



# **ANALISI MACROSISMICA DEL TERRITORIO DEL COMUNE DI LIVORNO**

**Luglio 2003**

---

## INDICE

---

<b>PREMESSA.....</b>	<b>1</b>
<b>1. INTRODUZIONE: IL MOTO SISMICO.....</b>	<b>2</b>
<i>L. Matassoni</i>	
<b>1.1. Generalità e definizioni</b>	
<b>1.2. Misura dei terremoti</b>	
1.2.1. Intensità macrosismica	
1.2.2. Magnitudo	
<b>1.3. Considerazioni conclusive</b>	
<b>2. DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DELLA SISMICITÀ LOCALE.....</b>	<b>2</b>
<i>L. Matassoni</i>	
<b>2.1. I cataloghi sismici nazionali</b>	
2.1.1. Il Catalogo CFTI	
2.1.2. Il Catalogo NT	
2.1.3. Il Catalogo CPTI	
2.1.4. Il Catalogo Strumentale	
2.1.5. Il Catalogo dei maremoti italiani	
<b>2.2. Sismicità storica dell'area livornese</b>	
2.2.1. Eventi sismici presenti nei cataloghi nazionali	
2.2.2. Eventi sismici da altre fonti	
2.2.3. Eventi sismici presenti nel Catalogo Strumentale	
2.2.4. Maremoti	
<b>2.3. Descrizione degli eventi sismici più rilevanti</b>	
2.3.1. Terremoto del 5 aprile 1646 – LIVORNO	
2.3.2. Terremoto del 27 gennaio 1742 – LIVORNO	
2.3.3. Terremoto del 8 gennaio 1771 – LIVORNO	
2.3.4. Terremoto del 14 agosto 1846- TOSCANA SETTENTRIONALE	
2.3.5. Terremoto del 7 settembre 1920 – GARFAGNANA	
2.3.6. Terremoto del 1 aprile 1950 – ROSIGNANO MARITTIMO	
<b>2.4. Considerazioni conclusive</b>	

**3. LEGGI DI ATTENUAZIONE.....43**  
*L. Matassoni*

**3.1. Definizioni**

**3.2. Analisi delle leggi esistenti**

- 3.2.1. Leggi a scala “nazionale”
- 3.2.2. Leggi a scala “regionale”

**3.3. Applicazione delle leggi esistenti al territorio livornese**

- 3.3.1. Attenuazione dell’intensità epicentrale
- 3.3.2. Attenuazione dell’accelerazione di picco al suolo

**4. INDIVIDUAZIONE E CARATTERIZZAZIONE DELLE AREE SORGENTI E DEI MECCANISMI FOCALI.....43**  
*M. Morelli, L. Matassoni*

**4.1. Inquadramento geologico**

**4.2. Caratterizzazione sismotettonica dell’Appennino Settentrionale**

- 4.2.1. Sismicità e struttura tettonica
- 4.2.2. Attività recente delle faglie

**4.3. Le aree sismogenetiche con sismicità risentita a Livorno**

- 4.3.1. Strutture trasversali regionali (Allineamento Livorno-Prato-T. Sillaro-Val di Bisenzio)
- 4.3.2. Garfagnana
- 4.3.3. Colline Metallifere
- 4.3.4. Secche della Meloria

**4.4. Inquadramento del territorio del Comune di Livorno nell’ambito degli studi di pericolosità sismica esistenti**

- 4.4.1. Sorgenti sismogenetiche
- 4.4.2. Zonazione sismogenetica
- 4.4.3. Pericolosità sismica

**5. DEFINIZIONE DEL MOTO SISMICO SU ROCCIA.....73**  
*A. Fiaschi*

**5.1. Metodologia**

- 5.1.1. Metodo deterministico
- 5.1.2. Metodo stocastico
- 5.1.3. Metodo probabilistico-statistico

**5.2. Determinazione del terremoto di riferimento per Livorno**

**5.3. Conclusioni**

**6. COLLOCAZIONE DELLA STAZIONE SISMICA PERMANENTE DI MONITORAGGIO.....79**

*A. Fiaschi*

**6.1. Individuazione del sito per l'installazione della stazione sismica, premessa**

**6.2. Metodologia di studio**

6.2.1. Analisi preliminare

6.2.2. Analisi strumentale

**6.3. Misure eseguite sul territorio del Comune di Livorno e relative elaborazioni**

**6.4. Conclusioni**

---

## PREMESSA

---

Il territorio del Comune di Livorno è stato in passato interessato da eventi sismici anche di rilievo che hanno portato a classificarlo come sismico di II<sup>a</sup> categoria (S=9) ai sensi della L. 02.02.1974 n. 64 “Provvedimenti per le costruzioni con particolari prescrizioni per le zone sismiche” e sismico di classe 3 ai sensi della Del. C.R. 12.02.1985 n. 94 in esecuzione della L.R. 17.04.1984 n. 21 “Norme per la formazione e l'adeguamento degli strumenti urbanistici ai fini della prevenzione del rischio sismico. Direttiva «Indagini geologico-tecniche di supporto alla pianificazione urbanistica»“.

Lo scopo dello studio presente, finalizzato alla conoscenza dell'attività sismica ed alla determinazione delle caratteristiche dinamiche del substrato del territorio comunale, è quello di fornire uno strumento conoscitivo che possa rappresentare la base di partenza per un ulteriore studio, di dettaglio, sul rischio sismico nel comune di Livorno. Esso rappresenterebbe uno strumento fondamentale per una corretta attività di previsione e prevenzione a livello sia di pianificazione urbanistica, sia di protezione civile.

## 1. INTRODUZIONE: IL MOTO SISMICO

### 1.1. Generalità e definizioni

Il **terremoto** può essere definito come lo scuotimento del suolo provocato dal passaggio di onde meccaniche che si originano dalla brusca conversione dell'energia potenziale, accumulata più o meno in profondità all'interno del mezzo roccioso, in energia cinetica a seguito della fratturazione della roccia al superamento della soglia di deformazione elastica.

Gli eventi sismici possono derivare sia da cause naturali (tettonici, vulcanici, ecc.), sia da cause antropiche (esplosioni, vibrazioni, ecc.; Fig. 1.1). Nel contesto in esame si considerano principalmente gli eventi che si originano da deformazione tettonica nelle zone di scorrimento relativo tra blocchi rocciosi diversi (faglie).

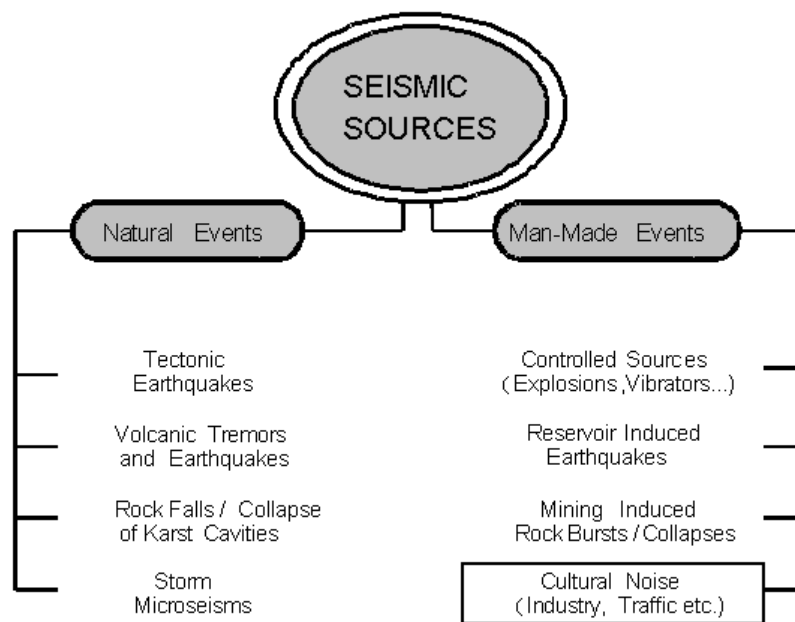


Fig. 1.1 - Sorgenti sismiche (WILLMORE, 1979)

Il moto sismico in superficie è il risultato di fenomeni molto complessi che possono essere ricondotti a due categorie principali di cause: l'evento sismico (input sismico riferito alla roccia o al terreno duro) e le condizioni del sito (funzione delle caratteristiche geologiche e topografiche del sito e delle proprietà geotecniche dei terreni). In definitiva, la liberazione dell'energia in profondità (**ipocentro**) origina delle onde di volume che si propagano in tutte le direzioni e che, quando raggiungono la superficie terrestre (**epicentro**), originano a loro volta onde di superficie;

quest'ultime producono lo scuotimento del suolo o moto sismico, consistente in vibrazioni di tipo irregolare.

Le onde di volume sono di due tipi: **onde P** (dal nome latino Primae in quanto raggiungono per prime la superficie terrestre) che producono vibrazioni polarizzate nella direzione di propagazione e inducono nel mezzo attraversato deformazioni di compressione e trazione; **onde S** (onde Secundae in quanto più lente) che producono vibrazioni polarizzate nella direzione perpendicolare a quella di propagazione, su piani verticali (onde SV) o orizzontali (onde SH), inducendo nel terreno deformazioni di taglio.

Le diverse caratteristiche degli strati rocciosi attraversati dalle onde sismiche nel percorso dalla sorgente alla superficie producono sostanziali modifiche nella loro direzione di propagazione a causa dei fenomeni di riflessione e rifrazione (Fig. 1.2), con perdita di energia crescente con la distanza, legata anche sia all'ampliamento del raggio del fronte d'onda (smorzamento geometrico), sia a fenomeni dissipativi nei mezzi attraversati (smorzamento interno).

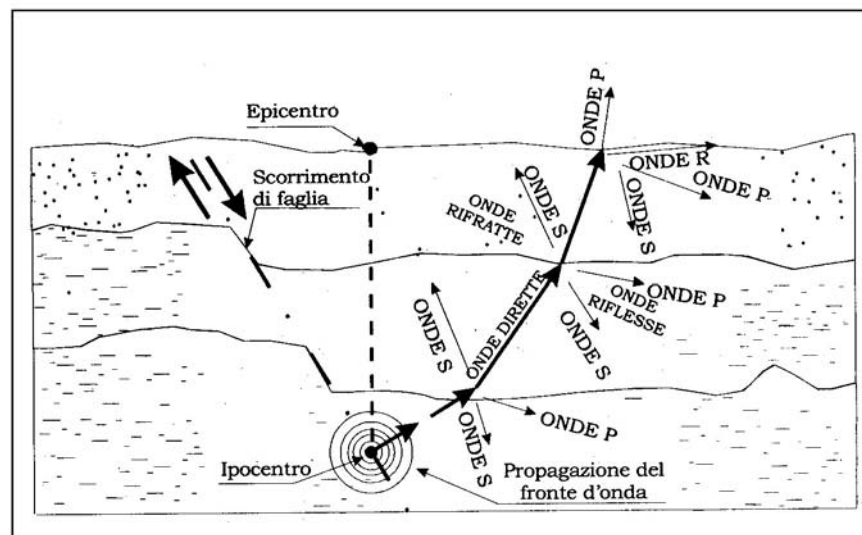


Fig. 1.2 - Percorso delle onde sismiche dall'ipocentro alla superficie (CREPELLANI & FACCIORUSSO, 2000)

Il percorso delle onde di volume nel sottosuolo implica quindi che in prossimità della superficie libera le onde incidenti si possono considerare verticali e il moto prodotto in superficie orizzontale. L'incidenza delle onde di volume sulla superficie libera genera altri due tipi di onde (di Rayleigh e di Love) che si propagano lungo la superficie stessa, che presentano comunque ampiezze minori rispetto alle prime in prossimità dell'epicentro. Maggiore interesse destano le **onde di Rayleigh** che si propagano secondo fronti d'onda cilindrici e producono vibrazioni polarizzate su piani verticali, nella direzione di propagazione e in quella perpendicolare; in superficie, infatti, tali onde diventano

preponderanti su quelle di volume all'aumentare della distanza epicentrale, in quanto soggette ad una attenuazione minore rispetto a quest'ultime.

Gli strumenti utilizzati per misurare in superficie le vibrazioni prodotte dallo scuotimento sismico sono i **sismometri** (misurazioni in termini di spostamenti) e gli **accelerometri** (misurazioni dirette delle accelerazioni), il cui funzionamento è in entrambi i casi basato sul principio d'inerzia. I dispositivi di registrazione, che possono essere posti anche a notevole distanza dagli apparecchi di misura, sono denominati rispettivamente **sismografi** e **accelerografi**. Le registrazioni strumentali (**sismogrammi** o **accelerogrammi**) possono essere a loro volta di tipo analogico (su carta o su apposite pellicole) o, soprattutto allo stato attuale, digitale (su supporto magnetico).

La descrizione del moto sismico e delle sue caratteristiche viene in genere affidata ad una serie di parametri quantitativi che illustrano ognuno un aspetto particolare del sisma:

- ampiezza (espressa per lo più in termini di picco d'accelerazione  $a_{max}$  o PGA o di picco massimo di velocità o di spostamento);
- contenuto in frequenza (espresso mediante spettri che descrivono la distribuzione tra le varie frequenze dell'ampiezza del moto sismico, o di altre grandezze ad essa collegate);
- durata (nominale relativa all'intervallo di registrazione strumentale o effettiva relativa alla sola fase forte);
- forma (accelerogrammi di tipo vibratorio o ad impulso).

## 1.2. Misura dei terremoti

Oltre ai parametri descrittivi del moto sismico elencati al paragrafo precedente, esiste un altro importante parametro legato alla quantità di energia rilasciata durante il terremoto, la severità dello scuotimento sismico.

In sostanza esistono due metodi per la determinazione dell'entità di un sisma:

- il primo e più antico è rappresentato dall'**intensità macrosismica**, nel quale la misura è rapportata ad una scala convenzionale basata sulla descrizione qualitativa degli effetti prodotti in superficie dal moto sismico, in relazione ai danni osservati e alle percezioni umane.
- il secondo, la **magnitudo**, nasce con lo sviluppo degli apparecchi di registrazione ed è stato introdotto dal sismologo americano Richter nel 1935 proprio per superare il problema della soggettività delle misure dell'intensità macrosismica; basandosi sulle registrazioni del moto sismico, con tale parametro viene fornita una misura proporzionale alla quantità di energia liberata durante l'evento.



### 1.2.1. Intensità macrosismica

L'importanza, anche attuale, dell'intensità macrosismica deriva essenzialmente dalla sua indipendenza dalle registrazioni strumentali, che permette una notevole estensione della sua applicabilità, sia areale (a zone non adeguatamente coperte dalla rete sismometrica ed accelerometrica), sia temporale (ad eventi accaduti in epoche precedenti la nascita e la diffusione degli strumenti di misurazione). Inoltre, la ricostruzione di carte della distribuzione delle intensità macrosismiche nei vari siti di osservazione in relazione ad un certo evento è di ausilio nell'individuazione, seppure di massima, dell'area epicentrale in quanto in genere prossima ai siti maggiormente danneggiati.

Nella trattazione dei problemi di rischio sismico, il gran numero di terremoti analizzati mediante questo metodo rende possibile l'applicazione, ai dati che ne derivano, di tecniche statistiche per la determinazione dei tempi di ritorno di un evento di data intensità su uno specifico sito.

Storicamente la prima scala di intensità fu sviluppata da De Rossi-Forel nel 1880 (RF) e prevedeva 10 gradi di intensità; successivamente, nel 1897 e 1902, Mercalli propose la scala che porta il suo nome (M) basata sulla situazione italiana da lui studiata (MERCALLI, 1888). Al giorno d'oggi la scala Mercalli è nota sotto due forme diverse e aggiornate da Autori successivi, nel tentativo di ricercare correlazioni con i valori di accelerazione del suolo e per tenere conto degli effetti sugli edifici moderni: la Mercalli modificata e la Mercalli-Cancani-Sieberg, entrambe basate su 12 gradi di intensità macrosismica.

La **scala Mercalli modificata** (MM o MMI), la cui prima edizione risale al 1931 ad opera di Vood e Neumann, è largamente utilizzata in tutto il mondo, soprattutto nei paesi di lingua inglese (Modified Mercalli Intensity); negli Stati Uniti è oggi utilizzata anche nella versione del 1956 (RICHTER, 1958) nella quale vengono distinte quattro diverse tipologie di edifici secondo le caratteristiche costruttive.

Storicamente in Italia è ancora utilizzata la **scala Mercalli-Cancani-Sieberg** (MCS), la cui prima edizione risale al 1912, qui descritta nell'edizione del 1932 (SIEBERG, 1930):

grado    caratteristiche ed effetti

- I - Rilevata solo dagli strumenti sismici (impercettibile).
- II - Avvertita, quasi esclusivamente negli ultimi piani delle case, da singole persone particolarmente impressionabili, che si trovino in assoluta quiete (molto lieve).
- III - Avvertita da poche persone nelle case con vibrazioni simili a quelle prodotte da una vettura veloce, senza essere ritenuta scossa tellurica, se non dopo successivi scambi di impressioni (lieve).

- IV - Avvertita da molte persone nell'interno delle case, e da alcuni all'aperto, senza però destar spavento, con vibrazioni simili a quelle prodotte da un pesante autotreno. Si ha lieve tremolio di suppellettili ed oggetti sospesi, scricchiolio di porte e finestre, tintinnio di vetri e qualche oscillazione di liquidi nei recipienti (moderata).
- V - Avvertita da tutte le persone nelle case e da quasi tutte quelle nelle strade con oscillazione di oggetti sospesi e visibile movimento di rami e piante, come sotto l'azione di un vento moderato. Si hanno suoni di campanelli, irregolarità nel moto dei pendoli, degli orologi, scuotimento dei quadri alle pareti, possibile caduta di qualche soprammobile leggero appoggiato alle pareti, lieve sbattimento di liquidi nei recipienti (con versamento di qualche goccia), spostamento degli oggetti piccoli, scricchiolio di mobili, sbattere di porte e finestre; i dormienti si destano; qualche persona timorosa fugge all'aperto (abbastanza forte).
- VI - Avvertita da tutti con apprensione; parecchi fuggono all'aperto. Forte sbattimento di liquidi, caduta di libri e ritratti dalle mensole, rottura di qualche stoviglia, spostamento di mobili leggeri con eventuale caduta di alcuni di essi, suono delle più piccole campane nelle chiese; in singole case crepe negli intonaci, in quelle mal costruite o vecchie, danni più evidenti ma sempre innocui: eccezionalmente possibile caduta di qualche tegola o comignolo (forte).
- VII - Considerevoli danni alle suppellettili anche pesanti, per urto o caduta nelle case; suono di grosse campane nelle chiese; l'acqua di stagni e canali s'agita e intorbida di fango, alcuni spruzzi giungono a riva; variazioni di livelli nei pozzi; lievi frane in terreni sabbiosi e ghiaiosi. Danni moderati in case solide, con lievi incrinature nelle pareti, considerevole caduta di intonaci e stucchi; rottura di comignoli con caduta di pietre e tegole; parziale slittamento della copertura dei tetti; singole distruzioni in case mal costruite o vecchie (molto forte).
- VIII- Piegamento e caduta degli alberi; i mobili più pesanti e solidi cadono e vengono scaraventati lontano; statue e sculture si spostano, talune cadono dai piedistalli. Gravi distruzioni a circa il 25% degli edifici, caduta di ciminiere, campanili e muri di cinta; le costruzioni in legno vengono spostate o spazzate via. Lievi fessure nei terreni bagnati o in pendio. I corsi d'acqua portano sabbia e fango (distruttiva).
- IX - Distruzioni e gravi danni a circa il 50% degli edifici. Costruzioni reticolari vengono smosse dagli zoccoli, schiacciate su se stesse; in certi casi danni più gravi (fortemente distruttiva).

- X - Distruzioni a circa il 75% degli edifici, gran parte dei quali diroccano; distruzione di alcuni ponti e dighe; lieve spostamento delle rotaie; condutture d'acqua spezzate; rotture e ondulazioni nel cemento e nell'asfalto; fratture di alcuni decimetri nel suolo umido, frane (rovinosa).
- XI - Distruzione generale di edifici e ponti coi loro piloni; svariati cambiamenti notevoli nel terreno; numerosissime frane (catastrofica).
- XII - Ogni opera dell'uomo viene distrutta. Grandi trasformazioni topografiche; deviazioni di fiumi e scomparsa di laghi (totalmente catastrofica).

L'applicazione delle diverse scale Mercalli al medesimo quadro di danneggiamento od effetti causati da un certo sisma, può portare, in alcuni casi, alla definizione di gradi diversi, rendendo essenziale specificare a quale delle due scale si è fatto riferimento.

A rendere ancora più complicato lo scambio di informazioni ed esperienze tra i vari Paesi vi è anche l'uso di un'ulteriore scala nell'Europa Centrale ed Orientale, la scala **Medved-Sponheur-Karnik** (MSK), aggiornamento, del 1964, sulla base di esperienze condotte nei primi anni '60 delle applicazioni delle scale MCS, MM e GEOFIAN del 1953.

Proprio al fine di uniformare le valutazioni dell'intensità macrosismica, considerando la necessità di procedere al miglioramento delle scale esistenti anche alla luce delle nuove tecniche costruttive nel frattempo sviluppate, nel 1992 viene pubblicata (GRUNTAL, 1993) la prima versione della **European Macroseismic Scale** (EMS), seguendo le raccomandazioni dell'European Seismological Commission (ESC); tale scala rappresenta quindi in definitiva l'estensione e l'aggiornamento della scala MSK, della quale mantiene la coerenza interna allo scopo di non inficiare tutti gli studi pregressi basati su dati macrosismici.






