fianco settentrionale molto sviluppato (monoclinale pedealpina) e quello meridionale raccorciato ed interessato da faglie di distensione anche con notevole rigetto.

In tale regione si differenziano in particolare due aree: *quella lombarda*, in cui il substrato prepliocenico si presenta piegato in anticlinali con forte vergenza a Sud, dislocate da faglie longitudinali e trasversali e *la depressione delle valli di Comacchio*, determinata dai valori eccezionalmente alti raggiunti in tale area dalla flessione del Pliocene superiore e del Quaternario (a Codigoro il tetto del Pliocene

è stato incontrato a 2200 m di profondità e il tetto del Miocene a 3400 m).

Infine, strutturalmente distinta dalla parte restante della Pianura Padana, la *regione veneta centro-orientale* è caratterizzata da sedimenti pliocenici, generalmente concordanti con il Miocene, ad esiguo spessore ed assetto di una monoclinale degradante dalle Alpi e dai Berici verso l'Adriatico.

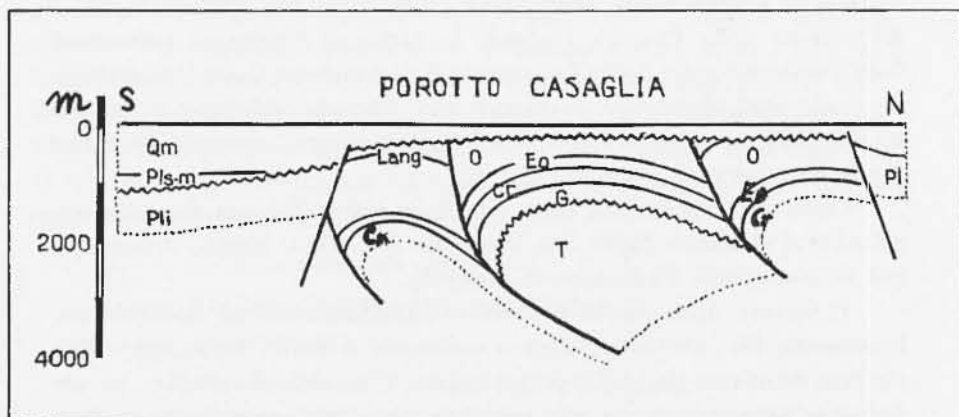


Fig. 10 - Tettonica nei pressi di Ferrara: pieghe con nucleo mesozoico calcareo, rilevate dai pozzi di Casaglia, Porotto e Vincenza Nuova. Alle faglie distensive, collegate all'abbassamento pliocenico-quadernario, viene attribuita l'attuale situazione di relativa alta quota delle pieghe ferraresi (secondo L. Lucchetti).

5. - *La dinamica* della zona, di cui ai numeri 3, 4, non può essere legata alla sola stratificazione superficiale, limitata sostanzialmente alla coltre alluvionale. Questa va considerata come parte esterna della crosta terrestre, che inizia — nella parte più profonda — a partire dalla discontinuità di Mohorovičić. Studi precedenti (^{6,7,8}), hanno provato che, in corrispondenza della parte centrale della Val Padana, la crosta terrestre si compone, mediamente, di quattro strati sovrapposti, che sono, dall'alto al basso:

Sedimenti (Quaternario e Terziario)	Spessore da 3 a 8 km	Velocità onde longitudinali da 2 a 4 km/sec.
« granito »	10 km	5.1 km/sec.
« intermedio »	7 km	6.1 km/sec.
« gabbro »	11 km	6.9 km/sec.

Al di sotto della discontinuità di Mohorovicic, la velocità delle onde longitudinali è stata trovata dell'ordine di 8 km/sec. I valori delle velocità delle corrispondenti onde trasversali, sono riportati nelle pubblicazioni sopra citate.

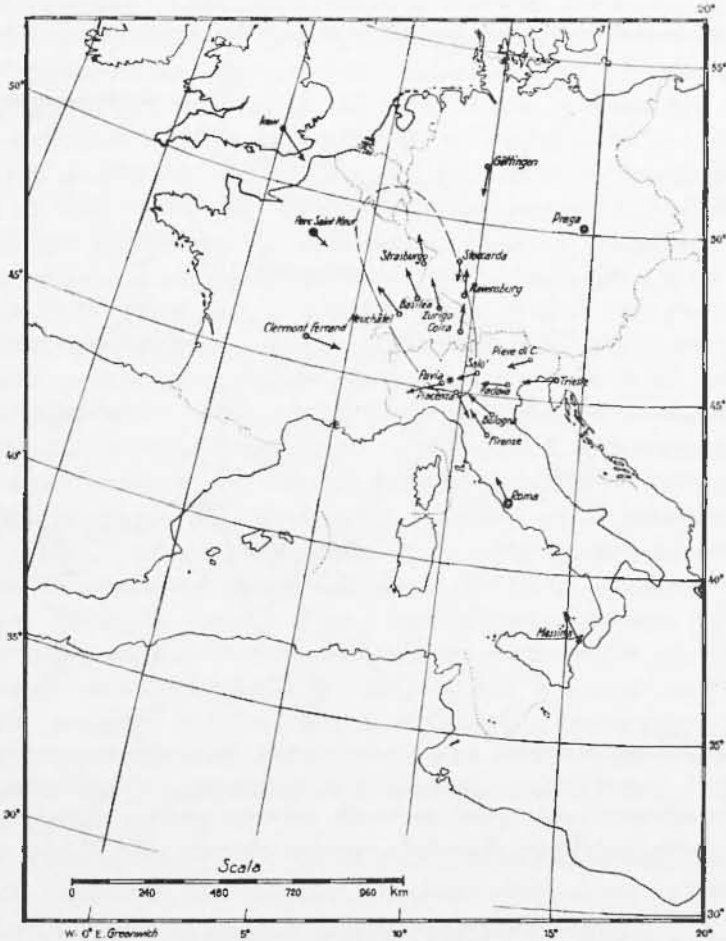


Fig. 11 Distribuzione superficiale delle compressioni e delle dilatazioni, relative al terremoto del 15 Maggio 1951: essa corrisponde al modello bipolare (secondo Caloi ed al.).

Qual'è il meccanismo dei terremoti all'ipocentro nella zona in questione? Per quanto se ne sa, sembra — a questo riguardo — una zona anomala. Generalmente, il meccanismo dei terremoti all'ipocentro è quello associato alle fratture, determinate dall'azione di coppie di

forze tangenziali. Il piano principale di frattura e l'ortogonale piano secondario, divide lo spazio in quattro settori, in modo che nelle due coppie di settori opposti, le onde longitudinali presentano segni opposti: se p. es., in una coppia le onde longitudinali sono di compres-

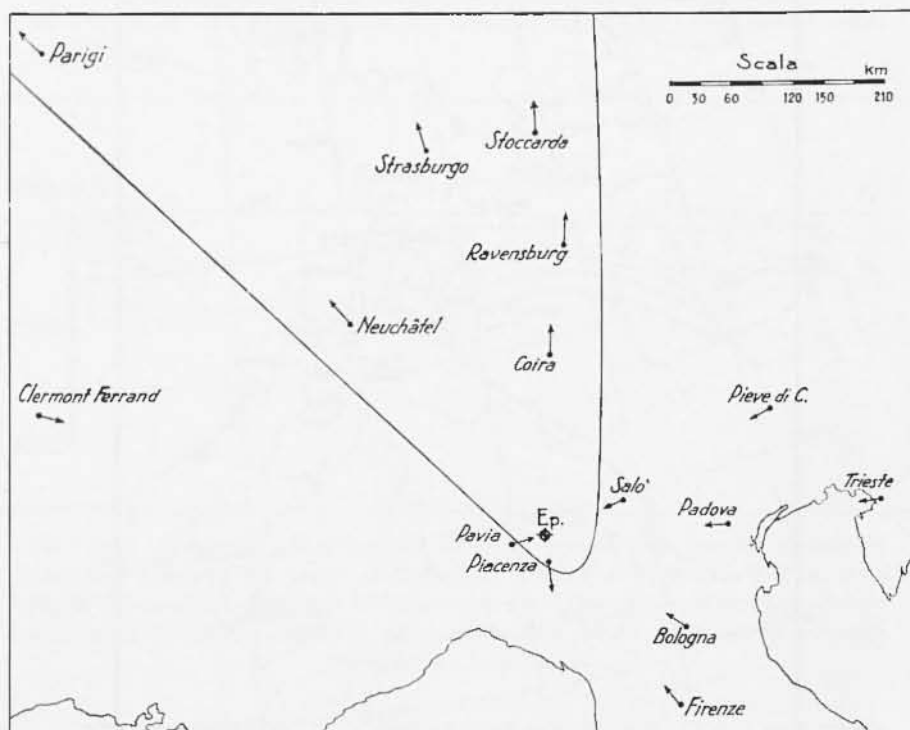


Fig. 12 - Distribuzione superficiale delle compressioni e delle dilatazioni, relative alle onde longitudinali provocate dal terremoto del 16 Maggio 1951: essa corrisponde al modello bipolare (secondo Caloi ed al.).

sione (+, oppure ●) nell'altra coppia saranno di dilatazione (—, oppure ○); e viceversa. Dall'esame del segno dell'onda longitudinale P registrata nelle stazioni distribuite intorno all'epicentro, nel caso di inizi molto chiari, è possibile delineare, in superficie, le linee nodali che limitano i quadranti e dedurre l'eventuale inclinazione dell'asse nodale dalla verticale del luogo.

Lo studio di numerosi terremoti avvenuti nelle Alpi ⁽⁸⁾ pag. 89], ha così permesso di dimostrare che nel sistema alpino prevalgano i terremoti con modello a frattura.

Da quando la rete di stazioni sismiche si è sufficientemente infittita in Italia e in Europa, non si ebbero in Val Padana terremoti di energia capace di determinare chiare registrazioni in un sufficiente numero di stazioni sismiche, per ricerche del genere. Non possiamo quindi affermare se eventuali terremoti, associati a movimenti delle faglie, di cui si è detto nel numero precedente, siano del tipo a frattura.

Possiamo invece affermare che i terremoti della Val Padana studiati estesamente (come quelli del 1951) o solo parzialmente (come quelli del 30.XII.1967), hanno fornito un modello che non rientra in quello a frattura. Il terremoto del 15.V.1951 — avvenuto nei pressi di Lodi — (e la sua replica del giorno successivo) ha dato una suddivisione superficiale dei movimenti longitudinali, quale può essere quella provocata da una brusca decompressione in atto nella zona ipocentrale (^{6,7}) (Figg. 11, 12). Il terremoto del 30.XII.1967 rientra nel così detto tipo «bipolare», con due coni coassiali (uno sul prolungamento dell'altro) caratterizzati da compressioni, mentre nello spazio restante agiscono dilatazioni. Questo tipo di terremoto è stato studiato, decenni or sono, dai giapponesi Kawasumi ed Ishimoto, e più recentemente, da Robson e collaboratori (⁸). La distribuzione delle compressioni e delle dilatazioni da noi osservate, in relazione con il terremoto del 30.XII.1967, è rappresentata nella Fig. 13. Ma, a nostro parere, non è tanto il modello, secondo il quale un terremoto si manifesta in Val Padana, che conta, quanto il fatto che la crosta terrestre, propriamente detta, in Val Padana è sovrastata dalla coltre alluvionale. Quando i terremoti originano in questa coltre, o ai suoi margini, le massime ampiezze (e le massime accelerazioni) sono da aspettarsi in corrispondenza delle onde guidate dalla coltre stessa (^{6,7}), come del resto è stato provato dallo studio del terremoto del 15.V.1951 (v. n. 6 di questo lavoro).

Fortunatamente, non si hanno esempi di terremoti originati nelle predette condizioni, che abbiano sviluppato all'epicentro un'intensità superiore a quella del grado VII della scala Mercalli.

Sempre con riferimento alla coltre alluvionale, in essa possono realizzarsi le più svariate velocità, nell'ambito, del suo spessore, con valori che, limitatamente alle onde longitudinali da poche centinaia di metri al secondo (per le sezioni superficiali) possono arrivare a 3.5-4 km/sec, per le componenti geologiche più profonde (le quali, fra l'altro, appaiono anche le più uniformemente distribuite). Le vibrazioni associate alle sezioni discontinue di esclusiva superficie, vengono rapidamente assorbite dal mezzo; non così quelle relative alle strati-

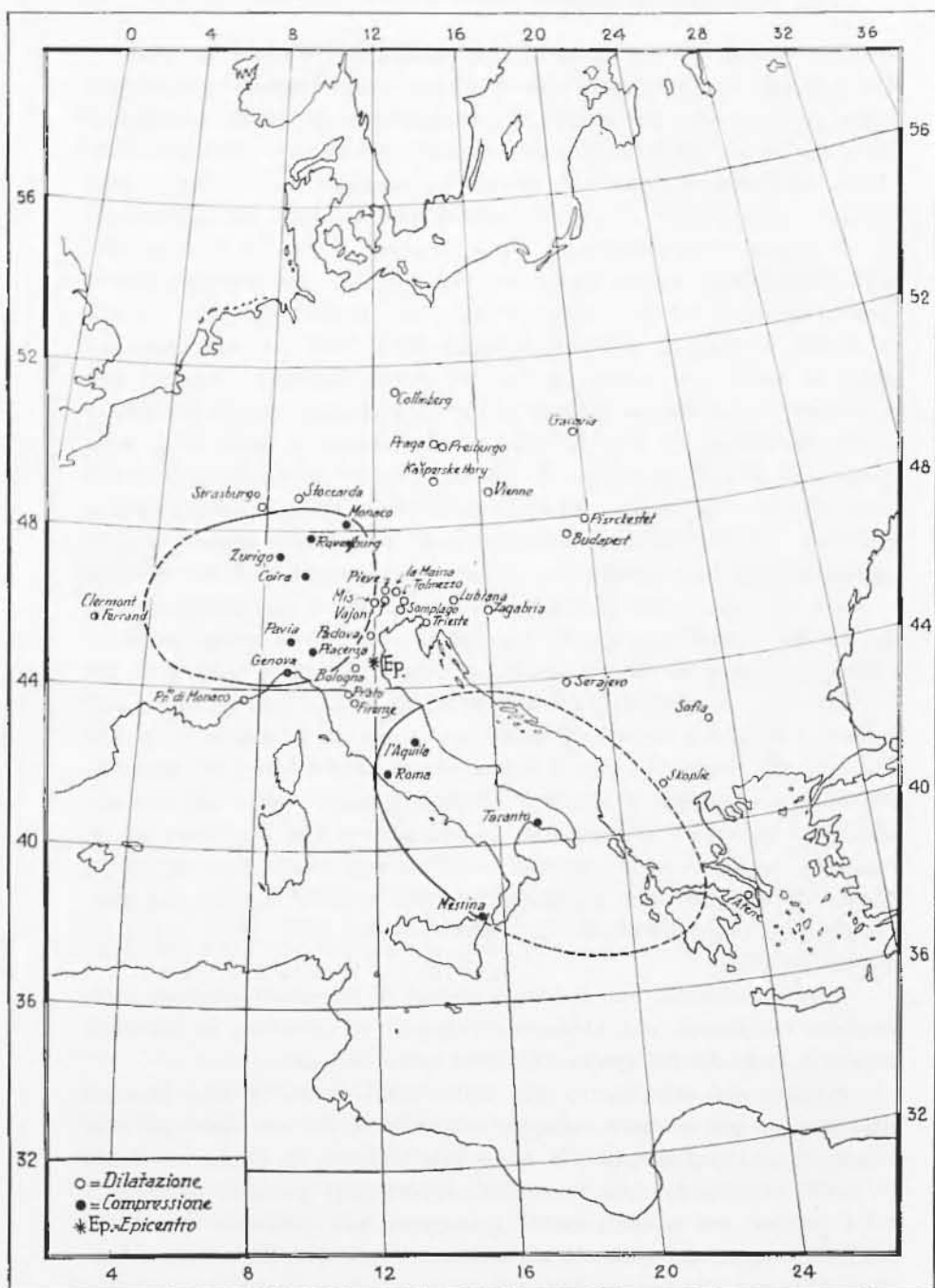


Fig. 13 - Distribuzione delle dilatazioni e delle compressioni, quale si è verificata in occasione del terremoto del Delta Padano del 30 Dicembre 1967: essa soddisfa al modello bipolare.

ficazioni più consolidate, che — come prova chiaramente anche il fenomeno dei microsismi — trovano (in corrispondenza di periodi fra pochi decimi di sec a 2 o 3 secondi) in esse un buon conduttore, nel senso che il coefficiente di assorbimento è piuttosto piccolo (V. n. 6).

In corrispondenza di terremoti profondi (al di sotto dello strato del « granito ») l'effetto della coltre superficiale viene, naturalmente, molto attutito.

6. — *La risposta elastica dei terreni.* La determinazione teorico-sperimentale dei valori massimi di spostamento, velocità e accelerazione dei terreni, anche quando potrà essere affrontata con maggior dovizia di dati, nell'ambito delle aree epicentrali, condurrà sempre a valori accettabili — nella migliore delle ipotesi — entro larghi margini di incertezza. Questa è sopra tutto legata al fatto che la risposta elastica di un terreno è condizionata da troppi parametri di non facile determinazione: *effetto di superficie*, variabile a secondo del periodo dell'onda portante; *natura di quest'onda* (longitudinale o trasversale; e, se trasversale, oscillante nel piano principale o tangenziale), *fattore del sottosuolo* (l'« Untergrundfaktor » di Gutenberg); *stratificazione locale*, di superficie e profonda; *sua variazione in azimuth*; *profondità ipocentrale*; *natura della scossa all'ipocentro* (modello a frattura, a mutuo scorrimento di strati; ad origine singola o quadrupla; bipolare, ecc.), alla quale — a parità di altre condizioni — corrisponde una diversa distribuzione dell'energia elastica nello spazio, ecc. ecc.

Quanto precede, nell'ipotesi che si possano ottenere registrazioni complete in zona epicentrale. Ma anche in tale eventualità, intervengono nuove incertezze legate al tipo di strumento in funzione, alle sue peculiari caratteristiche nonché alla sua sistemazione locale (se nello scantinato di edifici di diversa altezza, o se in cabine sotterranee, lontane da manufatti), se in luoghi disturbati dal traffico e soggetti a notevoli microsismi, ecc.

Nel caso in questione, l'indagine può essere applicata alle registrazioni, di due soli terremoti originati nella Val Padana, ottenute presso stazioni sismiche a registrazione meccanica, dotate di strumenti Wiechert o di tipo Wiechert.

I terremoti sono quelli del 15 Maggio 1951 e del 30 Dicembre 1967. Al primo di tali terremoti, verificatosi nel Lodigiano, è stato dedicato un lungo lavoro, che ha consentito la determinazione delle coordinate epicentrali, del tempo origine, della profondità ipocentrale, delle velocità di propagazione delle onde longitudinali e trasversali,

della stratificazione locale della crosta terrestre, della natura della scossa all'ipocentro, e di altre caratteristiche geodinamiche (*).

Del secondo, si conoscono le coordinate ipocentrali, la natura della scossa all'ipocentro ed altre fondamentali caratteristiche.

Naturalmente, non si hanno registrazioni di stazioni epicentrali propriamente dette, per cui la risposta alle richieste su esposte, può essere tratta, solo estrapolando dai dati ottenuti presso alcune stazioni sismiche.

Cominciamo con il terremoto del 30 Dicembre 1967.

Limitiamo lo studio alle registrazioni delle componenti orizzontali del movimento.

Terremoto di VIII grado nella zona epicentrale: epicentro nel Delta padano, di coordinate $\varphi = 44^{\circ}.8$ N; $\lambda = 12^{\circ}.1$ E; $H = 04.19.19$; $h = 35$ km circa.

Alcuni degli spostamenti reali del suolo dedotti dalle osservazioni, sulla base delle costanti strumentali e della teoria dei sismografi a registrazione meccanica, osservati a:

Pavia (distanza epicentrale $\Delta \cong 225$ km)

	<i>Spostamenti</i>	<i>Periodo T</i>
	mm	sec
Onde <i>longitudinali</i> iniziali (<i>Pn</i>):	NS 0.0035 (*)	0.7
	EW 0.0021	1.1
» » riflesse	NS 0.007	0.8
	EW 0.0125	1.1
Onde <i>trasversali</i> (<i>Sn</i>)	NS 0.01435	1.1
	EW 0.02841	1.1
» » riflesse	NS 0.0339	1.1
	EW 0.0541	1.1

Onde *superficiali* (valori massimi osservati):

	<i>Spostamenti max</i>	<i>Periodo T</i>
	mm	sec
	NS 0.26026	2.3
	EW 0.20580	

(*) I valori numerici, oltre alla prima cifra significativa, hanno soltanto una motivazione di calcolo.

<i>Piacenza</i> (distanza epicentrale $\Delta \cong 188$ km)	<i>Spostamenti</i>	<i>Periodo T</i>
	mm	sec
Onde longitudinali (P_n):	{ NS 0.00043	1.2
	{ EW 0.00289	1.8
» » riflesse	{ NS 0.00476	1,2
	{ EW 0.01387	1,6
Onde trasversali (S_n)	{ NS 0.01190	1,8
	{ EW 0.02890	1.6
» » riflesse	{ NS 0.05119	1.8
	{ EW 0.08265	2.0

Onde *superficiali* (valori massimi osservati):

<i>Spostamenti max</i>
mm
{ NS 0.33926
{ EW 0.24854

<i>Bologna</i> (distanza epicentrale $\Delta \cong 65$ km)	<i>Spostamenti</i>	<i>Periodo T</i>
	mm	sec
Onde longitudinali iniziali (P^*):	{ NS 0.00349	1.3
	{ EW 0.00551	1.3
» » riflesse	{ NS 0.01247	1.0
	{ EW 0.01346	1.0
Onde trasversali (S^*):	{ NS 0.1848	1.8
	{ EW 0.20017	1.8
» » riflesse	{ NS 0.37310	2.2
	{ EW 0.42030	2.2

Componente orizzontale onde superficiali ricostruita partendo dai massimi osservati a Pavia:

$$\text{spost. max} = \text{mm } 1.89.$$

Padova (distanza epicentrale $\Delta \cong 62$ km)

	Spostamenti		Periodo T
	mm		sec
Onde <i>longitudinali</i> iniziali (P^*)	NS	0.0109	1.2
	EW	0.00358	
» » riflesse	NS	0.09688	
	EW	0.01195	
Onde <i>trasversali</i> (S^*)	NS	0.34776	
	EW	0.15532	
» » riflesse	NS	0.39744	
	EW	0.28675	

Componente orizzontale onde superficiali massimali, ricostruita partendo dai massimi osservati a Pavia:

$$\text{spost. max} = \text{mm } 1.98 .$$

I valori degli spostamenti, sopra riportati, si riferiscono a stazioni di osservazione, con distanze epicentrali superiori ai 60 km. Naturalmente, ciò che conta conoscere ai fini dell'indagine richiesta, è il valore che tali spostamenti assumono nella zona epicentrale. Mancando ordinarie stazioni d'osservazione in detta zona — che sarebbero, comunque, risultate inutilizzabili, stante l'intensità del terremoto —, è giuoco forza ricorrere a qualche metodo, che consenta, sulla scorta dei valori ottenuti nelle stazioni di cui ci siamo serviti, di risalire ai probabili valori raggiunti nella regione epicentrale.

Qui non c'è che l'imbarazzo della scelta, che va dai metodi più semplici (e grossolani) ai metodi più complessi (e di non facile applicazione nel nostro caso). L'esperienza (nostra e di altri ricercatori in diverse parti del mondo), ci ha suggerito l'uso della seguente formula

$$a_i = C \frac{1}{\sqrt{\Delta_i}} e^{-a\Delta_i} , \quad (i = 1, 2, 3 \dots) \quad [1]$$

dove a_i esprime l'ampiezza osservata alla distanza Δ_i , a è il coefficiente di assorbimento dell'onda e C è una costante legata alla magnitudo del terremoto. A rigore, a varia con il tipo d'onda, con la natura del suolo e con la distanza epicentrale. Generalmente, però, per distanze epicentrali non superiori ai 200 km, il suo valore (a parità di altre condizioni) può ritenersi costante, specie in ricerche del genere.

Indicate con Δ_1 e Δ_2 le distanze epicentrali di due stazioni sismiche, per le registrazioni provocate dallo stesso terremoto, si ottiene

$$\alpha = \frac{1}{\Delta_1 - \Delta_2} 2.3026 \cdot \lg_{10} \frac{a^2}{a_1} \sqrt{\frac{\Delta_2}{\Delta_1}} \quad [2]$$

Fatte ripetute applicazioni con le registrazioni provocate dal terremoto del 30.XII.1967 (che ha avuto una profondità ipocentrale di 35 km ca), si è ottenuto, come media di una serie di valori in buon accordo,

$$\alpha = 0.007$$

Sempre con riferimento ad un singolo terremoto, possiamo quindi scrivere

$$a_j = a_1 \sqrt{\frac{\Delta_j}{\Delta_1}} e^{0.007(\Delta_j - \Delta_1)} \quad , \quad (j = 2, 3, \dots) \quad [3]$$

dove $\Delta_1 (\neq 0)$, si riferisce ad un punto della zona epicentrale, a_j è il valore di a corrispondente alla distanza Δ_j .

Per i calcoli si è fatto, generalmente, $\Delta_1 = 5$ km.

La [3] può servire anche per altri scopi, meno specifici.

L'applicazione della [3] alle varie stazioni esaminate, conduce ai seguenti risultati per i probabili spostamenti nella zona epicentrale ($\Delta_1 = 5$ km).

Ci limitiamo a riportare i valori relativi alle onde trasversali che, come è noto, prevalgono nettamente su quelli associati alle onde longitudinali.

<i>Pavia</i> ($\Delta \cong 225$ km)		<i>Spostamenti</i>		<i>Risultante</i>
		mm		mm
Onde trasversali <i>Sn</i>	{ NS	0.44908	<i>Sn</i>	0.9961
	{ EW	0.88909		
<i>R Sn</i> (praticamente coincidenti con le onde superficiali tipo Love)	{ NS	1.06153	<i>R Sn</i>	1.9986
	{ EW	1.69337		
 <i>Padova</i> ($\Delta \cong 62$ km):				
		mm		mm
Onde trasversali (<i>S*</i>)	{ NS	1.82400	<i>S*</i>	1.9976
	{ EW	0.81465		
» » riflesse <i>RS</i>	{ NS	2.08457	<i>RS*</i>	2.5705
	{ EW	1.50100		

<i>Bologna</i> ($\Delta \cong 65$ km):		<i>Spostamenti</i>		<i>Risultante</i>
		mm		mm
Onde trasversali S^*	{	NS	0.97463	S^* 1.4368
		EW	1.05570	
» » riflesse RS^*	{	NS	1.96773	RS^* 2.9610
		EW	2.21666	
<i>Piacenza</i> ($\Delta \cong 188$ km):		<i>Spostamenti</i>		<i>Risultante</i>
		mm		mm
Onde trasversali S_n	{	NS	0.26248	S_n 0.6894
		EW	0.63745	
» » RS_n	{	NS	1.12910	RS_n 2.1443
		EW	1.82301	

Gli spostamenti sopra riportati, si riferiscono ad onde che, nelle stazioni d'osservazione, erano associate a periodi dell'ordine di un secondo (dove più, dove meno). È noto però — e le indagini, al riguardo, sono ormai numerosissime — che, nelle zone epicentrali, i valori medi dei periodi, ai quali le varie onde sono associate, variano — in media — fra un minimo di 1/10 di secondo ad un massimo di 3/10 di secondo.

L'aumento di periodo fra qualche decimo di secondo ed un secondo circa (per distanze dell'ordine di un centinaio di chilometri), può essere attribuito a dispersione normale. A questo riguardo, furono condotte molte ricerche, al fine di darne una giustificazione fisica. Una delle più attendibili è quella che prende in esame, oltre all'elasticità del mezzo, anche l'azione della firma-viscosità, legata all'attrito interno (¹⁰).

Va qui precisato che noi ci riferiamo a mezzi solidi, con rigidità paragonabile a quella propria dello strato esterno della crosta terrestre (il così detto strato del « granito »).

Con questa premessa e scelto per i vari tipi d'onda nella zona epicentrale un periodo dell'ordine di 0,2 sec, si ottengono, partendo dalle registrazioni delle stazioni prese in esame, i seguenti valori medi per le velocità e le accelerazioni delle particelle in un intorno della zona epicentrale.

Dai dati di <i>Pavia</i> :	<i>Velocità</i>	<i>Accelerazione</i>
	mm/sec	mm/sec ²
S_n	31.3	982
RS_n	62.8	1970

Dai dati di <i>Piacenza</i> :	<i>Velocità</i>	<i>Accelerazione</i>
	mm/sec	mm/sec ²
	<i>S_n</i> 21.6	680
	<i>RS_n</i> 67.3	2114
Dai dati di <i>Bologna</i> :		
	<i>S*</i> 45.1	1417
	<i>RS*</i> 93.1	2922
Dai dati di <i>Padova</i> :		
	<i>S*</i> 62.7	1970
	<i>RS*</i> 80.7	2534

Tenuto conto delle approssimazioni imposte dal problema, della diversità dei terreni su cui poggiano le quattro stazioni che ci hanno fornito i dati d'osservazione (terreni di carattere alluvionale, ma con sensibili varianti da caso a caso), delle diverse distanze epicentrali delle stazioni stesse, del fatto che una di esse (Piacenza) è fornita di un Wiechert da 1000 kg (di caratteristiche strumentali diverse da quelle proprie dei Wiechert da 200 kg delle altre stazioni), delle stratificazioni terrestri, varianti da stazione a stazione nello spessore e, forzatamente, nelle medie proprietà fisiche, nonché — infine — del diverso spessore dello strato alluvionale da stazione a stazione, appare sorprendente il carattere di omogeneità dei valori ottenuti.

Pertanto, riguardo al terremoto del 30.XII.1967, possiamo affermare che i massimi valori probabili degli spostamenti, delle velocità e delle accelerazioni delle particelle in zona epicentrale, associati alle onde trasversali e superficiali, furono — in media — dell'ordine di

<i>Spostamenti</i>	<i>Velocità</i>	<i>Accelerazioni</i>
cm	cm/sec	cm/sec ²
0.24	7.6	240

Si prova facilmente che, per $T = 0.3$ sec, l'accelerazione massima assume il valore di 106.7 cm/sec².

Passiamo ora a considerare un altro terremoto, originato nella Val Padana, con zona epicentrale nei pressi di Lodi.

A differenza del precedente, questo terremoto ha avuto una piccola profondità ipocentrale (dell'ordine di 5 km ca). Ad ogni modo, ecco le sue principali caratteristiche:

$$\varphi = 45^{\circ}18'.3 \text{ N} ; \quad \lambda = 9^{\circ}36'.8 \text{ E}$$

$$h = 5 \text{ km} ; \quad H = 15^{\circ}22'54''24^{\circ}.4 \text{ del Maggio 1951 } (^{\circ}) .$$

Attesa la formazione stratigrafica della Val Padana, caratterizzata da una coltre esterna sedimentaria molto spessa (dell'ordine di 5-8 km), l'ipocentro trovandosi ai limiti inferiori di questa coltre, ha provocato una propagazione delle onde elastiche, fortemente condizionata dallo strato sedimentario, specie per le stazioni sismiche poste entro i limiti della Valle del Po. Mentre nel terremoto del Delta del 30.XII.1967, avvenuto ad una profondità di 35 km ca, le onde P^* , P_n e corrispondenti trasversali, subivano in minima parte l'azione della coltre esterna, nel terremoto del 15.V.1951, sprigionatosi nell'ambito della coltre stessa, una forte percentuale dell'energia sismica è stata costretta a propagarsi nella coltre, che — nel suo complesso — ha funzionato da canale-guida dell'energia elastica. Di qui la formazione di tutta una serie di fasi, propagantisi con velocità varianti da poche centinaia di metri al sec ad un massimo di 3.8 km/sec (per le onde longitudinali). Queste ultime, proprie degli strati più consolidati della coltre, sono state indicate con il simbolo P_s , riservando il simbolo S_s alle corrispondenti trasversali.