La definizione dei gradi di intensità della scala EMS (GRUNTAL, 1998) necessita di due classificazioni preliminari:

- differenziazione delle strutture (edifici) in 6 classi di vulnerabilità (da A a F) secondo un'apposita tabella (Fig. 1.3) che attribuisce la classe A agli edifici in muratura più scadente, fino alle classi E ed F degli edifici con strutture in acciaio o in cemento armato espressamente progettate per resistere ai terremoti;
- classificazione del danno in 5 gradi, separatamente per edifici in muratura e in cemento armato (Fig. 1.4), con danno crescente nell'ordine grado 1 (danno da trascurabile a lieve), grado 2 (danno moderato), grado 3 (danno da sostanziale a grave), grado 4 (danno molto grave), grado 5 (distruzione); per ogni grado di intensità sono riportati gli effetti sulle persone alla lettera a), gli effetti sugli oggetti e sulla natura alla lettera b), e i danni agli edifici alla lettera c).

Type of Structure	Vulnerability Class					
	A	B	C	D	E	F
MASONRY	○					
	○—					
	—○					
	—○—					
	—○—					
	—○—					
	—○—					
REINFORCED CONCRETE (RC)	—○—					
	—○—					
	—○—					
	—○—					
	—○—					
	—○—					
STEEL				—○—		
WOOD				—○—		

○ most likely vulnerability class; — probable range;  
 .....range of less probable, exceptional cases

Fig. 1.3 - Differenziazione delle strutture (edifici) in classi di vulnerabilità (GRUNTAL, 1998)

Classification of damage to masonry buildings	
	<b>Grade 1: Negligible to slight damage</b> (no structural damage, slight non-structural damage) Hair-line cracks in very few walls. Fall of small pieces of plaster only. Fall of loose stones from upper parts of buildings in very few cases.
	<b>Grade 2: Moderate damage</b> (slight structural damage, moderate non-structural damage) Cracks in many walls. Fall of fairly large pieces of plaster. Partial collapse of chimneys.
	<b>Grade 3: Substantial to heavy damage</b> (moderate structural damage, heavy non-structural damage) Large and extensive cracks in most walls. Roof tiles detach. Chimneys fracture at the roof line; failure of individual non-structural elements (partitions, gable walls).
	<b>Grade 4: Very heavy damage</b> (heavy structural damage, very heavy non-structural damage) Serious failure of walls; partial structural failure of roofs and floors.
	<b>Grade 5: Destruction</b> (very heavy structural damage) Total or near total collapse.


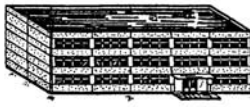



Classification of damage to buildings of reinforced concrete	
	<b>Grade 1: Negligible to slight damage</b> (no structural damage, slight non-structural damage) Fine cracks in plaster over frame members or in walls at the base. Fine cracks in partitions and infills.
	<b>Grade 2: Moderate damage</b> (slight structural damage, moderate non-structural damage) Cracks in columns and beams of frames and in structural walls. Cracks in partition and infill walls; fall of brittle cladding and plaster. Falling mortar from the joints of wall panels.
	<b>Grade 3: Substantial to heavy damage</b> (moderate structural damage, heavy non-structural damage) Cracks in columns and beam column joints of frames at the base and at joints of coupled walls. Spalling of concrete cover, buckling of reinforced rods. Large cracks in partition and infill walls, failure of individual infill panels.
	<b>Grade 4: Very heavy damage</b> (heavy structural damage, very heavy non-structural damage) Large cracks in structural elements with compression failure of concrete and fracture of rebars; bond failure of beam reinforced bars; tilting of columns. Collapse of a few columns or of a single upper floor.
	<b>Grade 5: Destruction</b> (very heavy structural damage) Collapse of ground floor or parts (e. g. wings) of buildings.

Fig. 1.4 - Classificazione dei danni (GRUNTAL, 1998)

grado caratteristiche ed effetti

I - Non avvertita.

- a) Non avvertita, anche nelle migliori circostanze favorevoli.
- b) Nessun effetto.
- c) Nessun danno.

II - Appena avvertita.

- a) Le vibrazioni sono avvertite solo in casi isolati ( $> 1\%$ ) di individui a riposo e in posizione particolarmente ricettiva all'aperto.
- b) Nessun effetto.
- c) Nessun danno.

III - Debole.

- a) Il terremoto è avvertito da alcuni all'interno degli edifici. Le persone a riposo avvertono un'oscillazione o un lieve tremolio.
- b) Gli oggetti appesi oscillano lievemente.
- c) Nessun danno.

IV - Estesamente osservato.

- a) Il terremoto è avvertito da molti all'interno degli edifici e avvertito all'aperto solo da molto pochi. Alcune persone sono risvegliate. Il livello delle vibrazioni non è preoccupante. Le vibrazioni sono moderate. Osservatori avvertono un lieve tremolio od oscillazione dell'edificio, stanza o letto, sedia ecc.
- b) Porcellane, bicchieri, finestre e porte tintinnano. Gli oggetti appesi oscillano. I mobili leggeri ballano in alcuni casi. Qualche lesione alle parti lignee.
- c) Nessun danno.

V - Forte.

- a) Il terremoto è avvertito dalla maggioranza all'interno degli edifici, da pochi all'aperto. Alcune persone sono spaventate e corrono fuori. Molte persone che dormono sono svegliate. Osservatori avvertono un forte scuotimento o tremito dell'intero edificio, stanza o mobilio.
- b) Gli oggetti appesi oscillano in maniera considerevole. Fracasso di porcellane e bicchieri. Oggetti piccoli, appesantiti e/o in equilibrio precario possono essere

spostati o cadere. Porte e finestre ruotano aperte o si chiudono. In alcuni casi i vetri delle finestre si rompono. Liquidi sciabordano e possono fuoriuscire da contenitori ben riempiti. Animali all'interno degli edifici diventano inquieti.

c) Danno di grado 1 ad alcuni edifici di classe di vulnerabilità A e B.

#### VI - Lievemente dannoso

a) Avvertito dalla maggioranza all'interno degli edifici e da molti all'aperto. Alcune persone perdono l'equilibrio. Molte persone sono spaventate e corrono all'aperto.

b) Piccoli oggetti normalmente stabili cadono e possibile spostamento di mobili. In alcuni casi piatti e oggetti di vetro rotti. Animali domestici (anche all'aperto) possono essere spaventati.

c) Danno di grado 1 a molti edifici delle classi di vulnerabilità A e B; alcuni di classe A e B subiscono danni di grado 2; alcuni di classe C subiscono danni di grado 1.

#### VII - Dannoso

a) La maggior parte delle persone è spaventata e prova a correre all'aperto. Molti provano difficoltà nello stare in piedi, specialmente ai piani alti.

b) Mobili spostati e possibile rovesciamento di mobili con peso sbilanciato verso l'alto. Oggetti cadono dagli scaffali in grande quantità. L'acqua schizza dai contenitori, vasche e piscine.

c) Molti edifici della classe di vulnerabilità A subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4.

Molti edifici della classe di vulnerabilità B subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3.

Alcuni edifici della classe di vulnerabilità C riportano danni di grado 2.

Alcuni edifici della classe di vulnerabilità D riportano danni di grado 1.

#### VIII- Fortemente dannoso

a) Molte persone provano difficoltà nello stare in piedi, anche all'aperto.

b) I mobili possono essere rovesciati. Oggetti come televisioni, macchine per scrivere ecc. cadono al suolo. Lapidi possono essere in qualche caso spostate, distorte o rovesciate. Possono essere osservate onde in terreni molto soffici.

c) Molti edifici della classe di vulnerabilità A subiscono danni di grado 4; alcuni di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità B subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4.

Molti edifici della classe di vulnerabilità C subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3.

Alcuni edifici della classe di vulnerabilità D riportano danni di grado 2.

#### IX - Distruttivo

a) Panico generale. Le persone possono essere scaraventate a terra.

b) Molti monumenti e colonne cadono o sono distorti. Si osservano onde in terreni soffici.

c) Molti edifici della classe di vulnerabilità A riportano danni di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità B subiscono danni di grado 4; alcuni di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità C subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4.

Molti edifici della classe di vulnerabilità D subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3.

Alcuni edifici della classe di vulnerabilità E riportano danni di grado 2.

#### X - Molto distruttivo

c) La maggior parte degli edifici della classe di vulnerabilità A riportano danni di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità B riportano danni di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità C subiscono danni di grado 4; alcuni di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità D subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4.

Molti edifici della classe di vulnerabilità E subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3.

Alcuni edifici della classe di vulnerabilità F riportano danni di grado 2.

#### XI - Devastante

c) La maggior parte degli edifici della classe di vulnerabilità B riportano danni di grado 5.

La maggior parte degli edifici della classe di vulnerabilità C subiscono danni di grado 4; molti di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità D subiscono danni di grado 4; alcuni di grado 5.

Molti edifici della classe di vulnerabilità E subiscono danni di grado 3; alcuni di grado 4.

Molti edifici della classe di vulnerabilità F subiscono danni di grado 2; alcuni di grado 3.

## XII - Totalmente devastante

- c) Tutti gli edifici delle classi di vulnerabilità A, B e praticamente tutti quelli della classe di vulnerabilità C sono distrutti. La maggior parte degli edifici delle classi di vulnerabilità D, E ed F sono distrutti. Gli effetti del terremoto hanno raggiunto il massimo livello concepibile.

### 1.2.2. Magnitudo

Rappresenta una misura oggettiva dell'ampiezza del moto al suolo, direttamente correlata all'energia rilasciata dall'evento sismico. Esistono, comunque, diversi tipi di magnitudo calcolate sulla base delle registrazioni strumentali (WILLMORE, 1979):

- a) La **magnitudo locale** ( $M$  o  $M_L$ ), definita da Richter, utilizzando un sismometro standard di tipo Wood-Anderson, come il logaritmo in base 10 dell'ampiezza massima delle onde sismiche espressa in micron registrata dal sismografo standard posto alla distanza di 100 Km dall'epicentro ( $M = \text{Log } A$ ). Più in generale, non ricorrendo di solito la condizione standard, si valuta  $M = \text{Log } A - \text{Log } A_0$  dove  $A$  è l'ampiezza massima registrata alla distanza effettiva e  $A_0$  l'ampiezza di riferimento corrispondente all'evento di magnitudo 0 per la stessa distanza. Sono stati proposti anche alcuni aggiustamenti alla formula da ricondurre alle diverse strumentazioni di volta in volta impiegate.

I diversi valori della magnitudo locale, spesso impropriamente definita intensità Richter, costituiscono la scala Richter, scala aperta in quanto può assumere valori negativi e positivi teoricamente illimitati, anche se non sono stati al giorno d'oggi rilevati sismi con  $M_L > 8.9$ .

Quando viene fatto riferimento alla magnitudo s.l., si intende la magnitudo locale.

- b) La **magnitudo basata sulle onde superficiali** ( $M_S$ ) di Rayleigh, calcolata tenendo conto della massima ampiezza dello spostamento del terreno e della distanza epicentrale, misurata in gradi (rispetto alla circonferenza terrestre). È utilizzata per terremoti registrati ad elevate distanze



epicentrali (all'incirca 1000 Km) o per terremoti superficiali (profondità ipocentrale inferiore a 70 Km) e di media e grande intensità, nei quali le onde volumetriche risultano in genere attenuate rispetto a quelle superficiali.

- c) La **magnitudo basata sulle onde volumetriche** ( $M_b$ ), calcolata tenendo conto dell'ampiezza massima delle onde P nei primi arrivi e del loro periodo. È indicata in caso di registrazioni vicine all'epicentro di terremoti profondi (ad elevata distanza ipocentrale), dove le onde volumetriche sono nettamente predominanti rispetto a quelle superficiali.
- d) La **magnitudo di durata** ( $M_D$ ) è basata sulla durata del segnale registrato ed è utilizzata nel caso di forti eventi prossimi all'area di registrazione per i quali non è possibile una misurazione delle ampiezze che risultano in tali condizioni spesso troncate in fase di registrazione.
- e) L'energia rilasciata dal terremoto è più rigorosamente determinata mediante il **momento sismico** ( $M_0$ ) definito da Aki con la relazione  $M_0 = \mu A D$  dove  $\mu$  indica la resistenza a rottura del materiale costituente le superfici di faglia, A indica l'area di faglia interessata dalla rottura e D lo spostamento relativo medio delle superfici di faglia durante il terremoto. La **magnitudo momento** ( $M_w$ ) è direttamente legata a questa quantità e permette di valutare correttamente la severità del sisma nei casi di forte entità, nei quali le caratteristiche del moto sismico diventano meno sensibili alla quantità di energia rilasciata (saturazione); la scala di tale magnitudo non dipende più dal livello di scuotimento raggiunto e quindi la sua applicazione non è soggetta alle limitazioni derivanti dagli effetti di saturazione.
- f) La **magnitudo macrosismica** ( $M_{ms}$ ) è stata sviluppata allo scopo sia di correlare la magnitudo all'intensità macrosismica, sia di focalizzare l'attenzione sul contenuto nelle alte frequenze delle registrazioni sismiche. Assume particolare importanza nell'analisi e nel trattamento statistico dei terremoti storici. Vi sono tre modi di calcolare la magnitudo macrosismica:
  - i) derivandola dall'intensità epicentrale  $I_0$  (o dalla massima intensità riportata  $I_{max}$ ) assumendo che gli effetti del terremoto nell'area epicentrale sono più o meno rappresentativi dell'energia dell'evento;
  - ii) derivandola prendendo in considerazione l'intero campo macrosismico, per esempio considerando che la dimensione dello scuotimento è correlato a differenti gradi di intensità o al totale dell'area di risentimento (A);
  - iii) mettendola in relazione al prodotto tra  $I_0$  ed A che è praticamente indipendente dalla profondità focale  $h$  che è spesso non realmente determinata.

In accordo con quanto detto, la formulazione generale di  $M_{ms}$  è del tipo  $M_{ms} = a I_0 + b$  oppure, nel caso sia conosciuta la profondità focale  $M_{ms} = c I_0 + \text{Log } h + d$  o ancora, utilizzando l'area di scuotimento  $A_{fi}$  relativa a differenti gradi di intensità  $M_{ms} = e \text{Log } A_{fi} + f$ , dove  $a, b, c, d, e$  ed  $f$

rappresentano costanti diverse. Più spesso la magnitudo macrosismica è confrontata con la magnitudo locale per essere maggiormente correlata ai danni del terremoto e alle applicazioni ingegneristiche. A differenza degli altri tipi di magnitudo discussi, questa non rappresenta una grandezza propriamente oggettiva in quanto riferita ad attribuzioni di intensità e non a misurazioni strumentali.

### 1.3. Considerazioni conclusive

I due approcci indicati per la stima della severità del sisma sono entrambi basati su correlazioni empiriche che, comunque, differiscono profondamente per la tipologia di dati in ingresso e in uscita.

L'intensità macrosismica è infatti una grandezza qualitativa o meglio semi-quantitativa che deriva dalle osservazioni sui danni ed effetti prodotti dal terremoto; essa quindi non è una misura del tutto oggettiva, sia per le incertezze insite nel ricondurre le diverse tipologie di effetti all'interno di un unico grado della scala adottata, sia soprattutto per l'eventuale concorso di cause non strettamente legate all'energia del sisma nel comporre il quadro dei danni osservati (ad esempio effetti di amplificazione al sito o particolari carenze costruttive delle strutture, che possono portare ad un elevato grado di danno anche nel caso di eventi non particolarmente forti). Inoltre, le scale di intensità macrosismica non sono propriamente lineari, nel senso che ai vari gradi successivi della scala non corrispondono incrementi uniformi nell'energia rilasciata dal sisma o in altri parametri quantitativi ad essa associati. In ogni caso, l'intensità macrosismica trova proficua applicazione ai fini della protezione civile, oltre che nell'analisi della sismicità storica, nelle fasi di gestione dell'emergenza proprio perché trasmette in forma sintetica informazioni utili alla valutazione della situazione generale di un determinato sito colpito, consentendo quindi una rapida organizzazione ed il dimensionamento preliminare degli interventi più urgenti.

La magnitudo, esclusa quella macrosismica, rappresenta al contrario una grandezza quantitativa ed oggettiva in quanto basata sulle registrazioni strumentali, ma anche in tale caso devono essere valutate le particolari situazioni locali alle quali vanno adattate le varie formule empiriche proposte e tenuti in debita considerazione gli eventuali effetti di sito nel luogo di misurazione; inoltre un certo margine di soggettività può sussistere nella lettura ed interpretazione delle tracce del sismogramma. La natura logaritmica della scala Richter, comportando un incremento esponenziale nella quantità di energia rilasciata dal sisma al crescere della magnitudo associata, la rende non del tutto adatta per il trasferimento di informazioni a persone non esperte nel campo. In ogni caso, le

sue caratteristiche peculiari fanno della magnitudo un riferimento indispensabile nello studio del rischio sismico, anche ai fini della progettazione ingegneristica delle strutture.

Tra i parametri utilizzati per esprimere la severità del sisma sopra illustrati, esistono varie correlazioni empiriche determinate su base statistica da diversi autori in relazione alle situazioni locali studiate; tali formule correlano tra loro le varie scale di intensità macrosismica o i diversi tipi di magnitudo, oppure ancora mettono in relazione parametri diversi quali l'intensità macrosismica e la magnitudo (come accade per la magnitudo macrosismica). Altre correlazioni legano l'intensità o la magnitudo all'accelerazione di picco. Si evidenzia che si tratta di correlazioni in genere molto disperse e al massimo di validità regionale, in quanto strettamente legate ai meccanismi focali, ai percorsi di propagazione, alla geologia locale.

---

## 2. DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DELLA SISMICITÀ LOCALE

---

### 2.1. I cataloghi sismici nazionali

Al fine di migliorare la comprensione della sismicità del territorio italiano, sono stati effettuati nel passato numerosi studi da parte dei soggetti preposti che hanno portato alla produzione di cataloghi storici prima solo descrittivi e poi, dagli anni '60, anche parametrici, cioè nei quali sono raccolti, in una serie di stringhe o records, i parametri scelti dal compilatore per rappresentare alcune caratteristiche di ciascun terremoto.

In Italia il primo catalogo parametrico a carattere nazionale fu compilato nel 1971 da Giorgetti e Iaccarino per conto dell'ENEA (allora CNEN) nell'ambito dei primi studi di sicurezza dei siti per l'installazione delle centrali nucleari. Da allora seguirono diversi altri cataloghi, anche regionali, tra i quali si ricordano quello ENEL (1977) e quello PFG (POSTPISCHL, 1985).

Negli anni più recenti sono stati prodotti altri cataloghi parametrici in genere orientati a specifici esigenze, che si differenziano per obiettivi, strategie seguite nella compilazione e tipologie dei dati utilizzati; si tratta del “Catalogo dei forti terremoti in Italia (CFTI)”, del “Catalogo NT (NT)” e del “Catalogo parametrico dei terremoti italiani (CPTI)”, elaborato proprio per cercare di ridurre le differenze dei parametri relativi ai terremoti comuni tra gli altri due cataloghi.

Ognuno di questi cataloghi, pur proponendosi come scopo unitario quello di ricavare parametri macrosismici dalle informazioni reperibili in letteratura relative ad eventi sismici, è stato realizzato operando delle scelte di fondo almeno in parte diverse sugli eventi da inserire e su quelli da escludere; in particolare le scelte inerenti la soglia di intensità, la finestra temporale e la considerazione o meno degli aftershock (le repliche minori seguenti l'evento principale) variano molto da catalogo a catalogo, ognuno garantendo comunque un'elevata affidabilità nei contenuti ed un'elevata coerenza interna.

In ogni caso, le differenze esistenti tra i vari cataloghi non permettono un loro utilizzo complementare, cioè non possono considerarsi integrabili l'un l'altro, ma esclusivamente alternativi in relazione agli scopi ed alle premesse degli studi per i quali sono utilizzati.

#### 2.1.1. Il Catalogo CFTI

La prima edizione del CFTI (BOSCHI ET AL., 1995), basata in gran parte sulla revisione dei dati del catalogo PFG, fu pubblicata dall'Istituto Nazionale di Geofisica (ING) e raccoglieva studi relativi a 346 terremoti dal 461 a.C. al 1980; successivamente è stato revisionato ed aggiornato con i

dati sismometrici fino ad arrivare alla 3<sup>a</sup> edizione (CFTI3; BOSCHI ET AL., 2000), nella quale sono analizzati 650 eventi sismici compresi tra il 461 a.C. ed il 1997.

Tale catalogo comprende solo terremoti “forti”, ovvero che possono aver indotto importanti danni strutturali in aree estese e quindi utilizzabile per indagini di carattere sismotettonico, ma per la sua incompletezza non può essere utilizzato per ottenere stime di pericolosità probabilistiche. Nella prima versione sono stati considerati i terremoti con intensità  $I_0$  maggiore o uguale ai gradi VIII e VIII-IX della scala MCS; sulla base del grado di intensità sono considerati anche gli aftershock. Successivamente la soglia dell'intensità minima è stata abbattuta in molti casi, aumentando il numero di eventi considerati.

La localizzazione epicentrale è calcolata mediante un apposito algoritmo sulla base della distribuzione dei massimi effetti osservati. Ogni evento è descritto da commenti storico-critici, più o meno dettagliati, suddivisi per aree guida con l'indicazione delle fonti bibliografiche complete. Viene fornito infine un valore di magnitudo macrosismica equivalente ricavato sulla base di correlazioni empiriche messe a punto per i terremoti dei quali sono disponibili registrazioni strumentali; in particolare, riferendosi ai valori della magnitudo momento nel caso sia stato possibile calcolare l'area di risentimento, direttamente all'intensità epicentrale negli altri casi.