Vedremo che a queste fasi, guidate dagli strati alluvionali, spettano i massimi spostamenti, almeno in quella direzione (epicentro-Bologna), in cui detti strati non subiscono soluzione di continuità.

Valori degli spostamenti osservati in corrispondenza di alcune fasi a:

<i>Bologna</i> ($A = 163$ km)		<i>Spostamenti</i>		<i>Periodo T</i>	<i>Spostam. Periodo T</i>			
		mm	mm	sec	mm	sec		
Longitudinali	P^*	NS	0.00372	1.1				
		EW	0.00753					
	P_n	NS	0.01397	1.0				
		EW	0.00671					
	P_s	NS	0.03910	0.6			0.05587	1.1
		EW	0.06711				0.07906	
Trasversali	S_n	NS	0.06335	1.4				
		EW	0.27874	1.9				
	S_s	NS	0.33788	1.3				
		EW	0.49683	1.3				

Padova ($\Delta = 176.1$ km):

		<i>Spostamenti</i>		<i>Periodo T</i>		
		mm	sec	mm	sec	
Longitudinali	P_s	NS	0.000515	1.0		
		EW	0.003071	0.8		
	P_e	NS	0.00081		0.005952	1.0
		EW	0.00304		0.019042	0.7
	P_s	NS	0.00866	0.5	0.0509	0.6
		EW	0.03893	0.5	0.0775	0.8
Trasversali	S_s	NS	0.1671	0.7		
		EW	0.1978	1.1		
	S_e	NS	0.0834	2.0		
		EW	0.1860	1.45		

Il passaggio dai valori osservati nelle stazioni di Bologna e di Padova ai probabili valori verificatisi nella zona epicentrale, può essere tentato, ancora una volta, con la formula [3].

In questo caso, però, α assume — almeno per le onde propagantisi nello strato sedimentario e in quello sottostante del « granito » — un valore diverso da quello di cui ci siamo serviti per il terremoto precedente, verificatosi in prossimità della discontinuità di Mohorovičić.

Si noterà che, per il terremoto in esame, le massime ampiezze sono raggiunte dalle fasi guidate dagli strati sedimentari (P_s, S_s), specie per quanto concerne Bologna. È noto però che gli strati sedimentari conducono le oscillazioni, associate ai periodi sopra riportati, provocando un assorbimento molto inferiore a quello che si osserva in mezzi più rigidi. Si sa, p. es., che a Strasburgo, nella valle del Reno, si registrano microsismi con ampiezze quattro volte maggiori di quelli che si ottengono, contemporaneamente, nei vicini Vosgi; che a Padova i microsismi sono notevolmente più ampi di quelli osservati nelle prossime Prealpi; che a Roma, nella valle del basso Tevere, i microsismi presentano ampiezze da tre a quattro volte maggiori di quelli osservati a Rocca di Papa, sui colli Albani.

Pertanto α deve avere un valore alquanto minore. Avendo a disposizione i dati di due sole stazioni padane (le altre due, Pavia e Piacenza, furono messe fuori funzione dalla violenza del terremoto), con distanze epicentrali poco diverse fra loro, non era possibile calcolare un valore attendibile di α , con l'uso della [2]. Pertanto, valendoci di valori tratti da altre esperienze si è ritenuto ragionevole scegliere per α il valore 0.0035.

Procedendo come per il precedente terremoto, otterremo per la zona epicentrale i seguenti probabili valori.

Per <i>Bologna</i>	<i>Spostamenti</i>		<i>Risultante orizzontale</i>
		mm	mm
P^*	NS	0.0368	0.08312
	EW	0.0745	
P_θ	NS	0.13826	0.15338
	EW	0.06641	
P_s	NS	0.38697	0.76870
	EW	0.66419	
S_θ	NS	0.55294	0.95812
	EW	0.78246	
S_s	NS	0.62697	2.82904
	EW	2.75869	
S_s	NS	3.3440	5.9468
	EW	4.9176	

Le velocità e le accelerazioni delle particelle, nel caso di $T = 0.2$ per la zona epicentrale, saranno

	<i>Velocità</i> mm/sec	<i>Accelerazione</i> mm/sec ²
P^*	2.83	82
P_θ	5.23	151
P_s	26	758
	33	945
S_θ	96	2790
S_s	200	5860

Nel caso di un valore medio $T = 0.3$ per le S_0 e le S_2 della zona epicentrale, avremmo per le velocità e le accelerazioni del suolo, più probabili

S_0	59 mm/sec	1240 mm/sec ²
S_2	124 »	2605 »

Con i dati di Bologna, quindi, il terremoto esaminato, ha presentato le massime accelerazioni in corrispondenza delle onde trasversali guidate dagli strati alluvionali (S_2), che — nel caso di $T = 0.3$ — assumono un valore massimo dell'ordine di

$$260 \text{ cm/sec}^2.$$

Nelle stesse condizioni, dai dati di Padova ($\Delta = 176.1$ km) si deduce per la zona epicentrale:

<i>Padova</i>	<i>Spostamenti</i> mm	<i>Risultante</i> mm
P^*	{ NS 0.00544 EW 0.03272	0.033
P_0	{ NS 0.00863 EW 0.0324	0.03353
	{ NS 0.06342 EW 0.20294	0.21215
P_2	{ NS 0.09230 EW 0.41494	0.42508
	{ NS 0.54263 EW 0.82594	0.98824
S_0	{ NS 1.78117 EW 2.1084	2.76006
S_2	{ NS 0.88936 EW 1.9829	2.17325

Le velocità e le accelerazioni del suolo, in zona epicentrale, assumeranno quindi, per $T = 0.2$, i seguenti probabili valori

	<i>Velocità</i> mm/sec	<i>Accelerazione</i> mm/sec ²
P^*	1.12	32
P_g	1.14	33
	7.23	209
P_s	14.5	419
	33.7	974
S_g	94	2721
S_s	74	2143

Per $T = 0.3$, otterremo, per le accelerazioni,

S_g	1210 mm/sec ²
S_s	952 »

Il confronto fra i risultati ottenuti, partendo dai dati d'osservazione di Bologna e da quelli di Padova, è di notevole interesse.

Si noterà che le accelerazioni probabili, quali ci si devono aspettare all'epicentro in corrispondenza delle onde S_g , sono pressoché identiche: 124 cm/sec² coi dati di Bologna e 121 cm/sec² coi dati di Padova. Una coincidenza davvero insospettata, tenuto conto delle inevitabili diversità di situazioni e del margine di errore delle osservazioni. Ciò è dovuto, oltre che all'attendibilità del metodo seguito, anche al fatto che le onde S_g hanno seguito il loro tragitto nello strato del « granito », che si presenta quindi senza soluzione di continuità sia nella direzione epicentro-Bologna che in quella epicentro-Padova.

Ben diverso si presenta il confronto per i valori dell'accelerazione probabile all'epicentro, corrispondente alle onde S_s . Sempre con riferimento al periodo $T = 0.3$, si ha un'accelerazione di 260 cm/sec² con i dati di Bologna e solo di 95 cm/sec² con quelli di Padova. La differenza appare quindi sensibilissima. Ma la spiegazione non è meno chiara. Abbiamo osservato che le S_s (come le P_s) si propagano nella coltre sedimentaria, sovrastante lo strato del « granito ». Ora, mentre nella direzione epicentro-Bologna tale coltre si presenta continua, senza presentare apprezzabili ostacoli alla propagazione, non così avviene nella direzione epicentro-Padova. In questa direzione, infatti, la coltre alluvionale non solo si assottiglia in corrispondenza del sistema collinare a Sud del

lago di Garda, ma addirittura viene sbarrata all'altezza di parte dei Monti Berici e dei Colli Euganei (Figg. 3, 19), che la dividono dal tratto di coltre alluvionale che precede Padova. È in corrispondenza di questo sbarramento che le S_s (e quindi le P_s) subiscono una notevole diffusione d'energia, per fenomeno di riflessione rifrazione e diffrazione delle onde portanti.

Di qui la minore ampiezza delle P_s ed S_s , osservata a Padova nei confronti di Bologna. Per tale motivo i valori probabili delle velocità e delle accelerazioni del suolo, osservate nella zona epicentrale, per quanto concerne le P_s e le S_s , sono quelli dedotti dalle registrazioni ottenute a Bologna (*).

7. — Segue l'elenco dei terremoti esaminati, dei quali si riportano l'energia sviluppata E (espressa in erg), la magnitudo M , secondo la scala Richter e la profondità ipocentrale h (espressa in km).

(*) L'accelerazione relativa alle S_s , in zona epicentrale, può apparire — ed è — superiore a quella che ci si poteva attendere, atteso che all'epicentro del terremoto del Lodigiano, l'intensità macrosismica è stata valutata fra il VI ed il VII grado della scala Mercalli.

Una spiegazione di questo contrasto può essere attribuita al periodo, scelto come predominante nella zona epicentrale stessa: 0^s.3. Tale periodo può essere senz'altro giustificato nel caso del terremoto di Codigoro, proveniente da una profondità di 40 km ca, e quindi associato ad onde che hanno attraversato alcune decine di km di un mezzo rigido.

Per il terremoto del Lodigiano, si può ragionevolmente ritenere che il periodo predominante nella zona ipocentrale (tutta compresa nell'alluvione) risultasse alquanto maggiore. È noto infatti, dall'esperienza della sismica per esplosione, che i periodi delle onde sismiche sono tanto più elevati quanto più tenui sono le caratteristiche elastiche del mezzo. Non è improbabile pertanto che per le S_s , sia più ragionevole scegliere, per il periodo nella zona epicentrale, un valore prossimo a 0^s.5. In tal caso, l'accelerazione relativa scenderebbe a circa

$$90 \text{ cm/sec}^2,$$

che è quella generalmente associata a terremoti del grado VII della scala Mercalli.

Ciò sta a provare l'importanza del rilevamento in loco di tutti i dati del problema, sebbene questa possa sembrare un'operazione non solo di non facile esecuzione, ma — in ogni modo — non estensibile, nei risultati, ad altre zone, anche relativamente molto vicine.

Un valore di quest'ordine (0^s.5) è stato del resto registrato altre volte, in zone caratterizzate da stratificazioni superficiali di carattere alluvionale, come a Port Hueneque (California meridionale), da parte di Housner.

Data	<i>E</i> erg	<i>M</i> secondo la scala Richter	<i>h</i> km	Zona epicentrale
1X-150	$2 \cdot 10^{19}$	4.7	20	Faenza
261	$2 \cdot 10^{19}$	5.8	0	Padova-Vicenza
30-IV-801	10^{25}	7.6	60	Verona
11-IV-1064	$2 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Bergamo-Crema
3-I-1117	(10^{27})	(8.6)	(160)	Veneto
25-XII-1222	(10^{26})	(8.2)	(70)	Brescia
25-VII-1249	10^{25}	7.4	(150)	Milano
29-VII-1276	$5 \cdot 10^{20}$	5.7	12	Cremona
30-IV-1279	$(4 \cdot 10^{26})$	(8.3)	80	Forlivese
11-IV-1287	10^{20}	5.7	3	Lodi
23-X-1303	$6 \cdot 10^{20}$	6.0	6	Mantova
1353	$2 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Faenza
4-III-1365	$4 \cdot 10^{18}$	4.5	14	Padovano
30-V-1393	$2 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Imola
15-VI- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Imola
5-VII- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Imola
30-IX-1396	$2 \cdot 10^{18}$	4.9	2	Forlì
26-XII-1397	$8 \cdot 10^{22}$	6.4	60	Bergamo
20-VII-1399	$3.2 \cdot 10^{20}$	5.9	5	Bologna
3-VII-1428	$2 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Forlì
4-V-1433	$2 \cdot 10^{22}$	6.5	18	Bologna
10-VI-1438	10^{20}	5.7	3	Piacenza-Parma
7-IV-1465	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Reggio Emilia
15- » - »	10^{22}	5.8	70	Reggio Emilia
7-V-1473	10^{24}	7.3	30	Milano
10-X-1479	$6 \cdot 10^{20}$	5.5	30	Forlì
11-VIII-1483	$2 \cdot 10^{18}$	5.2	1	Forlì
13-XII-1495	10^{22}	6.1	30	Ferrara
5-VI-1501	$5 \cdot 10^{23}$	7.4	10	Modenese
9- » - »	10^{18}	4.4	10	Modena
31-XII-1504	10^{21}	5.6	40	Bologna
2/3-I-1505	$6 \cdot 10^{24}$	7.5	50	Bologna-Modena
20- » - »	10^{22}	6.1	30	Forlì
26-III-1511	(10^{25})	(7.7)	(100)	Veneto orientale (Udinese-Gemona) (*)

(*) Il terremoto del 26.III.1511 fu uno dei più disastrosi fra quanti si sono verificati nel Veneto orientale in epoca storica. Intere città furono rase al suolo (Tolmino, Cividale, Gemona, ...) e danni gravissimi si verificarono nei centri abitati di una vasta zona che, dai confini orientali del Veneto (Trieste, Gorizia, ...) si estende fino a Vicenza, Verona, Mantova... In più luoghi, nelle zone montuose, rovinarono ammassi rocciosi, contrafforti di montagne, particolarmente nella zona di Gemona. Un fenomeno unico caratterizzò questo cataclisma: i violenti movimenti del mare, osservati a Trieste e a Venezia.

Ironco (22) racconta che «*l'acqua del Mare crebbero sì fattamente che obbligarono il Popolo di Trieste, spaventato d'accrescimento sì grande, all'abbandono delle proprie Case, e ritirarsi nella Collina sotto il Castello*». Scrive

Data	E erg	M secondo la scala Richter	h km	Zona epicentrale
25-X-1515	10^{21}	5.0	150	Cremona-Mantova
20-IX-1520	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Vicenza
7-VII-1522	$3 \cdot 10^{22}$	6.0	(100)	Venezia
4-X- »	$2 \cdot 10^{22}$	6.2	40	Reggio Emilia
13-VI-1542	$5 \cdot 10^{24}$	7.7	20	Scarperia
9-VI-1545	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Pontremoli
10-III-1547	10^{22}	6.1	30	Modena
7-III- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.7	5	Modena
24- » - »	$2 \cdot 10^{18}$	4.7	5	Modena
17-IX-1570	$2 \cdot 10^{23}$	7.0	15	Ferrara
28-VIII-1591	$5 \cdot 10^{20}$	5.7	13	Forlì
4-VIII-1597	10^{21}	6.3	3	Scarperia
19-III-1624	$4 \cdot 10^{22}$	6.8	10	Valli di Comacchio
13-VI-1642	$2.5 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Crema
15-VIII-1653	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Forlì
27-IX- »	$2 \cdot 10^{18}$	5.2	1	Forlì
22-III-1661	$2 \cdot 10^{21}$	7.3	35	Predappio
16-VII-1670	10^{21}	5.5	35	Verona
20-VI-1671	$2.5 \cdot 10^{23}$	6.8	40	Modena
11-IV-1688	$4 \cdot 10^{23}$	7.1	20	Bagnacavallo
6-VII-1693	$4 \cdot 10^{22}$	6.3	50	Mantova
25-III-1695	$2 \cdot 10^{25}$	7.4	(150)	Asolo
3-IX-1701	10^{21}	5.3	80	Forlì
10- » - »	10^{21}	5.3	80	Forlì
19- » - »	10^{21}	5.3	80	Forlì
20-I-1703	10^{22}	6.1	30	Monte Baldo
28-X-1725	$2 \cdot 10^{20}$	5.6	10	Modigliana
4-XI- »	$4 \cdot 10^{18}$	3.9	3	Forlì
6-XI-1738	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.7	45	Parma
24-IV-1743	10^{21}	5.5	35	Padova
20-X-1768	10^{22}	6.8	7	Santa Sofia
13-VIII-1771	10^{21}	5.2	70	Castiglione di Pepoli
3-VI-1779	10^{21}	5.8	15	Bologna
14- » - »	10^{21}	5.8	15	Bologna
25-V-1780	$2 \cdot 10^{21}$	5.6	40	Ravenna
4-IV-1781	10^{20}	5.7	3	Forlivese

il Baratta⁽²³⁾. « *Nell'area di maggior scuotimento disseccarono molte sorgenti e ne apparvero di nuove. Il Livenza arrestò momentaneamente il suo corso e nella laguna di Venezia, al dir di Buoni, l'acqua dei canali fu balzata fino all'altezza delle finestre delle case* ».

Poiché il terremoto, attesa la sua enorme estensione macrosismica, deve aver avuto un'origine piuttosto profonda (forse dell'ordine dei 100 km), il maremoto va attribuito ad un sensibile movimento della crosta terrestre, nelle sue esterne stratificazioni. Probabilmente, il mare alto a Venezia e a Trieste, si è verificato come l'alternarsi di una serie di oscillazioni libere del golfo di Venezia⁽²⁴⁾, il che spiegherebbe l'altezza delle ondate, quale è stata osservata ai due estremi.

Data	<i>E</i> erg	<i>M</i> secondo la scala Richter	<i>h</i> km	Zona epicentrale
13-VII-1781	$2 \cdot 10^{18}$	4.7	5	Forlì
17- » - »	$2 \cdot 10^{18}$	5.2	1	Forlì
10-IX- »	10^{22}	6.1	30	Treviglio
7-IV-1786	$6 \cdot 10^{21}$	6.0	27	Piacenza
25-XII- »	10^{24}	7.2	27	Rimini
22-X-1796	$2 \cdot 10^{22}$	6.2	40	Ferrarese
29-V-1799	$3 \cdot 10^{21}$	5.7	50	Brescia-Cremona
8-X-1801	$2 \cdot 10^{21}$	5.6	40	Bologna
12-V-1802	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.4	(100)	Cremonese
12-III-1806	10^{22}	6.1	33	Novellara
1-V-1810	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Malcesine
25-XII- »	10^{22}	5.6	(160)	Lodigiano
15-VII-1811	$3 \cdot 10^{21}$	5.7	50	Sassuolo
21-IX-1813	$2 \cdot 10^{21}$	5.9	18	Faenza
9-XII-1818	$4 \cdot 10^{22}$	6.3	50	Parma
4-III-1824	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Voghera-Bobbio
6-7-8-9-IV-1828	$2 \cdot 10^{18}$	5.3	5	Cesena
10- » - »	$2 \cdot 10^{18}$	5.3	5	Cesena
11- » - »	$2.5 \cdot 10^{20}$	5.1	50	Cesena
9-X- »	$4 \cdot 10^{23}$	6.9	46	Voghera
26-I-1830	$6 \cdot 10^{20}$	5.5	30	Porretta
11-IX-1831	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Parma
13-III-1832	10^{23}	6.7	30	Reggio Emilia
4-IV-1833	10^{21}	5.2	(70)	Vicenza
4-VII-1834	$6 \cdot 10^{21}$	5.8	(60)	Parmense
4-X- »	$5 \cdot 10^{19}$	6.0	25	Bologna
18-IX-1850	$6 \cdot 10^{20}$	5.5	30	Modena
16-VI-1854	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Imola
1-III-1857	10^{21}	5.5	35	Parma
11-VII- »	10^{21}	5.3	(80)	Rovigotto
19-VII-1860	10^{21}	6.1	35	Treviso
16-X-1861	$5 \cdot 10^{21}$	6.0	25	Forlivese
15-III-1864	10^{21}	5.8	17	Zocca
12-XII- »	$4 \cdot 10^{16}$	3.9	3	Scarperia
11-VIII-1866	10^{17}	4.3	2	Malcesine
20-III-1868	$4 \cdot 10^{16}$	3.9	3	Malcesine
22-V- »	$5 \cdot 10^{19}$	4.9	30	Riva
25-VI-1869	10^{22}	6.4	15	Vergato
13-XII- »	$5 \cdot 10^{21}$	6.0	25	Sassuolo
30-X-1870	$4 \cdot 10^{22}$	6.8	10	Meldola
16-V-1873	10^{21}	5.8	17	Sassuolo
3-VII- »	10^{25}	7.8	25	Santa Croce
3- » - »	$3 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Ponte nelle Alpi
5- » - »	$2 \cdot 10^{19}$	5.3	5	Ponte nelle Alpi
11- » - »	$3 \cdot 10^{20}$	5.6	10	Fossa d'Alpago
27- » - »	$2 \cdot 10^{18}$	4.9	2	Belluno
27- » - »	$3 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Belluno
8-VIII- »	$6 \cdot 10^{18}$	5.1	3	Belluno
21- » - »	10^{21}	5.8	15	Vittorio Veneto
17-IX- »	10^{21}	6.8	(140)	Chiavari
7-X-1874	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Marradi

Data	E erg	M secondo la scala Richter	h km	Zona epicentrale
18-III-1875	$2.5 \cdot 10^{23}$	6.8	40	Cervia-Rimini (Marenoto)
12-III-1878	$5 \cdot 10^{21}$	6.0	25	Sasso Marconi
4-VI- »	10^{21}	5.8	15	Loiano
10-X- »	$5 \cdot 10^{21}$	6.0	25	Fivizzano
9-XI- »	$8 \cdot 10^{20}$	5.8	14	Tossignano
27-IV-1879	$8 \cdot 10^{21}$	6.3	13	Marradi-Imola
1-V- »	10^{18}	4.9	2	Palazzuolo
24-I-1881	$2.2 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Bologna
2-II- »	$3 \cdot 10^{20}$	5.6	10	Russi
28-X- »	10^{20}	5.5	8	Cesena
15-II-1882	$5 \cdot 10^{19}$	4.9	30	Bobbio
12-IX-1884	10^{20}	5.3	18	Pontoglio (sotto Iseo)
26-II-1885	$8 \cdot 10^{21}$	5.8	60	Reggio Emilia
15-X-1886	10^{20}	5.3	18	Parma
21-II-1887	$2 \cdot 10^{25}$	7.9	30	San Remo (in mare)
22- » - »	$2 \cdot 10^{25}$	7.9	30	San Remo
23- » - »	$2 \cdot 10^{25}$	7.9	30	San Remo
9-XI- »	$5 \cdot 10^{20}$	5.4	27	Forlì
8-III-1889	10^{21}	5.5	33	Bologna
7-VI-1891	$2.5 \cdot 10^{23}$	6.8	40	Badia Calavena
11- » - »	$3 \cdot 10^{17}$	4.7	1	Badia Calavena
29- » - »	$3 \cdot 10^{17}$	4.7	1	Badia Calavena
20-VII- »	$3 \cdot 10^{17}$	4.7	1	Badia Calavena
1-VIII- »	$3 \cdot 10^{19}$	4.8	25	Lugo di Romagna
21- » - »	$3 \cdot 10^{21}$	5.7	50	Badia Calavena
5-I-1892	$6 \cdot 10^{20}$	5.5	30	Idro
17-V- »	10^{20}	5.2	15	Carpinetti
30-VI- »	$5 \cdot 10^{21}$	6.0	25	Badia Calavena
9-VIII- »	$3 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Badia Calavena
29-XII- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Castel del Rio
9-I-1893	$2 \cdot 10^{19}$	4.7	20	Loiano
17-X-1894	$6 \cdot 10^{20}$	5.5	30	Pavia
27-XI- »	$3 \cdot 10^{21}$	5.7	50	Brescia
23-III-1895	$8 \cdot 10^{20}$	5.8	14	Comacchio
3-VII- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Comacchio
7-VIII- »	10^{20}	5.0	40	Fiumalbo
4-IX- »	10^{20}	5.7	3	Rocca S. Casciano
8-VII-1896	10^{20}	5.2	15	Porrettana
8-VIII-1897	$5 \cdot 10^{19}$	4.9	30	Pavia-Lodi
16-I-1898	$3 \cdot 10^{20}$	5.9	5	Argenta
4-III- »	10^{21}	5.8	15	Reggiano
4-III-1900	10^{21}	5.5	33	Trevigiano
5- » - »	$2 \cdot 10^{19}$	4.7	20	Treviso
6-VIII-1900	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Locana
3-X-1901	10^{23}	6.7	30	Salò
5-III-1902	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Barga (Garfagnana)
11- » - »	10^{16}	4.0	0	Castelnuovo Garfagnana
4-VIII- »	$2 \cdot 10^{22}$	6.2	40	Fivizzano
4-XII- »	10^{16}	4.0	0	Fivizzano
16- » - »	10^{16}	4.0	0	Fivizzano

Data	E erg	M secondo la scala Richter	h km	Zona epicentrale
27-VII-1903	10^{22}	6.1	35	Pontremoli-Filattiera
25-II-1904	$5 \cdot 10^{21}$	6.0	25	Carpinetti
10-VI- »	10^{22}	6.4	15	Fanano
7-XI- »	$8 \cdot 10^{21}$	6.1	30	Pistoia
29-IV-1905	$4 \cdot 10^{22}$	6.3	50	Chamonix
30-V- »	$6 \cdot 10^{20}$	5.7	13	Cuneese
11-VIII-1906	10^{21}	5.5	35	Taggia (S. Remo)
10-XI- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Bedonia
25-IV-1907	$4 \cdot 10^{20}$	5.4	25	Zevio
10-VII-1908	10^{21}	5.2	(70)	Udinese
13-I-1909	$2 \cdot 10^{22}$	5.9	(85)	Argenta
18-III- »	$5 \cdot 10^{19}$	5.1	13	Castelnuovo ai Monti
19-II-1911	$8 \cdot 10^{22}$	6.6	27	Cesena
20-III- »	10^{20}	5.2	15	Bertinoro
26- » - »	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Rimini
13-III-1913	10^{20}	5.2	15	Porretta
21-VII- »	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Marradi
29- » - »	$5 \cdot 10^{19}$	5.1	13	Marradi
26-X-1914	$4 \cdot 10^{22}$	6.3	50	Avigliana
27- » - »	$1.5 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Moncalieri
27- » - »	$2 \cdot 10^{23}$	6.5	80	Castelnuovo Garfagnana
13-I-1915	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Bertinoro
11-X- »	10^{21}	5.8	17	Reggio Emilia
17-V-1916	$2 \cdot 10^{23}$	6.7	35	Rimini
16-VIII- »	$4 \cdot 10^{23}$	7.1	20	Cattolica
8-I-1917	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Civitella di Romagna
2-XII- »	$5 \cdot 10^{20}$	5.7	12	Civitella di Romagna
10-XI-1918	$3 \cdot 10^{21}$	6.2	10	S. Sofia
20-VI-1919	10^{24}	7.5	13	Vicchio
7-V-1920	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Udinese
6-IX- »	$2 \cdot 10^{22}$	6.0	90	Fivizzano
7- » - »	10^{24}	7.3	30	Fivizzano
7-V-1921	$5 \cdot 10^{21}$	6.0	25	Pontremoli
2-VIII-1922	10^{20}	5.2	15	Fiumalbo
3- » - »	$4 \cdot 10^{18}$	4.8	6	Fiumalbo
20- » - »	10^{20}	5.2	15	Fiumalbo
28-VI-1923	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Sassuolo
12-VI-1924	10^{20}	5.2	15	Fiumalbo
12-XII- »	10^{22}	6.1	30	Bellunese
1-I-1926	$2.5 \cdot 10^{23}$	6.8	40	Carniola (Jugoslavia)
28-X-1927	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Bedonia
29- » - »	$2 \cdot 10^{17}$	4.6	0	Bedonia
30/31- » - »	$2 \cdot 10^{17}$	4.6	0	Bedonia
7-XI- »	$2 \cdot 10^{17}$	4.6	0	Bedonia
20- » - »	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Villa Mimosso
10-XII- »	$2 \cdot 10^{17}$	4.6	0	Bedonia
21-III-1928	10^{18}	4.0	0	Varese Ligure
27- » - »	10^{16}	4.0	0	Varese Ligure
27-III- »	$2 \cdot 10^{24}$	7.6	15	Verzegnis
10-IV- »	$2.5 \cdot 10^{21}$	5.9	20	Ozzano
13-VI- »	10^{20}	5.4	7	Carpi

Data	<i>M</i> e.g. secondo la scala Richter	<i>h</i> km	Zona epicentrale
20-VII-1928	2.5-10 ²⁰	5.6	Bedonia
4-VIII- "	10 ²¹	5.8	Varese Ligure
19-IV-1929	10 ¹⁶	4.0	Bazzano
20- " - "	2-10 ¹⁷	4.6	Bazzano
22- " - "	10 ¹⁵	4.0	Carpf
23- " - "	10 ¹⁵	4.0	Bazzano
29- " - "	10 ¹⁷	4.3	Bazzano
11-V- "	10 ¹⁷	4.3	Bazzano
18-VII- "	2.5-10 ²¹	5.9	Borgo S. Lorenzo
3-X- "	4-10 ²⁰	5.4	(Mogello)
10-I-1930	4-10 ¹⁸	4.8	Cavazzo
24-V- "	4-10 ²⁰	5.4	Piumazzo
25-I-1931	2-10 ²⁰	5.3	Tivizzano
5-IV- "	5-10 ¹⁹	5.4	Braschiella
14- " - "	10 ²²	6.1	Storo (Trentino, lago di Idro)
5-IX- "	2.5-10 ²⁰	5.6	Prenzola
6- " - "	10 ²⁰	5.2	Scarpeta
23- " - "	6-10 ²⁰	5.7	Osoppo
19-III-1932	3-10 ²⁰	5.9	San Zeno Montagna
4-V-1934	2-10 ²⁰	5.3	Tolmezzo
8-VI- "	10 ²¹	5.5	Cinobis
13- " - "	4-10 ²⁰	5.4	Pontremoli
30-XI- "	2.5-10 ²³	6.8	Alto Adriatico
5-VI-1935	2-10 ²⁰	5.3	Pagnara
22- " - 1936	10 ²⁰	5.5	Monte Baldo
18-X- "	10 ²¹	7.3	Cansiglio
18- " - "	2-10 ¹⁹	5.0	Cansiglio
19- " - "	10 ²¹	5.8	Cansiglio
17-IX-1937	10 ²⁰	5.2	Larna
10-IX-11- "	10 ²¹	5.8	Pavullo
23-XXI-1938	4-10 ¹⁹	5.1	Loana
11-III-1939	10 ¹⁹	5.5	Marradi
15-X- "	2.5-10 ²¹	5.9	Tivizzano
25-I-1940	3-10 ¹⁹	4.7	Fivizzano
1-V- "	3-10 ¹⁹	4.8	Corchiglio
3-IX-1941	2-10 ¹⁷	4.1	Noceto
7-III-1942	2-10 ¹⁹	4.7	Larna
23-V- "	5-10 ¹⁹	4.9	Borgo Val di Taro
7-III-1943	10 ²⁰	5.2	Borgo Val di Taro
6-V-1950	2-10 ¹⁸	4.4	Reggio Emilia
15-V-1951	10 ¹⁹	4.9	Loft
29-X- "	6-10 ¹⁸	4.6	Savignano
4-VII-1952	5-10 ²⁰	5.7	Corchiglio, Tremignone, Galeata
7-VIII-1953	3-10 ¹⁸	4.5	Corchiglio

Data	E erg	M secondo la scala Richter	h km	Zona epicentrale
14-XII-1953	$5 \cdot 10^{19}$	5.1	13	Cesena
29-III-1954	$2 \cdot 10^{19}$	4.7	20	Dovadola
25-IV- »	10^{20}	5.2	15	Bellunese
16-VII- »	$1,5 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Farini d'Olmo
11-X- »	$6 \cdot 10^{20}$	5.5	30	Venzone
12-III-1955	$1,5 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Noceto
11-IV- »	10^{19}	4.9	8	La Spezia
12-V- »	$2,5 \cdot 10^{20}$	5.6	10	Prazzo
30-VI- »	$2,5 \cdot 10^{20}$	5.6	10	Prazzo
23-VII- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Maniago
20-III-1956	$5 \cdot 10^{19}$	5.1	13	Argenta
20- » - »	$5 \cdot 10^{19}$	5.1	13	Battaglia Terme
21- » - »	10^{18}	4.3	8	Rovereto
26-IV- »	10^{20}	5.2	15	Nord di Firenzuola
8-IX-1958	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Solignano
17-XI- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Solignano
26-I-1959	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Bedonia
10-III- »	10^{20}	5.2	15	Mercato Saraceno
24- » - »	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Valle Mosso
16-XII- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Vergato
30-IV-1960	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Tredozio
7-XII- »	$6 \cdot 10^{18}$	4.6	15	Vergato
8-V-1961	10^{20}	5.2	15	Dovadola
13-VIII- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Medesano
11-V-1962	$6 \cdot 10^{18}$	4.6	15	Vergato
30-VIII- »	10^{20}	5.2	15	Scarperia
14-X- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Borgo Val di Taro
15-XI- »	$6 \cdot 10^{18}$	4.6	15	Pontremoli
16- » - »	$3 \cdot 10^{19}$	4.8	25	Bedonia
19-VII-1963	$3 \cdot 10^{19}$	4.8	25	Rialto
19- » - »	$4 \cdot 10^{20}$	5.4	25	Bedonia
9-VIII- »	$4 \cdot 10^{20}$	5.4	25	Bagnacavallo
10-V-1965	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Saluzzano
22- » - »	$6 \cdot 10^{18}$	4.6	15	Fivizzano
4-VIII- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Corniglio
4- » - »	$5 \cdot 10^{19}$	5.1	13	Bagno di Romagna
12-IX- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Borgo Val di Taro
9-XI- »	$2 \cdot 10^{19}$	5.0	10	Villaminozzo
18-XII- »	10^{20}	5.2	15	Cotignola
19-V-1966	$6 \cdot 10^{18}$	4.6	15	Pavullo
17-VIII- »	$2 \cdot 10^{17}$	4.1	5	Dovadola
9-IX- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Sarzana
20-X- »	10^{20}	5.2	15	Verghereto
3-IV-1967	$6 \cdot 10^{18}$	4.6	15	Reggio Emilia
30-XII- »	$2 \cdot 10^{23}$	6.8	38	Codigoro
				48° 8' N; 12° 1' E
22-VI-1968	$6 \cdot 10^{18}$	4.6	15	Vicenza
6-I-1969	$2 \cdot 10^{20}$	5.3	20	Pistoia
10-I- »	$2 \cdot 10^{19}$	4.7	20	Russi
17-IV- »	$2 \cdot 10^{18}$	4.4	10	Bagnacavallo

N. B. — Parte del lavoro fin qui riassunto, è stato compiuto con contributi dell'Enel. Ringraziamo molto il Dott. P. F. Biagi per la collaborazione data nella ricerca delle notizie macro-sismiche e F. Caloi, per aver tradotto in isosisme il complesso delle notizie ottenute per i singoli terremoti.