### 2.1.2. Il Catalogo NT

Il catalogo NT, concepito all'interno del Gruppo Nazionale Difesa Terremoti (GNDT) per gli studi di pericolosità sismica, ha visto la prima edizione nel 1993 fino ad arrivare all'attuale versione NT4.1.1 (CAMASSI & STUCCHI, 1997). Comprende 2488 terremoti di “area italiana”, ossia inclusi in un poligono che comprende le zone sismogenetiche secondo il modello ZS4 (SCANDONE ET AL., 1992), compresi nella finestra cronologica dal 1000 al 1992, in genere con intensità  $I_0 \geq V-VI$  oppure  $M \geq 4.0$ , senza considerare le repliche (eventi avvenuti entro 90 giorni dalla scossa principale e con epicentro entro 30 Km). L'uso di scale macrosismiche diverse è stato ritenuto indurre errori nella valutazione delle intensità (tutte equiparate alla scala MCS) minori di quelli insiti nell'assegnazione del grado stesso.

I dati di intensità provengono dal “Database delle osservazioni macrosismiche del GNDT (DOM 4.1)” con oltre 37.000 osservazioni relative a circa 10.000 località ed hanno portato all'elaborazione della “carta delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani”. La localizzazione epicentrale è determinata come baricentro dei punti con intensità massima, senza l'attribuzione di pesi differenziati. Sono forniti i valori di magnitudo  $M_S$  distinguendo tra valori osservati o calcolati, sia a partire da altri tipi di magnitudo, sia da  $I_0$  mediante una relazione tabellare; è inoltre riportata la magnitudo macrosismica ricavata direttamente da  $I_0$  mediante una relazione tabellare.

### 2.1.3. Il Catalogo CPTI

Il catalogo CPTI è stato pubblicato nel 1999 dal GRUPPO DI LAVORO CPTI, costituito da ING, GNDT, SGA (Società Geofisica Ambiente) e SSN (Servizio Sismico Nazionale), con l'obiettivo di ridurre le differenze, a volte cospicue, tra i parametri per i terremoti comuni agli altri due cataloghi (CFTI e NT) che possono influenzare negativamente le analisi a carattere sismotettonico o ingegneristico.

Si compone di un corpo principale e di una serie di appendici dove sono stati inseriti: in Appendice A i terremoti al di sotto della soglia di intensità rigorosamente fissata ( $I_0 \geq V-VI$  o  $M \geq 4.0$ ), in Appendice B gli eventi attribuibili a repliche secondo i criteri stabiliti dal catalogo NT e in Appendice C un evento non attribuito all'area italiana ed uno riconosciuto solo su evidenze paleosismiche. La finestra cronologica coperta va dal 217 a.C. al 1992, con in corso di ultimazione l'aggiornamento e la riorganizzazione dei dati fino al 1999.

Anche tale catalogo è stato sviluppato a supporto degli studi di pericolosità sismica, con la scelta di privilegiare, per alcuni forti terremoti, l'epicentro macrosismico rispetto a quello strumentale, al fine di fornire un'indicazione della localizzazione del centroide della struttura sismogenetica piuttosto che del punto di rottura, che può essere marginale rispetto alla sorgente. Tale scelta garantisce inoltre una buona omogeneità con le determinazioni epicentrali ottenute per i terremoti storici dove si individua sempre il baricentro dell'area dei massimi effetti. La scelta degli elaborati di riferimento (ossia gli elenchi delle intensità macrosismiche) per ciascun terremoto è stata eseguita adottando criteri in parte quantitativi ed in parte qualitativi.

Anche in tale catalogo sono forniti vari valori di magnitudo, distinguendo tra equivalente ( $M_e$ ), macrosismica ( $M_m$ ), strumentale ( $M_s$ ) e media pesata delle precedenti ( $M_a$ ), con l'indicazione dei relativi errori associati alla loro stima.

### 2.1.4. Il Catalogo Strumentale

La disponibilità di un numero sempre maggiore di registrazioni strumentali di terremoti eseguite sia dalle reti nazionali dell'INGV, sia dalle principali reti sismiche permanenti regionali e locali, ha portato alla necessità di raccogliere ed ordinare tale mole di dati in modo organico e sistematico. A tale scopo, nell'ambito del Progetto "Terremoti probabili in Italia tra il 2000 e il 2030: elementi per la definizione di priorità degli interventi di riduzione del rischio sismico" del GNDT, è stato sviluppato un catalogo strumentale integrato fino al 2002, con l'obiettivo principale di costituire una base per il calcolo di modelli di velocità tridimensionali per la crosta ed il mantello superiore della regione italiana (in corso di sviluppo).

Il catalogo raccoglie, nella sua prima versione (ING-GNDT - GRUPPO DI LAVORO CATALOGO STRUMENTALE, 2001), 39.723 terremoti nella regione italiana, registrati nel periodo dal 1981 al 1996 a un totale di 467 stazioni. Lo stesso è stato realizzato con l'intento di comprendere il maggior numero possibile di localizzazioni epicentrali, magnitudo (durata) e tempi di arrivo di fasi P e S.

### 2.1.5. Il Catalogo dei maremoti italiani

Essenzialmente i cataloghi di maremoti moderni si presentano essenzialmente sotto forma di tabelle con informazioni molto sintetiche per ogni evento, tra le quali riveste notevole importanza il concetto di "attendibilità", cioè del grado di fiducia dell'autore sul fatto che l'evento riportato nel catalogo sia un vero maremoto.

Il primo catalogo italiano del 1984 (CAPUTO & FAITA), aggiornato nel 1986 (BEDOSTI & CAPUTO), presenta invece gli eventi in ordine cronologico con informazioni sulla data, luogo, terremoto associato e brani tratti dai testi bibliografici originari, senza commenti sulla qualità delle fonti e sulla natura dell'evento, comprendendo quindi anche informazioni scarse e/o di dubbia qualità.

La necessità di disporre di uno strumento standard che possa essere utilizzato anche da utenti meno esperti, ha portato alla realizzazione di un nuovo catalogo (TINTI & MARAMAI, 1996), comprendente anche la sub-regione francese della Costa Azzurra, unita a quella del Mar Ligure in quanto contigua. Il catalogo è suddiviso in tre sezioni: 1) Quick-Look Table (QLT), dove sono riportati in forma sintetica tutte le informazioni sul maremoto; tra queste si segnalano l'affidabilità dell'evento in accordo alla scala di IIDA (1984) modificata, composta da 5 gradi da 0 a 4 (0 = tsunami molto improbabile, 1 = tsunami improbabile, 2 = tsunami discutibile, 3 = tsunami probabile e 4 = tsunami ben definito), e la sua intensità (tsunami intensity) secondo la scala di AMBRASEYS (1962), che definisce sei gradi di intensità crescente da 1 a 6. 2) Quick-Look Accounts File (QLAF), nella quale vengono date descrizione più dettagliate sul maremoto con i relativi riferimenti bibliografici. 3) References File (RF), che riporta l'elenco completo e dettagliato delle fonti bibliografiche utilizzate.

## **2.2. Sismicità storica dell'area livornese**

### 2.2.1. Eventi sismici presenti nei cataloghi nazionali

Definire la sismicità storica di un'area rappresenta sempre un'operazione di compromesso tra la necessità di esporre quanto più compiutamente possibile la memoria di una regione, rispettando il dato testimoniale e mantenendo la ricchezza delle fonti, ed il bisogno di ricondurre a parametri

sismici quello che queste fonti riportano in termini descrittivi, spesso eterogenei, soggettivi e talvolta incoerenti. Questa duplice necessità comporta delle scelte, una vagliatura critica del materiale che spesso si riflette nell'introduzione di un ulteriore grado di soggettività nel dato finale.

Ciò è particolarmente vero nella definizione dei parametri macrosismici, perché, se da un lato il fatto storico può non dare adito a dubbi, perlomeno per i terremoti avvenuti in epoca storica, dall'altro tradurre in dati numerici le informazioni riportate nelle fonti storiche richiede la scelta delle più opportune tecniche statistico-matematiche da utilizzare. Questo spiega perché nei numerosi cataloghi oggi consultabili esistano spesso delle sensibili differenze nella localizzazione o nell'intensità di un certo evento sismico.

Tale premessa non deve tuttavia trarre in inganno sulla reale validità scientifica del lavoro svolto dalla sismologia storica. Si devono, infatti, considerare due aspetti di cui dobbiamo sottolineare l'importanza, quali la straordinaria ricchezza del patrimonio storico-documentario italiano, che affonda le proprie radici nell'antichità classica e nella produzione storico-letteraria rinascimentale, ed il lavoro svolto negli ultimi trent'anni da vari gruppi di studio nazionali (CNEN, ENEA, ENEL, ING, GNDT, CNR), che hanno formalizzato una serie di procedure in grado di trasformare la sismologia storica in una vera e propria disciplina scientifica, posta a cavallo tra le analisi storiche e la sismologia quantitativa, capace di servire come supporto alle analisi di pericolosità e rischio sismico.

Lo scopo della ricerca storica svolta nell'ambito del presente lavoro è quello di definire la sismicità caratteristica dell'area, attività propedeutica e imprescindibile di ogni studio sul rischio sismico di un dato territorio.

A questo proposito è stato analizzato tutto il patrimonio di conoscenze contenuto nei cataloghi storici nazionali, riservando i necessari approfondimenti agli eventi maggiormente significativi, in funzione soprattutto degli effetti risentiti a livello locale, per descrivere la sismicità dell'area.

L'interrogazione del database del catalogo CFTI3 (aggiornato al 1997) ha rilevato n. 32 eventi sismici con risentimento in Livorno (cioè eventi per i quali tra le località di risentimento è espressamente menzionata Livorno), riportati in Tab. 2.1.

Per completare il lavoro sono state inoltre effettuate interrogazioni al fine di evidenziare eventuali eventi per i quali non si hanno notizie dirette di risentimento nel territorio comunale di Livorno, ma che presumibilmente lo hanno interessato in quanto tra le località interessate compaiono toponimi relativi ad aree ad esso adiacenti; in tal modo sono stati individuati altri n. 10 eventi sismici con risentimento a Pisa (Tab. 2.2), rilevando peraltro intensità di risentimento tutte inferiori alla soglia del danno.

Per ogni evento nelle tabelle sono riportati i dati relativi: alla data e all'orario di registrazione



GMT (ora, minuti, secondi secondo il tempo medio di Greenwich); le coordinate geografiche dell'epicentro (latitudine e longitudine); l'intensità epicentrale  $I_0$ ; la magnitudo equivalente stimata con metodo misto che combina l'intensità epicentrale e l'area di risentimento; l'intensità di risentimento nella località considerata (I risent.); la denominazione della zona epicentrale.

Anno	Mese	Gior.	Ora	Min.	Sec.	Lat.	Long.	$I_0$	Me	I risent.	Zona Epicentrale
1646	04	05	16	15		43.550	10.317	VI	4.3	VII	Livorno
1730	03	29	00	05		43.867	10.267	IV	4.5	III	Massa
1740	03	06	05	40		44.067	10.483	VIII	5.7	V	Garfagnana
1742	01	27	11	20		43.550	10.317	VI	5.2	VII	Livorno
1746	07	23	18	15		44.083	10.450	VII	5.2	IV-V	Garfagnana
1767	01	21	07	45		44.233	10.117	VII	5.4	V	Fivizzano
1767	01	21	09	00		44.233	10.117	V-VI	4.8	III-IV	Fivizzano
1771	01	08	03	30		43.550	10.317	V-VI	4.0	VI-VII	Livorno
1802	05	12	09	30		45.417	9.850	VIII	5.7	-	Valle dell'Oglio
1828	10	09	02	20		44.817	9.050	VIII	5.8	II-III	Valle dello Staffora
1846	08	14	12	00		43.467	10.567	IX	5.9	VII	Toscana settentrionale
1871	07	29	20	45	34	43.300	10.617	VII-VIII	5.5	V	Colline Metallifere
1873	03	12	20	04		43.083	13.250	VIII	6.0	II	Marche meridionali
1873	06	29	03	58		46.150	12.383	IX-X	6.3	III	Bellunese
1887	02	23	05	21	50	43.883	8.000	IX	6.4	IV	Liguria occidentale
1895	05	18	19	55	12	43.700	11.267	VIII	5.4	III	Firenze
1898	01	16	12	10	05	44.650	11.767	VI-VII	4.9	-	Romagna occidentale
1898	03	04	21	05		44.650	10.267	VI-VII	5.4	III-IV	Valle del Parma
1899	06	26	23	17	22	43.950	11.117	VII	5.0	II-III	Valle del Bisenzio
1915	01	13	06	52	43	41.983	13.650	XI	7.0	II	Marsica
1916	05	17	12	50		44.017	12.617	VIII	5.8	III	Alto Adriatico
1916	08	16	07	06	14	43.967	12.667	VIII	5.7	IV-V	Alto Adriatico
1918	11	10	15	12	28	43.917	11.933	IX	5.9	II	Appennino romagnolo
1919	06	29	15	06	13	43.950	11.483	X	6.3	IV-V	Mugello
1919	09	10	16	57	37	42.817	11.767	VII-VIII	5.3	V	Toscana meridionale
1920	09	07	05	55	40	44.183	10.283	X	6.5	VI-VII	Garfagnana
1926	01	01	18	04	03	45.767	14.283	VII-VIII	5.8	III	Slovenia
1929	04	20	01	09	46	44.467	11.133	VIII	5.4	II	Bolognese
1976	05	06	20	00	13	46.233	13.050	X	6.4	IV-V	Friuli
1980	11	23	18	34	52	40.850	15.283	X	6.7	-	Irpinia-Basilicata
1983	11	09	16	29	52	44.767	10.267	VI-VII	5.2	IV	Parmense
1984	04	29	05	02	57	43.217	12.517	VIII	5.6	IV-V	Umbria settentrionale

Tab. 2.1 - Eventi con risentimento a Livorno presenti nel catalogo CFTI3

Anno	Mese	Gior.	Ora	Min.	Sec.	Lat.	Long.	I <sub>0</sub>	Me	I risent.	Zona Epicentrale
1348	01	25	15			46.367	13.583	IX	6.9	IV-V	Carinzia
1349	09	09				42.617	12.117	VIII-IX	6.7	-	Viterbese-Umbria
1542	06	13	02	15		44.000	11.383	IX	5.9	IV-V	Mugello
1849	11	28	18	00		44.450	9.800	VI	4.8	III	Valle del Taro
1891	06	07	01	06	14	45.567	11.167	VII-VIII	5.8	III	Valle d'Ilasi
1901	10	30	14	49	58	45.583	10.500	VIII	5.8	IV	Salò
1904	02	25	18	47	50	44.483	10.633	VI	5.0	III	Reggiano
1904	06	10	11	15	28	44.200	10.817	VI	4.9	IV	Frignano
1909	08	25	00	22	27	43.133	11.333	VIII	5.6	-	Toscana meridionale
1976	09	15	09	21	18	46.250	13.117	VIII-IX	6.2	IV-V	Friuli

Tab. 2.2 – Ulteriori eventi con risentimento a Pisa presenti nel catalogo CFTI3

L'esame delle tabelle sopra riportate evidenzia che gli eventi che hanno provocato un risentimento a Livorno tale da superare la soglia del danno (intensità di risentimento pari o superiore a V-VI) sono stati soltanto 5, di cui 3 con epicentro a Livorno (1646, 1742, 1771), 1 nella Toscana settentrionale (1846) e 1 in Garfagnana (1920).

Lo scarso sviluppo urbanistico di Livorno e la conseguente scarsità di popolazione in epoca precedente il dominio fiorentino, iniziato nel 1421, giustifica probabilmente l'assenza di notizie su risentimenti di terremoti in tale centro anteriori all'anno 1646, che invece sono presenti per Pisa (cfr. Tab. 2.2), città di più antico insediamento.

Un'altra modalità di interrogazione, comune a tutti i cataloghi, è quella che consente di estrarre dai vari database i terremoti con epicentro compreso entro un raggio definito a partire dalla località prescelta. In tal modo, considerando le coordinate di Livorno come centro del cerchio di ricerca (coordinate 43.550N – 10.317E), si sono ottenuti i risultati di Tab. 2.3.

catalogo	numero di eventi in funzione della distanza da Livorno				
	25 Km	50 Km	75 Km	100 Km	200 Km
CFT3	5	7	21	44	167
CPTI	14	21	73	164	545
NT	14	19	62	118	448

Tab. 2.3 – Risultati delle interrogazioni dei database dei cataloghi sismici nazionali

Si nota innanzitutto la discrepanza tra il numero di eventi presenti nei vari cataloghi, principalmente dovuta, come già ricordato in precedenza, alle diverse modalità di realizzazione adottate (soglie di intensità, fonti consultate, ecc.).

Si tenga presente che, escludendo i terremoti della Slovenia (1926), del Friuli (1976) e dell'Irpinia-Basilicata (1980), l'analisi eseguita sul catalogo CFTI3 mostra che nel raggio di 25 Km sono compresi il 13.7 % degli eventi di tabella 1, il 20.7 % nel raggio di 50 Km, il 34.5 % nel raggio di 75 Km, il 44.8 % nel raggio di 100 Km, il 79.3 % nel raggio di 200 Km e il 100 % nel raggio di 350 Km. In particolare si osserva che tutti gli epicentri dei 5 terremoti con valori di intensità che hanno superato la soglia del danno a Livorno sono compresi entro il raggio di 75 Km dal capoluogo (4 su 5 rientrano nel raggio di 25 Km).

Di seguito si riporta la tabella con gli eventi con epicentro compreso in un raggio di 25 Km da Livorno estratti dal catalogo CPTI (coincidenti con quelli del catalogo NT). Per ogni evento nella tabella sono riportati i dati relativi: alla data e all'orario di registrazione GMT (ora, minuti, secondi secondo il tempo medio di Greenwich); le coordinate geografiche dell'epicentro (latitudine e longitudine); l'intensità massima  $I_{max}$ ; l'intensità epicentrale  $I_0$ ; la magnitudo  $M_a$  come media pesata tra i valori di magnitudo (ove disponibili) equivalente, macrosismica e strumentale; la denominazione della zona epicentrale.

Anno	Mese	Gior.	Ora	Min.	Sec.	Lat.	Long.	$I_{max}$	$I_0$	$M_a$	Zona Epicentrale
1168	01	10				43.716	10.401	V-VI	V-VI	4.00	Pisa
1322						43.716	10.401	V-VI	V-VI	4.00	Pisa
1646	04	05				43.550	10.321	VII	VII	4.80	Livorno
1742	01	27	11	20		43.550	10.320	VII	VI-VII	4.77	Livorno
1771	01	08	03	30		43.550	10.321	VI-VII	VI-VII	4.60	Livorno
1808	10	26	21			43.500	10.167	-	VI	4.30	Mar Ligure
1814	04	03				43.633	10.361	VI-VII	VI-VII	4.87	Livorno
1846	08	14	12			43.531	10.500	IX	VIII-IX	5.60	Orciano Pisano
1894	12	12	11	15		43.533	10.250	-	V-VI	4.00	Livorno
1914	01	15	03	27	20	43.500	10.200	-	VI	4.30	Mar Ligure
1950	04	01				43.477	10.521	VII	VI-VII	4.60	Rosignano Marittimo
1973	04	20	16	45	34	43.533	10.217		V-VI	4.00	Livorno
1984	04	22	17	39		43.617	10.313	VI	VI	4.02	Livorno
1987	01	22	05	12		43.529	10.344	VI	V-VI	3.82	Livorno

Tab. 2.4 - Eventi compresi in un raggio di 25 Km da Livorno presenti nel catalogo CPTI

Tra i 14 eventi selezionati compaiono anche i 4 estratti dal catalogo CFTI3 (evidenziati in grigio) entro la stessa distanza, terremoti che hanno provocato i danni maggiori a Livorno (il quinto terremoto che compare in tab. 2.3 per il catalogo CFTI3 è in realtà una replica relativa all'evento del 1771).

La tab. 2.4 mostra anche altri terremoti che potrebbero avere provocato danni, seppure lievi considerate le relative intensità epicentrali, nel territorio di Livorno; non trascurabili appaiono, in ogni caso, gli eventi del 1814 con epicentro Livorno e del 1950 con epicentro Rosignano Marittimo.

### 2.2.2. Eventi sismici da altre fonti

Nella pubblicazione “Attività sismica in Toscana durante il cinquantennio 1930-1980” di P.F. COCCIA (1982), direttore dell’Osservatorio Sismologico San Domenico di Prato, antesignano dell’Istituto Geofisico Toscano, sono elencati alcuni terremoti con epicentro in Livorno o zone limitrofe (Tab. 2.5), molti dei quali non sono riportati nei cataloghi sismici nazionali, in genere perchè non corredati di sufficiente documentazione bibliografica e/o perchè di intensità non rilevante; da notare che l’attività di registrazione sismica all’osservatorio è iniziata nel 1930 e che le notizie relative agli eventi precedenti sono state desunte da fonti storiche.

Per ogni evento nella tabella (tab. 2.5) sono riportati i dati relativi: alla data e all'orario di registrazione GMT (ora, minuti, secondi secondo il tempo medio di Greenwich); la località epicentrale; l'intensità epicentrale  $I_0$ ; la magnitudo ML (calcolata mediante correlazione con l'intensità macrosismica o dalla registrazione strumentale, ove disponibile); il numero di scosse registrate (P.S. = periodo sismico generico).

Tra gli eventi selezionati compaiono anche 11 dei 14 terremoti riportati nel catalogo CPTI (evidenziati in grigio; sono esclusi quelli degli anni più recenti).