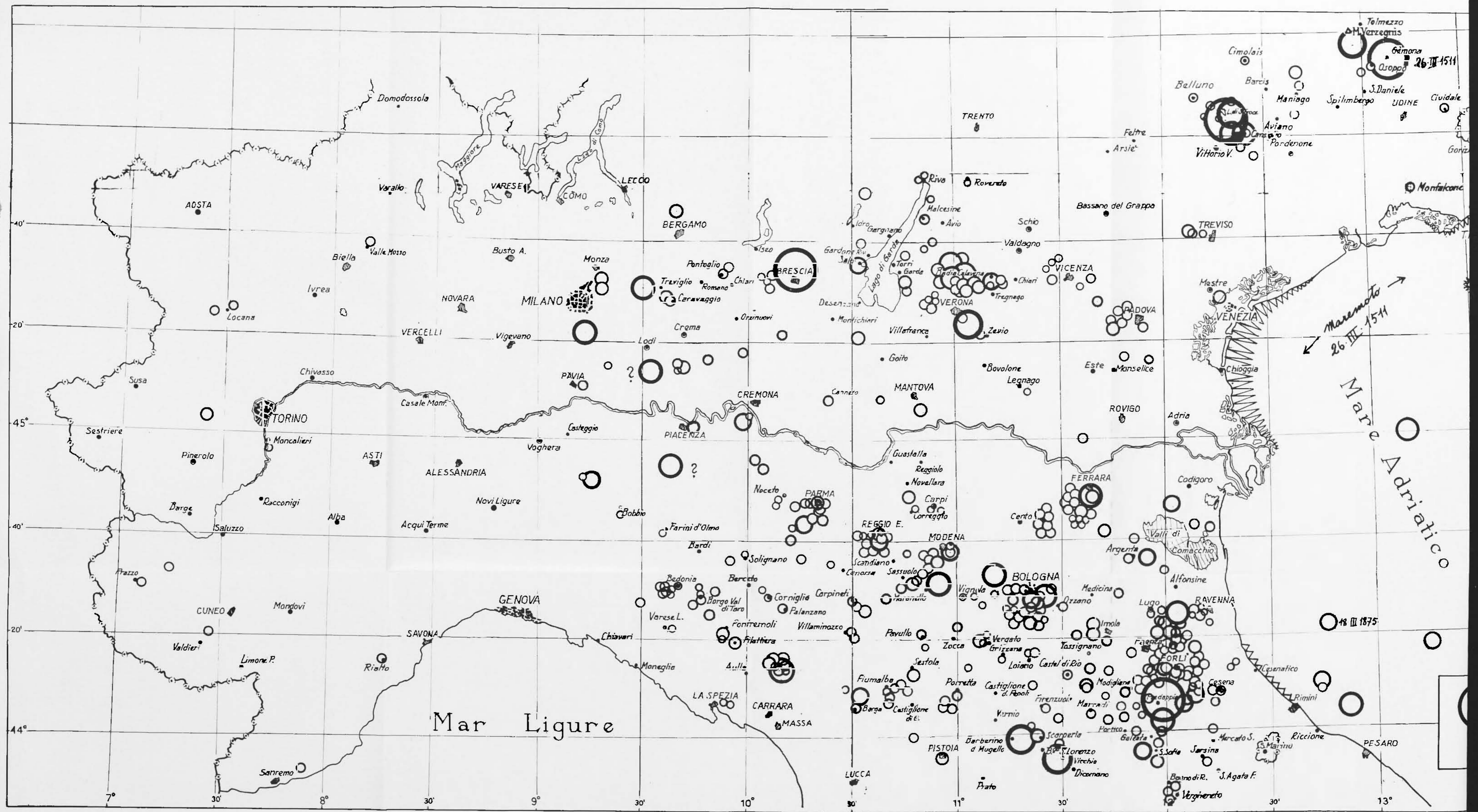


Fig. 14 - Distribuzione degli epicentri (per molti di essi più indicativa che approssimativa) di terremoti sentiti in Val Padana negli ultimi 1800 anni.

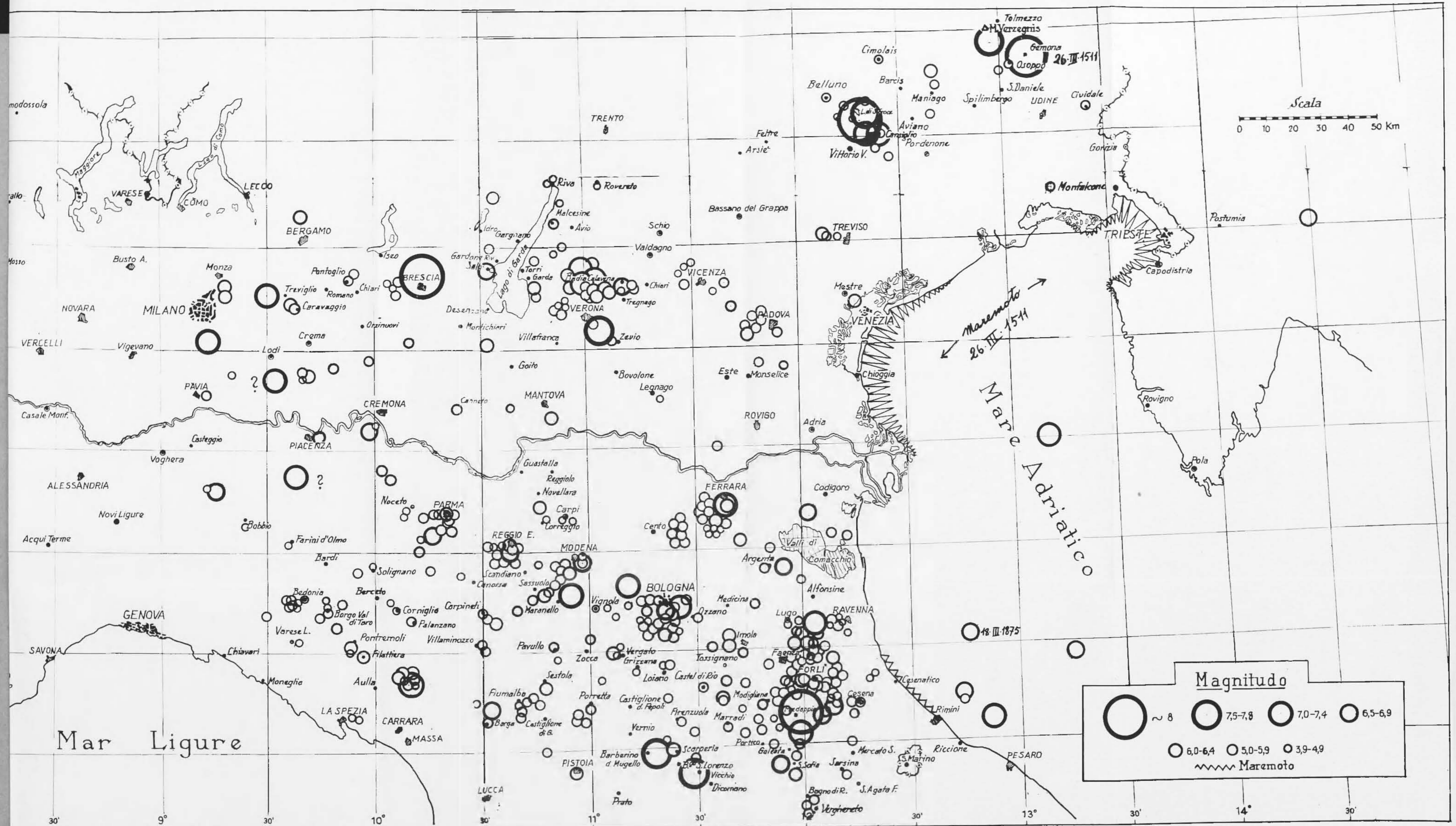


Fig. 14 - Distribuzione degli epicentri (per molti di essi più indicativa che approssimativa) di terremoti sentiti in Val Padana negli ultimi 1800 anni.

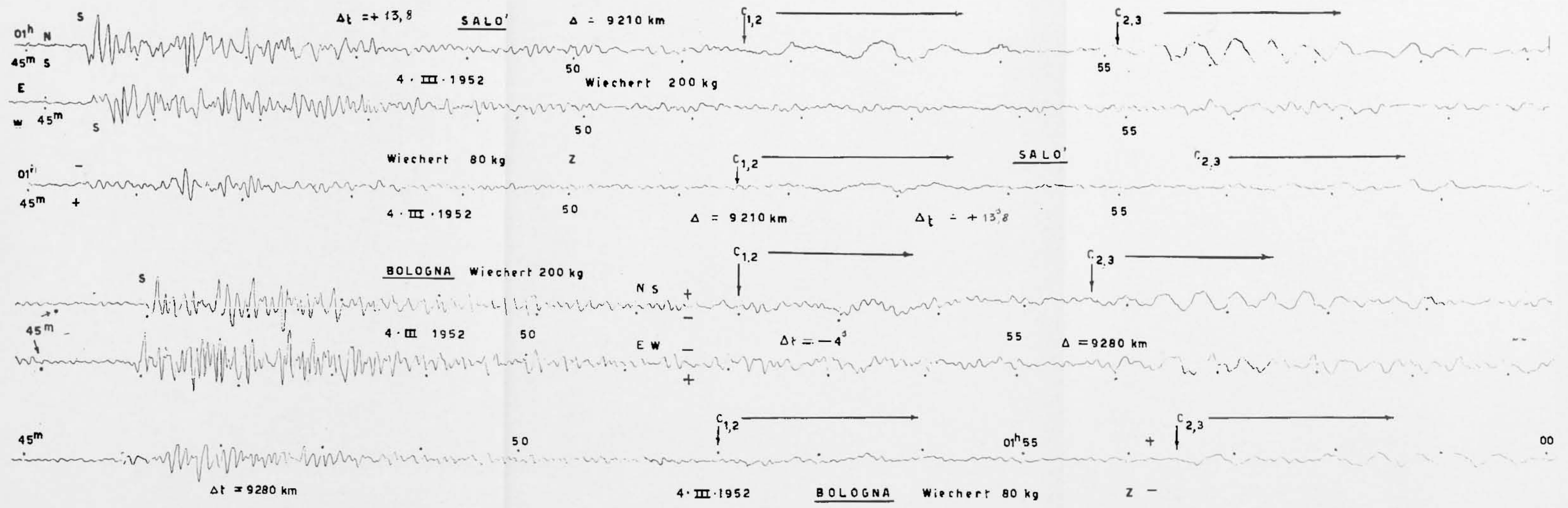


Fig. 15 - Onde $C_{1,2}$ e $C_{2,3}$ originanti alla base dell'«intermedio» e del «granito», registrate a Salò e a Bologna, ai margini Nord e Sud della Val Padana.

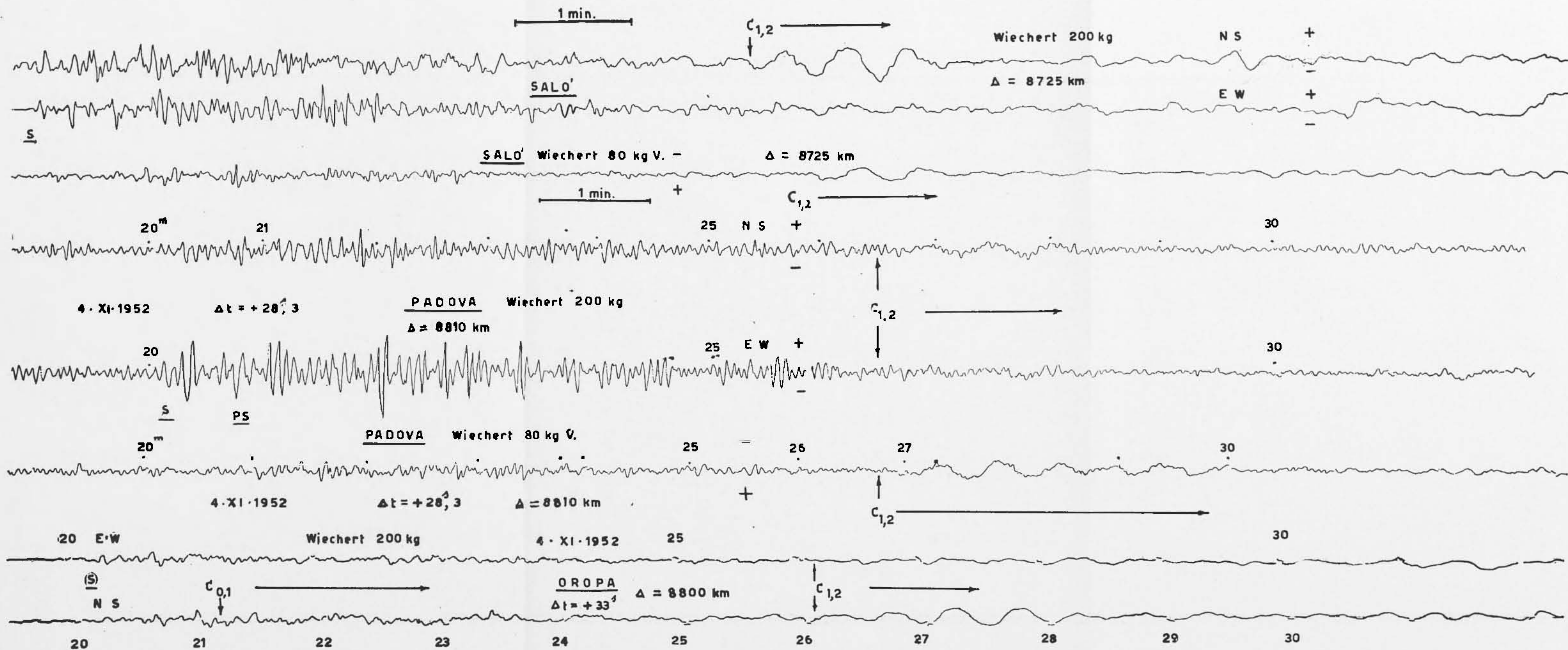


Fig. 16 - Come si è già osservato, i « Wiechert » di Salò, Oropa e Padova hanno piccolo ingrandimento proprio e breve periodo. Le onde C_{1,2} vi hanno ugualmente enorme sviluppo, in relazione certamente col grande spessore delle prime due stratificazioni della crosta in corrispondenza del sistema alpino 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.

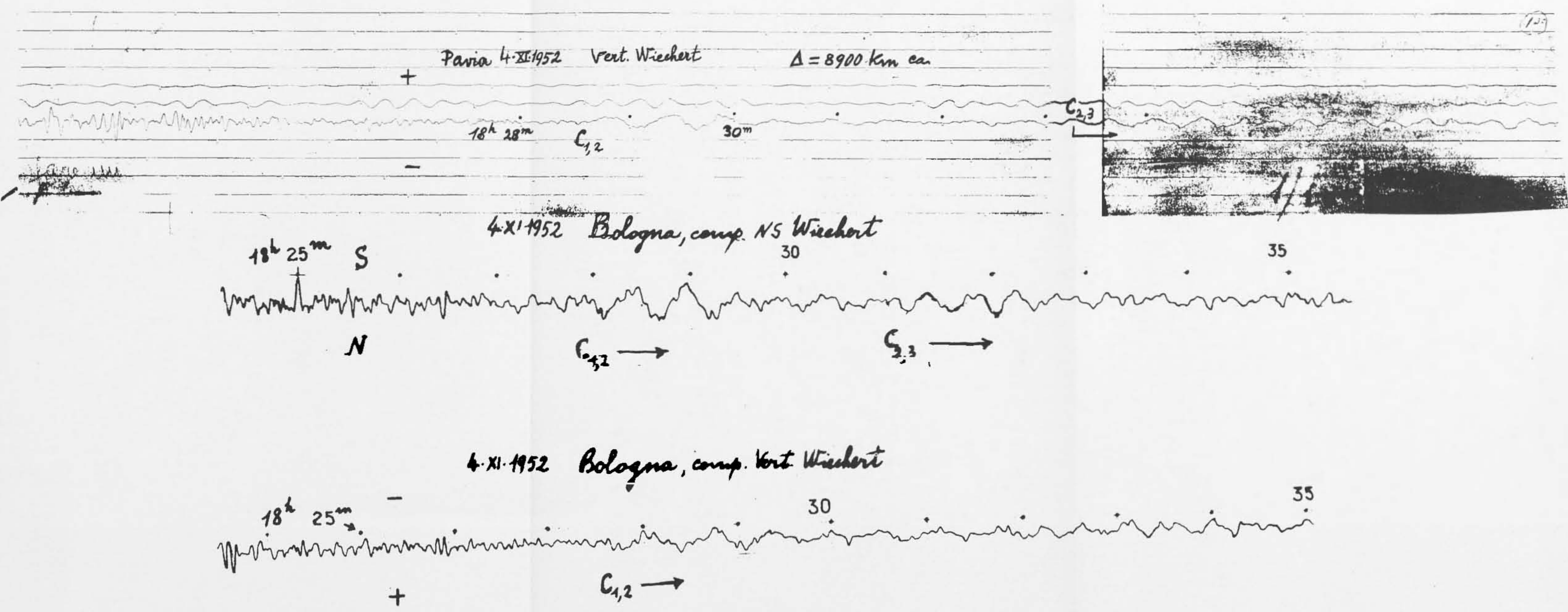


Fig. 17 - Altre registrazioni di onde $C_{1,2}$ e $C_{2,3}$, ottenute in località della Val Padana e dalle quali è possibile trarre i valori medi degli spessori delle stratificazioni della crosta sottostante.

8. — Riassumendo, la sismicità della Val Padana (Fig. 14), presa nel suo complesso (come parte di quella che Giorgio Dal Piaz, definiva « una vera e propria geosinclinale » (11)), è andata gradatamente scemando nell'ultimo millennio. Le massime manifestazioni sismiche, fra le più disastrose che si siano avute in Italia nei tempi storici (se non le più disastrose, in senso assoluto) si sono verificate fra il 1100 e il 1500 ed hanno interessato la parte centro-orientale della valle (in modo particolare, il Veneto). L'enorme estensione di quelle manifestazioni, testimonianza altresì di una notevole profondità ipocentrale, che non dev'essere stata inferiore al centinaio di km. Le cifre riportate nella Tabella, relativa ai fortissimi terremoti verificatisi dal 1117 al 1249 e al 1511 sono naturalmente, *approssimative* — possiamo dire — *puramente indicative*.

In ogni modo, l'origine di quei terremoti va ricercata nell'astenosfera e non dev'essere del tutto estranea agli imponenti fenomeni orogenetici, che, in epoche molto più remote, hanno contribuito alla formazione delle Alpi e degli Appennini. La « gigantesca conca formata da una inflessione della crosta terrestre » (come definisce altrimenti la Val Padana G. Dal Piaz, nella nota sopracitata) potrebbe anche essere identificata come la fessura, che si sarebbe venuta a formare (secondo recenti teorie), fra due correnti convettive laterali ascendenti; fessura fiancheggiata da catene (le Alpi e gli Appennini), analogamente a questo si presume sia avvenuto nel corrugamento medio-atlantico. In ogni caso l'indiscussa origine profonda di quei movimenti, non rende del tutto azzardata l'ipotesi ora esposta. Consolidatasi la crosta terrestre, i conati delle residue correnti convettive, ostacolate nel loro procedere verso l'esterno della crosta irrigiditasi, avrebbero creato zone di forte instabilità elastica nell'ambito dell'astenosfera; instabilità tradottasi nei rovinosi terremoti sopra citati.

Queste dislocazioni profonde, avrebbero indotto, nei secoli successivi, instabilità via via più prossime alla crosta terrestre e alle sue stratificazioni. Sta di fatto che, generalmente, le profondità dei terremoti verificatisi, negli ultimi decenni, in Val Padana e ai suoi margini, sono piuttosto modeste. Esse presentano attualmente i massimi valori in corrispondenza dell'Alto Adriatico (12) e nella zona di Codigoro (terremoto del 30.XII.1967).

La Val Padana, indubbiamente, costituisce una zona di transizione fra Alpi ed Appennini. Quali sono le stratificazioni profonde della crosta, in corrispondenza di essa? Il problema è stato affrontato, nei suoi aspetti generali e, almeno in parte, risolto (c. 8. 18). Un riassunto grafico, approssimativo fra le Prealpi del Cansiglio e gli Appennini

(zona parmense) è quello riportato nella Fig. 3 della nota (13). Al n. 5, sono riportate le velocità medie delle onde longitudinali, che si osservano nelle stratificazioni della crosta padana. Naturalmente, la sezione

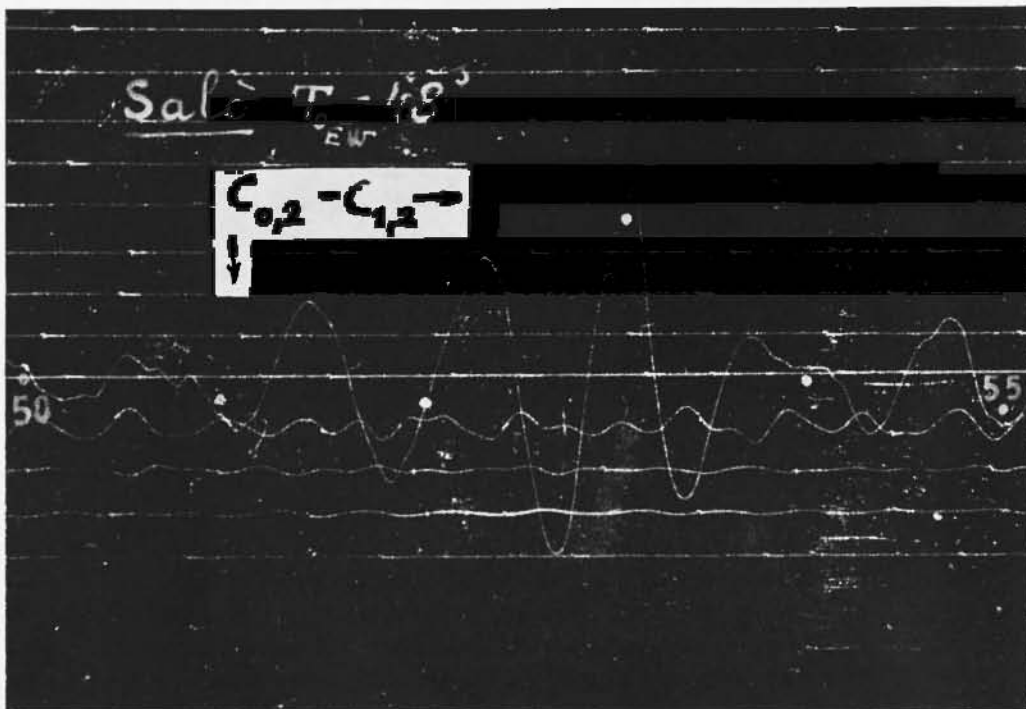


Fig. 18 - Onda $C_{0,2}$ (e $C_{1,2}$) registrata dallo strumento a lungo periodo di Salò, il 4-III-1952. Essa consente la valutazione della profondità della superficie di Mohorovicic nella zona (53 km ca).

della crosta può variare da luogo a luogo. Per es., in corrispondenza di Ivrea, sembra avere un andamento del tutto anomalo. Molto resterà da fare per conseguire precisazioni a questo riguardo. Da circa un ventennio, si è proceduto, in più luoghi, a prospezioni sismiche profonde (con l'ausilio di esplosioni). Ma i risultati sono ancora incerti e frammentari. Inoltre, le interpretazioni delle registrazioni ottenute per questa via, non sono esenti da obiezioni, riassunte da Caloi (14).

Ai margini della Val Padana (specie quelli Prealpini) e in qualche località nell'interno (Padova, Pavia) si sono ottenuti valori per altra via, con un metodo che si vale di onde a lungo periodo, capaci quindi di « sentire » le zone di transizione, quali effettivamente sono le così

dette discontinuità sismiche. Di esso ha già discusso a lungo Cúloi in precedenti pubblicazioni, nelle quali ha fornito la giustificazione fisica dell'esistenza di tali onde, che nascono alla base della crosta e delle sue stratificazioni, e il cui periodo è condizionato dallo spessore della parte di crosta sovrastante (14. 15. 16).

Sebbene, per quanto concerne il calcolo degli spessori effettivi dei tratti di crosta in cui nascono e si propagano le onde su dette ($C_{i,j}$; $P_{i,j}$), la teoria richieda un ulteriore perfezionamento, ai fini sperimentali hanno dato buon risultato le formule, che qui si riportano (13):

$$\begin{aligned} d_0 &= 1.05 T_0 \\ d_1 &= 0.855 T_1 \\ d_2 &= 0.64 T_2 \end{aligned}$$

dove d_0 rappresenta lo spessore della crosta (profondità della superficie di Mohorovicic), d_1 la profondità dell'intermedio e d_2 lo spessore dello strato del « granito »; T_0 , T_1 , T_2 i periodi delle corrispondenti onde di Somigliana.

Applicate le formule alle registrazioni di Trieste [riportate in lavori precedenti (17)], si ottengono per strati della crosta terrestre i seguenti valori:

$$d_0 = 50 \text{ km} , \quad d_1 = 31 \text{ km} , \quad d_2 = 15 \text{ km} .$$

Per Salò, si sono avute ottime registrazioni di onde $C_{i,j}$ sia con i Wiechert 200 kg e 80 kg, sia con l'apparecchio a lungo periodo, per la componente orizzontale (Figg. 15, 16 e 18). Da esse si deduce:

$$d_0 = 53 \text{ km} , \quad d_1 = 28 \text{ km} , \quad d_2 = 15.5 \text{ km} ,$$

relativi a periodi $T_0 = 50^{\text{s}}, 6$, $T_1 = 32^{\text{s}}$, $T_2 = 24^{\text{s}}$ rispettivamente.

Anche Oropa ha fornito chiare registrazioni di onde $C_{0,1}$; $C_{1,2}$; $C_{2,3}$ (Fig. 16).

Da esse si trae:

$$d_0 = 40 \sim 45 \text{ km} , \quad d_1 = 26 \text{ km} , \quad d_2 = 14 \text{ km} .$$

Da Trieste, lungo l'arco prealpino (limite superiore della Val Padana), i tre strati principali costituenti la crosta terrestre, presentano quindi spessori dell'ordine di quelli qui sotto riportati:

	Oropa	Salò	Trieste
1° strato	14 km	16 km	15 km
2° strato	12 »	17 »	15 »
3° strato	14(?) »	20 »	20 »
Superficie di Mohorovicic	40(?) »	53 »	50 »

Fra le stazioni funzionanti nell'ambito della Val Padana, abbiamo a disposizione dati riferentisi alla stazione di Padova, dove un tempo funzionavano sismografi « Vicentini », a breve periodo e, a partire dal 1940, una coppia di piccoli Wiechert. Difficilmente tali apparecchi potevano registrare apprezzabili onde $C_{0,1}$ (a lungo periodo). Si sono avuti però chiari esempi di onde $C_{1,2}$ (p. es. Fig. 16); dai valori

$$d_1 = 30 \text{ km } (T_1 = 34^s \text{ ca}) \quad d_2 = 14 \text{ km } (T_2 = 22^s \text{ ca})$$

consegue che la base dell'« intermedio » nella zona di Padova è alla profondità di ca 30 km. Sul valore del periodo delle $C_{1,2}$ di Padova, influisce indubbiamente anche la presenza di una spessa coltre superficiale di alluvioni. Una stazione a lungo periodo, in quel di Padova, sarebbe di notevole ausilio, ai fini di completare lo studio della struttura della crosta terrestre in detta zona.

Anche a Pavia, si sono avuti esempi, molto netti, di onde $C_{1,2}$ e $C_{2,3}$ — ottenuti da apparecchi Wiechert, a breve periodo (p. es. Fig. 17). Se ne deduce, per la profondità media della base dell'« intermedio »,

$$d_1 = 28 \text{ km ,}$$

e per quella della base del « granito »

$$d_2 = 15 \text{ km ,}$$

comprendente lo spessore dello strato esterno alluvionale di 7 km ca (oscillazioni seguenti le $C_{2,3}$).

Ricerche precedenti, avevano portato ad una profondità della superficie di Mohorovicic, per la zona di 35-40 km ca (^{6,13}).

Nel margine Sud della Val Padana, difettano le stazioni sismiche. Ne funziona solo una a Bologna, costituita dalla coppia dei piccoli « Wiechert » (costruiti, a suo tempo, dall'Istituto Nazionale di Geofisica). Essi hanno fornito a più riprese, onde $C_{i,j}$ dei periodi intermedi (non si può pretendere che tali apparecchi abbiano a registrare onde $C_{0,j}$, che sono a lungo periodo); si sono ottenuti i valori

$$d_1 = 29.7 \text{ km } (T_1 = 34^s.9) , \quad d_2 = 13.3 \text{ km } (T_2 = 20^s.7)$$

tratti dalle registrazioni del terremoto del 4.III.1952 (e confermati da quelle del terremoto del 3.XI.1952) Figg. 15 e 17.

Per Padova, Pavia e Bologna possono valere quindi i seguenti spessori

	Padova	Pavia	Bologna
alluvione e « granito »	14 km	15 km	13 km
« intermedio »	16 »	15 »	16 »
« basalto »	10? »	10? »	10? »

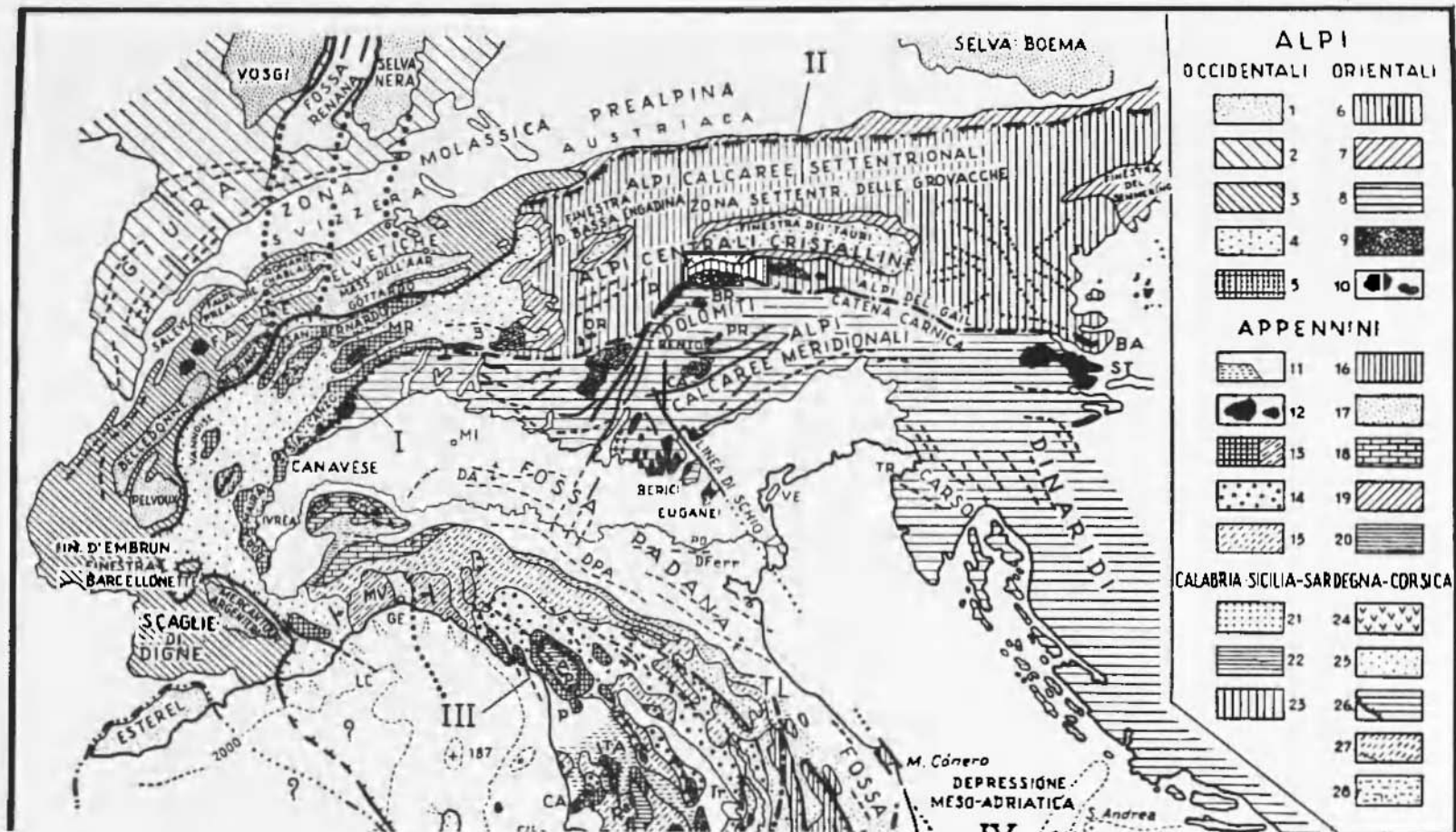


Fig. 19 - Schema strutturale dell'Italia settentrionale, secondo Fabiani-Segre.

ALPI. 1 - Massicci cristallini (Ercinici) esterni; Massicci Centrali o Elveticici. 2 - Giura Franco-Svizzera. 3 - Coltre sedimentaria dei massicci centrali e dell'avampopae. 4 - Ricoprimenti penninici. 5 - Massicci gneissici interni (ora ritenuti precarboniferi e forse arcaici). 6 - Alpi Calcaree Settentrionali. 7 - Ricoprimenti Alto-Penninici e Austroalpini inferiori. 8 - Alpi Calcaree Meridionali (con la Linea delle Giudicarie, che si prolunga lungo il lago di Garda e a sud sotto la pianura del Po, la Linea della Valsugana, ed altre fratture notevoli). 9 - Manifestazioni eruttive relative all'ogenesi ercinica. 10 - Apparati vulcanici marginali tardo- e postalpini.

APPENNINI. 11 - Quaternario in genere e Pliocene. 12 - Manifestazioni eruttive terziarie e quaternarie. 13 - Mesozoico Etrusco-Ligure. 14 - Facies Etrusco-Romagnole. 15 - Formazione ofiolitifera alloctona. 16 - Mesozoico Umbro-Marchigiano. 17 - Facies arenomolassica. 18 - Miocene di facies Iblea (calcarei arenacei Langhiano-Elveziani del Monferrato, Langhe, ecc.). 19 - Facies Mesozoico-cenozoica Abruzzese (Dolomie del Trias e calc. dolom. Giureso-infra cretacei; Carso, ecc.) 20 - Paleozoico.

Gli AA. ritengono prolungabile la linea di Schio sotto la Val Padana, ed oltre; altri dissentono⁽²⁰⁾. Spiegazioni più particolareggiate nel lavoro originale⁽²⁰⁾.

La superficie di Mohorovičić verrebbe quindi a trovarsi a 40 km di profondità circa.

Per quanto concerne le registrazioni delle onde $C_{1,2}$ a Salò, è da sottolineare il fatto che, per provenienze di terremoti lontani da NE (Giappone), generalmente le $C_{0,1}$ e $C_{1,2}$ sono associate alle *SS* (Fig. 18). Ciò può fisicamente spiegarsi con l'ammettere che la superficie di Mohorovičić, che a Salò presenta una profondità di 50 km ca, in direzione NE — nell'interno del sistema alpino — si sprofonda, così da consentire il raggiungimento dell'angolo efficace sia in corrispondenza della superficie di Mohorovičić ($C_{0,1}$) nella sua parte curva (corrispondente alla « radice » delle Alpi), sia in corrispondenza della superficie, alla base dell'intermedio ($C_{1,2}$).

Una considerazione a parte merita il meccanismo dei terremoti che interessano la Val Padana (almeno di quei pochi che sono stati finora studiati). Si è già visto al n. 5 che i terremoti del 15-16 Maggio 1951 hanno presentato una distribuzione superficiale delle compressioni e delle dilatazioni, che può essere spiegata solo con l'azione conseguente ad una forte decompressione all'ipocentro.

Per chi scrive, quei terremoti furono fortemente condizionati, nella loro formazione e propagazione, dall'enorme quantitativo di gas estratti (a notevoli pressioni) nella zona epicentrale (*).

Altro è il discorso da farsi sulla natura fisica del terremoto del 30 Dicembre 1967, di cui si è detto al n. 5. Intendiamoci, l'epicentro di questo terremoto (Fig. 13) si localizza in pieno Delta Padano, in una zona cioè dove, durante 15 anni, si è proceduto ad una massiccia, disordinata estrazione di acque metanifere, che, in più punti, ha provocato abbassamenti del suolo dell'ordine di 3 m (18). Anche qui quindi, enorme alterazione del campo elastico superficiale. Per questo terremoto, però, la profondità ipocentrale si è dimostrata piuttosto elevata, dell'ordine cioè di 38 km; la perturbazione dunque si è verificata in prossimità della discontinuità di Mohorovičić. Sebbene noi ignoriamo entro quale raggio uno scompenso di superficie possa portare le sue conseguenze in zone instabili, sembra improbabile che, nel caso specifico, l'alleggerimento superficiale della sia pur vasta zona del Delta Padano possa aver agito, anche solo come causa concomitante, nella zona ipocentrale del terremoto del 30.XII.1967, rompendone l'instabile equilibrio.

Comunque stiano le cose, a questo riguardo, va ancora rilevato che l'epicentro del su detto terremoto si colloca esattamente sul prolungamento della così detta « Linea di Schio » (Fig. 19), discontinuità

che sembra tagliare, nella sua proiezione verso SE, tutta la zona del Delta (*). Da millenni, tale zona è soggetta a infiltrazioni d'acqua dal mare e da terra. La presenza di acqua, in un corpo solido, sotto tensioni non omogeneamente distribuite (come è certamente la zona in-

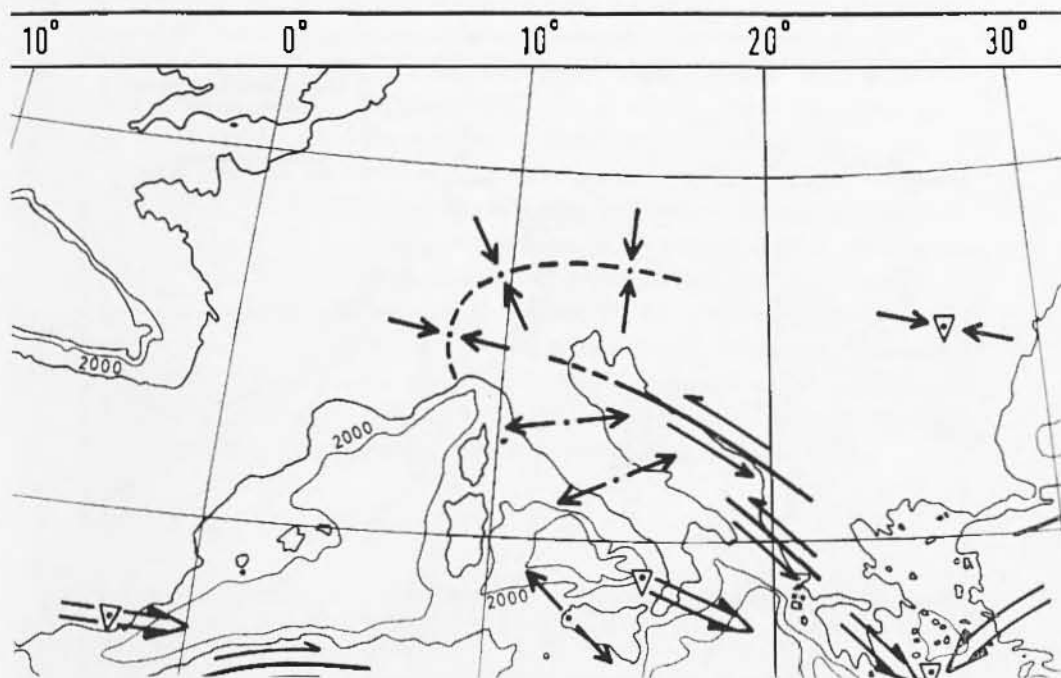


Fig. 20 - Campo delle tensioni sismo-tettoniche nel Mediterraneo centrale, con particolare riguardo all'Italia (Secondo A. R. Ritsema).

teressata da una linea di discontinuità tettonica) è appunto invocata da Robson ed al. (*) come causa del meccanismo bipolare, del tipo di quello cui fu soggetto il terremoto del Delta Padano del 30 Dicembre 1967.

Poiché anche nel prolungamento della fossa padana in quella dell'Adriatico, sono stati osservati terremoti che non ammettono soluzioni a quadranti, sulla base delle indagini (anche se poche) finora condotte,

(*) Non manca chi ritiene arbitrario tale prolungamento. Gortani (20), p. es., ritiene inaccettabile il proseguimento attraverso la Pianura Padana delle grandi fratture trasversali alpine (linea delle Giudicarie; linea di Schio fino alle foci del Po).

possiamo affermare che la Val Padana non è generalmente interessata da terremoti conseguenti a singola o a doppia coppia di forze ipocentrali.

Ciò fa ritenere che il campo delle tensioni sismo-tettoniche, proprio della Val Padana, sia diverso da quello abbozzato in recenti pub-

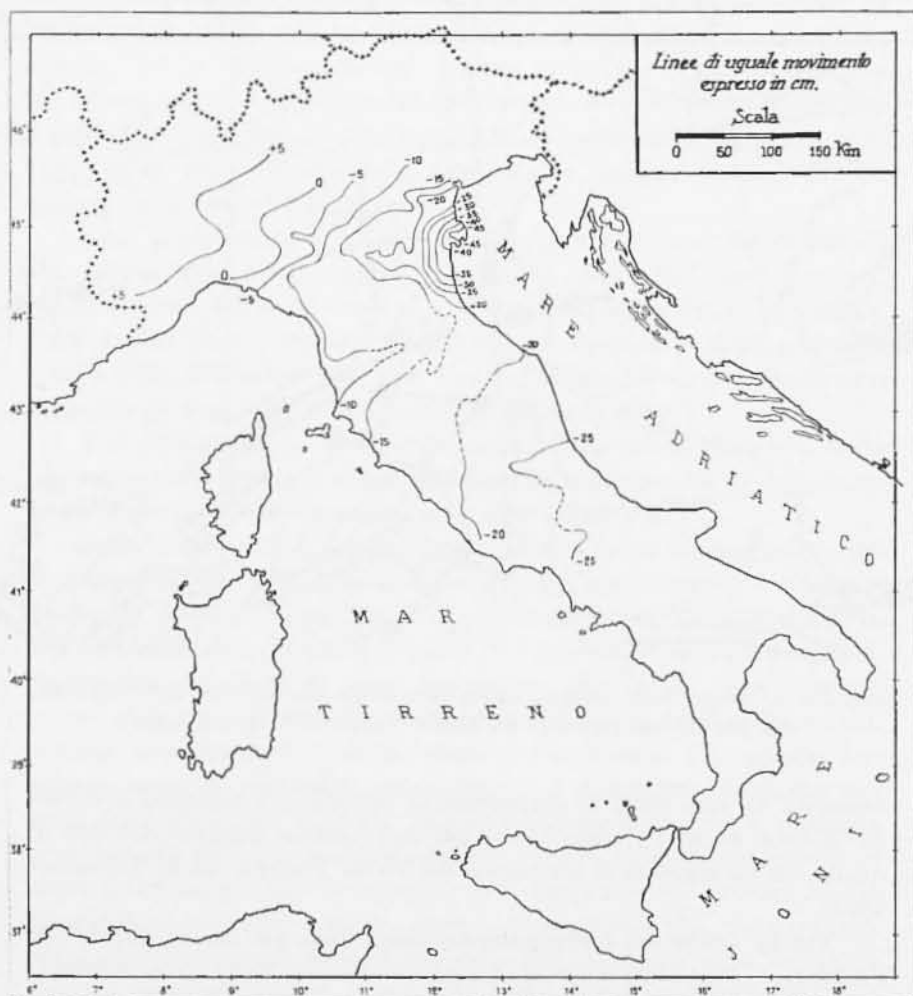


Fig. 21 - Sintesi di un esame storico-tettonico sui fenomeni di sollevamento od abbassamento, dedotti dalla comparazione fra dati di livellazioni eseguite in tempi diversi. Essa risulta dalla omogeneizzazione dei dati della vecchia rete altimetrica fondamentale 1877-1903 e quelli della nuova 1950-1956 (Secondo G. Salvioni). Da sottolineare il notevole abbassamento riscontrato nelle regioni estreme orientali della Pianura Padana.

blicazioni. Il meccanismo più probabile delle tensioni agenti all'ipocentro di terremoti padani, sembra quello a carattere esplosivo, entro conchi aventi il loro vertice nell'ipocentro stesso. Implosiva sembra invece l'azione delle tensioni nella fossa adriatica. Nella Fig. 20 viene trascurato questo aspetto delle tensioni tettoniche padano-adriatiche, mentre il campo delle tensioni appenniniche, ivi rappresentato, trova riscontro nel meccanismo dei terremoti dell'Appennino centro-settentrionale, quale fu a suo tempo messo in risalto da Caloi e da altri (8.19).

Ad ogni modo, l'argomento è tutt'altro che conchiuso.

Per finire, un fatto va soprattutto sottolineato, come risultato essenziale di questa ricerca: il persistere, attraverso gli ultimi 18 secoli, di una sismicità, pressoché ininterrotta, nella zona che ha il suo centro in quel di Forlì. Mentre, nella Val Padana centrale, la sismicità è andata gradualmente scemando nei secoli, ivi essa continua ai nostri giorni, con alterna vivacità. E non a caso, evidentemente. Tale zona infatti (*) (come risulta anche dalla Fig. 20) appare sede di contrasti tettonici di diversa origine e tendenza: fortemente instabile quindi, per un tormento millenario, che non accenna ad esaurirsi (**).


(*) Essa del resto si presenta anomala anche con riferimento ai movimenti del suolo, dedotti dalla comparazione di livellazioni, eseguite in tempi diversi (21) (Fig. 21).

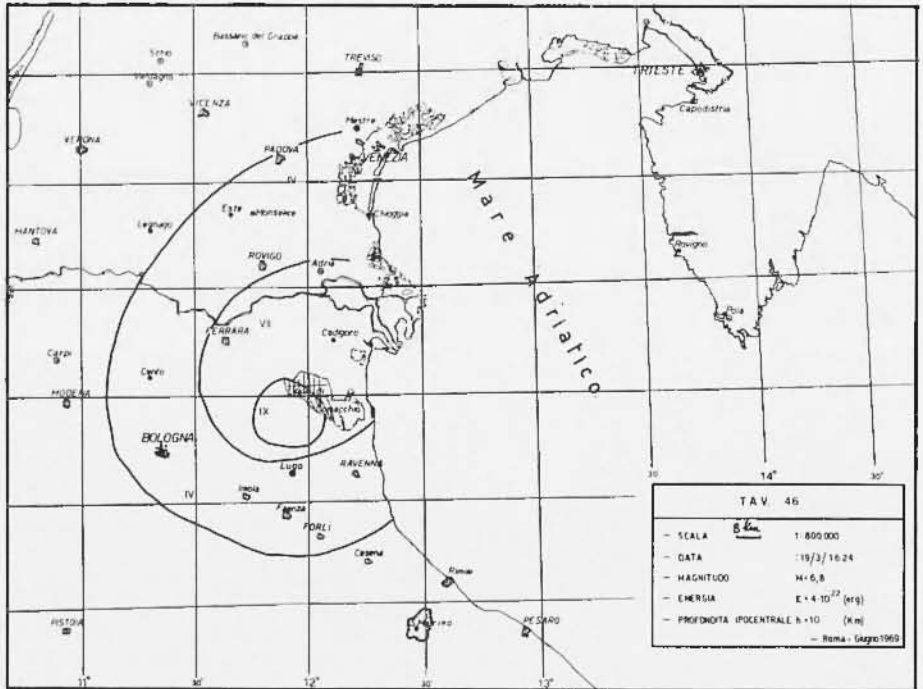
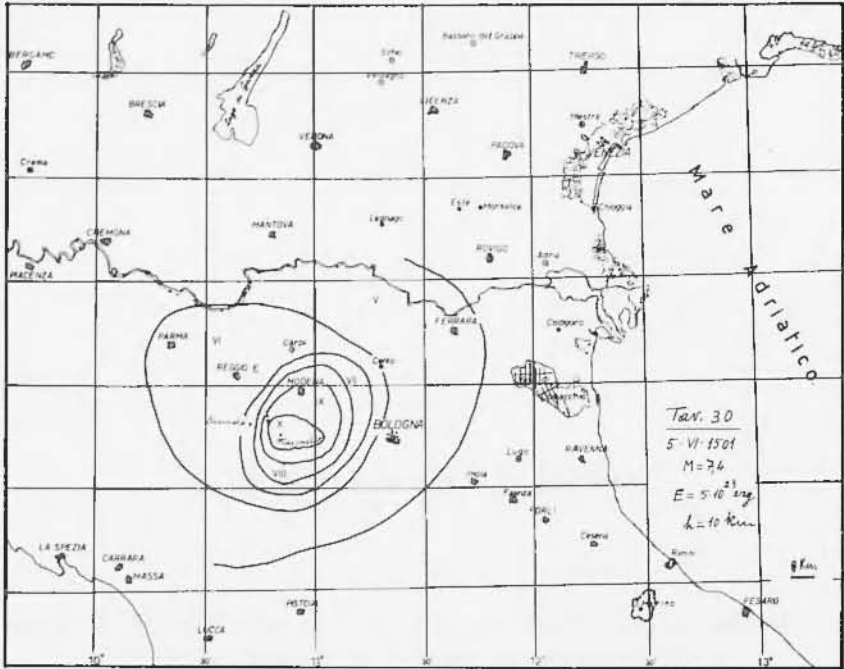
(**) A questo riguardo, un'altra osservazione va fatta. All'elevata sismicità nella zona di Forlì, fa riscontro la sismicità non meno elevata delle Prealpi bellunesi e carniche. Nel suo complesso tale attività si può far risalire ad un'origine unica: l'accumulo dei materiali solidi di torbido nell'alto Adriatico. P. es. l'Adige, a Boara Pisani (località prossima alla foce), presenta una media portata torbida di 26.572 kg/sec. La media annuale della portata torbida (dedotta dalle caratteristiche torbimetriche medie annue del periodo 1957-1963 (22)) risulta — per il periodo accennato — di 368.832.000 tonn. Se si pensa che, oltre all'Adige, immettono torbide nell'alto Adriatico numerosi altri fiumi, quali il Tagliamento, il Livenza, l'isonzo, il Brenta, il Po, il Reno, il Savio... , se ne deduce che l'apporto annuo complessivo assume un valore enorme. La componente tangenziale del carico sul fondo risulterà particolarmente efficace nelle zone caratterizzate da campo elastico instabile, quali sono appunto l'Appennino romagnolo e le Prealpi bellunesi, dove il turbamento orogenetico non appare peranco esaurito, e le zone sono in fase di lento alleggerimento (a causa dell'erosione).



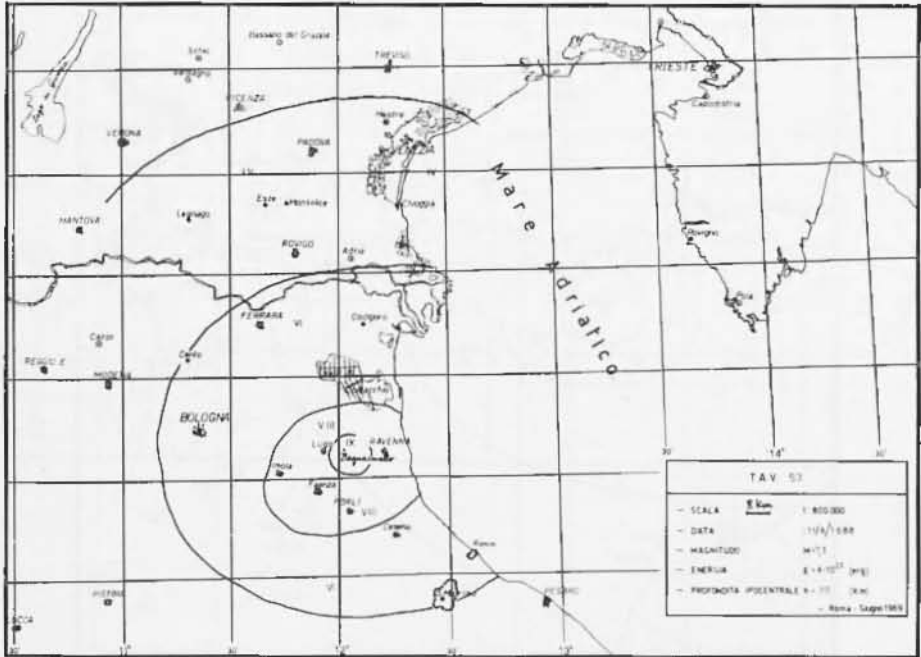
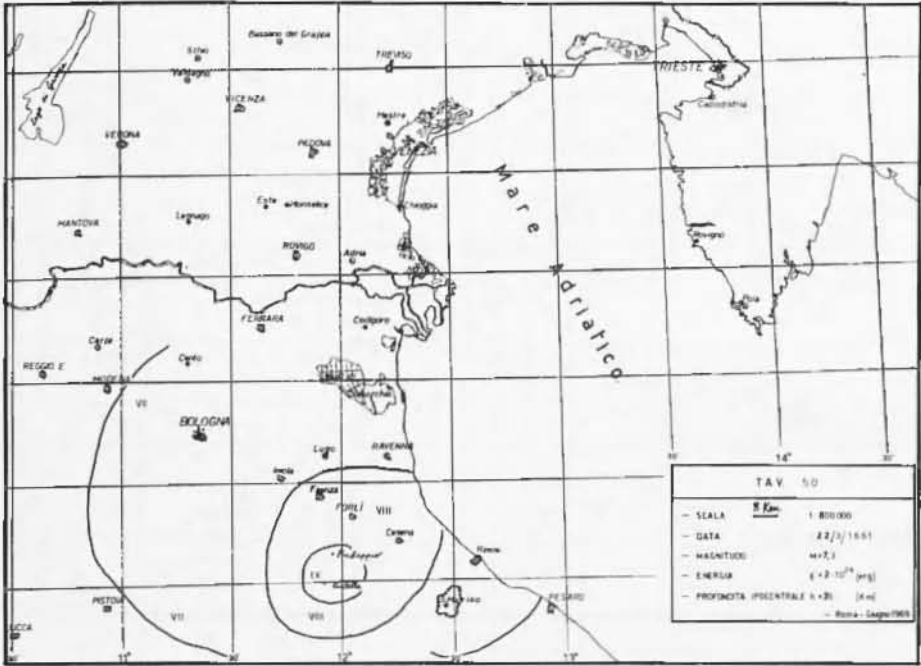
SELEZIONE DI MACROSISMI

(Si è ritenuto utile pubblicare un certo numero delle centinaia di gruppi di isosisme tracciate, relative ai terremoti esaminati).

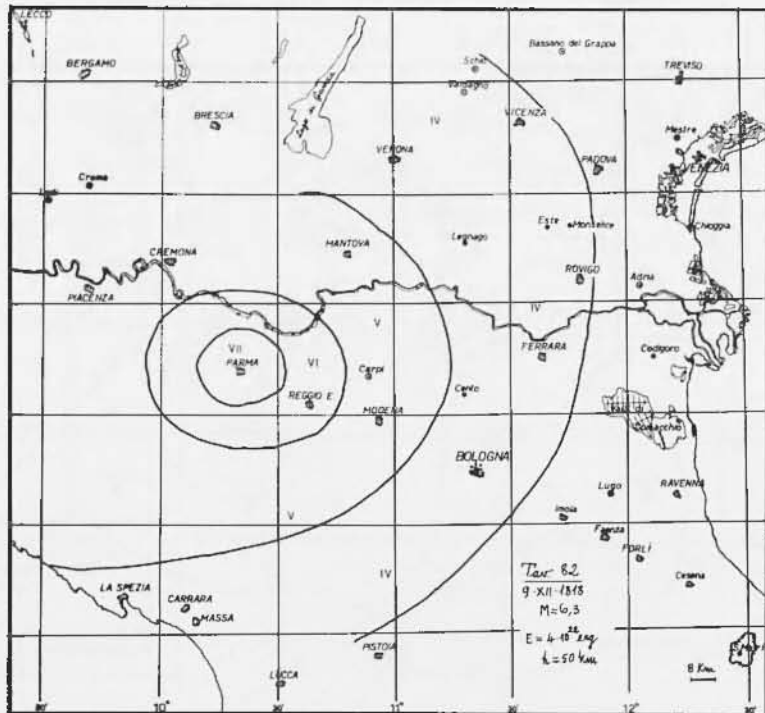
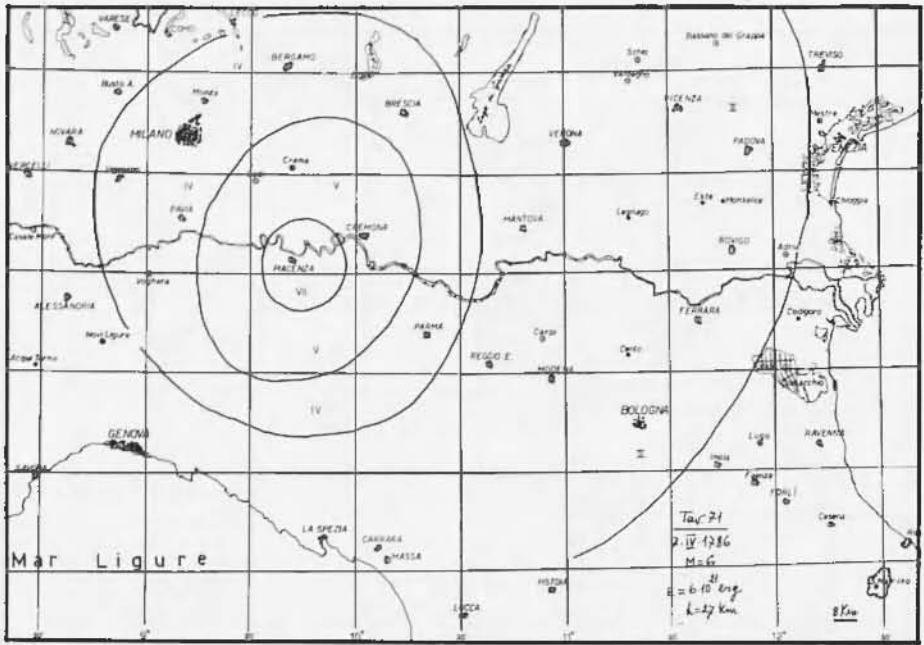