Nel lavoro si citano i “centri sismici” di Ponsacco, S. Giuliano Bagni e Orciano Pisano-Santa Luce-Lorenzana nel territorio pisano, mentre per quanto riguarda Livorno cita un ipocentro molto attivo in mare, davanti all’Ardenza e Quercianella. In BARATTA (1901) è riportato che le conseguenze degli eventi collegati a tale centro sismico, anche se intensi, “riescono circoscritte in massima parte alla sola città. Però la zona macrosismica di alcune scosse riuscì molto estesa, come quella del terremoto del 1742, che si propagò da Genova a Cecina, a Firenze e nella campagna senese. Anche il terremoto del 1914, benchè solo molto forte, interessò una zona abbastanza vasta”.

Tra gli eventi descritti assume particolare rilievo il terremoto del 01 aprile 1950, non riportato dal catalogo CFTI3, con epicentro tra Rosignano Marittimo e Livorno, probabilmente in mare.

Anno	Mese	Gior.	Ora	Min.	Sec.	Località	I <sub>0</sub>	ML	Scosse
1168	01	10				Pisa	VII	5.0	
1322						Pisa	VII	5.0	P.S.
1494	11	19				Pisa	VI	4.0	P.S.
1597	01	29				Orciano Pisano	VI	3.8	P.S.
1642	04	05				Livorno	VII	3.8	
1646	04	05	16			Livorno	VII	5.0	P.S.
1717	06					Livorno	VI	3.8	P.S.
1742	01	27				Livorno	VI	3.8	27
1771	01	08	03			Livorno	VII	5.0	3
1808	10	26	15			Livorno	VI	4.0	
1814	04	03	07	30		Pisa/Livorno	VII	5.0	P.S.
1846	08	14	12			Colli Pisani	X	6.2	58
1883	12	08	17			Orciano Pisano	VI	3.8	1
1894	12	12	11	15		Livorno	VI	4.0	P.S.
1904	03	27	11	35		Marina di Pisa	VI-VII	4.5	1
1914	01	15	03	28		Livorno	VI-VII	4.5	1
1934	11	20	10	25	36	Livorno	IV	3.4	1
1936	06	25	01	41	55	Montenero	III	3.0	2
1936	09	30	03	38	06	Castellina M.ma	V	3.6	3
1939	04	14	18	46	33	Livorno	III	3.0	2
1943	04	15	20	43	40	Livorno	III	3.0	1
1948	07	05	01	37	48	Livorno	IV-V	3.6	5
1949	03	03	12	07	28	Pisa	III	3.0	1
1949	12	16	14			Livorno	III	3.0	2
1950	04	01	21	54	38.5	Livorno (in mare)	VII	4.8	18
1955	01	21	15	18	46	Pisa	IV	3.4	1
1967	08	11	15	45		Rosignano M.mo	IV	3.4	1
1972	09	09	07	25		Pisa	III	3.2	1
1973	05	23	05	03	28.2	Livorno	III	2.9	1
1975	02	27	23	44	57	Pisa	V	3.8	1

Tab. 2.5 - Eventi sismici da COCCIA (1982)

### 2.2.3. Eventi sismici presenti nel Catalogo Strumentale

Dal catalogo strumentale 1981-1996 sono stati estratti i terremoti con epicentro compreso in un quadrato centrato su Livorno con lato di circa 60 Km e definito dalle seguenti coordinate geografiche:

vertice NO    43° 49' 26" N;            9° 56' 59" E;  
 vertice SE    43° 16' 30" N;            10° 40' 51" E.

In tal modo sono stati individuati 95 eventi compresi tra il 22 aprile 1984 e il 5 novembre 1996 (Tab. 2.6); la mancanza di registrazioni anteriori al 1984 è dovuta allo scarso sviluppo iniziale della rete, che non consentiva all'epoca l'individuazione e/o la localizzazione sufficientemente affidabile degli eventi nell'area livornese. Si evidenzia infatti che le più vicine stazioni di registrazione sono entrate in funzione a giugno 1983 (Monte Argentario), agosto 1983 (Monte Fegates), novembre 1983 (Imperia), dicembre 1984 (Pisa).

Le localizzazioni epicentrali di tali eventi sono riportate in Fig. 2.1.

Tab. 2.6 - Eventi dal Catalogo Strumentale 1981-1996

Data	Ora-min	sec	Lat	Long	Prof	M
19840422	1712	19	43N4584	10E2886		26
19840422	1724	7,34	43N3602	10E1921		31
19840422	1739	21	43N3352	10E1375		42
19840422	1823	8,95	43N3010	10E1542		34
19840422	1834	41,04	43N4395	10E2576	0,01	23
19840422	1945	41,7	43N3408	10E2288		38
19840422	2041	19,16	43N3816	10E2730		25
19840423	1459	39,04	43N3478	10E2485	0,02	31
19840424	0220	39,46	43N4232	10E1892	0,01	23
19840424	0352	31,52	43N3928	10E2655		27
19840425	0052	40,97	43N3738	10E2015		29
19840425	0850	45,24	43N4282	10E2847		22
19840425	1139	52,81	43N4063	10E2844		24
19840426	1834	29,38	43N3029	10E1396		28
19840427	0932	42,53	43N3669	10E2123		28
19840501	2214	22,56	43N3307	10E1780		34
19840501	2305	22,75	43N3791	10E1375	0,04	30
19840504	1641	48,42	43N4393	10E2874	30,10	21
19840521	1407	44,67	43N2405	10E1672	0,03	37
19840612	2340	19,23	43N3324	10E1888		31
19840613	1027	28,25	43N4198	10E2682		27
19840718	1952	9,57	43N3113	10E1225	0,05	25
19850317	1215	2,37	43N3986	10E2632	7,69	16
19850520	1006	37,49	43N2188	10E2132	35,46	12
19851019	0439	57,01	43N4294	10E3136	60,00	19
19860122	1503	19,46	43N2731	10E2122	14,54	27
19860814	1805	9,21	43N4023	10E2581	16,73	24
19860916	0054	9,23	43N4857	10E1493	19,37	19
19861029	0955	52,61	43N4149	10E0943	3,94	24
19861029	1112	8,19	43N4117	10E1106	0,01	32
19861030	2231	6,13	43N3862	10E2030	23,81	18
19861110	2204	19,77	43N3376	10E1250	48,90	19
19870122	0510	50,09	43N3250	10E1128	5,86	39
19870122	0700	20,81	43N3529	10E1118	8,82	34
19870126	1117	18,53	43N4413	10E2568	13,53	20
19870224	1629	31,78	43N4690	10E3757	6,86	26
19870226	1200	53,75	43N3704	10E0842	1,41	25
19870306	2328	18,86	43N2705	10E2408	8,29	22

Data	Ora-min	sec	Lat	Long	Prof	M
19870325	1531	56,81	43N3588	10E3339	31,00	22
19870608	2003	32,34	43N4550	10E1838	4,99	20
19870630	0819	21,54	43N4808	10E1272	4,58	20
19871107	0320	22,13	43N4789	10E1716	4,69	24
19871221	1901	50,77	43N2877	10E0778	7,86	17
19880217	0544	34,51	43N4392	10E0424	35,33	
19880430	0508	10,48	43N4724	10E1926	30,04	19
19880803	0852	25,1	43N4656	10E3520	3,89	30
19880811	1533	24,79	43N4606	10E3728	0,02	23
19880811	1533	32,54	43N3426	10E0767	7,44	38
19880811	1540	31,61	43N2992	10E2463	21,59	19
19890312	1917	49,94	43N4326	10E2942	8,79	25
19891001	1720	24,11	43N3401	10E2815	10,15	20
19900113	0125	35,95	43N3943	10E1743	8,45	26
19900116	0931	1,67	43N3992	10E2300	10,92	21
19900314	1343	40,59	43N4823	10E3903	10,13	17
19901225	0429	2,43	43N4137	10E3422	6,58	13
19910201	1152	30,67	43N4823	10E3777	19,74	19
19910204	1815	21,86	43N4696	10E 773	4,88	23
19910629	0238	59,09	43N4927	10E3170	17,90	20
19910708	1223	46,03	43N4097	10E2445	26,42	19
19910720	1841	16,04	43N4788	10E1861	10,21	22
19910723	0644	48,61	43N4212	10E4071	23,37	21
19910805	2025	57,22	43N4547	10E1255	8,47	26
19910806	0123	55,52	43N4812	10E1962	3,86	17
19920313	1655	8,61	43N4783	10E1280	3,43	18
19920609	0809	23,05	43N4890	10E2267	14,95	15
19920625	0041	20,93	43N3299	10E2525	17,07	15
19920803	0254	41,72	43N3169	10E2321	6,99	22
19920912	0014	30,22	43N3494	10E2138	7,51	19
19921031	1703	51,58	43N4837	10E2946	0,38	23
19930205	0840	53,72	43N4424	10E3789	7,80	18
19930803	1018	25,96	43N4265	10E3059	18,58	15
19930916	1002	35,23	43N3838	10E2793	35,29	
19930930	0629	58,47	43N2296	10E2786	15,15	15
19931003	2239	26,89	43N4337	10E1779	14,32	25
19931021	2008	57,34	43N3776	10E0703	1,87	22
19940418	0007	55,33	43N4803	10E0758	11,26	
19940509	0607	3,05	43N4478	10E3024	31,43	31
19940620	1533	56,86	43N4862	10E0717	13,58	
19940621	0158	8,74	43N4431	10E1230	22,52	
19940728	0656	18,74	43N4220	10E1316	1,80	22
19941123	1304	31,84	43N4449	10E0836	62,42	40
19950708	2320	3,04	43N4896	10E0021	13,27	
19950825	0709	26	43N4766	10E2171	13,28	36
19951010	1430	14,44	43N3257	10E3046	38,74	16
19951014	0158	33,4	43N3337	10E2135	10,00	17
19951120	0246	22,48	43N4130	10E3203	9,55	30
19951210	0322	57,56	43N2748	10E3256	17,44	15
19951213	0136	58,05	43N2254	10E3039	10,03	29
19951213	1120	51,95	43N2215	10E3752	21,26	19

Data	Ora-min	sec	Lat	Long	Prof	M
19951214	1200	13,81	43N2981	10E3533	9,91	25
19951214	1526	43,93	43N2437	10E3013	11,88	32
19960326	0651	33,63	43N3065	10E1079	20,71	26
19960705	1346	19,36	43N4790	10E2415	19,22	15
19961029	1915	31,58	43N2967	10E0635	10,03	20
19961105	0024	27,92	43N4814	10E2451	22,46	

Tab. 2.6 - Eventi dal Catalogo Strumentale 1981-1996

Per ogni evento nella tabella sono riportati i dati relativi: alla data di registrazione (aaaammgg), all'orario di registrazione GMT (hhmm e secondi) secondo il tempo medio di Greenwich; le coordinate geografiche dell'epicentro in gradi, minuti e centesimi; la profondità ipocentrale in km; la magnitudo M di ampiezza o di durata (moltiplicata per un fattore 10).

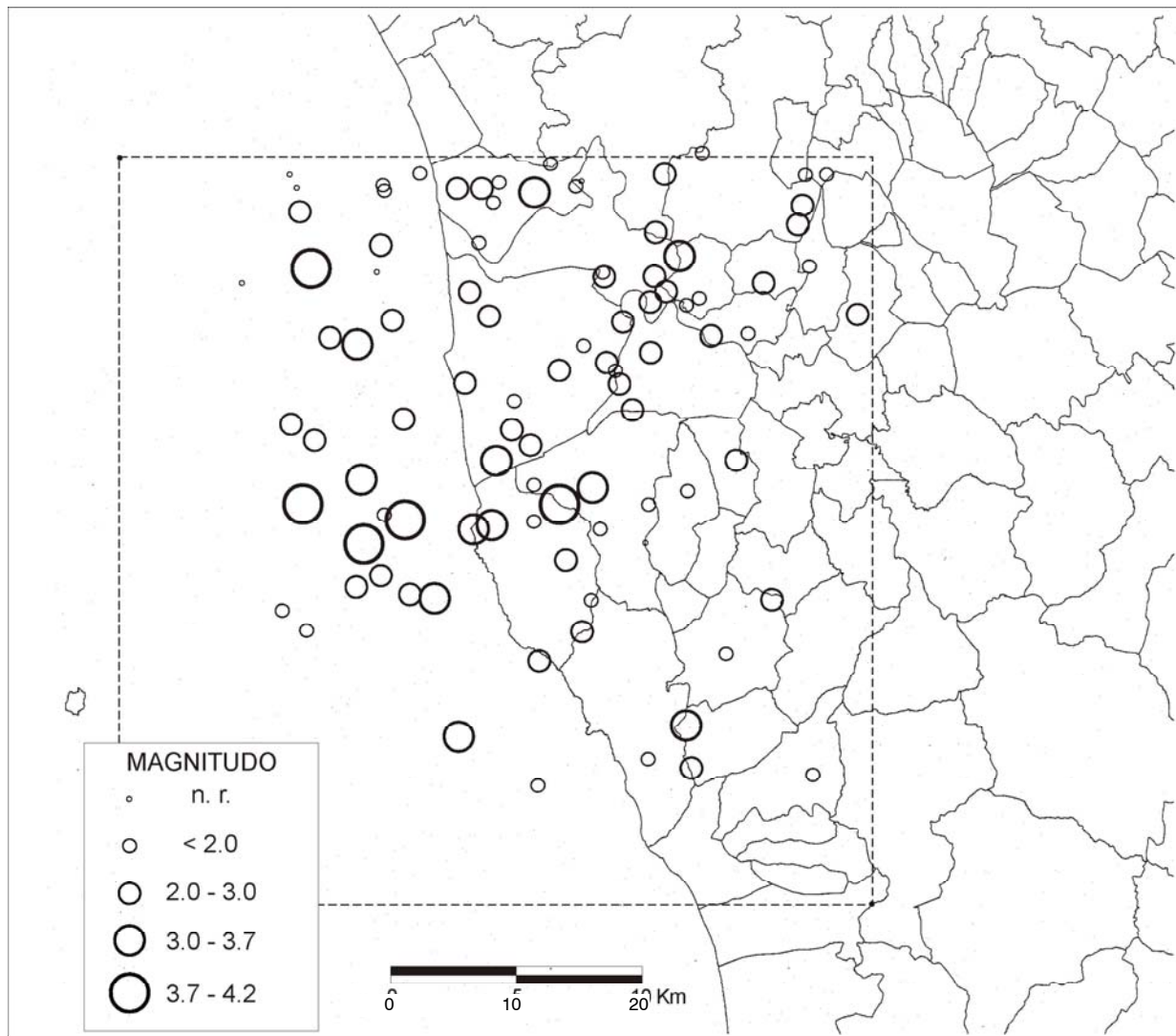


Fig. 2.1 – Localizzazioni epicentrali dei terremoti del Catalogo Strumentale



Tra i terremoti selezionati 26 sono caratterizzati da una magnitudo inferiore a 2, 42 da magnitudo comprese tra 2 e 3, 16 da magnitudo comprese tra 3 e 4, soltanto 2 con magnitudo maggiore o uguale a 4 (valore massimo 4.2).

Per quanto riguarda le profondità ipocentrali, ove determinate e significative (si sono escluse le profondità inferiori a 1 Km), sono presenti 11 terremoti con valori inferiori o uguali a 5 Km, 17 compresi tra 5 e 10 Km, 31 con profondità comprese tra 10 e 25 Km, 10 terremoti con valori compresi tra 25 e 50 Km e solo 2 con profondità maggiore di 50 Km (valore massimo 62.42 Km).

#### 2.2.4. Maremoti

In occasione di alcuni eventi sismici del passato che hanno provocato danni a Livorno sono state osservate anomalie del moto ondoso nel porto tali da fare supporre l'occorrenza di maremoti legati agli stessi eventi. Si definisce, infatti, maremoto (o meglio **tsunami** nella sua dizione internazionale di derivazione giapponese, con il significato letterale di "onda del porto") una od una serie di onde fortemente anomale, generate da terremoti o da altri fenomeni che avvengono sui fondali oceanici, che colpiscono le coste anche a distanze notevoli dal luogo di origine e con effetti talvolta devastanti.

I parametri fisici che caratterizzano l'anomalia di un maremoto sono rappresentati dal periodo e dalla lunghezza d'onda molto maggiori rispetto al normale moto ondoso, ma soprattutto dalla modesta ampiezza (altezza rispetto al piano medio della superficie marina) e dall'elevata velocità di propagazione in mare aperto. Le onde di uno tsunami sono dette di "acqua bassa" (shallow-water waves) in quanto la loro lunghezza d'onda è molto maggiore dello spessore di acqua sul fondale in cui si sviluppano. La massima altezza cui può giungere un'onda di tsunami prima di abbattersi sulla costa viene indicata con il termine inglese di "runup" ed il suo valore è mediamente circa dieci volte maggiore dell'altezza dell'onda che lo ha originato, ma è evidente che tutto è legato all'andamento del profilo batimetrico.

La consultazione del catalogo dei maremoti italiani ha rilevato la presenza di 4 eventi che hanno interessato la sub-regione Toscana, tutti con osservazioni relative al porto di Livorno (Tab. 2.7).

Anno	Mese	Gior.	Ora	Min.	Descrizione	Rel. causa	Lat.	Long.	I	M	TI
1646	04	05	22		Aumento del livello marino a Livorno	4 EA	43 33	10 18	VII	3.6	3
1742	01	19	16	30	Oscillazioni del mare nel porto di Livorno	4 ER	43 33	10 18	V-VI	4.0	2
1774	09	24			Oscillazioni anomale a Livorno	0					
1846	08	14	12		Aumento del livello di 1 yarda a Livorno	4 EA	43 31	10 32	IX	5.6	3

Tab. 2.7 - Maremoti che hanno interessato le coste della Toscana

Per ogni evento nella tabella sono riportati i dati relativi: all'orario di registrazione (ora e minuti, secondo l'orario italiano), coincidente con il tempo di origine del terremoto per gli tsunami da questo indotti; la descrizione sintetica degli effetti; il grado di affidabilità (v. paragrafo 2.1.5); la causa (EA = associato a terremoto; ER = terremoto sottomarino); le coordinate geografiche (latitudine e longitudine) del punto di origine del fenomeno scatenante; l'intensità epicentrale nella scala MCS (I) e la magnitudo locale (M) del terremoto generatore; l'intensità dello tsunami secondo la scala di Ambraseys (v. paragrafo 2.1.5).

In particolare il maremoto del 1646 è legato al terremoto del 5 aprile (16:00 GMT, ore 22:00 italiane), per il quale è segnalato che nel porto di Livorno il livello del mare si alzò di circa 2 m (più di 3 braccia) e a causa del successivo riflusso le navi attraccate toccarono il fondale con la chiglia.

L'evento del 19 gennaio 1742 si colloca entro un periodo sismico prolungato (cfr. paragrafo 2.3.2). La localizzazione epicentrale del terremoto di origine è probabilmente in mare vicino a Livorno. Furono osservate oscillazioni anomale del mare nel porto di Livorno e i marinai in mare aperto notarono un innalzamento anomalo del livello marino e una insolita tempesta.

L'evento del 24 settembre 1774 non è stato riconosciuto come causa plausibile di uno tsunami. A Malaga e a Livorno fu osservato un ripetersi di riflussi a afflussi del mare, con estensione di due piedi in altezza, tre volte in un'ora.

Per il maremoto del 14 agosto 1846 il catalogo riporta che il terremoto associato è avvenuto nella terraferma, circa 15 Km a SE di Livorno, e ha causato gravi danni in molti paesi. Orciano Pisano quasi del tutto distrutto (crollate 99 case su 113). Castelnuovo, Guardistallo, Montescudaio, Lorenzana e Luciana gravemente danneggiate. Qualche danno anche a Livorno, Pisa e Volterra. Alcune fonti riportano 60 vittime, altre 348. La scossa è stata registrata in quattro osservatori sismologici: Vallombrosa, Parma, Firenze e Modena. Il maremoto è descritto in alcune fonti coeve. A Livorno il livello marino aumentò rapidamente di oltre una yarda. Alcuni velieri avvertirono un urto violento. Alcune navi con rotta verso il porto di Livorno subirono uno scarto improvviso. Al faro di Livorno l'acqua risalì vicino alla torre e lambì la banchina.

### **2.3. Descrizione degli eventi sismici più rilevanti**

Di seguito sono riportate le informazioni, riprese perlopiù dal catalogo CFTI3, circa i principali eventi sismici con intensità di risentimento locale in Livorno tale da superare la soglia del danno.

#### **2.3.1. Terremoto del 5 aprile 1646 - LIVORNO**

La scossa del 5 aprile 1646, preceduta da un forte boato, avvenne alle ore 16:15 GMT ca. (ore 22

in orario “all'italiana”) e danneggiò notevolmente la città. Non vi furono crolli totali, ma tutti gli edifici subirono lesioni e dissesti più o meno gravi; caddero molti camini, terrazzi, solai e alcuni tetti; molte case divennero pericolanti e dovettero essere rinforzate con incatenature di ferro. Nelle pareti del Duomo e in quelle della chiesa del Suffragio si aprirono ampie lesioni verticali; oscillarono vistosamente le torri del Fanale e del Marzocco; crollò per metà una delle torri poste all'imboccatura dell'antico Porto Pisano, detta del Castelletto o del Palazzotto, già in precedenza lesionata. La scossa fu avvertita fortemente a Montenero, ma non causò danni né alla chiesa, né all'annesso convento.

Nel porto di Livorno il livello del mare si alzò di circa 2 m (più di 3 braccia) e a causa del successivo riflusso le navi attraccate toccarono il fondale con la chiglia. I pozzi della città, che erano privi d'acqua prima del terremoto, dopo la scossa si riempirono.

Nei giorni successivi si avvertirono altre scosse leggere e il 17 aprile alle ore 16:30 GMT vi fu una forte replica, che tuttavia non causò danni ulteriori.