Tav. I

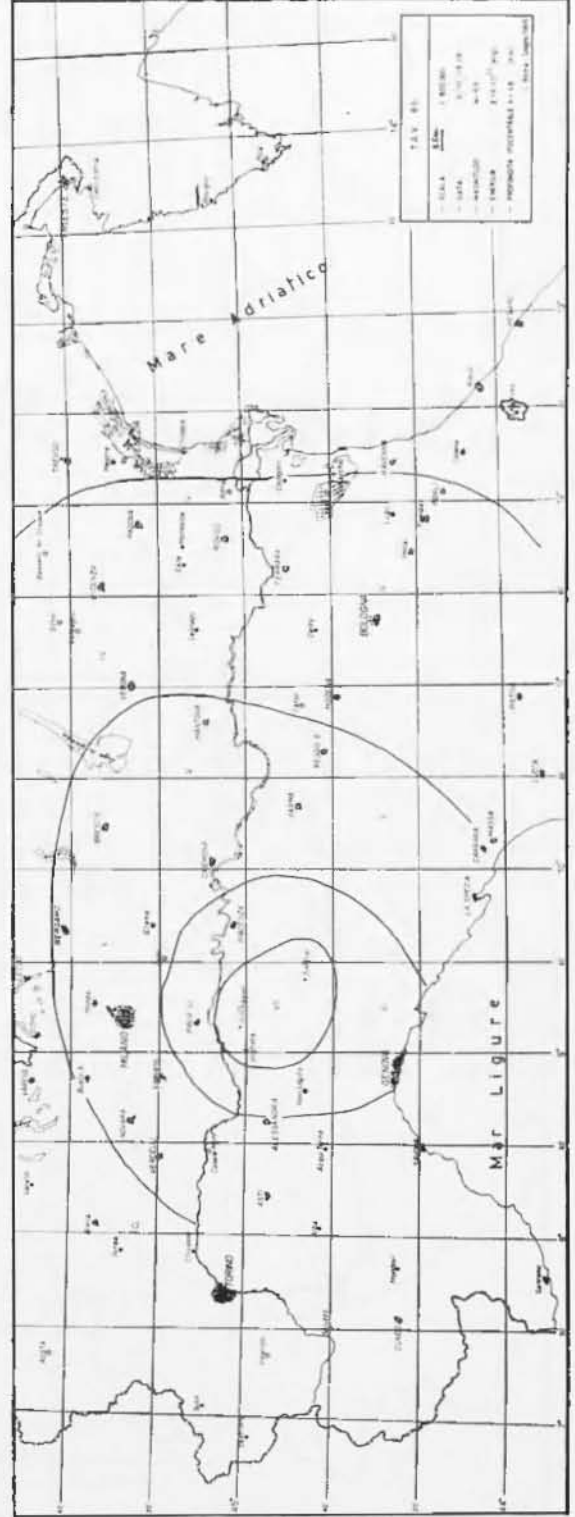
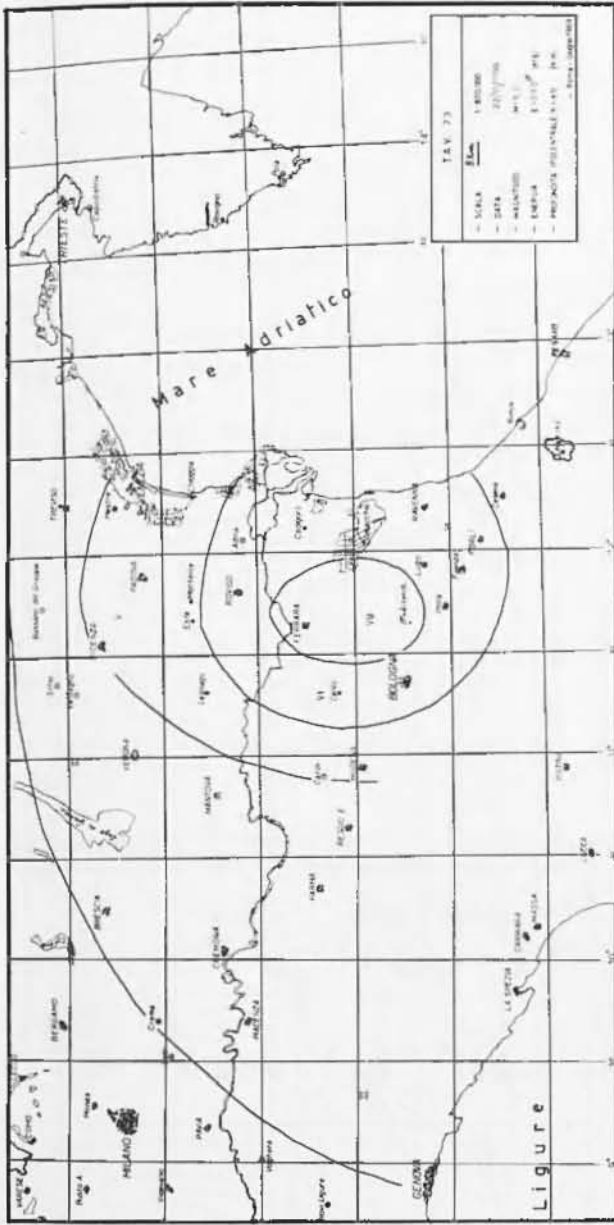


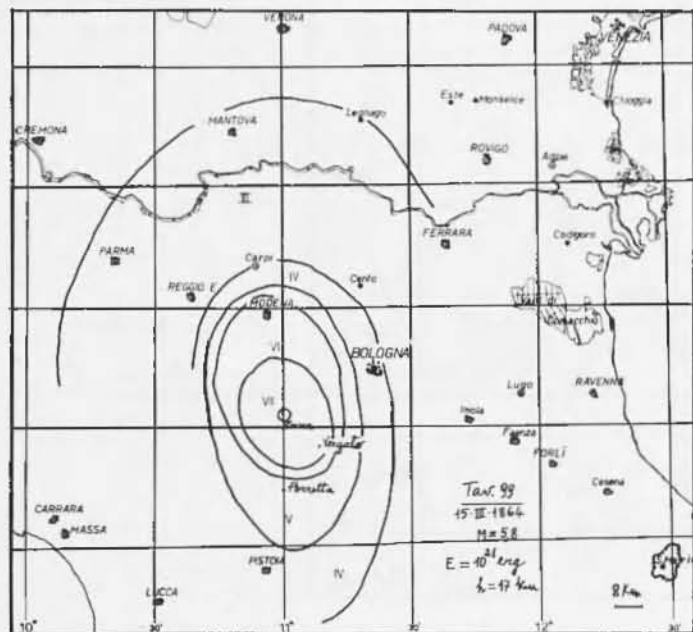
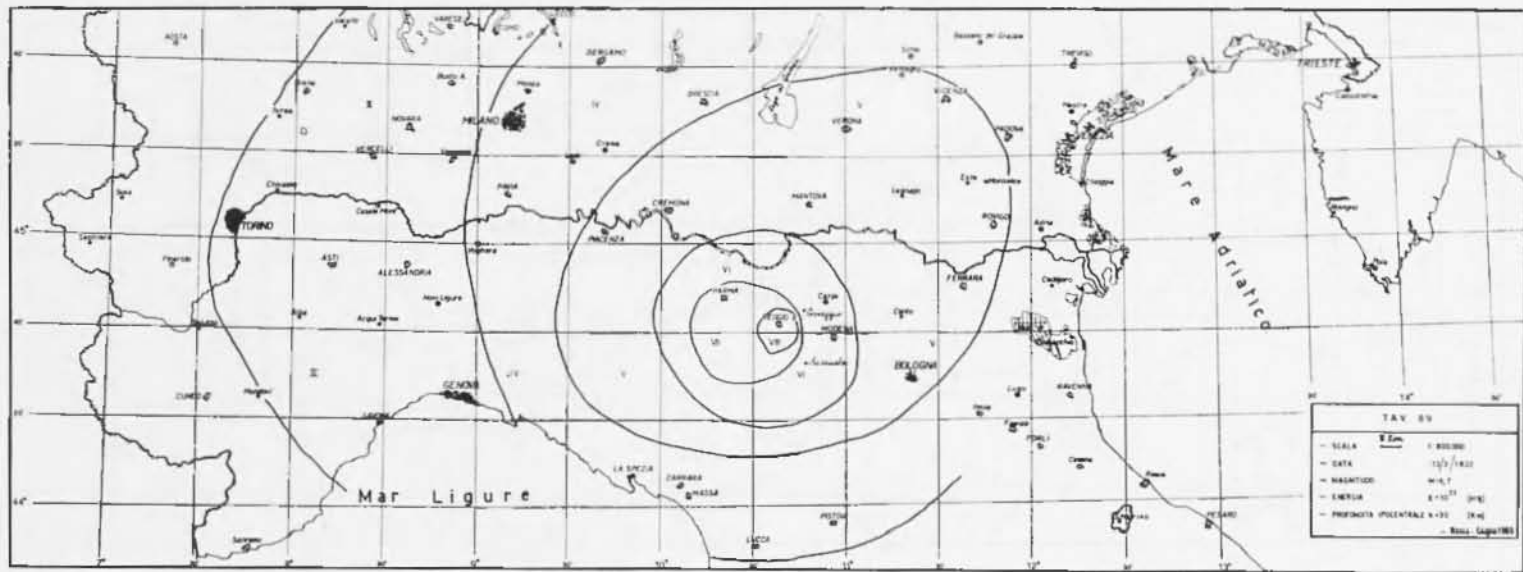
Tav. 11



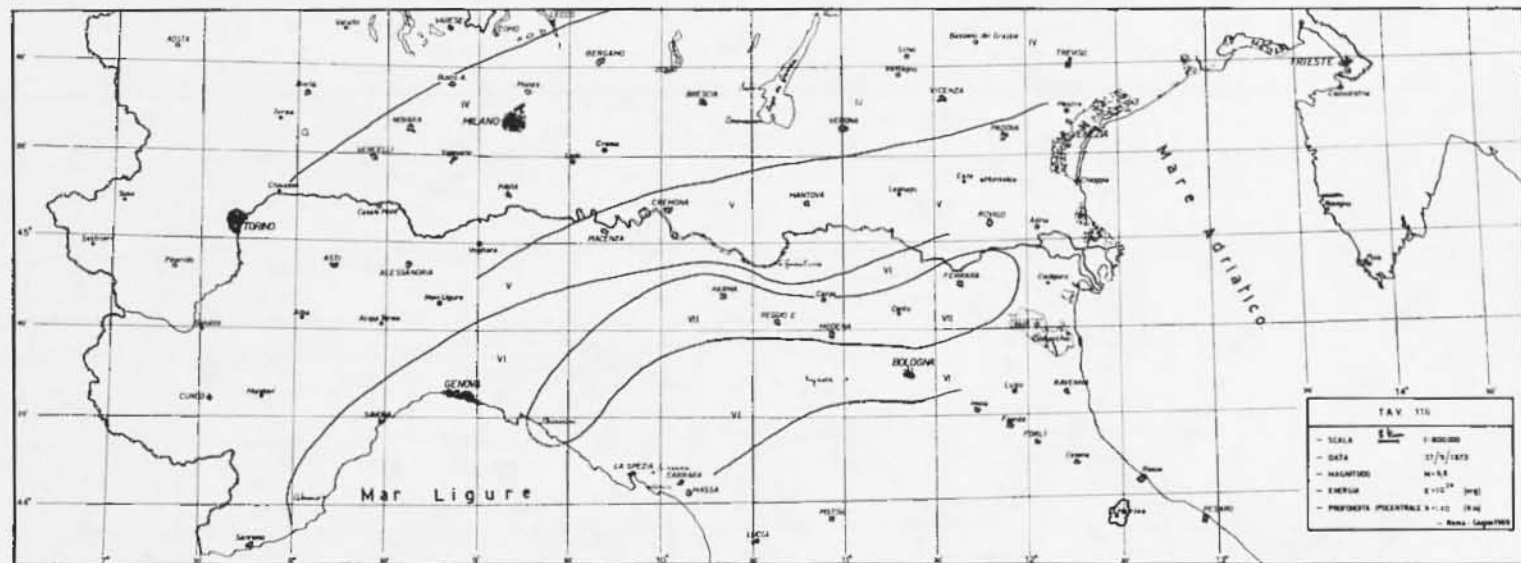
Tav. 111

Tav. IV



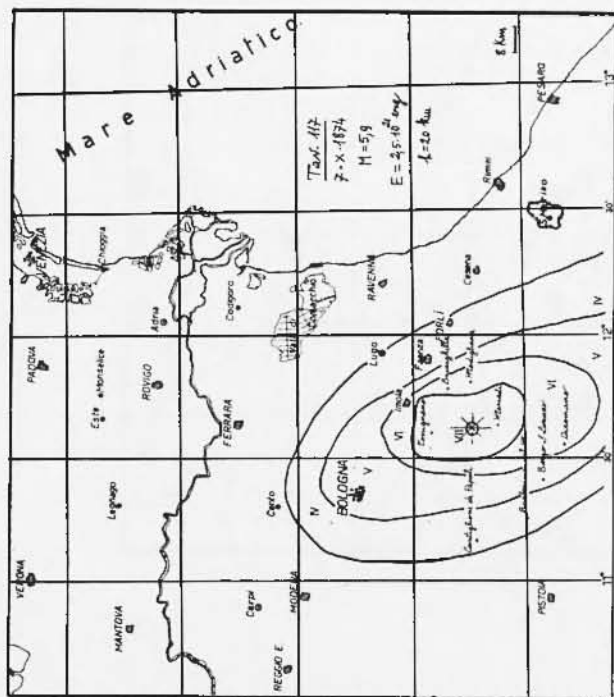
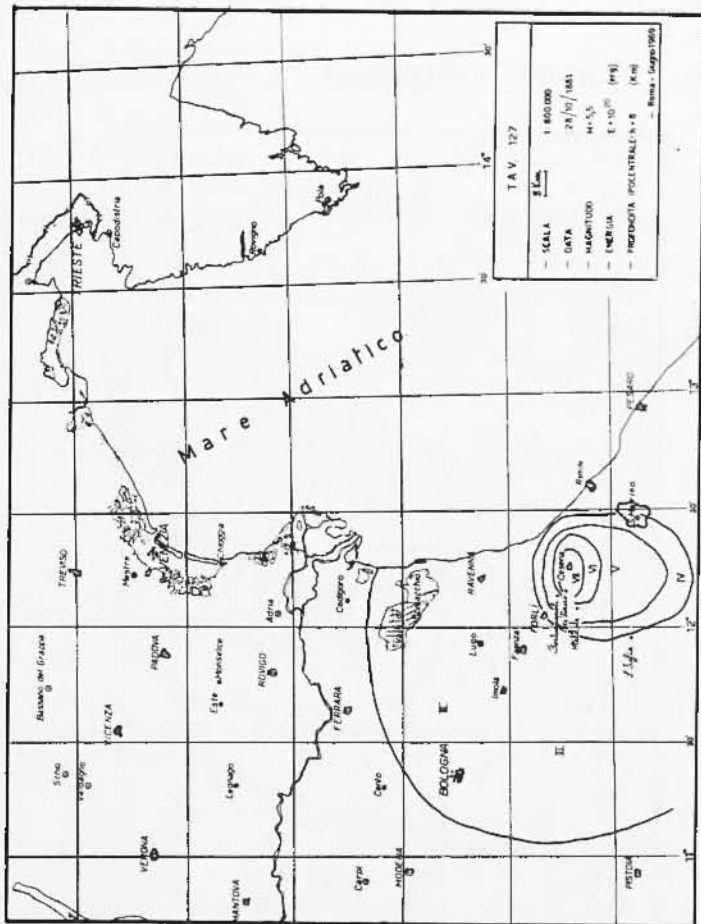


Tav. V

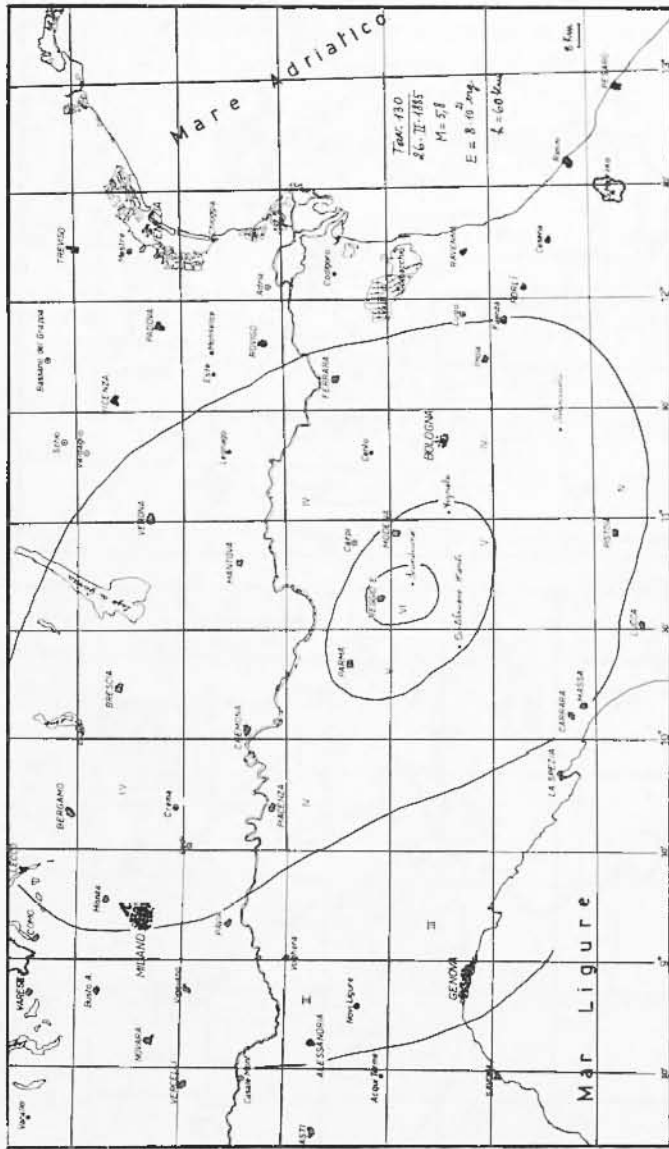


Questa tavola sintetizza la propagazione macrosismica, estremamente anomala, del terremoto del 17.IX.1873. Sembra quasi che la perturbazione abbia avuto origine, a grande profondità, contemporaneamente lungo una linea, che segue, « grosso modo », il piede dello Appennino settentrionale, sotto la Val Padana.

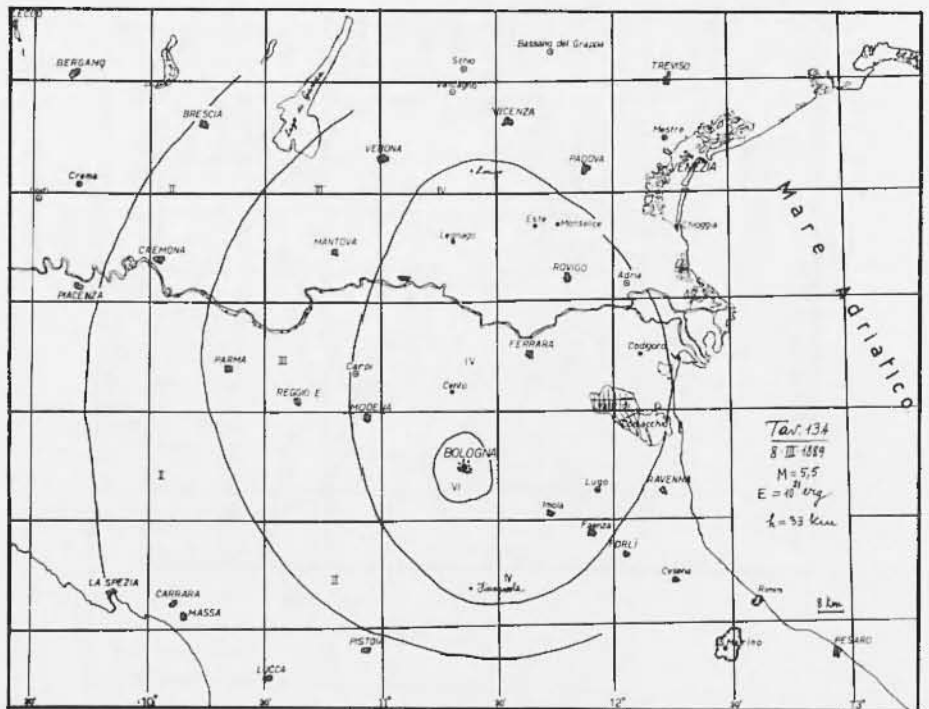
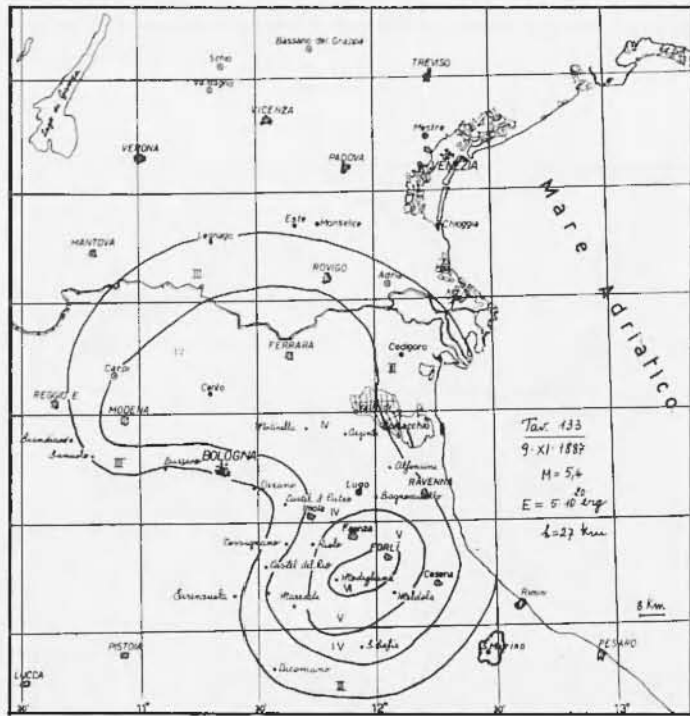
Tav. VII



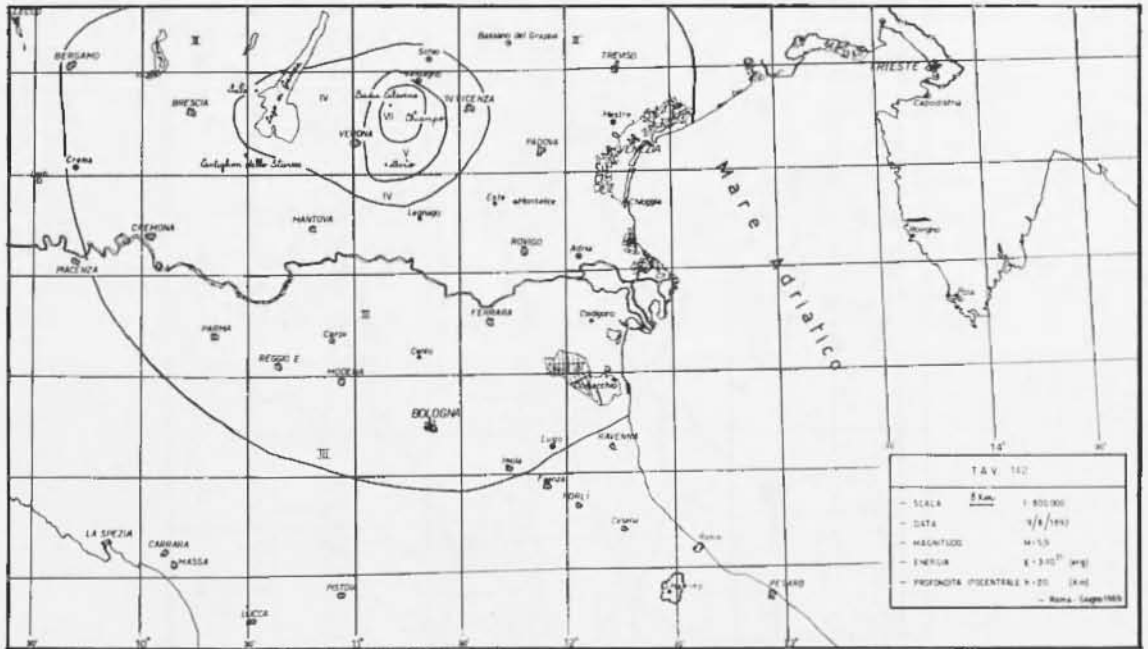
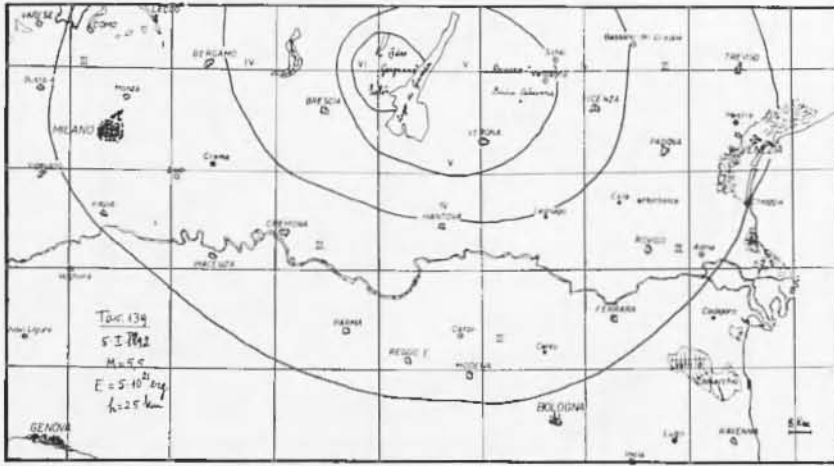
Tav. VIII



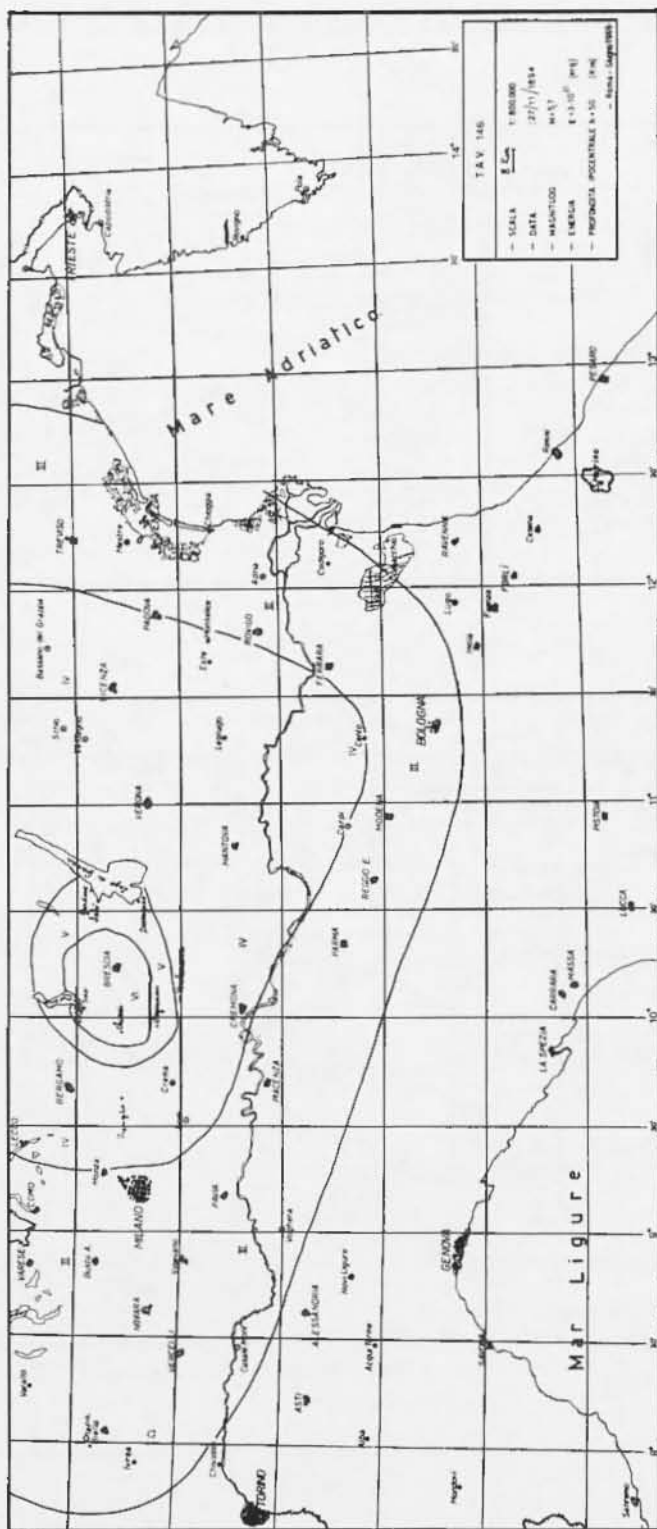
TAV. X



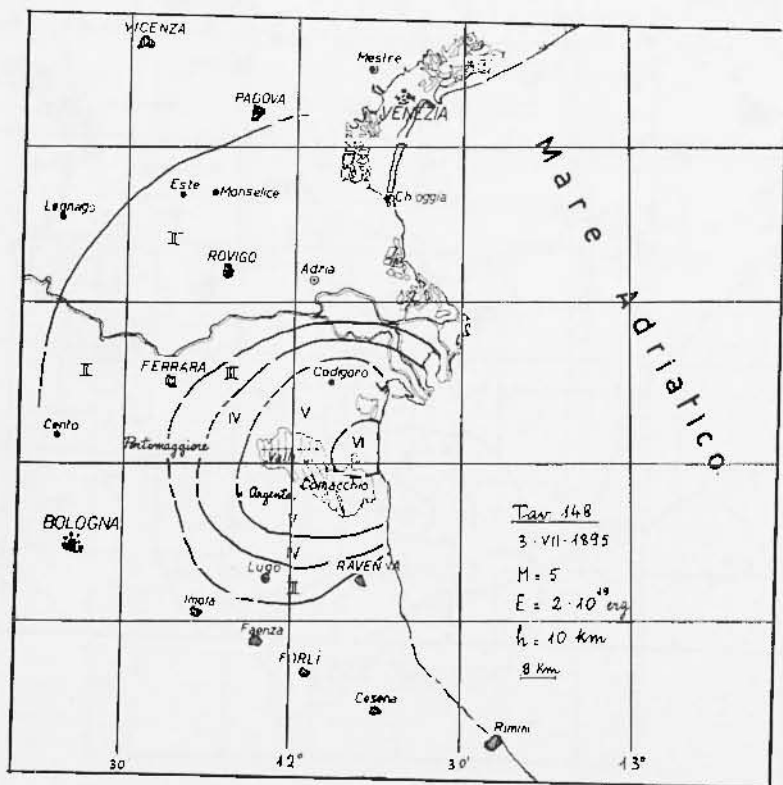
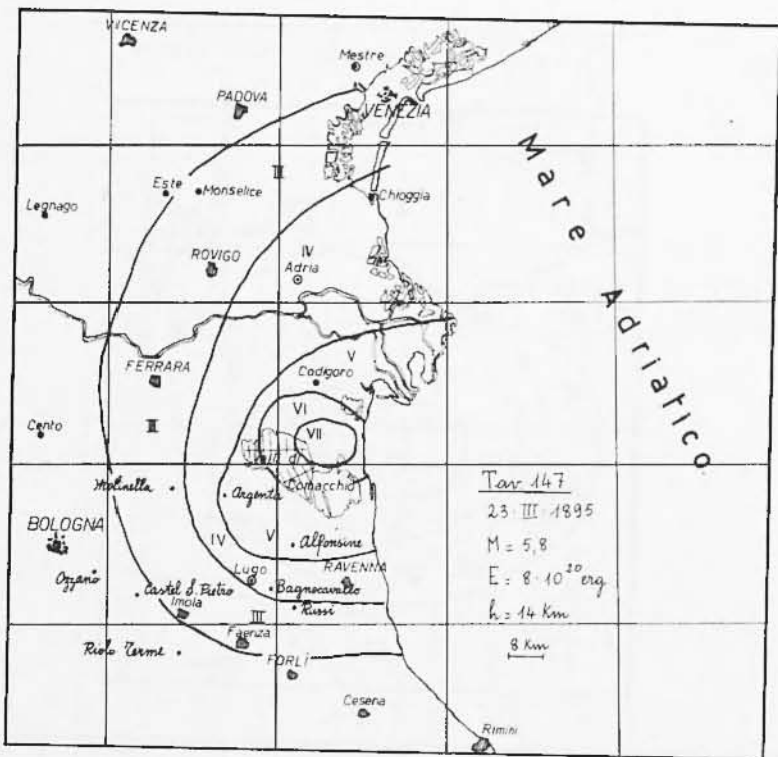
Tav. XI