Nel catalogo CFTI3 sono segnalate due località di osservazione macrosismica (Livorno e Montenero), in quello NT è segnalata solo Livorno. L'assenza di altre località di risentimento e la concomitanza del maremoto (cfr. paragrafo 2.2.4) può fare ipotizzare una localizzazione ipocentrale nel mare prospiciente Livorno.

### 2.3.2. Terremoto del 27 gennaio 1742 - LIVORNO

Il periodo sismico che culminò nella scossa del 27 gennaio 1742 alle ore 11:20 GMT ca. (18 e mezza italiane) ebbe inizio il 16 dello stesso mese e fu caratterizzato da scosse frequenti fino alla metà di marzo; altre repliche furono avvertite più sporadicamente fino al novembre successivo. La scossa principale, che durò quasi la metà di un Pater noster, ossia 30-32 secondi circa, danneggiò quasi tutti gli edifici della città, in genere in modo leggero. Crollò quasi interamente un solo edificio, il palazzo di Rosciano, sito nel quartiere di Venezia nuova nella zona nord-occidentale della città, un'area edificata verso la metà del XVII secolo su terreno in precedenza occupato dal mare. Circa 40 edifici furono danneggiati gravemente e dovettero essere puntellati a causa delle inclinazioni e degli strapiombi delle pareti. Nella maggior parte delle abitazioni furono riscontrate lesioni leggere, soprattutto negli interni, sconessioni dei tetti e dei solai, caduta di camini, tegole, ringhiere, logge, torrette. Nella chiesa di S.Giovanni degli Agostiniani cadde parte della volta da poco edificata; rimasero inagibili il convento di S .Giovanni, quello della Madonna dei Padri Osservanti e quello dei Padri Trinitari; inabitabili vennero inoltre considerati l'ospedale della SS. Annunziata e il palazzo Arcivescovile. Danni più lievi subirono i conventi dei Barnabiti e dei Gesuiti. Il Duomo subì qualche danno nella zona del coro. I pilastri del campaniletto ad arco della

cappella del lazaretto di S.Rocco uscirono dalle loro basi. Per quanto attiene all'edilizia pubblica civile restarono inagibili il palazzo Granducale, quello del Governo e quello della Comunità, le Carceri e l'edificio dell'Archivio pubblico cittadino. Fu notevolmente lesionata la torre del Fanale; la torre del Marzocco fu scossa violentemente, ma non subì danni. Vi furono 4 morti e numerosi feriti.

Il 19 gennaio, in occasione della scossa delle ore 18:30 italiane (11:10 GMT ca.) alcuni pescatori osservarono onde violente infrangersi sulla costa tra lo scoglio della Meloria e l'isola di Gorgona. Il 27 gennaio il mare era molto agitato e i fossi della città erano pieni d'acqua. Un quarto d'ora prima della scossa il livello delle acque del mare scese di circa un metro (un braccio e più) e dopo il terremoto la costa fu investita da un'onda di maremoto che sul litorale sradicò alcuni alberi: l'acqua fuoriuscita dai canali inondò le vie della città e raggiunse un'altezza di molti metri, ossia l'immagine della Madonna di Montenero che si trova in piazza Vittorio Emanuele. Un pescatore che si trovava su una imbarcazione nelle acque antistanti la città riferì che la barca era stata sollevata da una grande ondata e che quando si era bruscamente abbassata aveva avuto l'impressione di aver toccato il fondale. Dalla sera del 20 gennaio in avanti si percepiva per le strade della città odore come di zolfo e lo stesso odore emanavano le acque di alcuni pozzi. Fu notata una moria di uccelli acquatici nei pressi degli stagni a est della città.

All'epoca del terremoto, Livorno faceva parte del Granducato di Toscana, passato nel 1737 dai Medici ai Lorena. Il granduca Francesco Stefano I risiedeva a Vienna e il governo locale era demandato a un consiglio di reggenza. La città aveva circa 28.000 abitanti, compresa una numerosa comunità ebraica di circa 3.500 persone; era un importante centro portuale e commerciale ed era frequentata da commercianti e imprenditori inglesi, olandesi e tedeschi.

Il periodo sismico incise notevolmente nella vita sociale ed economica della città. Le autorità pubbliche cittadine sin dal 20 gennaio si fecero promotrici di riti religiosi collettivi. La scossa del 27 gennaio provocò la caduta di una parte di una volta da poco edificata nella chiesa di S.Giovanni degli Agostiniani che causò numerosi feriti e un morto; uno dei feriti morì pochi giorni dopo. Un'altra vittima si ebbe nel crollo del palazzo di Rosciano; una donna morì per lo spavento. In totale i morti furono 4. Il panico diffuso fra la popolazione causò l'allontanamento dei residenti dalla città e la chiusura degli esercizi commerciali; abitazioni di fortuna, tende e baracche vennero erette nelle piazze e nella darsena; alcuni usarono come riparo le imbarcazioni ancorate nel porto e lungo i canali urbani. Molti livornesi si rifugiarono a Pisa e a Firenze. Le fasce più povere della popolazione furono costrette a dormire all'addiaccio per lungo tempo: i due ospedali pubblici della città quello maschile di S.Antonio e quello femminile della Misericordia non riuscirono a ricevere tutti gli infermi nonostante fosse stato raddoppiato il numero dei letti. Si segnalano soprattutto

malattie polmonari e febbri maligne con petecchie, che colpirono in prevalenza la popolazione femminile.

Dopo la scossa del 27 gennaio, il Barone di Bractvitz, generale comandante le truppe del Granduca di Toscana che già risiedeva a Livorno, dispose parte delle milizie sulle strade a tutela dell'ordine pubblico. Si provvide ad accendere fuochi nella Piazza grande a conforto della popolazione. L'icona della Madonna di Montenero fu collocata in mezzo alla Piazza grande, in una baracca fatta costruire a spese pubbliche e non nel Duomo, danneggiato dalle scosse. Per ordine del Gonfaloniere Giuseppe Maria Vincenti si costruì un'altra baracca di tavole di legno in mezzo alla Piazza per le adunanze pubbliche e per gli uffici di Cancelleria. La prima riunione vi si tenne l'1 di febbraio: si rilevò come problema più urgente fare rientrare la popolazione residente e i forestieri in città. Si decise inoltre di inviare al Granduca di Toscana Francesco Stefano I di Lorena un memoriale in cui si elencavano i danni subiti e i costosi provvedimenti che si intendevano adottare. Si richiedeva di inviare a Livorno a spese del governo centrale un architetto che sovrintendesse ai lavori di restauro e, a spese dei privati, maestri muratori perché in città non ve n'erano in numero sufficiente. Si domandava infine la concessione dell'indulto delle decime sulle case e sui passaggi di proprietà per 10 anni. Inoltre si richiedevano finanziamenti agevolati a un tasso annuo del 3% a favore dei proprietari di case impegnati nella ricostruzione. Si domandava infine la possibilità di approvvigionarsi di materiali da costruzione presso le Regie Fabbriche di Livorno con dilazioni di pagamento. Dato che si temeva l'insorgere di fenomeni epidemici si richiedeva la diminuzione della gabella sulle carni, in funzione di calmiera sui prezzi.

Nello stesso mese di febbraio il Consiglio di Reggenza adottò vari provvedimenti a favore della città danneggiata. Concesse alla comunità di Livorno di pagare per 4 anni 600 ducati anziché 1.200 all'Ufficio delle Regie Fabbriche; stanziò a favore dei proprietari la somma di 14.000 scudi da concedersi a un tasso annuo del 4%. Fu inoltre concessa la riduzione della metà sulla gabella delle carni. Fu inviato infine a spese del governo centrale l'ingegnere Bernardino Ciurini e alcuni capimastri per collaborare nell'opera di ricostruzione. Constatata l'inagibilità del Palazzo Pretorio per le adunanze pubbliche, si decise di affittare la casa del cavaliere Francesco Franceschi. La situazione economica della città risultava aggravata dalla pesante situazione finanziaria delle casse cittadine precedente al terremoto, una condizione che aveva comportato il sequestro a opera del Ministro dell'Ufficio dell'Abbondanza del cosiddetto Provento del pane fino. La comunità richiese pertanto e ottenne dalle autorità centrali insieme allo sgravio fiscale anche la revoca di tale sequestro.

Il granduca intervenne a favore dei due ospedali cittadini con un sussidio di 250 scudi a ognuno da ricavarli dalle rendite che la Pia Casa de' Ceppi di Prato godeva a Livorno. Numerose furono le elemosine di privati cittadini e di persone con cariche pubbliche, elargite a titolo personale in favore

della popolazione livornese: l'arcivescovo di Pisa, Francesco Guidi, inviò denaro e farina per i più bisognosi; la vedova dell'elettore Palatino che risiedeva a Firenze inviò 300 scudi; 300 scudi furono offerti dalla comunità inglese di Livorno e 148 scudi da quella olandese.

L'iniziativa devozionale che permase più durevolmente nella città fu la celebrazione annuale nel Duomo del terremoto, attestata ancora il 27 gennaio 1875.

Nel suo resoconto Pedini osserva che i danni maggiori si ebbero in quegli edifici che erano stati edificati in più tempi e innalzati in misura sproporzionata alla portata delle fondamenta. Osserva inoltre la debolezza dei muri edificati sovrapponendo mattoni di taglio. Gentili annotò che anche molte muraglie alte e sottili avevano resistito bene alle scosse perché costruite con sassi di tufo, leggeri ma robusti e che, essendo molto spugnosi, facevano buona presa con la calce.

La relazione ufficiale conserva i dati relativi alla quantità di materiali impiegati nell'opera di ricostruzione ossia 890.056 libbre di ferro e 419 travi di abete e 123 antenne. Le torri, che erano elemento caratterizzante dell'edilizia residenziale della città, vennero in gran parte abbattute

Per quanto attiene alle teorie e osservazioni dell'epoca, grande attenzione venne dedicata alla descrizione delle condizioni atmosferiche che precedevano e accompagnavano le scosse più violente, in ossequio alla teoria aristotelica e con la finalità di prevedere le scosse per tutelare la popolazione. Vennero inoltre correlate ai fenomeni sismici le variazioni altimetriche di rilievo dei livelli delle acque dei pozzi, dei fossati e del mare.

La scossa non causò danni in nessun'altra località. Fu avvertita fortemente a Pisa e a Lucca e, più leggermente fino a Genova, Firenze e Siena.

Nel catalogo CFTI3 sono segnalate 16 località di risentimento, 6 località di osservazione macrosismica in quello NT. Nel catalogo dei maremoti è segnalato solo l'evento del 19 gennaio con probabile localizzazione in mare, mentre non viene riferito niente a proposito del 27 gennaio (cfr. paragrafo 2.2.4).

### 2.3.3. Terremoto del 8 gennaio 1771 - LIVORNO

Forti scosse di terremoto si succedettero dal giorno 8 gennaio al 25 gennaio 1771. Ne furono avvertite 15, di cui le prime 2 furono più forti delle altre. La prima avvenne alle ore 3:00 GMT circa del 8 gennaio 1771 e fu seguita da una seconda, riconosciuta come principale, circa una mezz'ora dopo alle ore 3:30 GMT. Tali scosse causarono grande spavento nella popolazione, che in parte lasciò la città per rifugiarsi a Pisa, facendo a supporre che in quella località le scosse non furono avvertite o furono molto leggere. Le case subirono leggeri danni, cadde qualche vecchia cappa di camino e la cuspide della guglia del campanile del Luogo pio situato nel quartiere chiamato Venezia Nuova, nella zona nord-occidentale della città.

Scosse leggere si sentirono fino al 20 marzo; il 2 marzo alle ore 20:00 GMT fu avvertita una scossa più leggera di quelle avvenute il giorno 8 gennaio.

A Livorno, all'epoca appartenente al Granducato di Toscana governato da Pietro Leopoldo I (1765-1790), fu sospesa la rappresentazione di un'opera a teatro e le chiese rimasero aperte tutta la notte per accogliere i fedeli. Il governatore, per mantenere l'ordine pubblico, fece pattugliare la città per tutta la notte da truppe di soldati.

Nel catalogo CFTI3 sono segnalate 2 località di risentimento, un'unica località di osservazione macrosismica in quello NT.

#### 2.3.4. Terremoto del 14 agosto 1846 – TOSCANA SETTENTRIONALE

Il terremoto del 14 agosto 1846 colpì l'area collinare della Toscana occidentale compresa tra le valli dei fiumi Arno e Cecina, al confine tra le province di Pisa e Livorno. La scossa più forte avvenne alle ore 12:00 GMT circa e fu percepita della durata di 25-30 secondi; fu seguita da un'altra scossa molto forte alle ore 21:00 GMT dello stesso giorno. L'area degli effetti distruttivi si estese per circa 250 Km<sup>2</sup>. Il paese colpito più gravemente fu Orciano Pisano dove il terremoto causò il crollo totale o parziale di quasi tutti gli edifici: le case dei contadini, caratterizzate da scadenti tipologie edilizie, si sgretolarono completamente; solo poche case signorili rimasero in piedi e subirono soltanto delle lesioni. Complessivamente andò distrutto l'88% del patrimonio edilizio. A Guardistallo, Luciana e Vivaia la maggior parte delle abitazioni subirono gravissimi danni e numerose crollarono totalmente; anche in questi paesi l'entità dei danni fu aggravata dallo stato di fatiscenza delle case contadine, soprattutto di quelle isolate fuori dai centri abitati. In 20 località ci furono gravi danni e qualche edificio crollò; in altre 18 località, fra cui Pisa e Livorno, ci furono forti danni.

A Livorno danneggiò soprattutto la parte antica della città. Sono ricordate lesioni alle case; durante la scossa si videro le pareti aprirsi e richiudersi.

Grande fu il panico nella popolazione, che trascorse la notte all'aperto, dormendo nelle pubbliche piazze o sulle barche o in campagna sotto le tende.

Nel campanile del duomo si aprì una grande crepa e per sicurezza fu vietato di suonare le campane. Nella chiesa in costruzione di S. Maria del Soccorso il corpo centrale del fabbricato si spostò di un "centesimo di braccio" verso la piazza (circa 5 mm); si aprirono delle fessure fra le fondamenta e il terrapieno interno, la facciata si distaccò dalle mura laterali. Sconnessioni e fenditure furono rilevate nelle arcate della navata centrale, nei pilastri della tribuna e nelle mura esterne. La cuspide del campanile della chiesa della Venerabile Arciconfraternita della Misericordia dovette essere demolita; nella volta della chiesa si aprirono delle crepe. Il fabbricato in costruzione

del teatro riportò gravi fenditure nei muri perimetrali. La torre del faro, chiamata Fanale, ebbe alcuni movimenti ondulatori che causarono la rottura di 126 cristalli della lanterna, ma la torre non riportò danni gravi. Una grande cisterna, ricordata da Leopoldo come il Cisternone, non aveva subito nè lesioni nè fessurazioni. Alcune ville sui fianchi del Monte Nero, soprastante la città, riportarono danni alle strutture.

La replica del 27 agosto 1846 causò ulteriori danni negli edifici già colpiti.

La scossa fu avvertita dai bastimenti nella darsena e nel porto. Nel porto la scossa fu accompagnata da una violenta ondata. I marinai delle imbarcazioni attraccate avvertirono un forte colpo; il capitano di una nave in rotta verso l'Isola d'Elba riferì di avere sentito un urto come se l'imbarcazione avesse battuto con la chiglia su una secca. Al momento del terremoto le acque si alzarono "di oltre un braccio".

Nel podere detto "Stagno" nella pianura circostante Livorno si aprì una fessura nel terreno dalla quale usciva della sabbia "verdicia" mescolata con frammenti di conchiglie; questa fessura era lunga 12 braccia (oltre 6 m).

In varie altre località si aprirono fenditure nel terreno, in particolare una spaccatura lunga 200 m e larga circa 30 cm fu osservata nel territorio di Rosignano presso la foce del torrente Fine. Nella zona di Lorenzana si formarono nel suolo dei "conetti" da cui uscirono acqua e sabbia azzurra. Ci furono altre frane e smottamenti a Levigliani e a Castellina. A Casciana, Castelnuovo, Lajatico, Lari, Levigliani, e Livorno furono osservati cambiamenti nel regime delle acque sotterranee, formazione di nuove sorgenti minerali e variazione di colore delle acque termali.

Alcuni fenomeni precedettero l'evento sismico: dal 25 luglio a Livorno furono notati insoliti movimenti del mare accompagnati da rumori e una debole scossa fu avvertita alle ore 7 GMT del 7 agosto a Bibbona, Casale, Guardistallo, Montescudaio, Pomarance, Serra e Volterra.

Le repliche successive alla scossa principale del 14 agosto furono numerose nelle ore e nei giorni seguenti e si protrassero fino a dicembre inoltrato.

A questo evento sismico fu dedicato il famoso studio di Leopoldo Pilla "Istoria del tremuoto che ha devastato i paesi della costa toscana il dì 14 agosto 1846". Il titolo che Pilla diede al suo contributo scientifico è certamente riduttivo rispetto al reale contenuto dell'opera; non si tratta infatti solo di una descrizione dell'evoluzione temporale della sequenza sismica dell'agosto 1846, ma di una minuziosa raccolta di osservazioni sulla geografia, la geologia, la morfologia e l'edilizia dell'area interessata dal terremoto, a cui l'autore fa seguire considerazioni e conclusioni circa l'origine dei terremoti e gli elementi che condizionano l'interazione fra terremoto e territorio. Proprio questo è l'aspetto più rilevante e di maggiore interesse dell'opera di Pilla a cui l'autore dedica particolare attenzione traendone conclusioni innovative sull'incidenza degli elementi quali la



forme e la qualità degli edifici, la morfologia e la composizione del terreno sono in grado di esercitare sulla vulnerabilità sismica delle costruzioni.

L'area colpita apparteneva al Granducato di Toscana, governato da Leopoldo II di Lorena (1824-1859), il cui territorio era diviso in 5 compartimenti, ognuno dei quali era suddiviso in vicariati che includevano più comuni. I paesi più danneggiati facevano parte dei vicariati di Rosignano e Lari, compresi nel compartimento di Pisa. L'economia in questa zona era essenzialmente agricola, caratterizzata dal contratto di mezzadria, quindi con una diffusa presenza di case rurali su fondi agricoli. Il terremoto accadde in un periodo di difficoltà economica, perchè l'annata del 1846 era stata caratterizzata da scarsi raccolti di cereali. I ceti meno abbienti furono i più colpiti non solo per la sfavorevole congiuntura in corso, ma anche perchè un'alta percentuale di crolli riguardò proprio le case coloniche e i villaggi della campagna.

Nell'area più colpita dal terremoto viveva una popolazione di circa 57.500 abitanti.

Secondo le fonti ufficiali vi furono complessivamente 60 morti, di cui 18 a Orciano Pisano. Il numero dei feriti fu di circa 400, di cui 170 a Orciano. Nel solo paese di Pisa furono ricoverati 150 feriti provenienti dai paesi vicini.

Nelle località più colpite, come ad esempio Castelnuovo della Misericordia, la popolazione abbandonò i paesi e fuggì in campagna, dove trovò rifugio in baracche rudimentali, "coperte di stracci".

A livello locale furono istituite deputazioni e commissioni speciali con l'incarico di provvedere alle necessità dei paesi più colpiti. Il governatore di Livorno inviò una spedizione con viveri e medicinali nel vicariato di Rosignano. Provvedimenti di urgenza furono assunti anche dal governatore di Pisa e dal provveditore della Camere di sovrintendenza comunitativa. Iniziative per la raccolta di fondi, in favore delle popolazioni colpite, furono promosse da privati cittadini del granducato e di altri stati italiani. Un gruppo di autorevoli cittadini costituì a Livorno un "comitato di beneficenza", dandone notizia con manifesto pubblicato il 18 agosto. Il gonfaloniere di Firenze si fece promotore di una raccolta di fondi. Sottoscrizioni furono indette anche a Lucca e a Bologna.

Il governo centrale, nei giorni seguenti la scossa, inviò un ispettore del corpo degli ingegneri di acque e strade e un ministro politico nell'area degli effetti più gravi. Lo stesso Granduca si recò in visita nelle aree colpite e il 29 agosto 1846, cioè 15 giorni dal terremoto, con un "motu proprio" dispose l'esenzione delle località più colpite (tra le quali non compare Livorno) dalle tasse prediali per 3 anni. Lo stesso provvedimento legislativo prevedeva l'istituzione di una commissione governativa, presieduta dal governatore di Livorno, a cui attribuiva il compito di occuparsi del rilievo dei danni e della distribuzione delle somme stanziare per la ricostruzione o il ripristino degli edifici danneggiati. L'ammontare complessivo dei danni agli edifici fu valutato dalla commissione in 682.478 lire e riguardò per il 27% persone "totalmente bisognose", per il 61% persone

“parzialmente bisognose” e per il 12% persone “non bisognose”. Secondo stime successive, l’ammontare complessivo dei danni al patrimonio edilizio fu però molto superiore, pari a circa 1.856.000 lire e coinvolsero un patrimonio edilizio di 4.281 case appartenenti a 2.522 diversi proprietari. Il valore del bestiame morto fu valutato 760 lire, delle sementi perdute 1.400 lire e degli attrezzi distrutti 290 lire.

Una perizia dei danni nei comuni di Castelnuovo e di Rosignano fu eseguita dal gonfaloniere di Rosignano e presidente della “deputazione per il terremoto” istituita a Castelnuovo della Misericordia., che individuò 56 fabbricati lesionati in cui si rendeva necessaria la ricostruzione di 490 stanze.

Nel catalogo CFTI3 sono segnalate 122 località di risentimento, 88 località di osservazione macrosismica in quello NT (Fig. 2.2).

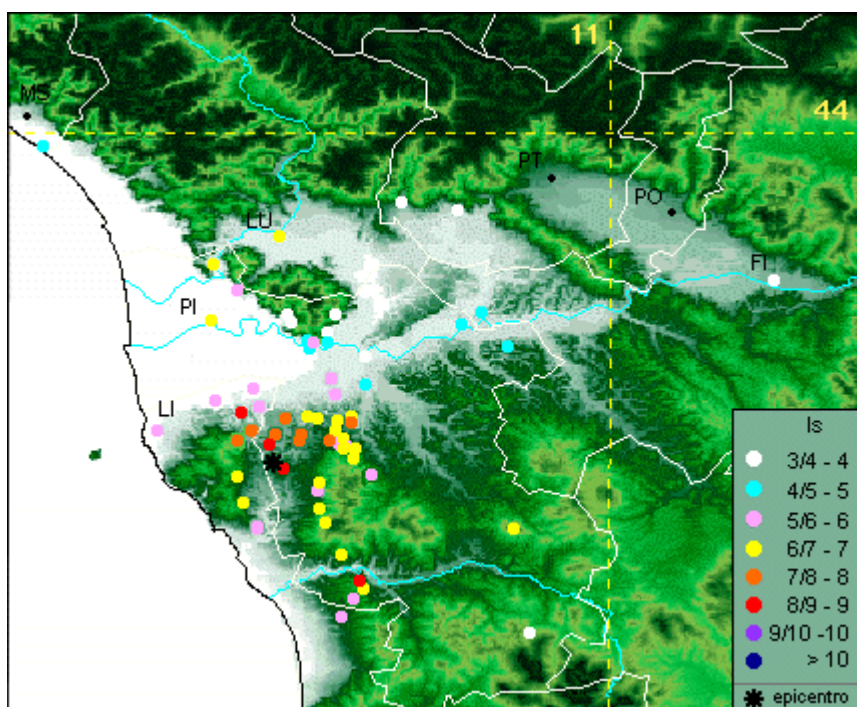


Fig. 2.2 – Intensità macrosismiche osservate relative all’evento del 1846 (da DOM 4.1)

### 2.3.5. Terremoto del 7 settembre 1920 - GARFAGNANA

La scossa del 7 settembre 1920, con epicentro in Garfagnana, ebbe un’area di risentimento vastissima: a nord dalla Costa Azzurra al Friuli, a sud fino ad una linea immaginaria passante per Macerata, Assisi, Sinalunga e Porto Longone (oggi Porto Azzurro) nell’Isola d’Elba.

Il terremoto causò effetti distruttivi in un’area di circa 160 Km<sup>2</sup> estesa dalla Lunigiana alla Garfagnana. I villaggi di Capraia, Montecurto, Vigneta e Villa Comandina furono distrutti quasi completamente. In particolare a Villa Collemantina il terremoto, oltre a distruggere pressochè

totalmente l'abitato, causò il crollo totale del palazzo comunale, della chiesa parrocchiale e del suo campanile. Una settantina di paesi (fra cui Fivizzano e Piazza al Serchio) subirono crolli estesi a gran parte del patrimonio edilizio. In altri 160 paesi ci furono numerosi crolli e gravi danni estesi a gran parte del patrimonio edilizio e un centinaio di altre località subirono danni di media entità.

A Livorno la scossa danneggiò molti edifici, tra i quali la chiesa di S. Giovanni, causando il crollo di alcuni camini, di pezzi di cornicioni di vecchie case e di calcinacci.

In moltissime località le acque si intorbidarono e variarono la portata; avvennero inoltre frane e cadute di massi. In particolare la frana avvenuta alle cave di Carrara causò la morte di alcuni operai.

La scossa principale fu preceduta da alcune scosse minori e fu seguita da numerose repliche nelle ore e nei giorni successivi; l'attività sismica si protrasse, con frequenza decrescente, fino al 1 agosto 1921.

In totale vi furono 171 morti, 650 feriti e alcune migliaia di senzatetto. Il numero relativamente basso delle vittime dipese principalmente da due fattori: a) il terremoto fu preceduto il giorno prima da una scossa avvertita da tutti, a seguito della quale molti pernottarono all'aperto; b) poiché l'economia era basata prevalentemente sull'agricoltura e l'allevamento, quando avvenne la scossa principale nelle case si trovavano soltanto poche donne e bambini.

Nel catalogo CFTI3 sono segnalate 756 località di risentimento, 457 località di osservazione macrosismica in quello NT (Fig. 2.3).

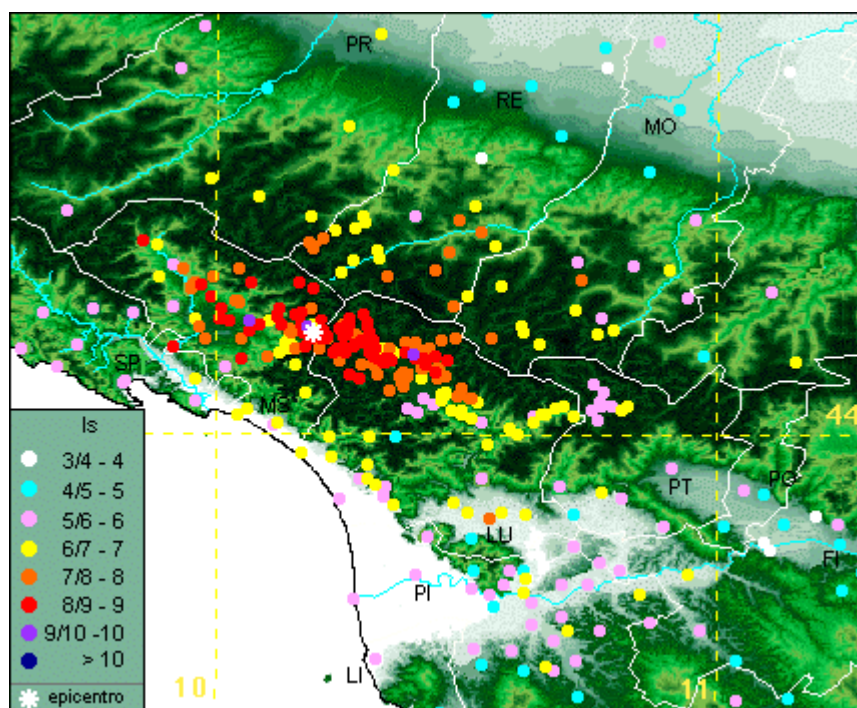


Fig. 2.3 – Intensità macrosismiche osservate relative all'evento del 1920 (da DOM 4.1)

### 2.3.6. Terremoto del 1 aprile 1950 – ROSIGNANO MARITTIMO

Secondo la pubblicazione di COCCIA (1982), la scossa principale, avvenuta alle 21:54 del 1 aprile, fu seguita da numerose repliche nelle ore e nei giorni successivi, almeno fino al 7 aprile. Nel triangolo Gabbro-Nibbiana-Castelnuovo della Misericordia si manifestò con maggiore violenza e frequenza di scosse. Enorme la paura nella popolazione. A Gabbro risultarono lesionate almeno 30 case, tra le quali la caserma dei carabinieri di recente costruzione. A Castelnuovo della Misericordia le lesioni furono diffuse al 70% delle abitazioni. A Livorno la scossa fu “preceduta da un forte boato e accompagnata da un soffio di aria calda” e fu segnalato il crollo di una scala. Inoltre viene riportata l’osservazione che “durante le scosse le navi al largo hanno sopportato un sisma più violento di quello della città”.

Fu notata la distribuzione non uniforme dei danni nell’area colpita, maggiori nei paesi delle colline, attribuita sia alla diversa natura dei terreni del sottosuolo, sia alle diverse caratteristiche costruttive degli edifici. Per tale motivo Coccia afferma che “porre l’epicentro nel triangolo Gabbro-Nibbiana-Castelnuovo sarebbe più il risultato di osservazioni macrosismiche di scarso fondamento scientifico. Acquista, conseguentemente, probabilità maggiore l’idea di situare l’ipocentro in mare, al largo di Calfuria, Quercianella Sonnino e Rosignano”, proponendo infine una localizzazione epicentrale: Livorno (in mare).

Sui cataloghi NT e CPTI l’evento è caratterizzato da una localizzazione epicentrale nel territorio di Rosignano Marittimo con intensità VI-VII (Fig. 2.3), mentre non è riportato nel catalogo CFTI3. Sul database DOM è riportata un’intensità di risentimento in Livorno pari a VI.

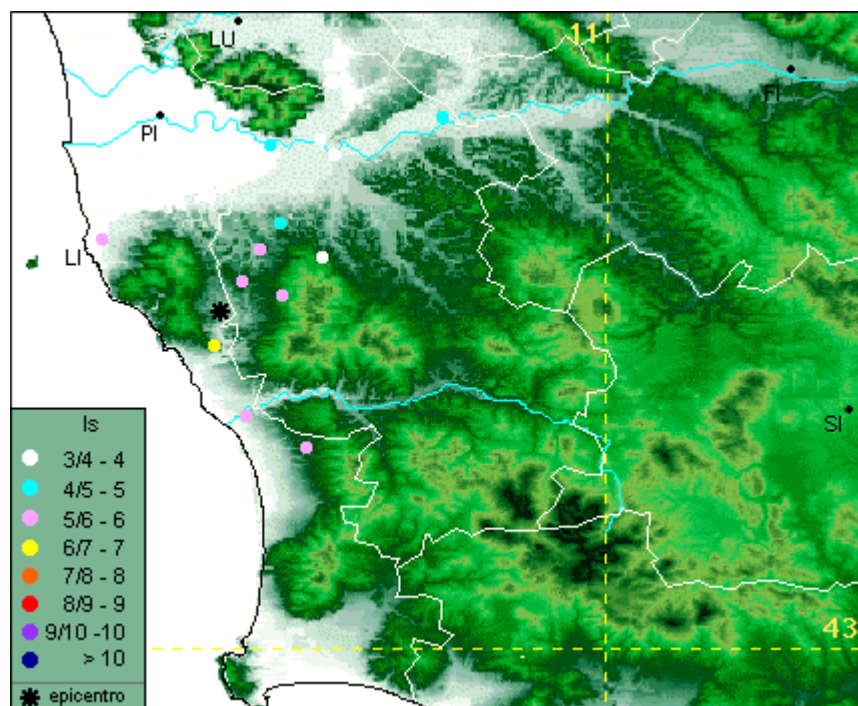


Fig. 2.3 – Intensità macrosismiche osservate relative all’evento del 1950 (da DOM 4.1)

## 2.4. Considerazioni conclusive

L'analisi degli eventi sismici registrati nel passato ha evidenziato che:

- il territorio livornese non è interessato da un'attività sismica di intensità e frequenza tale da poter disporre di serie storiche sufficientemente affidabili e complete per la compilazione di un catalogo di sito;
- la distribuzione spaziale degli eventi che hanno provocato danni a Livorno mostra, in ogni caso, l'influenza dell'attività sismica di origine locale-prossimale (entro un raggio di 25-30 Km) e di quella legata alla vicina area sismogenetica della Garfagnana;
- nell'ambito degli studi esistenti è stato evidenziato che i maggiori eventi attesi nelle vicinanze o all'interno del territorio comunale sono comunque in grado di provocare danni di entità pari o superiore a quelli che si registrerebbero in occasione di terremoti più violenti, ma con epicentro più distante;
- un esame dell'attività sismica locale su base delle osservazioni macrosismiche rileva un'apparente scarsità di localizzazioni epicentrali in mare, di fronte alla città, al contrario di quanto emerge dalle registrazioni strumentali (v. Fig. 2.1) e da un attento esame delle fonti storiche che rileva che almeno due su cinque eventi tra quelli maggiori (1646 e 1742) hanno molto probabilmente avuto tale localizzazione;
- la mancanza di un adeguato numero di localizzazioni epicentrali in mare è comunque legata sia alla procedura di localizzazione degli eventi storici mediante dati macrosismici, che tendono a spostare l'epicentro verso le zone del danno necessariamente ubicate sulla terraferma, sia, in parte, all'attuale distribuzione delle stazioni di registrazione, che formano una rete le cui maglie non riescono a coprire con un dettaglio sufficiente le aree antistanti le coste;
- la massima intensità macrosismica osservata in Livorno è pari al VII grado della scala MCS, in occasione degli eventi del 1646 e del 1742 (che ha provocato le uniche vittime, in numero di 4, nella città);
- la massima magnitudo stimata per il terremoto del 1742 è pari a 5.2 della scala Richter;
- entro un raggio di 25 Km dal capoluogo la massima magnitudo registrata strumentalmente nel periodo 1981-1996 è pari a 4.2;
- le osservazioni macrosismiche da fonti storiche e le registrazioni strumentali concorrono comunque a delineare un quadro di attività sismica piuttosto diffusa e costante nel tempo, ma con intensità che si mantengono perlopiù al di sotto della soglia di avvertibilità, con alcune scosse molto forti ad ampi intervalli di ricorrenza;

- si evidenzia infine l'importanza di un'analisi approfondita da condurre a livello di singoli siti ed edifici (non prevista dallo studio presente), al fine di valutare le conseguenze che eventi di energia analoga a quella dei terremoti passati provocherebbero sull'attuale quadro urbanistico e territoriale, in considerazione soprattutto del notevole sviluppo registrato dalle epoche in cui si sono verificati gli eventi maggiori.

---

## 3. LEGGI DI ATTENUAZIONE

---

### 3.1. Definizioni

Si definiscono **leggi di attenuazione** le relazioni che consentono di calcolare le variazioni nei parametri rappresentativi del moto sismico (accelerazione di picco, spostamento, intensità macrosismica, ordinate spettrali, ecc.) con l'aumentare della distanza dall'epicentro (o dall'ipocentro), in corrispondenza del quale tali parametri sono stati misurati o stimati.

Nei modelli di riferimento si assume in genere che: i) la sorgente è rappresentata dalla magnitudo (o dall'intensità macrosismica); ii) il cammino di propagazione è definito dalla distanza (epicentrale o ipocentrale); iii) le diverse caratteristiche dei siti possono essere considerate tramite l'utilizzo di appositi coefficienti.

Si tratta di relazioni empiriche, ricavate su base statistica (metodo di regressione) dall'elaborazione di dati strumentali o macrosismici, che assumono una forma del tipo:

$$\log y = a + bM - c \log (R+C) + S \pm \sigma$$

dove  $y$  è il parametro rappresentativo del moto,  $M$  la magnitudo,  $R$  la distanza dalla sorgente o dall'epicentro,  $C$  un fattore di correzione,  $a, b, c$  dei coefficienti empirici,  $S$  un coefficiente rappresentativo della natura dei terreni, al fine di considerare le caratteristiche del sito e  $\sigma$  la deviazione standard.

In definitiva la qualità di una legge di attenuazione dipende essenzialmente dalla selezione e dalla qualificazione del dato. In molti casi inoltre, la mancanza di valide caratterizzazioni dei siti di registrazione condiziona la possibilità di introdurre i relativi coefficienti di sito.

Data la scarsa disponibilità di dati, strumentali e macrosismici, relativi a sismi locali di intensità significativa, per l'area livornese non è al momento possibile elaborare leggi di attenuazione specifiche, per cui si deve ricorrere all'applicazione delle relazioni esistenti elaborate per aree territoriali a scala maggiore.

### 3.2. Analisi delle leggi esistenti

#### 3.2.1. Leggi a scala "nazionale"

Tra le molte relazioni disponibili su scala mondiale, diverse leggi di attenuazione sono correntemente applicate alla situazione italiana, tra le quali:

$$3.2.a \quad \log(A) = -1.845 + 0.363M - \log\sqrt{(d^2 + 5.0^2)} + 0.195S \pm 0.173 \quad (\text{SABETTA \& PUGLIESE, 1987})$$

dove l'accelerazione di picco  $A$  è espressa in g, ricavata selezionando 95 accelerogrammi di 17 terremoti italiani, viene considerata la magnitudo  $M = M_L$  per  $4.6 < M < 5.5$  e  $M = M_s$  per  $M \geq 5.5$  e non vengono utilizzate le informazioni relative alla profondità degli eventi;  $d$  rappresenta la distanza della proiezione del piano di faglia sulla superficie o la distanza epicentrale (in Km).  $S$  è un coefficiente che tiene conto degli effetti di sito, ed è pari a 0 per terreni duri e profondi (calcari, arenarie, siltiti, marne, argille e conglomerati con  $V_S > 800 \text{ ms}^{-1}$  o profondità del suolo  $H > 20 \text{ m}$ ) e pari a 1 per terreni superficiali (profondità del suolo  $5 \leq H \leq 20 \text{ m}$ ). La profondità degli eventi considerati è compresa tra 5.0 e 16.0 Km, media di 8.5 Km, con vari meccanismi focali. In ogni caso non considera i forti effetti direzionali (come del resto gran parte delle relazioni di attenuazione) associati a certi eventi.

$$3.2.b \quad \ln(A) = 4.73 + 0.52M - 0.00216R - \ln(R) \pm 0.67 \quad (\text{TENTO ET AL., 1992})$$

dove l'accelerazione di picco  $A$  è espressa in gal,  $R = \sqrt{(d^2 + h^2)}$  con  $d$  che rappresenta la distanza della proiezione del piano di faglia sulla superficie per  $M_L \geq 5.7$ , la distanza epicentrale negli altri casi ed  $h$  la profondità (in Km), ottenuta con 137 registrazioni di 40 terremoti italiani; viene considerata la magnitudo  $M = M_L$  per  $4.0 < M < 6.6$ . La maggior parte degli eventi considerati. È stata ricavata per terremoti perlopiù entro distanze ipocentrali di 10-40 km, fornendo valori leggermente sottostimati, sia per basse magnitudo in prossimità dell'epicentro (near field), sia per alte magnitudo lontano dall'epicentro (far field).

$$3.2.c \quad \log a = -1.138 + 0.263M - 0.00023R - 1.02 \log R \pm 0.255 \quad (\text{AMBRASEYS, 1995})$$

dove l'accelerazione di picco  $a$  è espressa in g, selezionando 1183 registrazioni di 560 terremoti europei,  $R = \sqrt{(d^2 + h^2)}$ , con  $d$  che rappresenta la distanza della proiezione del piano di faglia sulla superficie ed  $h$  la profondità (in Km); viene considerata la magnitudo  $M = M_s$  per  $3.0 < M < 7.3$ . In realtà la relazione originaria assume una forma più generica con cambiamenti nei vari coefficienti a seconda dei casi (accelerazione di picco orizzontale o verticale, includendo o meno la profondità focale); la relazione così proposta è stata ricavata dal GNDT specificatamente per la situazione italiana.

### 3.2.2. Leggi a scala "regionale"

A livello regionale sono state condotte analisi sulle leggi di attenuazione nell'ambito degli studi di pericolosità sismica (VANNUCCHI, 1991; PETRINI, 1996; PERUZZA, 1996) dei quali nel seguito si discutono i risultati con particolare riguardo alla situazione del territorio comunale di Livorno.



Lo studio a cura di Vannucchi del 1991, basato sull'individuazione di 19 aree sorgenti sismiche potenziali, ha preso in considerazione tre diverse relazioni di attenuazione per l'intensità sismica ed una per l'attenuazione dell'accelerazione al suolo. Per la valutazione dei coefficienti delle equazioni fornite, sono stati individuati 16 terremoti di riferimento, successivamente suddivisi su due macro-aree a cavallo dell'Appennino, e considerate i dati sismici ripresi da POSTPISCHL (1985a e 1985b). Livorno risulta essere compresa nell'area B insieme a buona parte dell'area appenninica, mentre la Garfagnana è inclusa nell'area A che arriva a comprendere parte della pianura padana.

3.2.d Relazione tra il decadimento dell'intensità sismica ( $I_1 - I$ ) e distanza (epicentrale o ipocentrale;  $R$ ), proposta da GRANDORI ET AL. (1987):

$$i = I_1 - I = \frac{1}{\ln \psi} \ln \left[ 1 + \frac{\psi - 1}{\psi_0} \left( \frac{R}{R_1} - 1 \right) \right]$$

dove  $I$  è l'intensità al sito,  $I_1$  è l'intensità epicentrale,  $R_1$  è il raggio equivalente della linea isosisma più elevata,  $R$  è il raggio equivalente che corrisponde all'intensità  $I$  ed i parametri  $\psi$  e  $\psi_0$  sono dati da:

$$\psi = \frac{R_{i+1} - R_i}{R_i - R_{i-1}}; \quad \psi_0 = \frac{R_2 - R_1}{R_1}$$

avendo indicato con  $R_i$  il raggio equivalente della linea isosisma  $i$ -esima (linea di confine dell'area caratterizzata da intensità  $I_i$ ). Tale metodo permette inoltre di determinare i diversi rapporti di attenuazione in funzione dell'intensità epicentrale mediante la costante:

$$\phi = \frac{R_1(I_1 = j)}{R_1(I_1 = j - 1)} = \frac{R_i(I_1 = j)}{R_i(I_1 = j - 1)} \quad i \geq 2$$

I coefficienti, ricavati sulla base delle distanze epicentrali, relativi alle due aree e all'areale totale sono:

area A  $\phi = 1.131$ ;  $\psi = 1.593$ ;  $\psi_0 = 0.988$ ;  $R_1 = 8.879$  per  $I_1 = 10$ ;  $R_1 = 8.879$  per  $I_1 = 9$ ;

area B  $\phi = 1.339$ ;  $\psi = 1.317$ ;  $\psi_0 = 1.544$ ;  $R_1 = 7.098$  per  $I_1 = 10$ ;  $R_1 = 5.299$  per  $I_1 = 9$ ;

totale  $\phi = 1.356$ ;  $\psi = 1.251$ ;  $\psi_0 = 1.268$ ;  $R_1 = 9.488$  per  $I_1 = 10$ ;  $R_1 = 7.000$  per  $I_1 = 9$ .