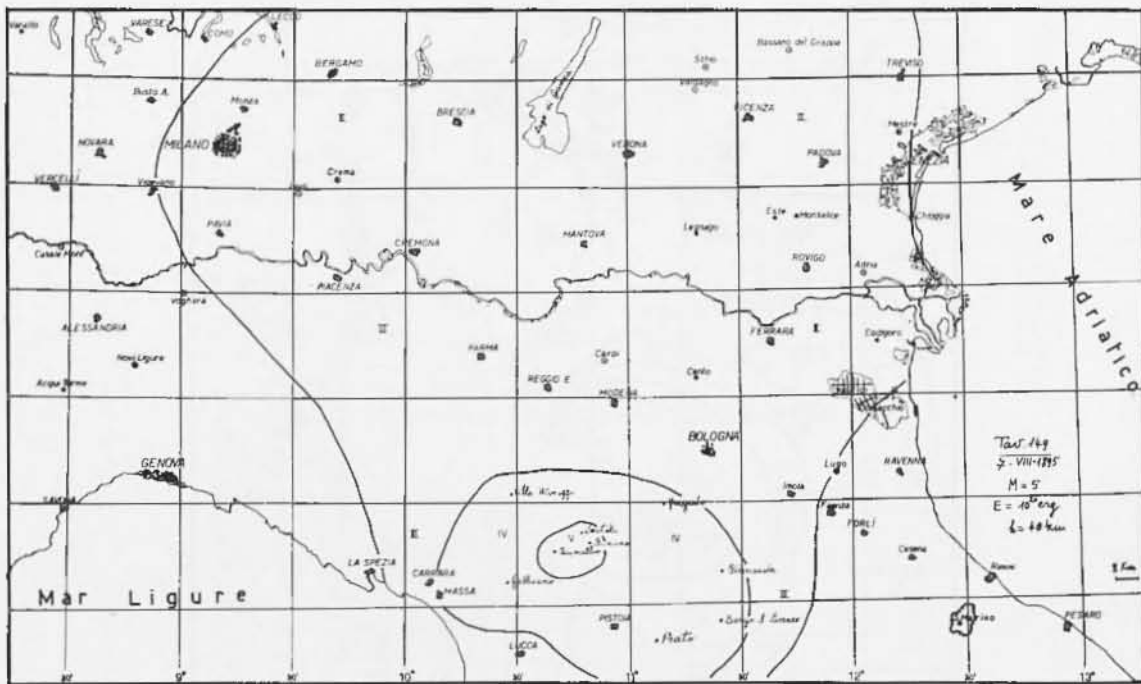
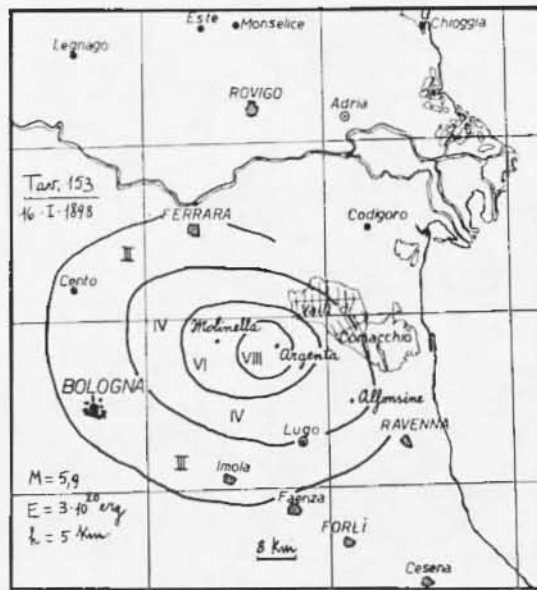
Tav. XI a



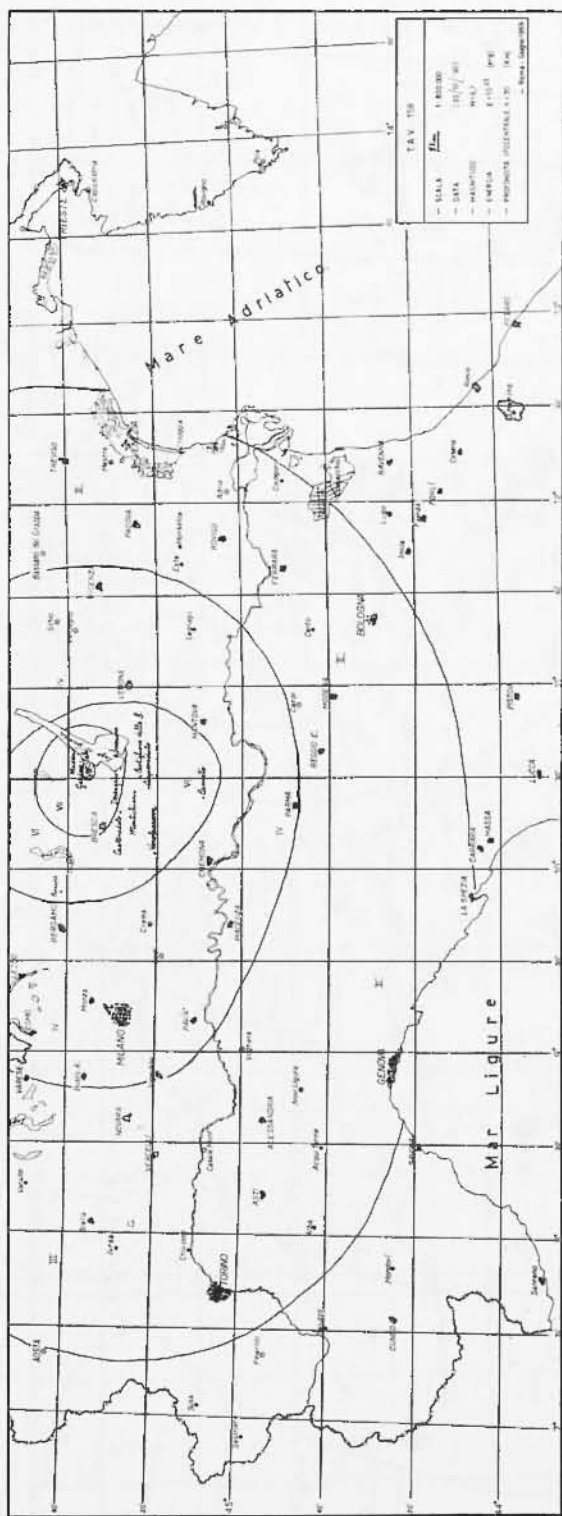
TAV. XII



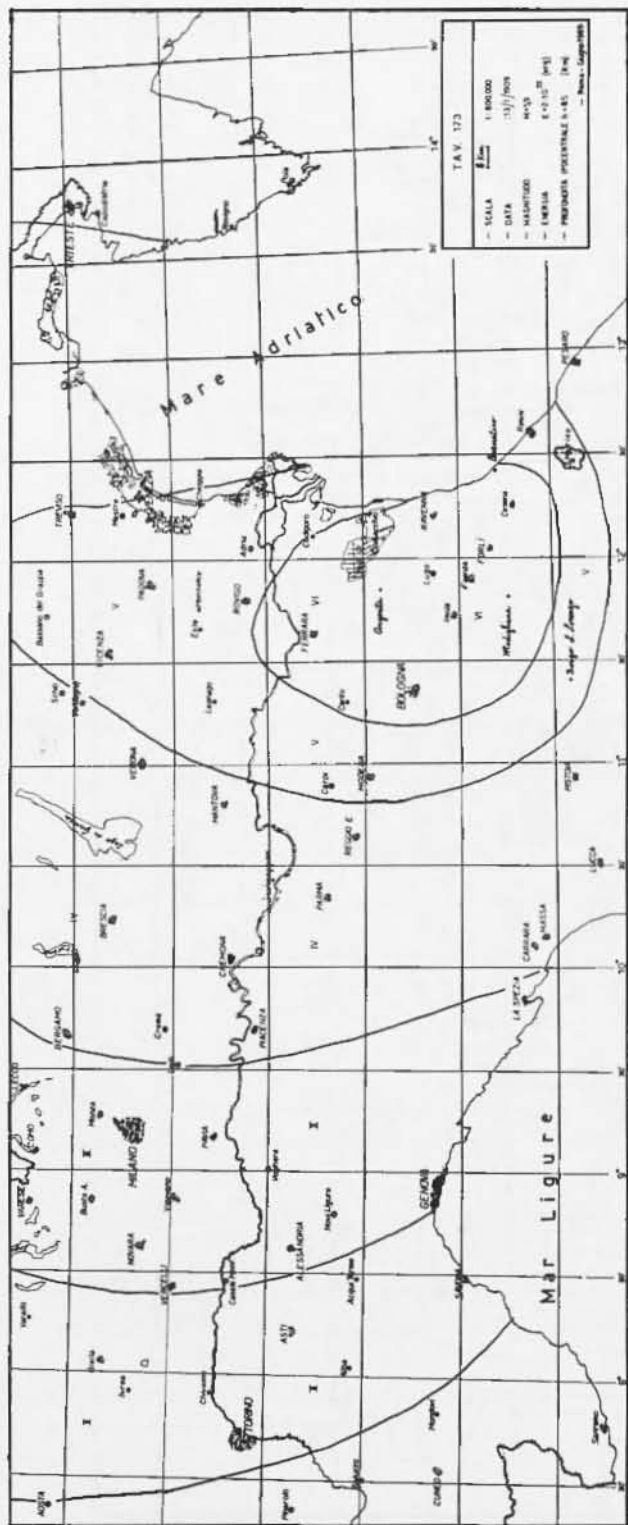
Tav. XIII



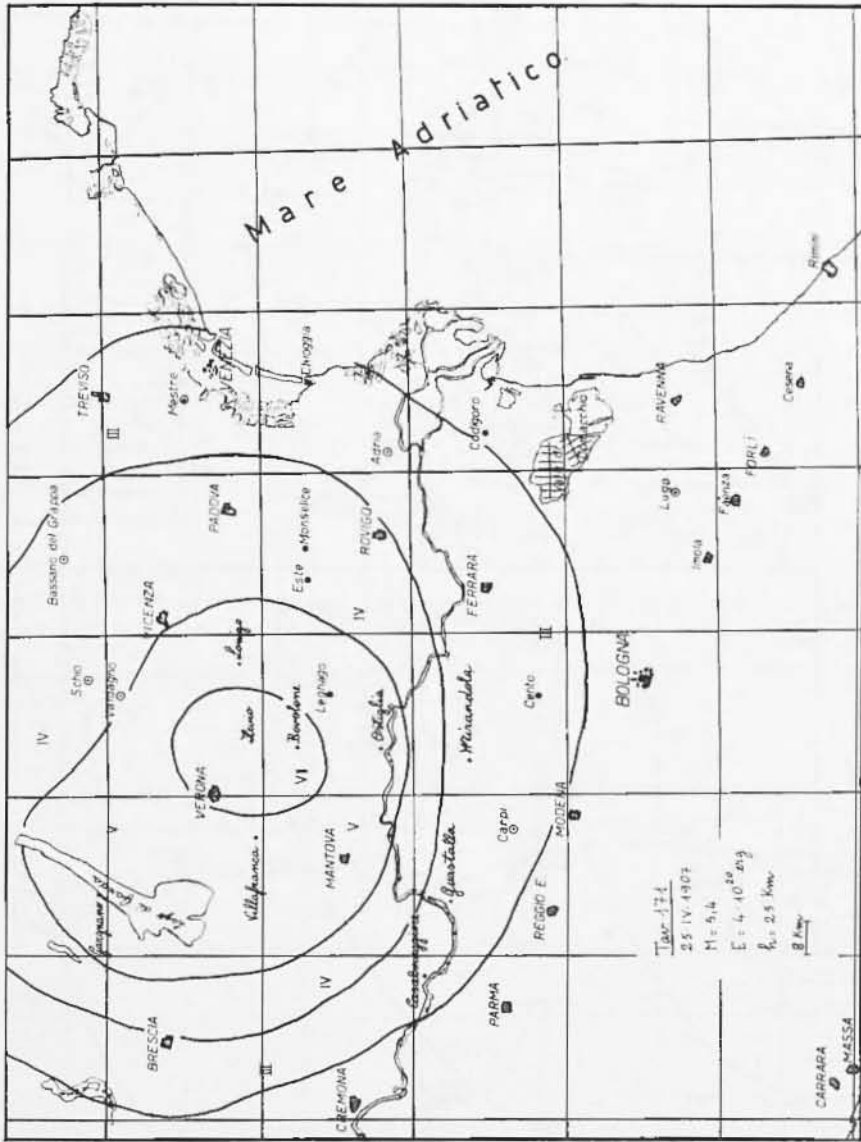
Tav. XIV



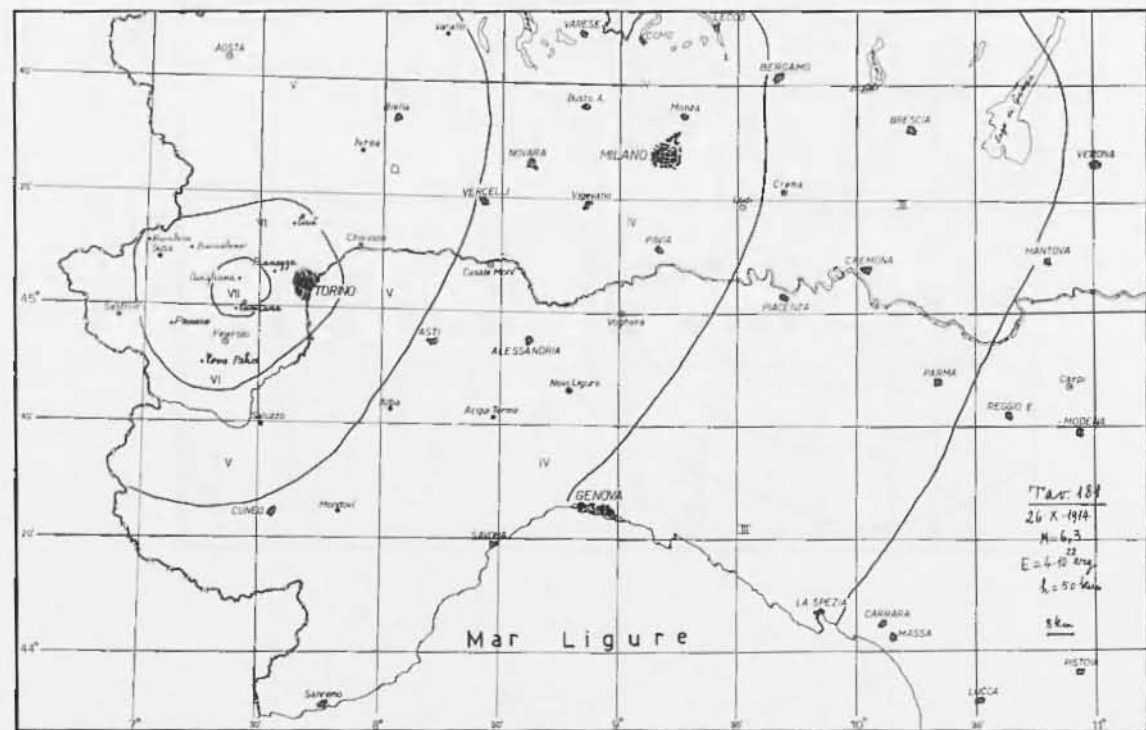
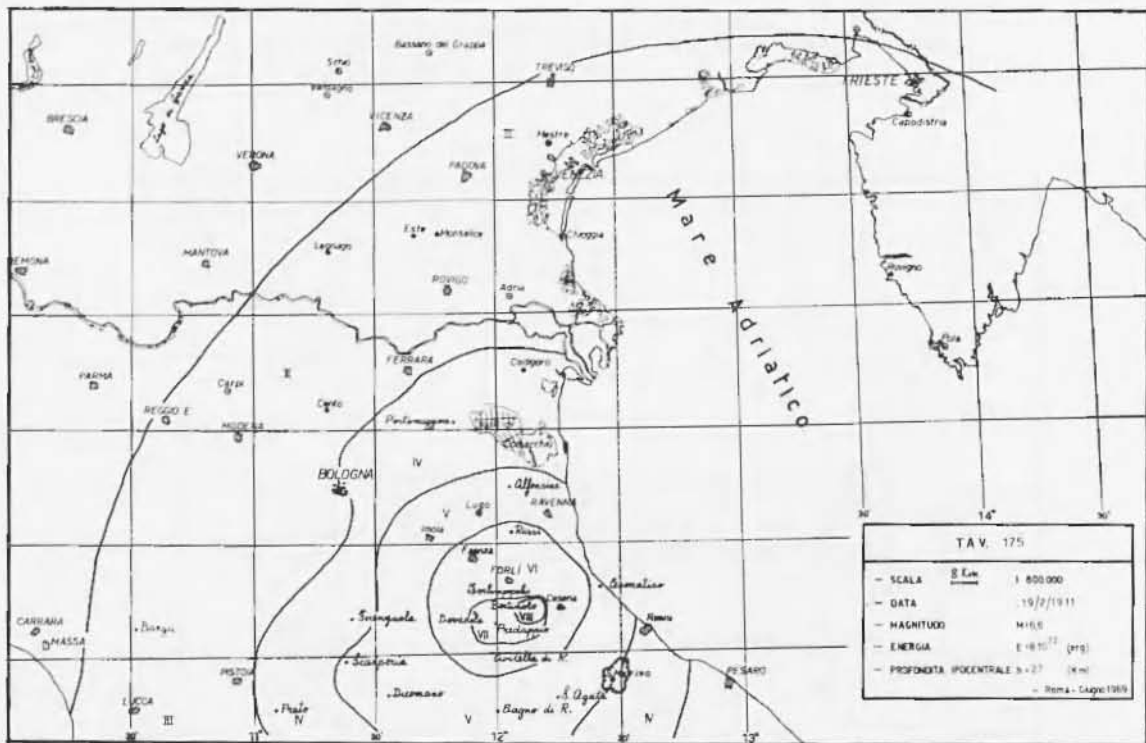
TAV. XV



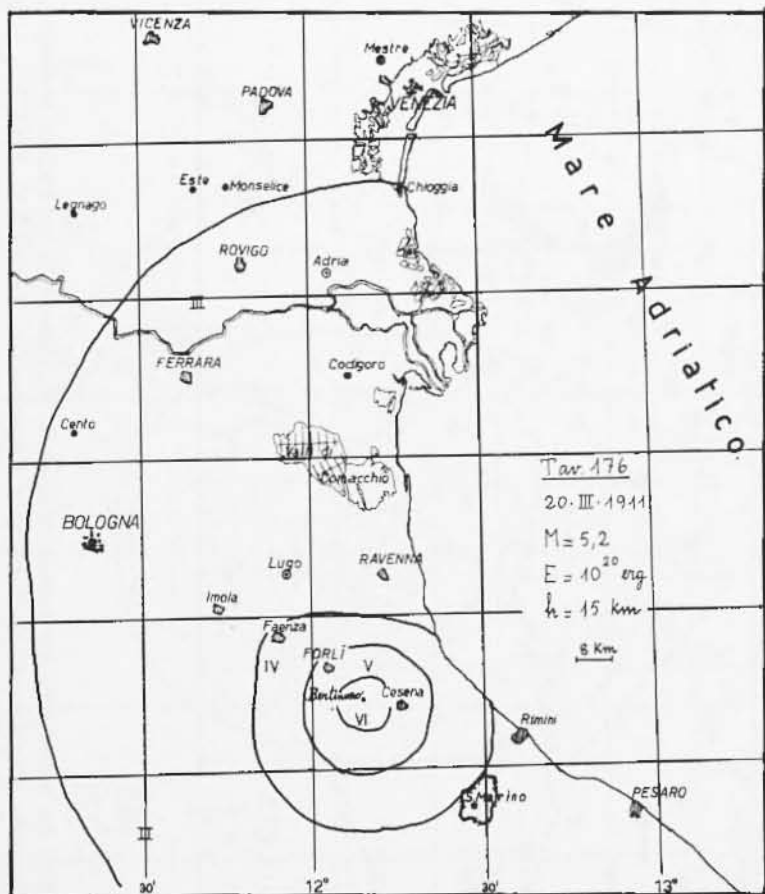
Tav. XVI



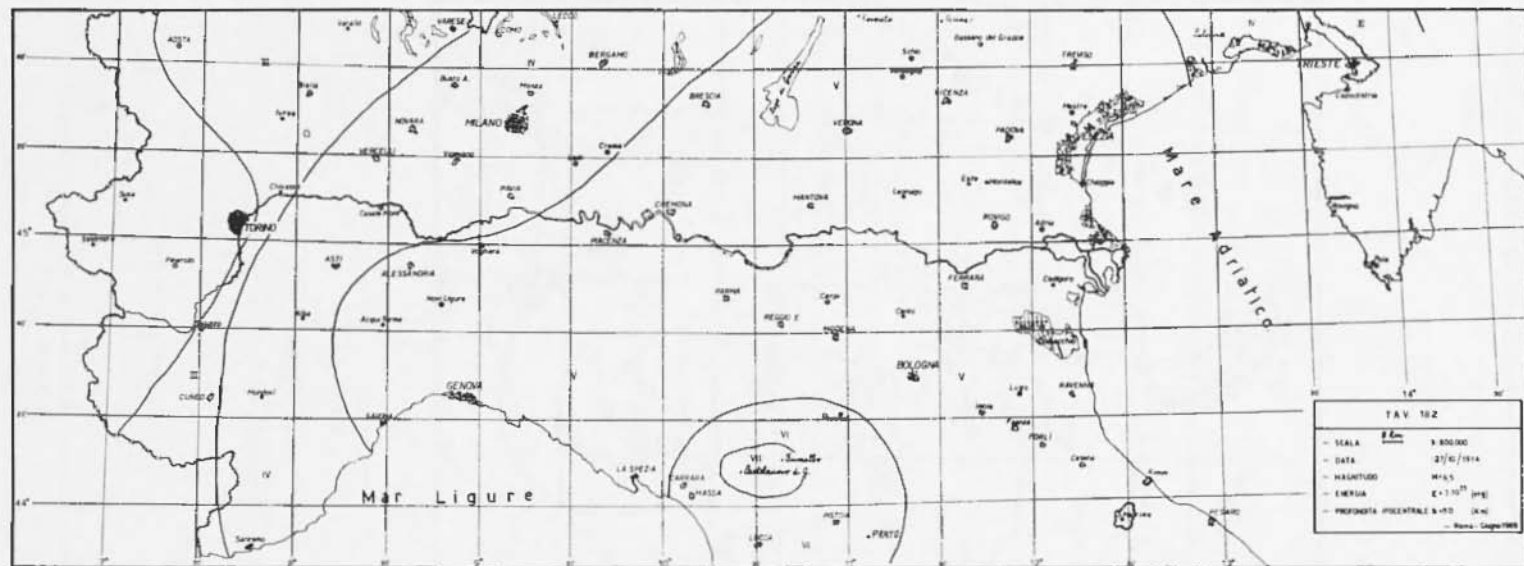
Tav. XVII



Tav. XVIII

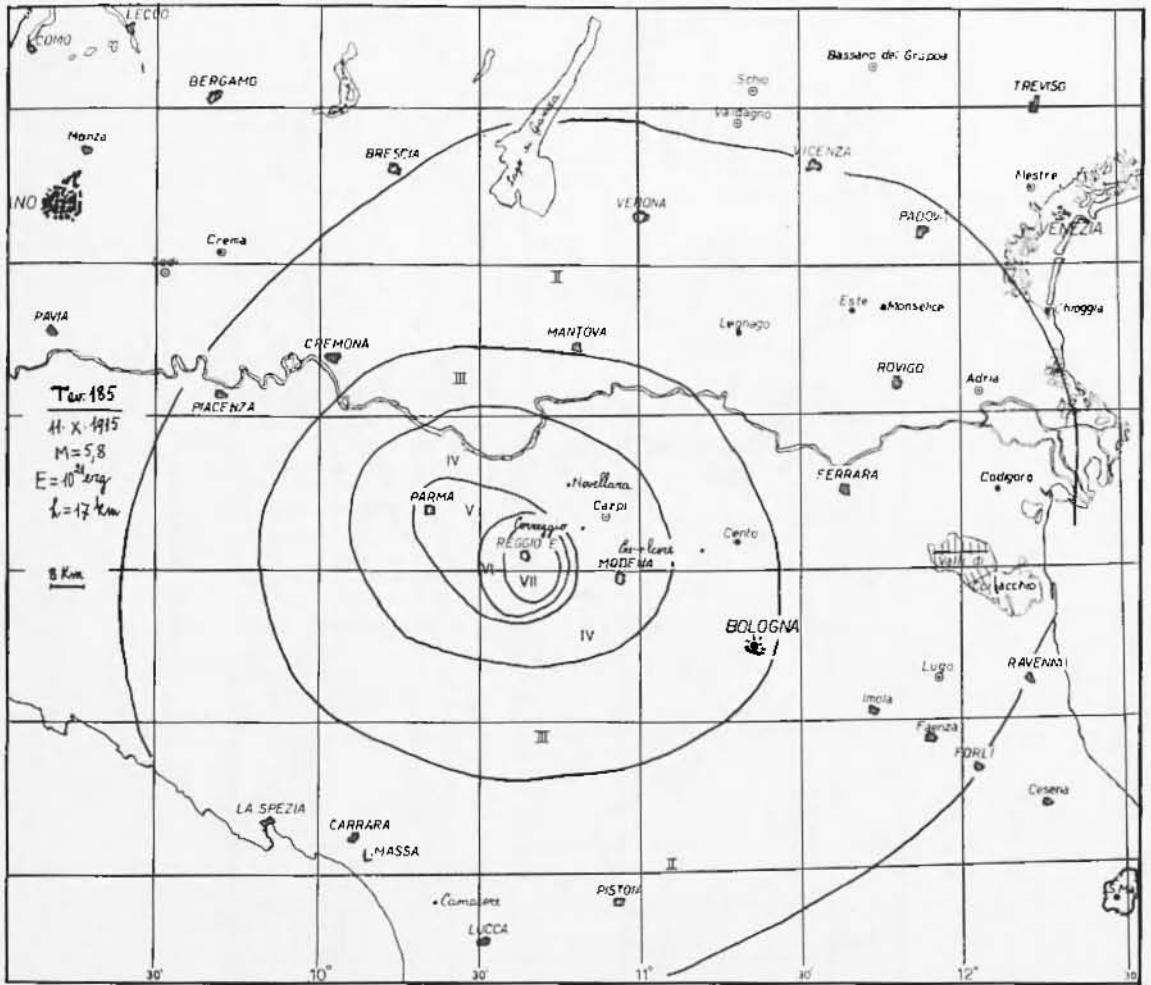


Tav. XIX

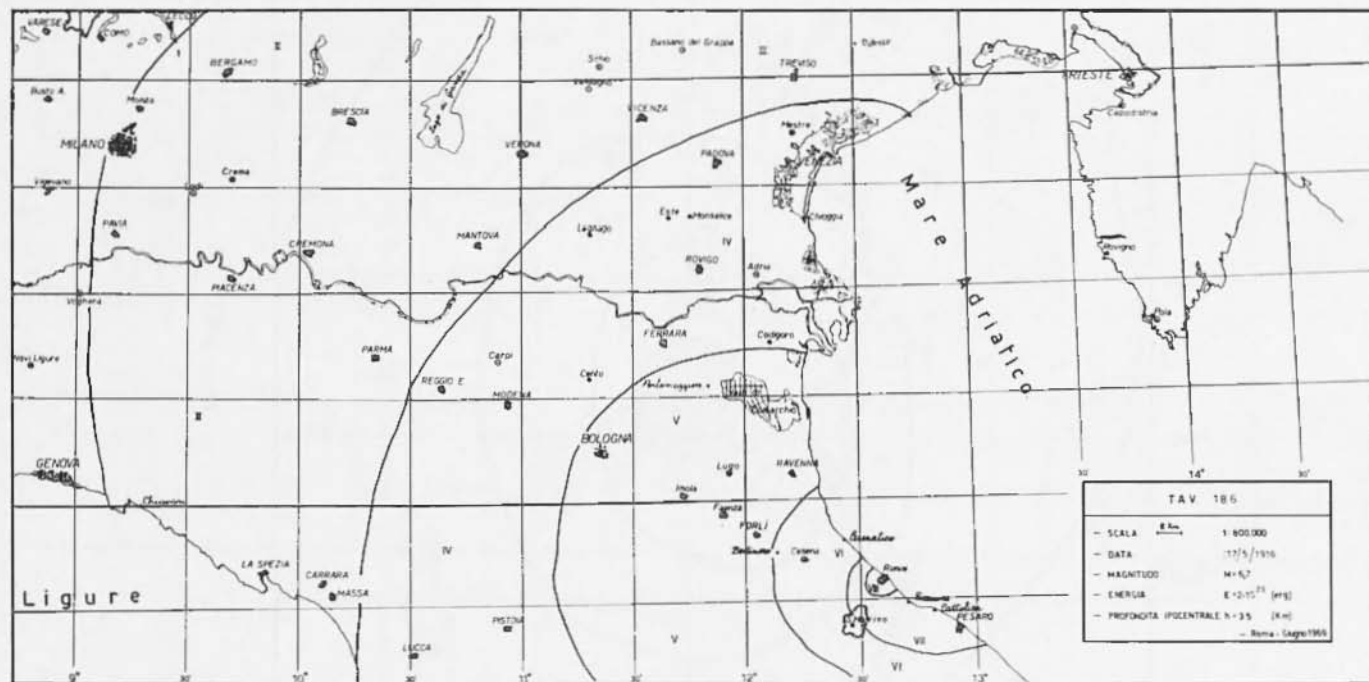


Tav. XX

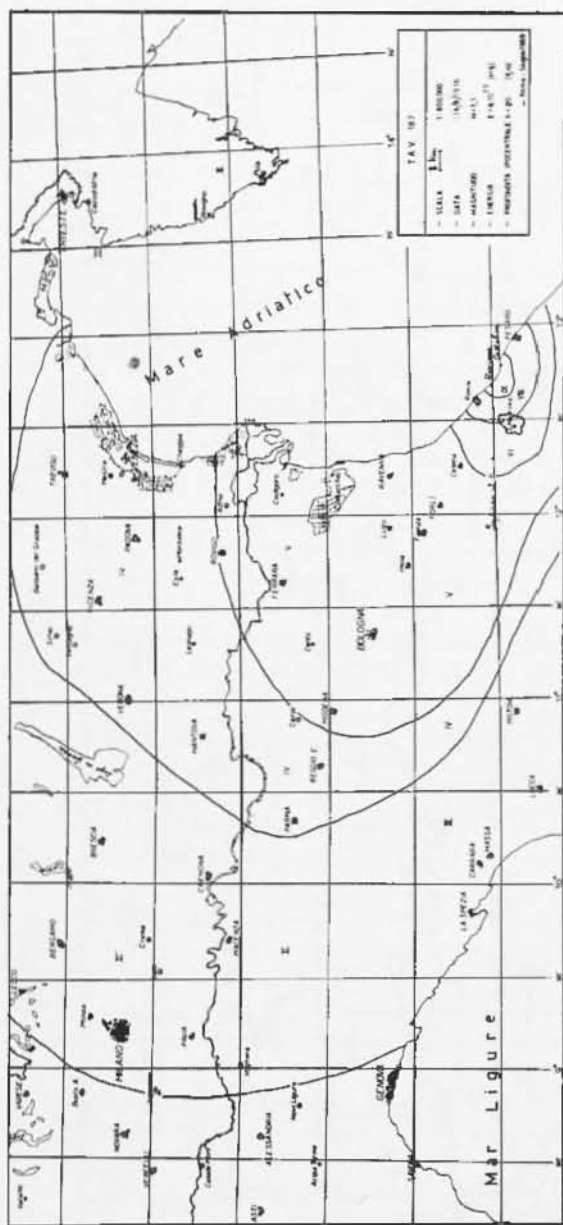
Da notare la sensibile profondità dei terremoti, che hanno interessato, in passato, la Val Padana centrale e, più a Sud, la zona di Fiumalbo, Castelnuovo Garfagnana e Fivizzano (v. Tav. XXIV-XXV).