Per brevità sono stati riportati i valori di  $R_1$  solo per le intensità maggiori, ma sono stati calcolati anche per  $I_1 = 8$  e  $I_1 = 7$ .

3.2.e Relazione di attenuazione dell'intensità sismica in funzione della distanza (epicentrale o ipocentrale) per terremoti di magnitudo assegnata ( $M$ ). È stata presa in esame la formula generale:

$$I = a_0 + a_1 M + a_2 \ln(R + R_0)$$

dove  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  sono costanti e  $R_0$  un'altra costante che caratterizza la dimensione della sorgente sismica. I coefficienti relativi alle due aree e all'areale totale, ricavati sulla base delle distanze epicentrali nell'ipotesi di raggio equivalente, sono:

area A	$a_0 = 9.518$ ;	$a_1 = 1.603$ ;	$a_2 = -3.117$ ;	$R_0 = 17$ ;	$\sigma = 0.364$ ;
area B	$a_0 = 5.907$ ;	$a_1 = 1.473$ ;	$a_2 = -2.249$ ;	$R_0 = 8$ ;	$\sigma = 0.569$ ;
area totale	$a_0 = 8.600$ ;	$a_1 = 1.482$ ;	$a_2 = -2.830$ ;	$R_0 = 14$	$\sigma = 0.553$ .

3.2.f Relazione di attenuazione dell'intensità sismica in funzione della distanza (epicentrale o ipocentrale:  $R$ ) per terremoti di assegnata intensità alla sorgente sismica ( $I_0$ ). La formula generale è analoga al caso precedente:

$$I = a_0 + a_1 I_0 + a_2 \ln(R + R_0)$$

dove  $I_0$  rappresenta l'intensità "immaginaria" (teorica), che nel caso di terremoti non molto profondi può essere valutata come  $I_0 = (I_1 + I)$  essendo  $I_1$  l'intensità nell'area epicentrale. I coefficienti relativi alle due aree e all'areale totale, ricavati sulla base delle distanze epicentrali nell'ipotesi di raggio equivalente, sono:

area A	$a_0 = 3.048$ ;	$a_1 = 1.133$ ;	$a_2 = -1.981$ ;	$R_0 = 9$ ;	$\sigma = 0.369$ ;
area B	$a_0 = 0.260$ ;	$a_1 = 1.361$ ;	$a_2 = -2.026$ ;	$R_0 = 6$ ;	$\sigma = 0.440$ ;
area totale	$a_0 = 1.078$ ;	$a_1 = 1.259$ ;	$a_2 = -1.915$ ;	$R_0 = 6$ ;	$\sigma = 0.468$ .

3.2.g Relazione di attenuazione dell'accelerazione al suolo in funzione della distanza (epicentrale o ipocentrale:  $R$ ) per terremoti di magnitudo assegnata ( $M$ ). È stato utilizzato un metodo basato sull'uso dei dati di intensità macrosismica (HU, 1998), ipotizzando che, per un determinato valore della magnitudo, si possa estendere la validità di una relazione nota tra intensità sismica ed accelerazione relativa ad una data regione di riferimento, alla regione in studio. Si tratta in pratica di ricavare dei coefficienti incogniti da inserire nella solita relazione generale:

$$\ln a = b_0 + b_1 M + b_2 \ln(R + R_0), \quad \text{con } a \text{ espressa in gal (1gal} = 1\text{cm/sec}^2\text{) e } R \text{ in Km.}$$

Come leggi di attenuazione della regione di riferimento sono state usate quelle relative agli Stati Uniti orientali e come legge di attenuazione dell'intensità macrosismica per la zona di studio quella discussa precedentemente al punto 3.2.b.

I coefficienti relativi alle due aree e all'areale totale, ricavati sulla base delle distanze epicentrali nell'ipotesi di raggio equivalente, sono:

area A	$b_0 = 8.799$ ;	$b_1 = 0.465$ ;	$b_2 = -1.660$ ;	$R_0 = 17$ ;
area B	$b_0 = 6.875$ ;	$b_1 = 0.395$ ;	$b_2 = -1.198$ ;	$R_0 = 8$ ;
area totale	$b_0 = 8.310$ ;	$b_1 = 0.400$ ;	$b_2 = -1.507$ ;	$R_0 = 14$ .

I risultati dell'analisi hanno portato a suggerire, ai fini di una scelta di progetto conservativa, l'utilizzo della prima relazione (3.2.a) per valutare l'intensità sismica al sito nelle aree vicine all'epicentro, l'utilizzo delle altre relazioni nel caso di epicentro più lontano.

Inoltre, è stato osservato che l'attenuazione è maggiore per gli eventi all'interno della zona sud (area B) rispetto a quelli compresi nella zona nord (area A) e per la seconda legge rispetto alla terza.

Lo studio a cura di Petrini del 1996, procede all'analisi delle relazioni di attenuazione distinguendo due diverse situazioni, utilizzando ugualmente i dati sismici da POSTPISCHL (1985a).

3.2.h Zone "omogenee" per attenuazione (cioè per le quali si può ipotizzare che per ogni evento al loro interno la propagazione dell'energia dall'epicentro avvenga secondo la medesima legge di attenuazione). Per gli eventi in zone sismogenetiche caratterizzate da terremoti rappresentativi, per le quali possono essere condotte specifiche analisi statistiche, è stata utilizzata la relazione proposta da GRANDORI ET AL. (1987) già vista in precedenza, che ha portato all'individuazione delle zone "omogenee" che interessano il territorio della Toscana. A tale proposito rivestono particolare importanza ai fini dello studio sul territorio di Livorno le zone della Garfagnana e Lunigiana (zona 11) e della Toscana sud-occidentale (zona 17), interesse minore riveste la zona del Mugello (zona 13), per le quali vengono forniti i seguenti coefficienti:

zona 11	$\phi = 1.2;$	$\psi = 1.7;$	$\psi_0 = 1.0;$	$R_1 = 9.0$	per $I_1 = 9;$
zona 13	$\phi = 1.0;$	$\psi = 1.7;$	$\psi_0 = 1.3;$	$R_1 = 6.0$	per $I_1 = 9;$
zona 17	$\phi = 1.0;$	$\psi = 1.6;$	$\psi_0 = 1.3;$	$R_1 = 6.0$	per $I_1 = 9.$

Per la zona 11 le isosisme del terremoto del 07.09.1920 ( $I_1 = IX$ ) mostrano un marcato allungamento appenninico ed un'attenuazione maggiore verso il Tirreno; per la zona 17 si può assumere una propagazione ellittica con allungamento circa N-S.

Va comunque evidenziato che il territorio del comune di Livorno ricade solo in parte all'interno della zona 17, in quanto caratterizzato dall'assenza di dati sismici sufficientemente affidabili. Per tale motivo, per eventi non compresi nelle zone definite dallo studio, è stata applicata una relazione di attenuazione circolare in accordo a quanto proposto da IACCARINO (1973), ottenendo i seguenti parametri.

altre aree	$\phi = 1.0;$	$\psi = 1.6;$	$\psi_0 = 1.3;$	$R_1 = 5.6$	per $I_1 = 8.$
------------	---------------	---------------	-----------------	-------------	----------------

3.2.i Zone "omogenee" per distribuzione dell'intensità epicentrale. Il metodo adottato assume che, dato un evento di intensità maggiore del valore di soglia  $I_s$  (pari a VI MCS), la funzione di distribuzione probabilistica delle intensità sia indipendente dalle coordinate spaziali e presenti una delle seguenti forme:

- i.  $1 - F_{I_0}(i) = \exp [-\alpha (i - I_s)];$
- ii.  $1 - F_{I_0}(i) = \exp [ \exp (\alpha I_s) - \exp (\alpha i)];$
- iii.  $1 - F_{I_0}(i) = \exp [ \exp (\alpha I_s + \beta) - \exp (\alpha i + \beta)].$

L'individuazione delle zone sismogenetiche è stata effettuata mediante un completamento ed aggiornamento del lavoro di SCANDONE ET AL. (1992). Le zone sono state successivamente raggruppate in classi sulla base dei risultati di una prima fase di analisi. Le classi di maggiore interesse per il territorio di Prato sono la 7 (con la zona 21 Garfagnana-Lunigiana), la 5 (con la zona 28 Toscana meridionale) e la 3 (con la zona 23 fascia trasversale tosco-emiliana). Per le classi 3 e 5 è stato evidenziato che i migliori risultati sono forniti dall'equazione nella forma iii., per la classe 7 la migliore espressione è risultata l'equazione ii.. I parametri ricavati sono i seguenti:

classe 3	$\alpha = 0.74447;$	$\beta = -5.0468$	$I_{\max} = 8;$
classe 5	$\alpha = 0.36373;$	$\beta = -1.4810$	$I_{\max} = 9;$
classe 7	$\alpha = 0.20078;$	-	$I_{\max} = 9.$

Come nel caso precedente, il territorio del comune di Livorno ricade solo parzialmente all'interno della zona 28 (classe 5), in quanto caratterizzato da una sismicità minore. Per gli eventi esterni alle zone definite dallo studio, l'equazione migliore è risultata la iii., ottenendo i seguenti parametri:

zone esterne	$\alpha = 0.94275;$	$\beta = -6.2942$	$I_{\max} = 9.$
--------------	---------------------	-------------------	-----------------

Lo studio a cura di Peruzza del 1996 prende spunto da una lunga sperimentazione volta a definire una macrozonazione omogenea dell'attenuazione dell'intensità, al termine della quale non ha trovato riscontro la dipendenza dell'attenuazione stessa dall'intensità epicentrale  $I_0$ . I parametri di attenuazione sono stati perciò legati direttamente alla zonazione sismogenetica ZS4 (SCANDONE & STUCCHI M., 1999; v. Fig. 4.9); tra le zone sismogenetiche più importanti in relazione al territorio di Livorno si elencano le seguenti: zone 27 e 31 (nella quali è suddiviso il territorio comunale di Livorno), zone 32 e 33 (Mugello) e zona 28 che include la Garfagnana. Ove possibile, per la varie zone è stato individuato come rappresentativo il solo evento più forte verificatosi, distinguendo quindi i casi di assenza di tali terremoti rappresentativi.

3.2.j Sorgenti dotate di terremoto rappresentativo. La legge di attenuazione rappresentativa di tali zone è espressa tramite la formulazione proposta da GRANDORI ET AL. (1987) già esaminata; in questo caso viene comunque esclusa la variabilità del parametro  $R_1$ , che resta costante al variare dell'intensità epicentrale  $I_1$ . Tra le 5 zone sismogenetiche sopra elencate, 3 sono state caratterizzate mediante tale formulazione; i parametri ricavati sono:

zona 28	$\psi = 1.507;$	$\psi_0 = 1.568;$	$R_1 = 4.797;$
zona 31	$\psi = 1.849;$	$\psi_0 = 0.376;$	$R_1 = 5,376;$
zona 33	$\psi = 1.490;$	$\psi_0 = 1.713;$	$R_1 = 5.854;$

3.2.k Sorgenti prive di terremoti. In questi casi la relazione di attenuazione nella formulazione CRAM proposta da BERARDI ET AL. (1994) ha fornito i risultati più soddisfacenti:

$$I_0 - I = \alpha + \sqrt[3]{\beta D_i} .$$

Per due delle 7 zone sismogenetiche sopra elencate sono stati ricavati i seguenti parametri:

zona 27	$\alpha = -0.769;$	$\beta = 1.015;$
zona 32	$\alpha = -0.769;$	$\beta = 1.015.$

Nell'applicazione delle relazioni descritte è assicurata la validità delle curve tipo Grandori solo nell'intervallo  $III - I_0$ , della curva tipo CRAM sopra la soglia di intensità V.

### 3.3. Applicazione delle leggi di attenuazione al territorio livornese

#### 3.3.1. Attenuazione dell'intensità epicentrale

Allo scopo di confrontare le varie relazioni proposte, si è eseguita un'analisi dell'attenuazione dell'intensità epicentrale per gli eventi compresi nei cataloghi sismici che hanno dato una significativa intensità di risentimento (I uguale o maggiore di IV-V) su Livorno. Sono stati così selezionati 9 eventi ai quali sono state applicate alcune delle leggi di attenuazione dell'intensità sismica nella forma proposta dai vari autori considerati. I 3 eventi con epicentro in Livorno non possono essere utilizzati allo scopo in quanto le relazioni utilizzate stimano solo il grado di attenuazione e non direttamente l'intensità al sito.

La tabella seguente illustra i risultati dell'analisi; i simboli rappresentano:  $I_0$  intensità epicentrale; I r. intensità di risentimento in Livorno; dist. distanza tra Livorno ed epicentro in Km; 3.2.x indica la corrispondente relazione tra quelle sopra discusse ritenute maggiormente significative.

L'esame della tabella mostra la discreta coerenza tra i risultati dell'applicazione delle diverse relazioni individuate, con una corrispondenza con i valori di intensità calcolati sulla base della distribuzione dei danni (intensità "osservate") non univocamente ben stabilita; vi sono infatti alcuni casi specifici per i quali i valori di intensità al sito calcolati si discostano in maniera significativa da quelli reali.

data	località ep.	I <sub>0</sub>	I r.	dist.	intensità locale calcolata				
					3.2.d	3.2.f	3.2.h	3.2.j	3.2.k
05.04.1646	Livorno	VI	VII	0.0					
06.03.1740	Garfagnana	VIII	V	60.0	IV-V	V	V	IV	V
27.01.1742	Livorno	VI	VII	0.0					
23.07.1746	Garfagnana	VII	IV-V	60.2	< IV	< IV	IV	IV	V
21.01.1767	Fivizzano	VII	V	77.5	< IV	< IV	< IV	< IV	< IV
08.01.1771	Livorno	V-VI	VI-VII	0.0					
14.08.1846	Toscana sett.	IX	VII	22.2	VII	VII	VII	V-VI	VII
29.07.1871	Colline Metal.	VII-VIII	V	36.9	V	V	V	< IV	V
29.06.1919	Mugello	X	IV-V	103.9	V	VI	V-VI	V-VI	VI
10.09.1919	Toscana mer.	VII-VIII	V	143.3	< IV	< IV	< IV	< IV	< IV
07.09.1920	Garfagnana	X	VI-VII	70.4	VI-VII	VI-VII	VI-VII	VI	VI-VII
01.04.1950	Rosignano M.	VI-VII	VI	18.4	V	V	V	< IV	IV-V

Tab. 3.1 - Attenuazione dell'intensità di risentimento dall'epicentro a Livorno

In particolare si evincono le seguenti considerazioni:

- le relazioni proposte mostrano di potersi applicare con maggiore profitto a distanze epicentrali da Livorno comprese tra 20 e 70 Km (aree epicentrali della Garfagnana, della Toscana settentrionale e delle Colline Metallifere);
- per distanze superiori i valori calcolati possono risultare, rispetto a quelli osservati, sia sovrastimati (caso del terremoto del Mugello del 1919), sia sottostimate (caso dei terremoti di Fivizzano del 1767 e della Toscana meridionale del 1919);
- per distanze inferiori (terremoto di Rosignano M. del 1950) le relazioni applicate hanno fornito risultati lievemente sottostimati rispetto a quelli osservati, fatto che può fare ipotizzare l'occorrenza di fenomeni di amplificazione sismica locale, necessariamente non considerati dalle leggi di attenuazione;
- la possibilità di fenomeni di amplificazione nel territorio livornese è suggerita anche dal fatto che per gli eventi con epicentro stabilito nei pressi del capoluogo, sono segnalate intensità di risentimento in città maggiori di quelle epicentrali;

### 3.3.2. Attenuazione dell'accelerazione di picco al suolo

Analogamente a quanto fatto per le intensità epicentrali, è stata eseguita l'analisi degli stessi eventi in termini di picchi di accelerazione, applicando varie relazioni. Tuttavia, vista la mancanza di

registrazioni strumentali disponibili per praticamente tutti gli eventi significativi verificatisi (anteriori al 1930), l'analisi deve necessariamente basarsi sui valori stimati della magnitudo dei vari terremoti, risultando perciò meno affidabile e scarsamente sottoponibile a verifica. Inoltre il parametro accelerazione di picco è più sensibile alle variazioni delle caratteristiche dei terreni al sito rispetto all'intensità di risentimento, che rapporta i danni sull'intera località colpita e non sul singolo punto.

Anche per tale motivo le relazioni di attenuazione dell'accelerazione di picco dovranno essere verificate sulla base dei risultati di eventuali studi specifici sugli effetti di sito.

In questo caso sono stati stimati anche i valori relativi agli eventi con epicentro in Livorno.

data	località ep.	I <sub>0</sub>	I r.	M	dist.	PGA calcolata (in g)			
						3.2.a	3.2.b	3.2.c	3.2.g
05.04.1646	Livorno	VI	VII	4.3	0.0	0.163	0.106	0.093	0.434
06.03.1740	Garfagnana	VIII	V	5.7	60.0	0.044	0.032	0.034	0.062
27.01.1742	Livorno	VI	VII	5.2	0.0	0.346	0.169	0.161	0.622
23.07.1746	Garfagnana	VII	IV-V	5.2	60.2	0.029	0.025	0.025	0.050
21.01.1767	Fivizzano	VII	V	5.4	77.5	0.026	0.021	0.022	0.040
08.01.1771	Livorno	V-VI	VI-VII	4.0	0.0	0.127	0.090	0.078	0.385
14.08.1846	Toscana sett.	IX	VII	5.9	22.2	0.136	0.097	0.099	0.171
29.07.1871	Colline Metal.	VII-VIII	V	5.5	36.9	0.060	0.049	0.048	0.091
29.06.1919	Mugello	X	IV-V	6.3	103.9	0.042	0.023	0.027	0.039
10.09.1919	Toscana mer.	VII-VIII	V	5.3	143.3	0.013	0.009	0.011	0.017
07.09.1920	Garfagnana	X	VI-VII	6.5	70.4	0.073	0.041	0.046	0.070
01.04.1950	Rosignano M.	VI-VII	VI	4.6	18.4	0.055	0.058	0.052	0.120

Tab. 3.2 - Attenuazione dell'accelerazione di picco dall'epicentro a Livorno

L'esame della tabella (dove M rappresenta la magnitudo attribuita dal catalogo) mostra le differenze, a volte sensibili, che possono derivare dall'applicazione delle diverse leggi di attenuazione allo stesso evento sismico e la dispersione dei risultati anche all'interno di una stessa relazione. In ogni caso, i risultati in termini di accelerazione di picco mostrano una discreta correlazione con i valori delle intensità macrosismiche osservate.

Nell'applicazione delle relazioni proposte devono comunque essere considerati i limiti di applicabilità delle medesime che derivano dalla metodologia seguita per la loro formulazione. Al proposito si evidenzia che per le relazioni in 3.2.b e 3.2.c l'utilizzo delle distanze epicentrali (più facilmente disponibili) in luogo di quelle ipocentrali può provocare grandi scarti nei risultati; la

tabella è stata perciò compilata considerando una profondità dell'ipocentro pari a 10 Km per ogni evento, profondità compatibile con i meccanismi sismogenitici individuati per la maggior parte delle zone sorgente interessate; cfr. capitolo 4 seguente)

Dal confronto dei risultati ottenuti con le diverse leggi di attenuazione possiamo in definitiva affermare che le relazioni di SABETTA & PUGLIESE (1987; 3.2.a), quella di TENTO ET AL. (1992; 3.2.b) e di AMBRASEYS (1995; 3.2.c) forniscono valori compatibili tra loro, con la tendenza della prima relazione a fornire valori più elevati soprattutto nel caso degli eventi di magnitudo maggiore e/o breve distanza. La relazione proposta in VANNUCCHI (1991; 3.2.d) appare invece fornire valori di accelerazione di picco al sito in alcuni casi decisamente troppo elevati, soprattutto per eventi con epicentro a breve distanza; ad ogni modo si nota una tendenza alla riduzione degli scarti con le altre relazioni nel caso degli eventi con epicentro maggiormente distante da Livorno.

Da rilevare che, nell'ambito degli studi di pericolosità sismica condotti a scala nazionale dal GNDT, per il territorio di Livorno è stata valutata un'accelerazione di picco al suolo compresa tra 0.2 e 0.24 g, con un tempo di ritorno di 475 anni (v. paragrafo 4.3).

In ogni caso, le valutazioni delle accelerazioni di picco non possono prescindere dalla risposta locale registrata nei vari siti (non oggetto del presente studio), in quanto può fortemente influenzare gli scenari di danneggiamento in funzione dell'amplificazione correlata alla particolare situazione geologico-morfologica e lito-stratigrafica.



## 4. INDIVIDUAZIONE E CARATTERIZZAZIONE DELLE AREE SORGENTI E DEI MECCANISMI FOCALI

### 4.1. Inquadramento geologico

L'Appennino è una catena relativamente giovane dal punto di vista geologico-evolutivo e gli stress tettonici legati alla sua evoluzione geologica e geodinamica recente sono tutt'ora attivi e si manifestano attraverso una sismicità diffusa.

L'Appennino Settentrionale in particolare, separato dalle Alpi Occidentali e dall'Appennino Centrale da importanti direttrici tettoniche trasversali che interessano le unità tettoniche di copertura e si spingono in profondità fino nella litosfera, può essere suddiviso in zone omogenee per struttura crostale, per evoluzione geostrutturale e geomorfologica, e per distribuzione e tipologia della sismicità (Fig .4.1).