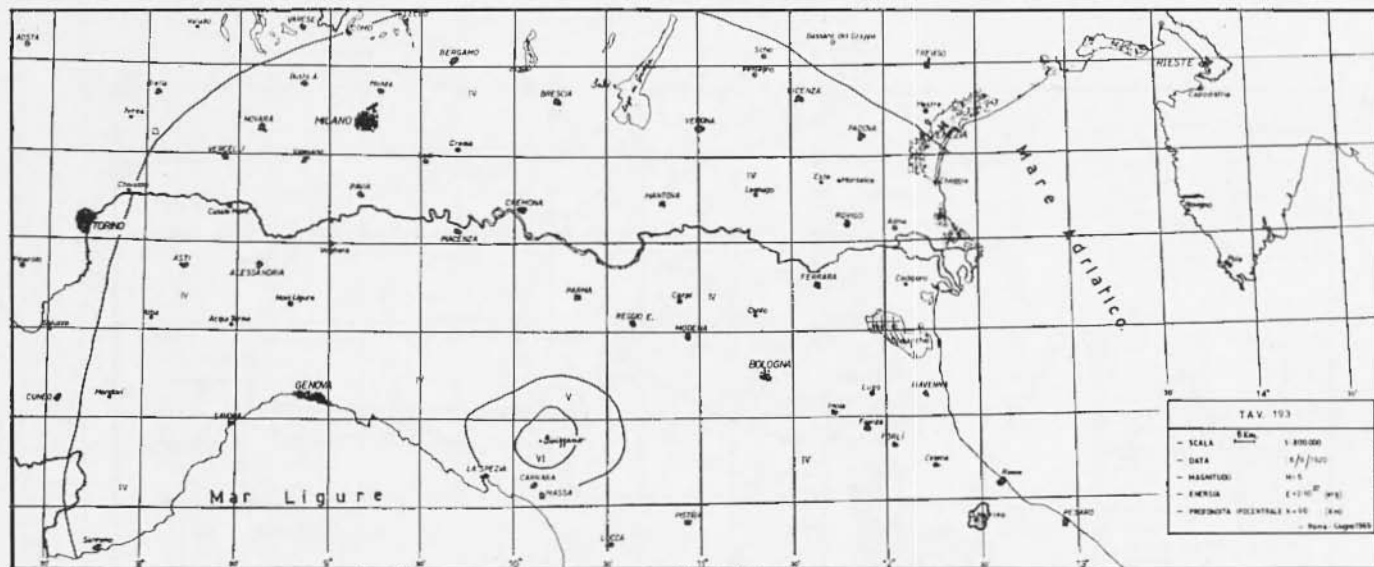
Tav. XXI



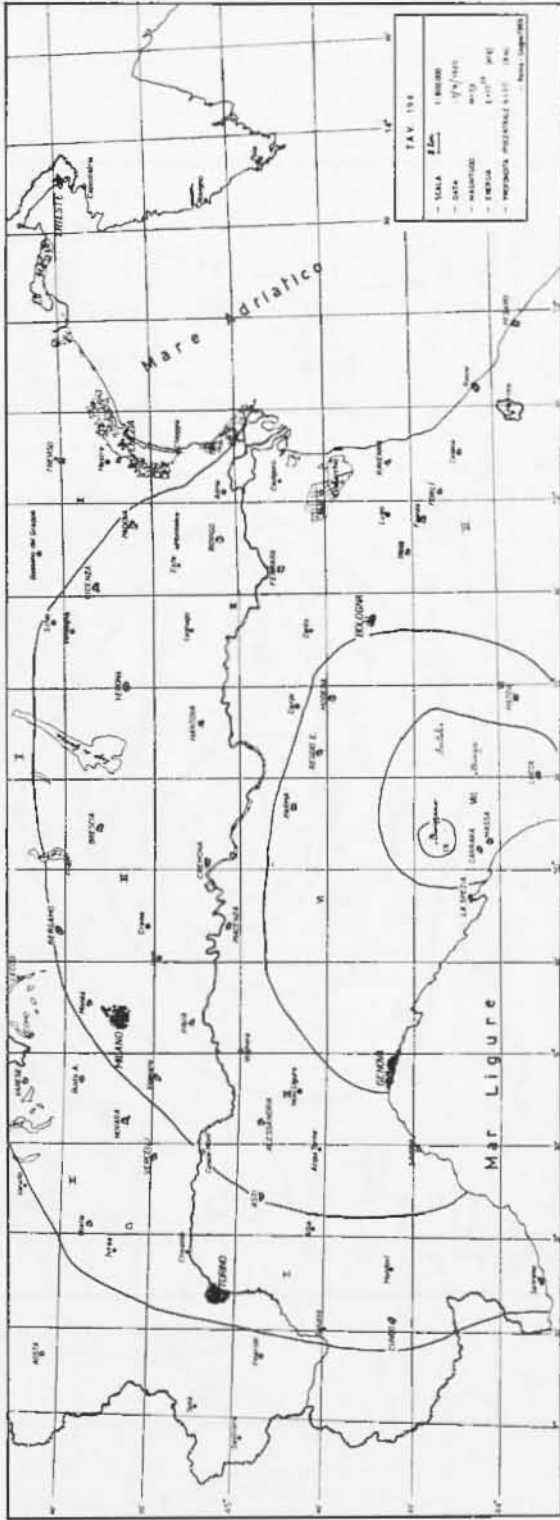
Tav. XXI1



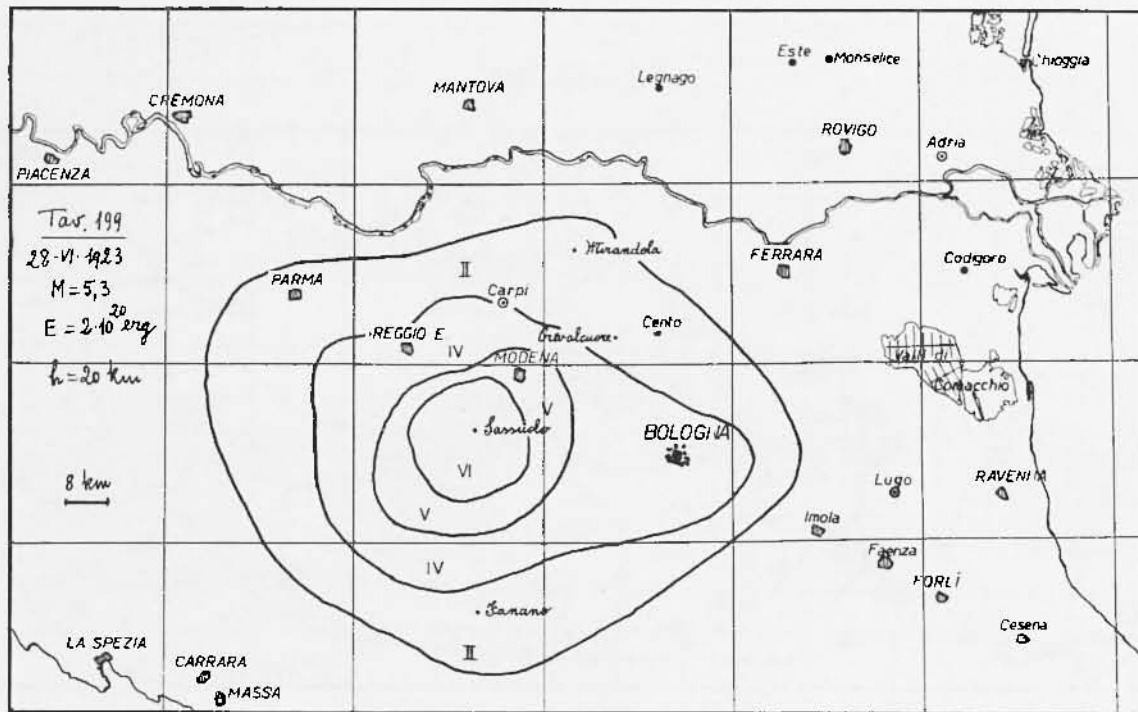
Tav. XXIII



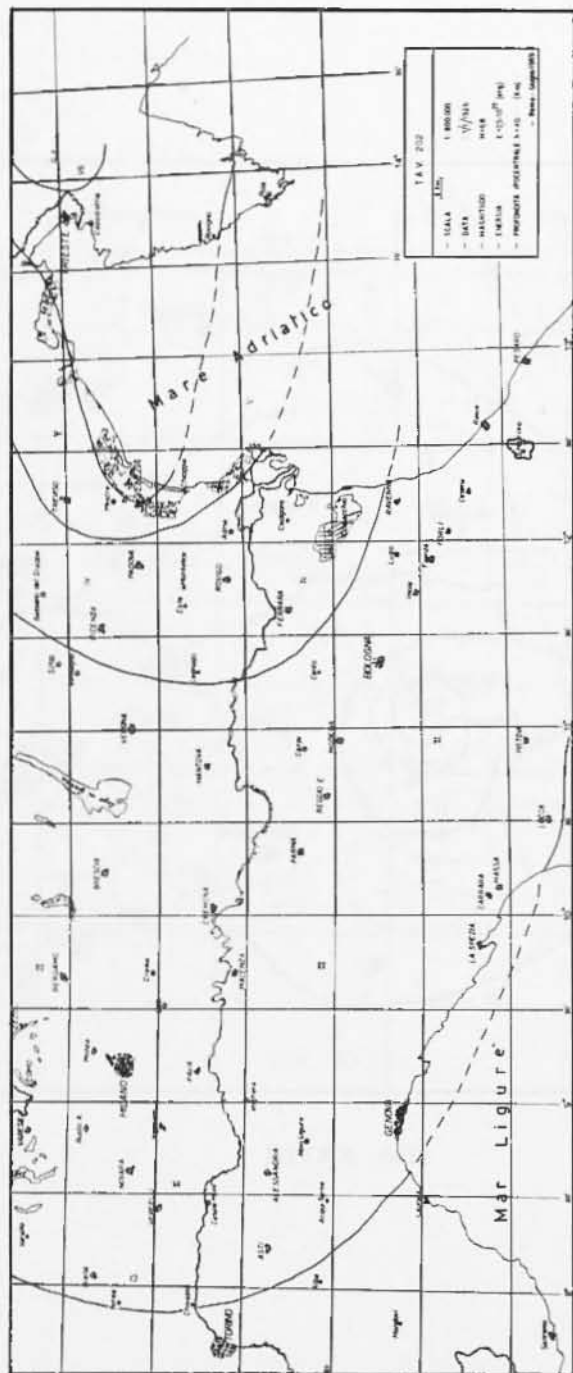
Tav. XXIV



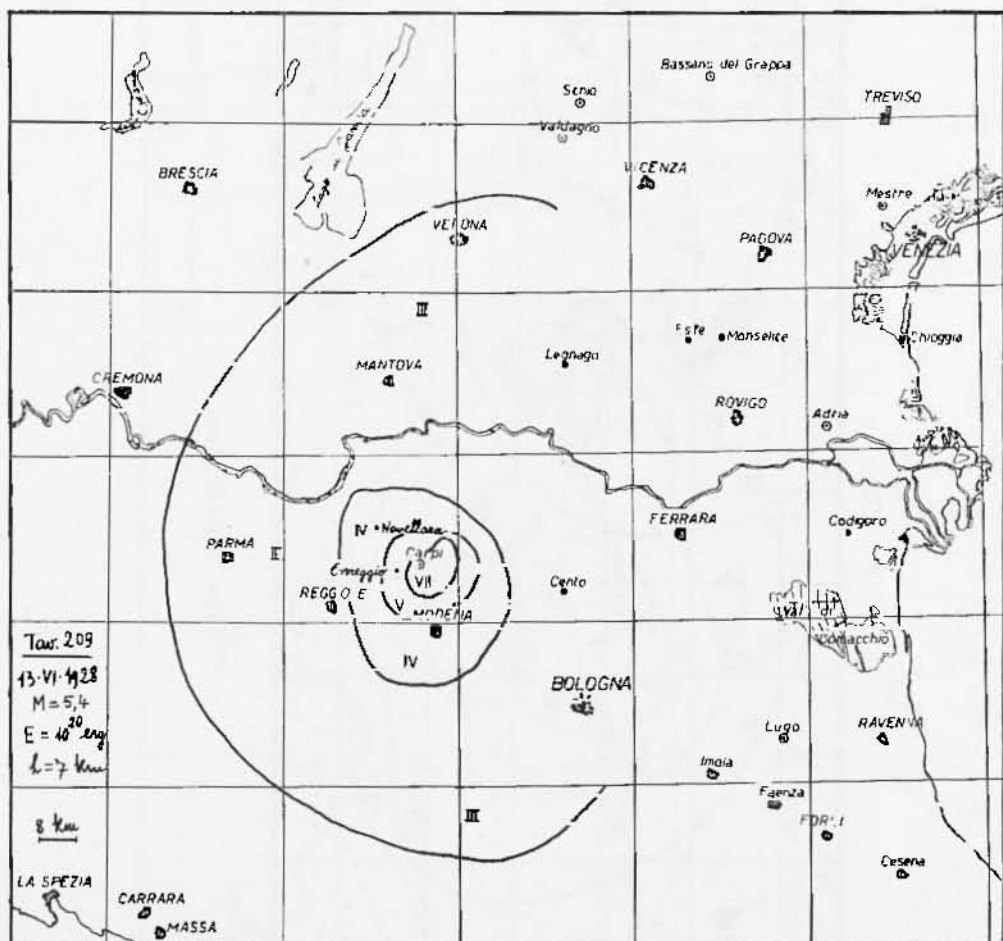
Tav. XXV



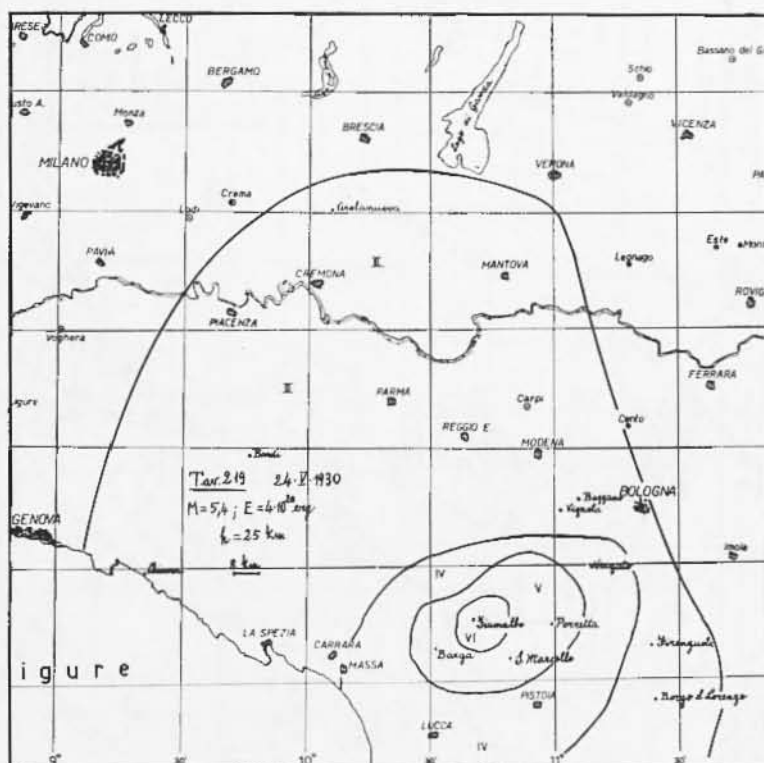
Tav. XXVI



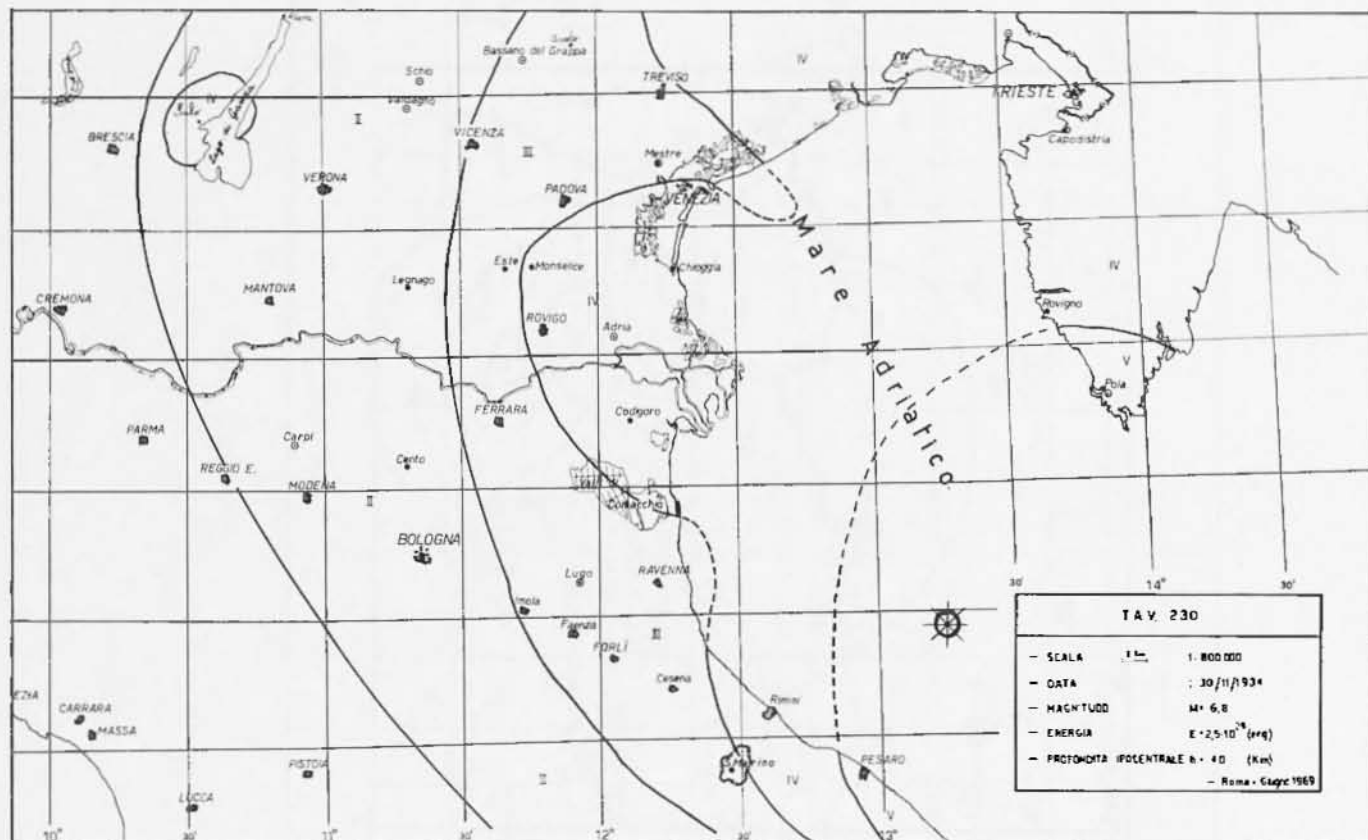
TAV. XXVII



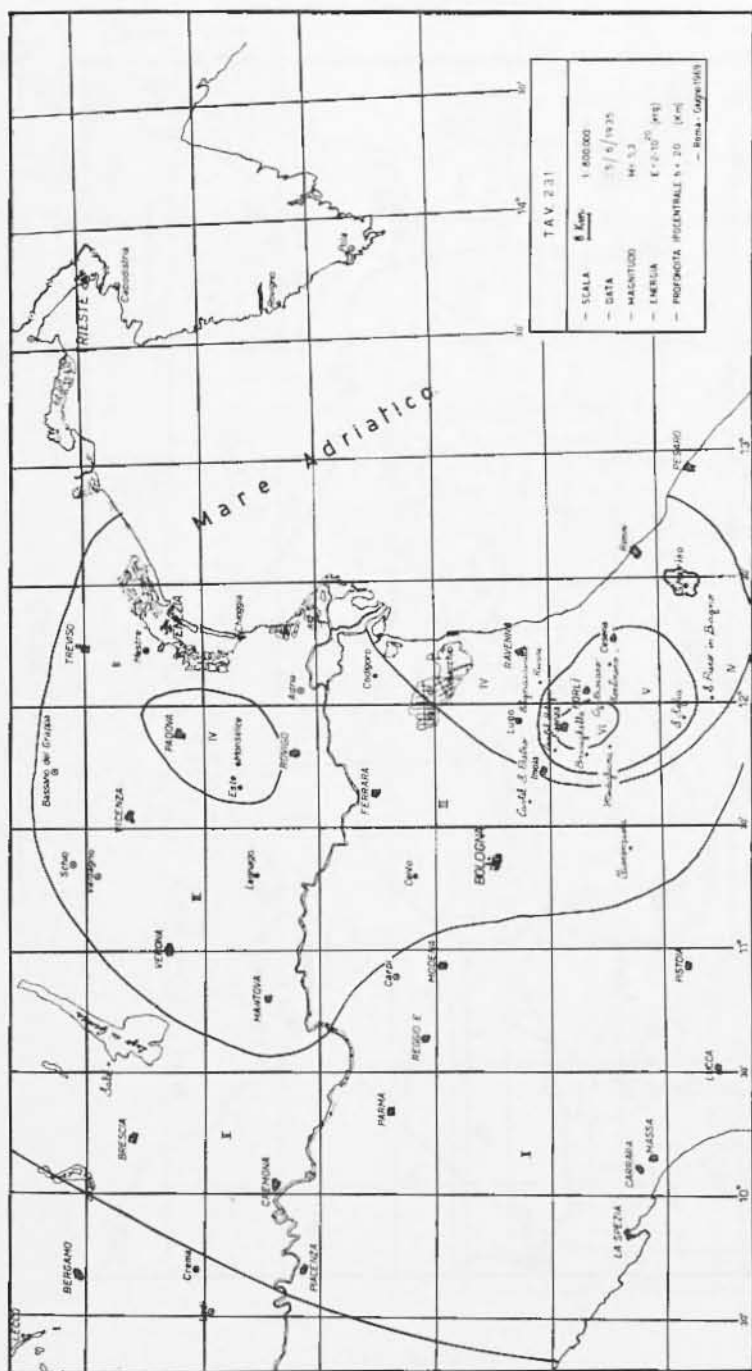
Tav. XXVIII



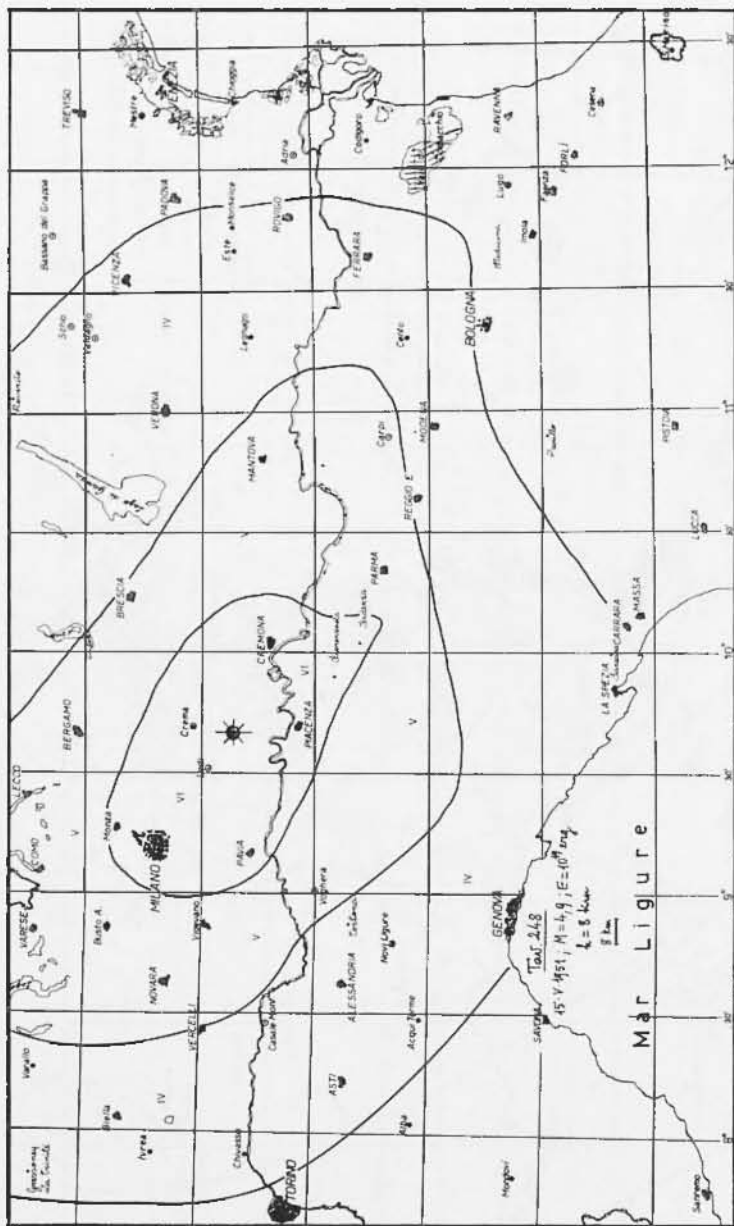
Tav. XIX



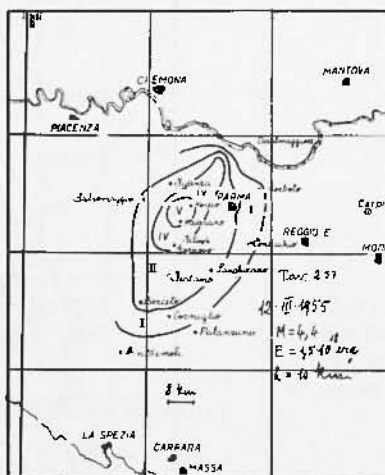
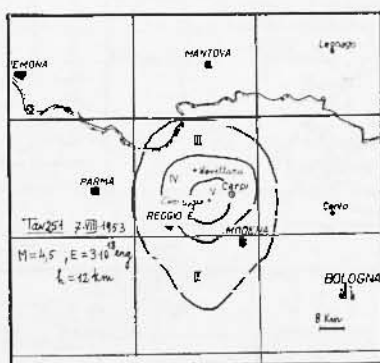
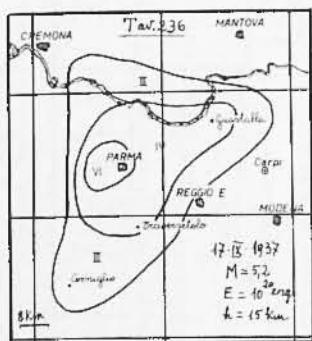
Tav. XXX



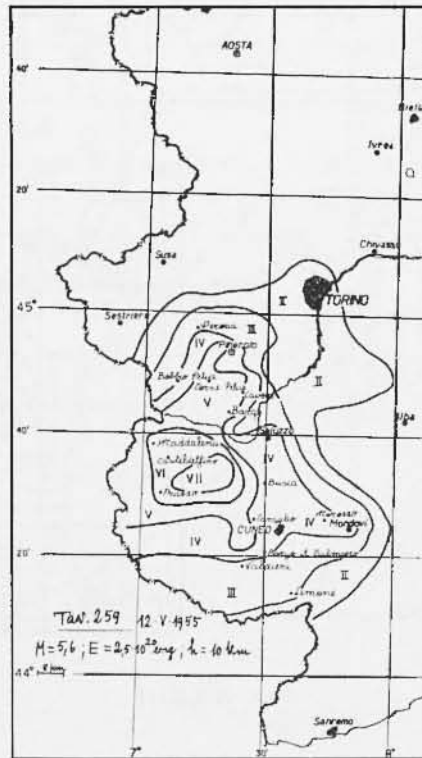
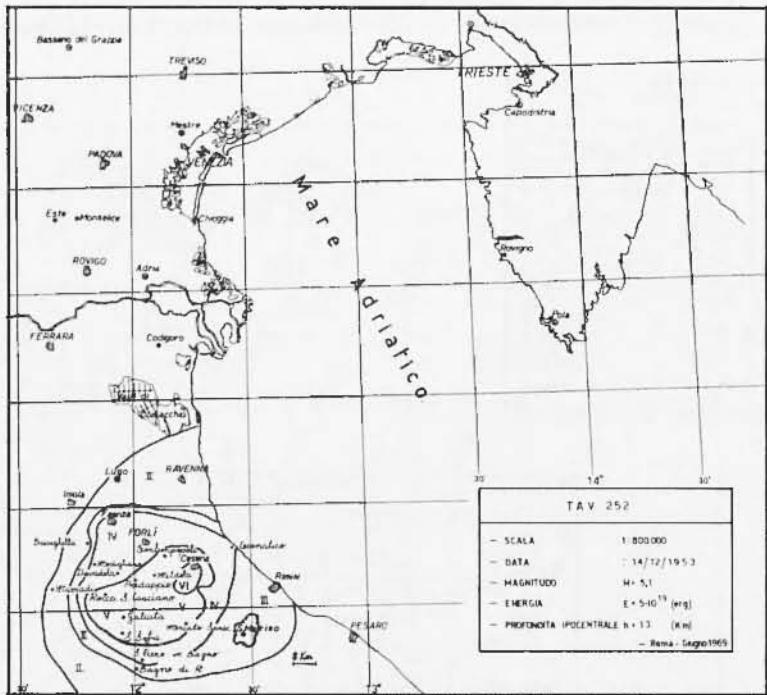
Tav. XXXI



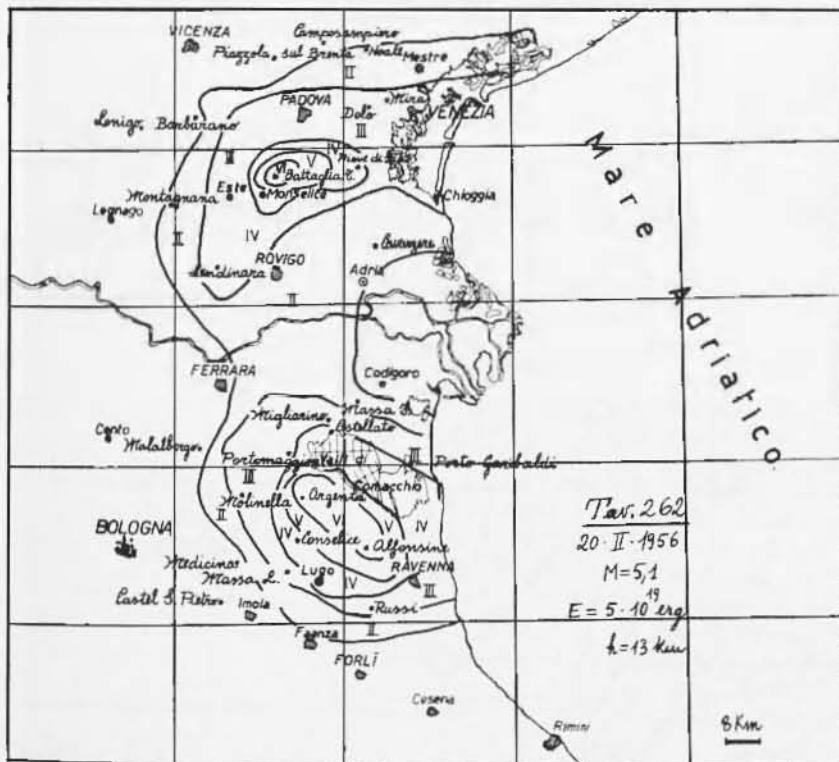
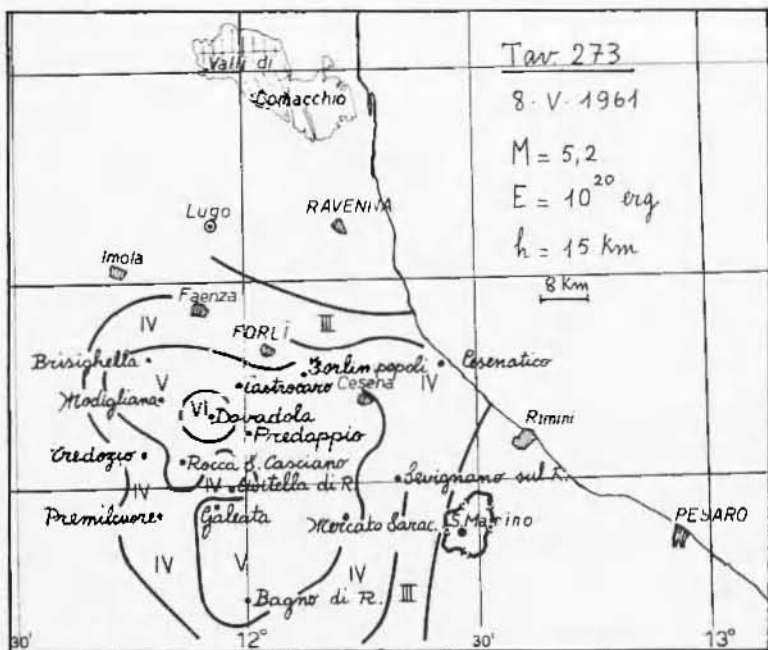
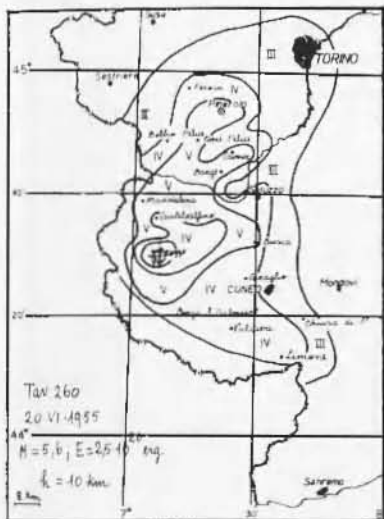
Tav. XXXII



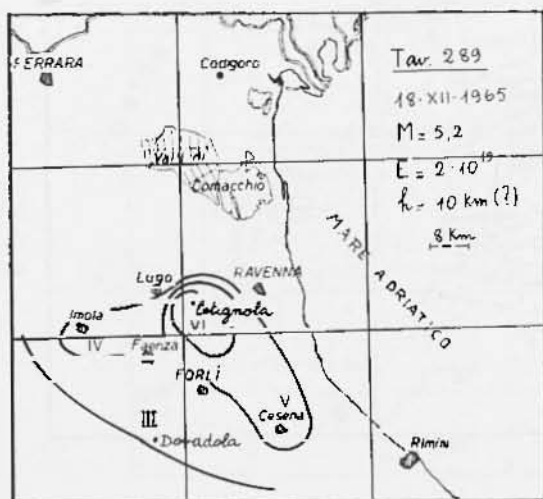
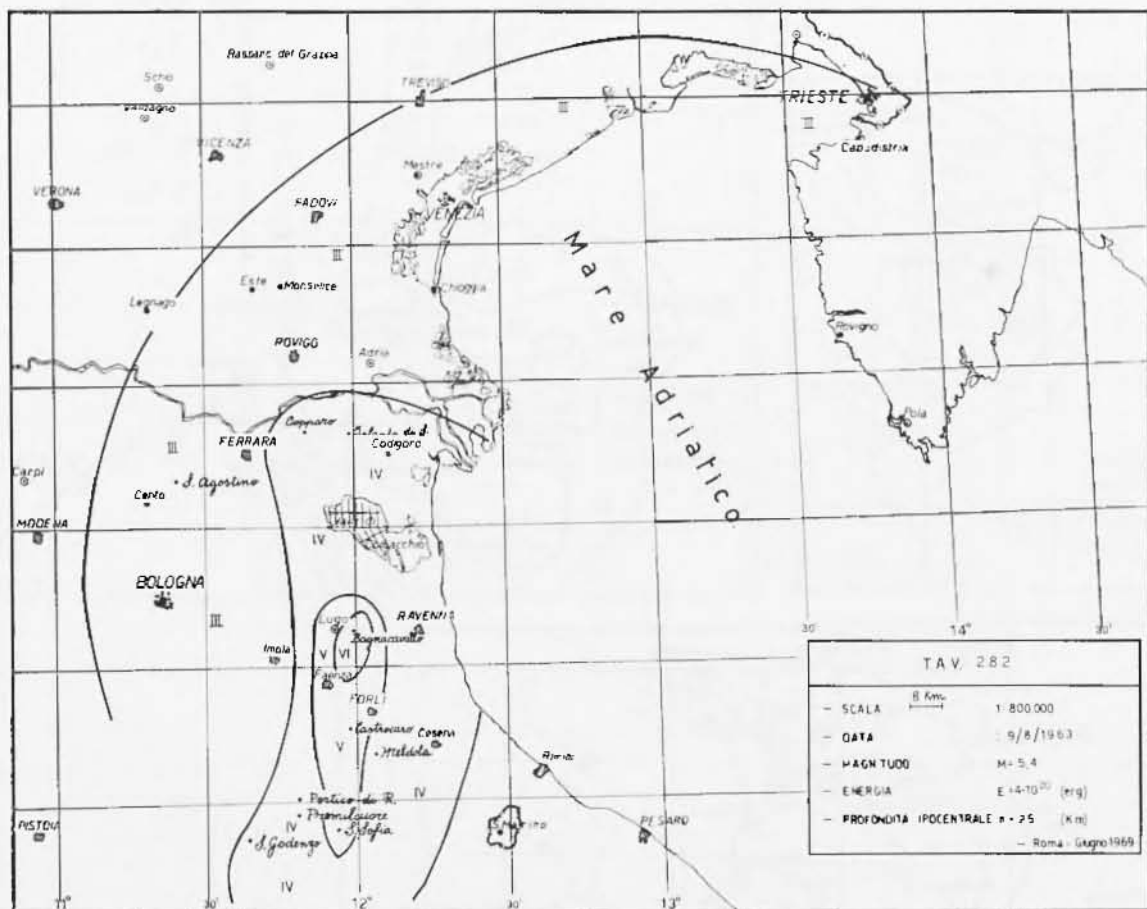
Tav. XXXIII

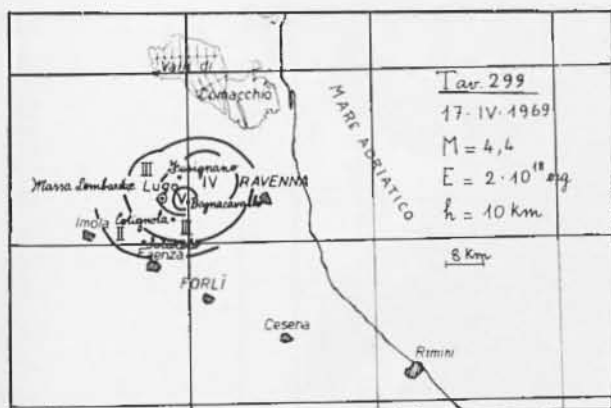
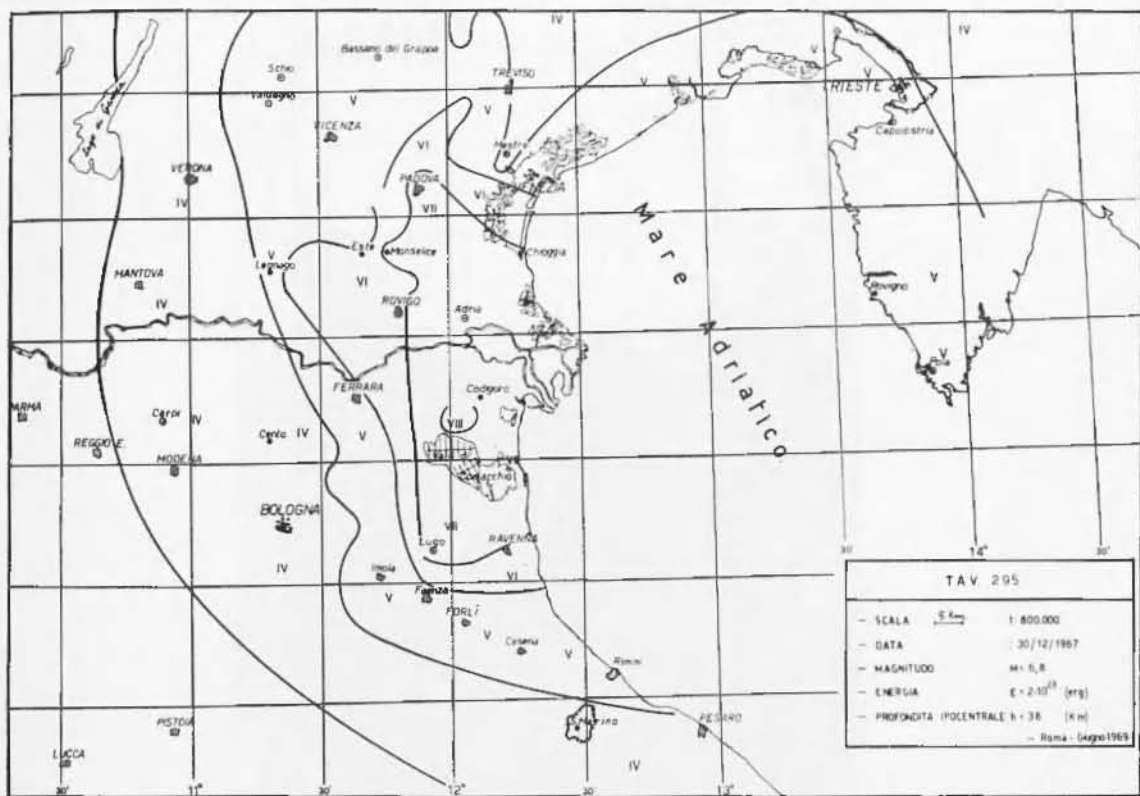


Tav. XXXIV



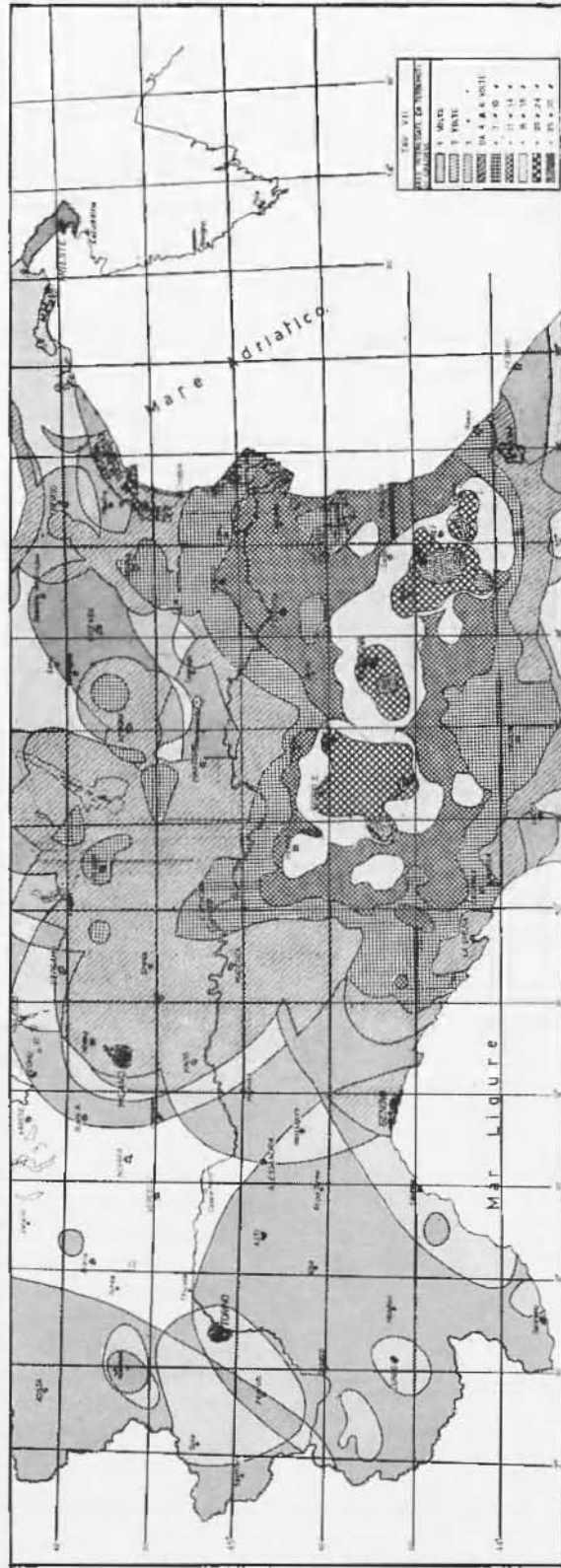
La Tav. 262 dà la distribuzione macroseismica, caratteristica di un terremoto che sembra avere avuto due epicentri.



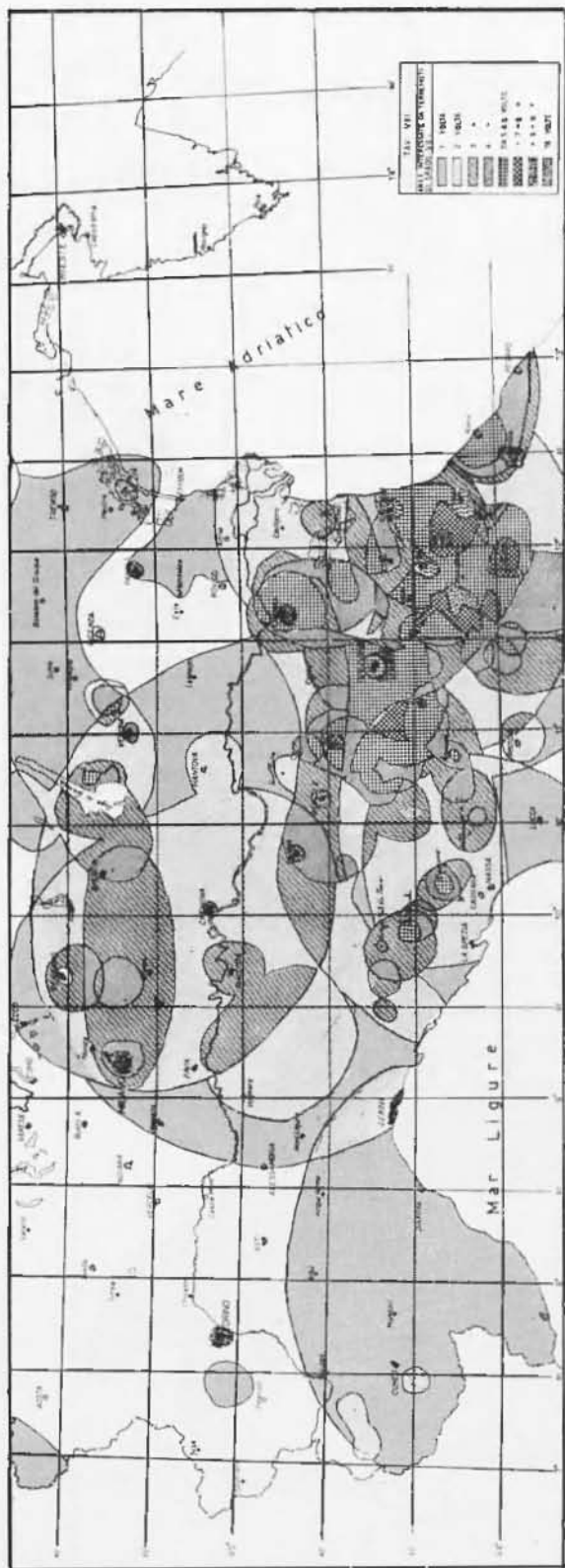


Tav. XXXVII

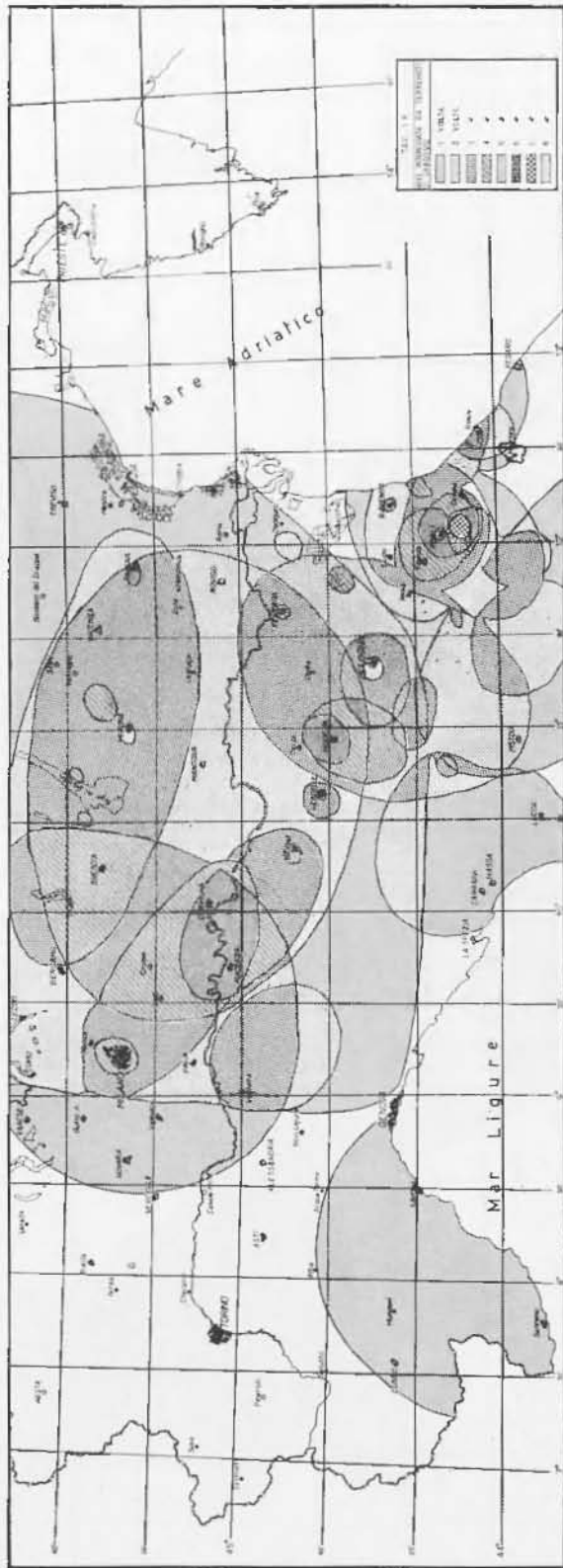
Seguono (v. XXXVIII, XXXIX) le tavv. riassuntive dell'attività macrosismica, osservata nella Val Padana durante il periodo esaminato. Tale rappresentazione non può sfuggire ad uno spiccato carattere di approssimatività, sia nei numeri che nelle figure. Il ricorso a figure geometriche semplici è inevitabile; così, nella Tav. XLII la delimitazione del grado X è stata sottintesa da motivi di semplificazione. Del resto, all'interno della curva delimitante, è sottinteso che le rovine risultarono generalmente diffuse, ma non necessariamente in modo uniforme.



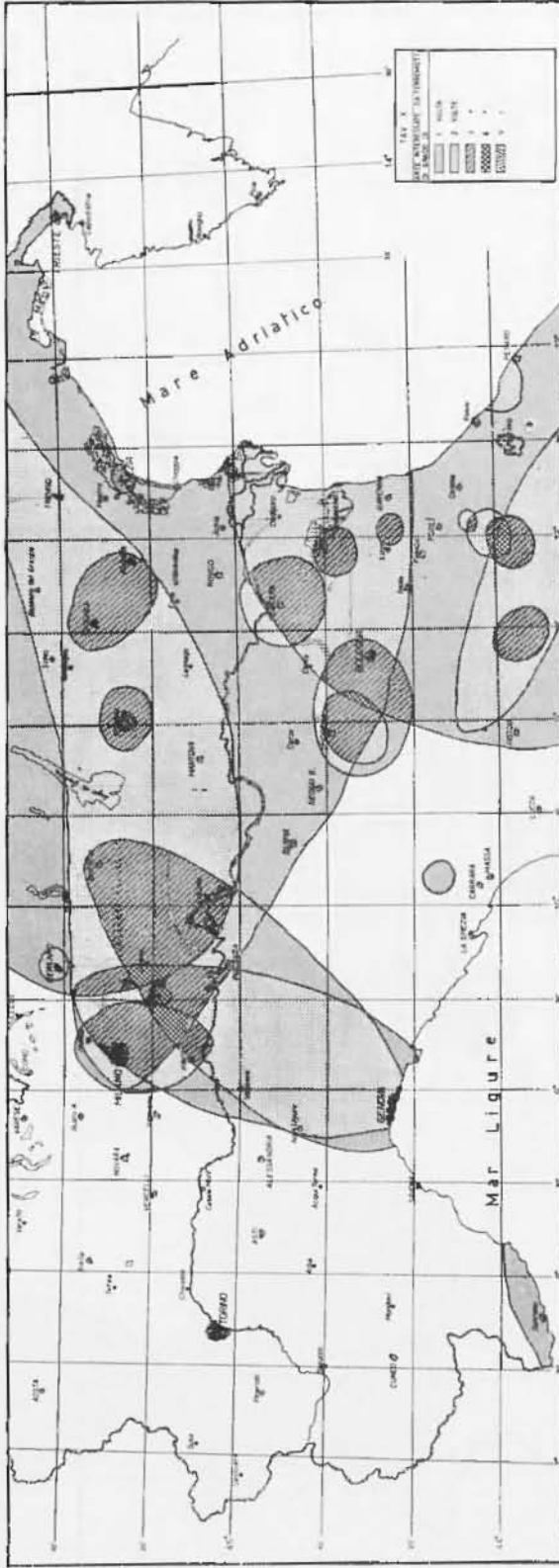
Tav. XXXVIII



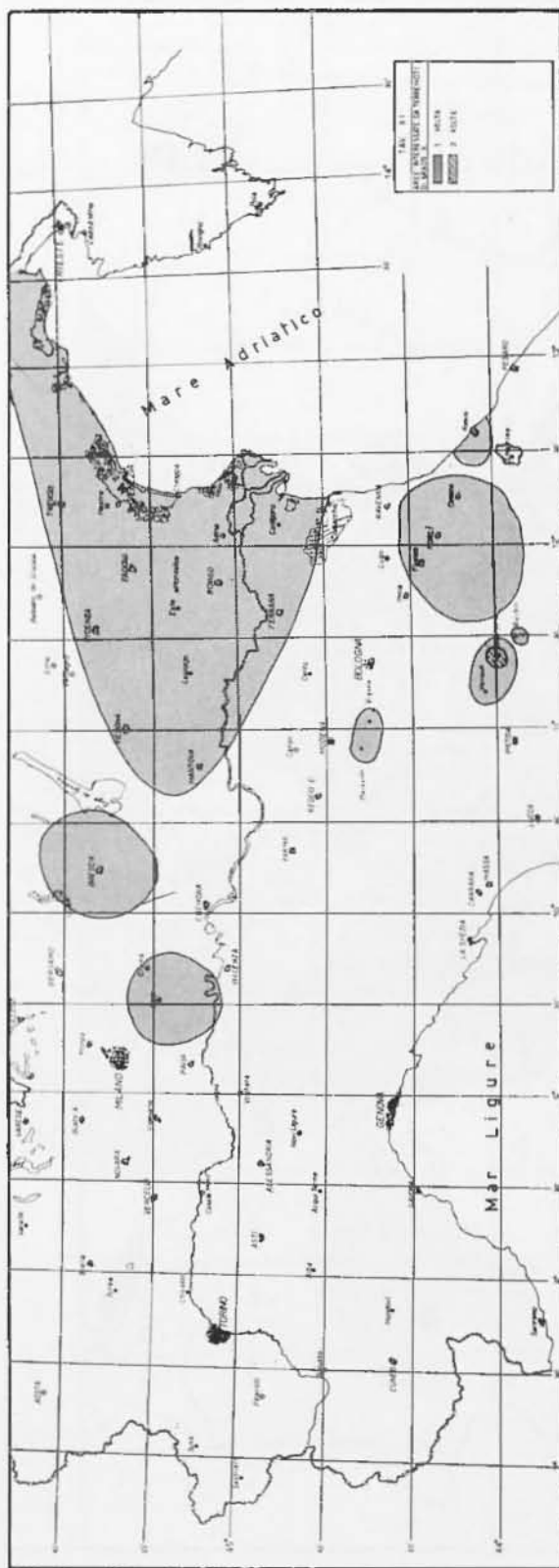
TAV. XXXIX



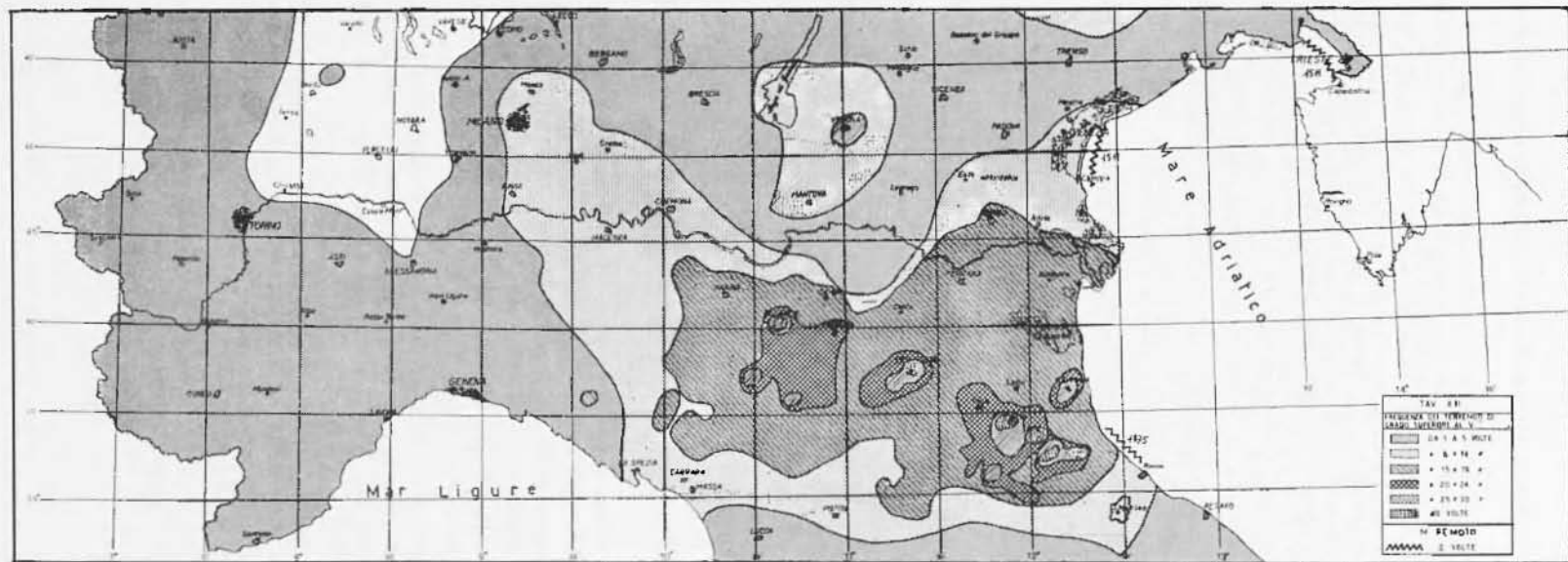
Tav. XI.



Tav. XLII



TAV. XLII



Tav. XLIII

BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI P., COLADONATO U., SPADEA M. C., *Sismicità in relazione alla tettonica e accumulo delle tensioni elastiche nella regione abruzzese, nel periodo 1900-1970*. « Annali di Geofisica » XXII, 4, 1969.
- (2) Foglio 60, Piacenza, Carta Geologica d'Italia 1 : 100.000, ed. 1967.
- (3) Tavola III, allegata a *Relazione geologica e mineraria sulla Pianura Padana*, cap. II, Tettonica, in « I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale », vol. II, 1957.
- (4) Tav. I allegata a *Relazione geologica e mineraria...* (3).
- (5) LUCCHETTI L., *Tettonica Padana*, in « I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale », vol. II, 1957.
- (6) CALOI P., DE PANFILIS M., DI FILIPPO D., MARCELLI L., SPADEA M. C., *Terremoti della Val Padana del 15-16 Maggio 1951*. « Annali di Geofisica » IX, 1, 1956.
- (7) CALOI P., DI FILIPPO D., SPADEA M. C., *Onde sismiche guidate dagli strati sedimentari*. « Annali di Geofisica », VIII, 1, 1955.
- (8) CALOI P., *The crust of the Earth, from Apennines to the Atlantic, reconstructed in accordance with the data supplied by seismic surveys*. « Zeitschrift für Geophysik », Jahrg. 24, Heft 2, 1958.
- (9) ROBSON G. R., BARR K. G. and LUNA L. C., *Extension Failure, an Earthquake Mechanism*. « Contr. Dominion Observatory », 8, 14, Ottawa, 1968.
- (10) CALOI P., *Sull'attrito interno nella crosta terrestre*. « La Ricerca Scientifica », 14, 1, 1943.
- (11) DAL PIAZ G., *Cenni generali sull'origine del Delta Padano*. Relazione al Ministero dei Lavori Pubblici, Padova, 1957.
- (12) CALOI P., *Il terremoto adriatico del 30 Novembre 1931*. « Boll. Soc. Sismol. Ital. », XXXV, 1937.
- (13) CALOI P., *Caratteristiche della crosta terrestre dalle Alpi agli Appennini*. « Annali di Geofisica », X, 3-4, 1957.
- (14) CALOI P., *On the Upper Mantle*, In « Advances in Geophysics », 12, Academic Press, New York, 1967.
- (15) CALOI P., *L'equazione di Rayleigh e le onde di Somigliana. III: Le $C_{1,1}$ sono onde di Somigliana. Loro importanza per lo studio della crosta terrestre*. « Atti Acc. Naz. dei Lincei », Classe Scienze Fis., Mat. e Nat., XLIII, 6, 1967.
- (16) CALOI P., *L'equazione di Rayleigh e le onde di Somigliana. IV: Limiti d'insorgenza delle onde di Somigliana, loro esclusiva formazione nel piano principale*. « Atti Acc. Naz. dei Lincei », Classe Scienze Fis., Mat. e Nat., XLVI, 1, 1969.
- (17) CALOI P., ROMUALDI G., *More on the Somigliana waves ($C_{1,1}$ and PL)*. « Annali di Geofisica », XXI, 3, 1968.

- (18) CALOI P., *Sugli anormali fenomeni di abbassamento del suolo, con particolare riguardo al Delta Padano*. « Annali di Geofisica », XX, 4, 1967.
- × (19) CALOI P., *Struttura geologico-sismica dell'Europa centro-meridionale, dell'Italia e del Mediterraneo centro-occidentale, quale risulta da recenti ricerche condotte in Italia*. « Annali di Geofisica », V, 4, 1952.
- (20) GORTANI M., *Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'Italia*. « Geotektonisches Symposium z. Ehren v. Hans Stille », Stuttgart, 1956.
- (21) SALVIONI G., *I movimenti del suolo nell'Italia centro-settentrionale*. « Boll. Geodesia e Scienze Affini », XVI, 3, 1957.
- (22) BRAUN G., *Nolizie meteorologiche e climatologiche della regione Giulia (Trieste, Istria e Friuli Orientale)*. « Anonima Romana Editoriale », p. 16, 1934.
- (23) BARATTA M., *I terremoti d'Italia*. « Fratelli Bocca Editori », p. 89, 1901.
- (24) CALOI P., *Sesse dell'Alto Adriatico, con particolare riguardo al golfo di Trieste*. « R. Comit. Talassografico It. » Memorie CCXLVII, 1938.
- (25) RITSEMA A. R., *Seismo-tectonic implications of a review of European Earthquake Mechanisms*. « Geolog. Rundschau », 59, 1, 1969.
- (26) FABIANI R., SEGRE A., *Schema strutturale della Regione Italiana*. Da « Contributi di Scienze geologiche », vol. II, pp. 7-23. Suppl. a « La Ricerca Scientifica », A. 22^a, 1952.
- (27) DORIGO L., *Annali Idrologici 1964. Parte seconda*. Istituto Poligrafico dello Stato, p. 125, 1965.
-