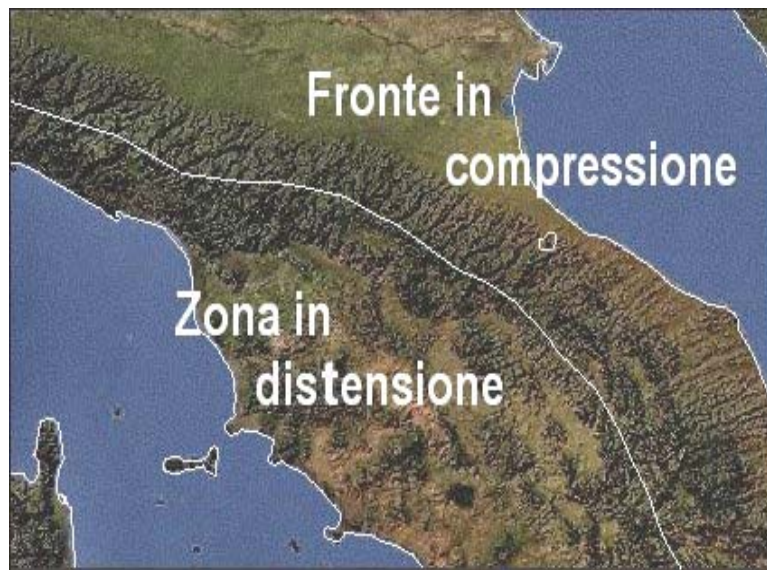


Fig. 4.1 – Lo spartiacque dell'Appennino Settentrionale rappresenta il limite di due aree ben distinte anche dal punto di vista geomorfologico e sismotettonico.

Queste zone, la cui diversa fisiografia risulta legata alla loro evoluzione geologica ed al loro attuale assetto geologico-strutturale, sono:

- la fascia peri-tirrenica (o “zona di catena interna”), caratterizzata da un'alternanza di dorsali e bacini intramontani.

- la zona appenninico-padana che, con il fronte appenninico sepolto sotto la coltre alluvionale della Pianura Padana, costituisce la “zona di catena esterna”, caratterizzata da un profilo regolare che degrada dallo spartiacque principale fino alla pianura.

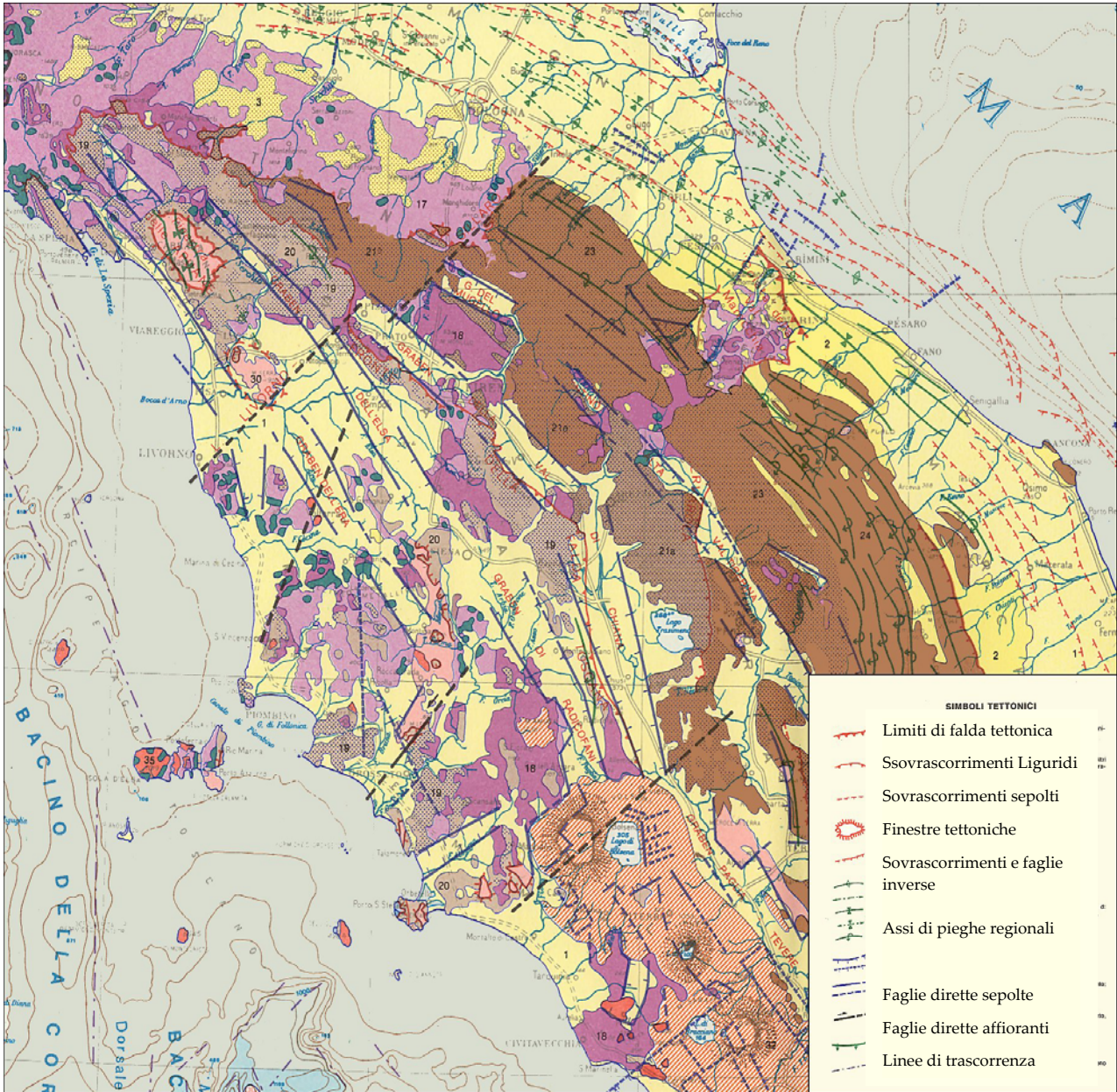


Fig. 4.1 bis – Schema geologico-strutturale dell’Appennino Settentrionale (Da: Prog. Fin. Geod. U.O. 5.2.1/76. Pubb. 269)

L’attività sismica che caratterizza la zona di catena interna risulta piuttosto omogeneamente diffusa alla scala regionale. Alcune sequenze sismiche tuttavia sono evidentemente concentrate lungo fasce piuttosto ben definite, allungate parallelamente alla catena e coincidenti con i margini dei bacini intramontani o con gli allineamenti ad essi trasversali.

L'attività sismica che caratterizza la zona di catena esterna è invece concentrata in aree ristrette e piuttosto ben definite, in corrispondenza di strutture tettoniche attive sepolte al di sotto della coltre alluvionale della pianura o lungo le strutture trasversali che le interrompono.

La sismicità delle due diverse zone è caratterizzata da eventi con profondità ipocentrali differenti e con meccanismi focali compatibili con i modelli sismotettonici e tettonico-evolutivi proposti per l'Appennino Settentrionale.

#### **4.2. Caratterizzazione sismotettonica dell'Appennino Settentrionale**

A partire dal Miocene inferiore-medio la tettonica estensionale ha seguito nello spazio e nel tempo la migrazione verso est del fronte compressivo di accavallamento delle falde tettoniche (oggi attivo sul versante padano-adriatico, come dimostra la locale attività sismica con componenti di stress da transpressive a puramente compressive) e ha prodotto lo smembramento dell'edificio appenninico a partire dalla sua porzione più interna (area tirrenica).

Gli eventi distensivi si sono sviluppati in due fasi distinte caratterizzate dalla riattivazione di strutture a basso angolo come thrust o faglie inverse e, solo successivamente, dallo sviluppo di faglie dirette sia a basso angolo (in genere più antiche) che ad alto angolo.

Alla frammentazione della catena ad opera delle faglie dirette, sempre migrando nello spazio e nel tempo verso est e seguendo lo spostamento dal Tirreno verso l'area adriatica del fronte dei processi estensionali, a partire dal Miocene superiore si sono sviluppati processi magmatici che hanno portato alla forte anomalizzazione del gradiente geotermico con la messa in posto di estesi complessi plutonici (area di Larderello) o di corpi granitici isolati (e.g. Monte Capanne, Isola del Giglio, Botro ai Marmi, etc.). Localmente la risalita di magmi attraverso vie preferenziali costituite da faglie o da zone intensamente fratturate, ha dato luogo alla formazione di apparati sub-vulcanici (e.g. Orciatico, Montecatini in Val di Cecina), vulcanici (e.g. Monte Amiata, Radicofani, vulcani laziali) (SERRI ET AL., 1991; INNOCENTI ET AL., 1992; COLI ET AL., 1991).

L'attività dei sistemi di faglie estensionali ha portato alla formazione di una struttura caratterizzata da un'alternanza di dorsali e bacini (depressioni strutturali) dove in ambiente continentale e marino, a partire dal Miocene Superiore, si sono depositate potenti successioni sedimentarie clastiche con apporti derivanti dall'erosione e dal progressivo smantellamento delle contigue dorsali (AMBROSETTI ET AL., 1978; BOSSIO ET AL., 1993; BOSSIO ET AL., 1998, cum bibl.).

L'attuale asimmetria dell'Appennino settentrionale, caratterizzato da un'alternanza di dorsali e bacini intramontani ad ovest dello spartiacque e da un profilo sostanzialmente regolarizzato sul versante orientale, è legata proprio agli effetti della tettonica estensionale.

Come risulta anche dall'andamento delle aste fluviali, dalle sorgenti alle foci, lo sviluppo del reticolo idrografico è stato fortemente controllato dalla tettonica (Fig. 4.2).



Fig. 4.2 – L'evidente asimmetria del reticolo idrografico deriva dalla coesistenza di due differenti domini tettonici, sul fronte esterno e nella parte interna della catena appenninica (da MAZZANTI & TREVISAN, 1978, modificato).

Anche i due diversi bacini marini che limitano, ad est e ad ovest, la dorsale appenninica settentrionale, hanno un'origine diversa intuibile dalla morfologia dei fondali. L'Adriatico, in corrispondenza dell'attuale avanfossa dell'Appennino, ha una morfologia semplice caratterizzata da una depressione centrale lievemente asimmetrica. Qui si ha una sismicità simile a quella della Pianura Padana che, dal punto di vista tettonico ha lo stesso significato dell'Adriatico. Risulta solamente colmata dai depositi derivanti dall'erosione di Alpi ed Appennino Settentrionale, entrambi in forte sollevamento.

Il Tirreno Settentrionale ed il Mar Ligure, che si raccordano proprio in corrispondenza delle coste settentrionali della Toscana, hanno invece una morfologia piuttosto complessa caratterizzata dall'alternanza di depressioni e dorsali sommerse, alcune delle quali arrivano ad emergere in corrispondenza delle Isole dell'Arcipelago Toscano. La situazione strutturale è assimilabile (in realtà, se si escludono le interferenze generate dall'apertura del Bacino Ligure, è la medesima) a quella descritta per l'alternanza bacini e dorsali della Toscana "continentale".

#### 4.2.1. Sismicità e struttura tettonica

L'attività sismica che caratterizza le zone orogeniche attive (Fig. 4.3) è legata ai movimenti compressivi durante la strutturazione delle catene (con terremoti con ipocentri generalmente a profondità superiori ai venti chilometri, BOCCALETTI ET AL., 1985, cum bibl.), alle fasi tardo-orogeniche estensionali (con terremoti con ipocentri entro i primi trenta chilometri di profondità) o

ad altri processi geodinamici quali ad esempio le anomalie geotermiche e il magmatismo s.l. (con terremoti caratterizzati da ipocentri a profondità raramente superiori a cinque - dieci chilometri).

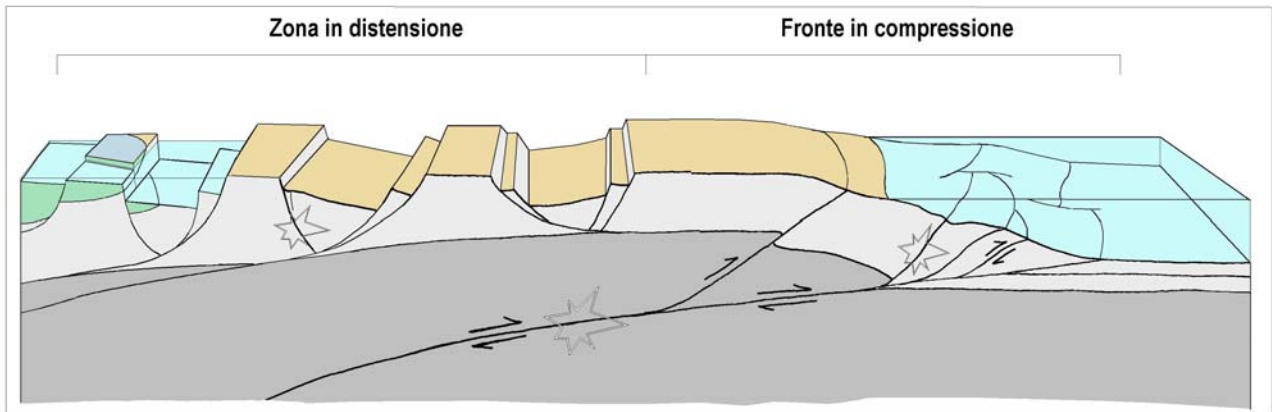


Fig. 4.3 – Schema della struttura tettonica dell'Appennino Settentrionale corrispondente ad una zona di subduzione-accrezione. In essa coesistono una zona esterna, con il fronte orogenico in compressione (rappresentato dal versante padano-adriatico) ed una zona interna in distensione (con i bacini estensionali in apertura ed il bacino tirrenico ad ovest). Le posizioni teoriche degli ipocentri sono indicate dai simboli a stella asimmetrica.

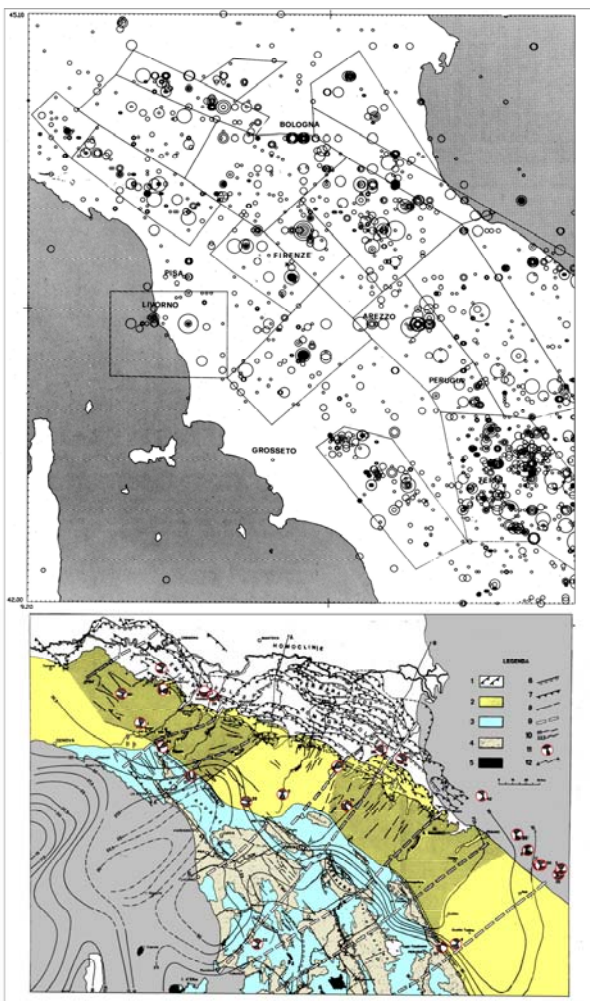


Fig. 4.4 – Carta della distribuzione degli epicentri (in alto) e del regime tettonico. In particolare: fronte in compressione sepolto (in bianco), aree in compressione/sollevamento (giallo), aree in distensione/sollevamento (celeste), aree in distensione/subsidenza (puntinato), vulcaniti (in nero). I meccanismi focali (cerchiati in rosso) danno indicazioni sulle componenti degli eventi sismici (compressivi quelli associati alle strutture sul fronte esterno e distensivi quelli della zona interna (a - da CREPELLANI ET AL., 1991. b - da BOCCALETTI ET AL., 1985, modificato).

L'attività sismica lungo la catena appenninica dimostra che la sua evoluzione geodinamica è tutt'ora in atto ed è facile determinare che il regime di stress sul fronte esterno della catena è diverso da quello del versante tirrenico (BOCCALETTI ET AL. 1985, cum bibl.).

L'Appennino Settentrionale infatti è caratterizzato da una complessa attività sismica (e.g. MANFREDINI, 1974; BOCCALETTI ET AL., 1985; EVA ET AL., 1990; EVA & SOLARINO, 1992) con terremoti con componenti di stress e profondità ipocentrali caratteristiche e differenti per ognuna delle zone identificate in precedenza (Figg. 4.4 e 4.5).

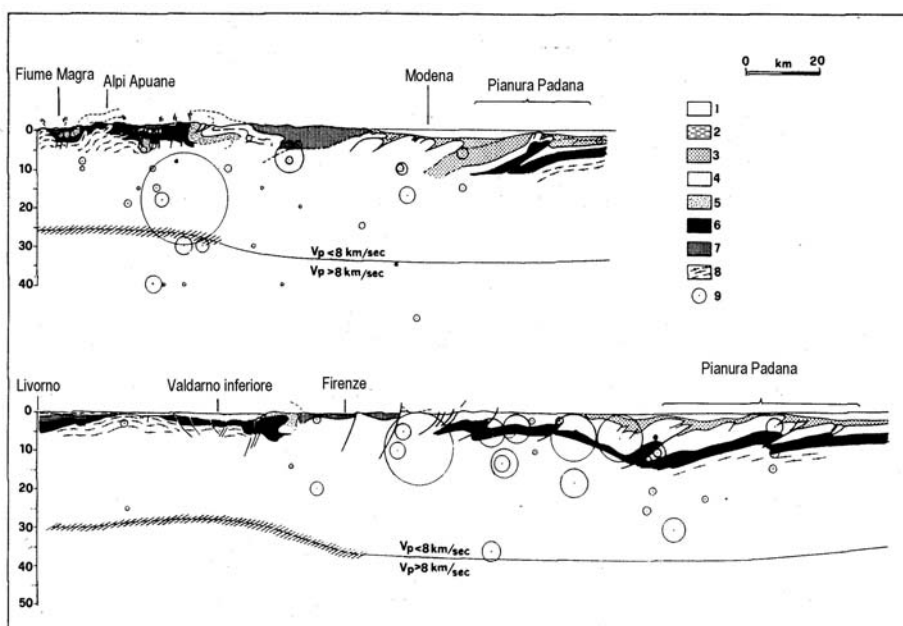


Fig. 4.5 – Sezioni schematiche attraverso l'Appennino Settentrionale con indicati gli ipocentri di alcuni eventi caratteristici (cerchietti con diametro proporzionale all'intensità) (da BOCCALETTI ET AL., 1985).

L'individuazione delle strutture tettoniche a cui è associata la sismicità, la loro caratterizzazione, la definizione del loro slip-rate (spostamento per anno), risultano necessarie per definirne il comportamento nel tempo e conseguentemente per formulare ipotesi riguardo l'attività futura in termini di numero di eventi, loro intensità etc.

Se, sulla base dei cataloghi storici e dei dati rilevati negli ultimi decenni (che offrono la possibilità di individuare con precisione l'area epicentrale) si riesce ad identificare, ad esempio, a quale faglia è associata una determinata serie di eventi, risulta allora possibile definirne il regime di stress (definizione dei meccanismi focali) e, sulla base di dati geologici e geomorfologici, stabilirne la storia evolutiva: può essere calcolato il rigetto complessivo (lo spostamento relativo delle masse rocciose dislocate dalla struttura di taglio), lo spostamento per unità di tempo (slip-rate), il regime cinematico (discreto o continuo) che la caratterizza.

La definizione di queste caratteristiche permette di formulare ipotesi relative al comportamento futuro della struttura sismogenetica e un confronto con i dati sismici storici rende possibile il calcolo della capacità nel tempo che quella determinata struttura ha di generare eventi di una certa tipologia.

I dati dei cataloghi storici esistenti e le registrazioni sismometri-che ed accelerometriche degli ultimi decenni, hanno permesso di raggruppare gli eventi sismici dell'Appennino Settentrionale in due famiglie in cui gli eventi hanno meccanismi focali e profondità ipocentrali simili:

- eventi con componenti compressive e transpressive e con profondità ipocentrali comprese tra i 20 ed i 40 chilometri (ELMI & ZECCHI, 1974; BOCCALETTI ET AL., 1985; CASTELLARIN ET AL., 1985) sul fronte esterno della catena, in parte attualmente sepolto sotto la coltre alluvionale della pianura padana o nell'Adriatico;
- eventi con componenti estensionali o transtensive e profondità ipocentrali comprese tra pochi chilometri e 15 chilometri (BOCCALETTI ET AL., 1985; LAVECCHIA, 1988; ) nella porzione più interna della catena, in genere lungo le zone di svincolo tra le dorsali ed i bacini; sono note aree, nel Tirreno Settentrionale, dove ogni anno si concentrano numerosi eventi di bassa intensità (Secche della Meloria - LI)

Le zone di taglio lungo cui si originano questi eventi sismici e che bordano i bacini sono in realtà costituite da fasce complesse individuate da numerose superfici di taglio minori e sub parallele.

Esse hanno un assetto pressoché verticale e comunque ad alto angolo verso la superficie. In profondità esso tende a divenire orizzontale (faglie listriche). Sul margine opposto dei bacini sono presenti altre faglie (faglie antitetiche) con andamento in genere ad alto angolo e che si innestano sulle superfici delle faglie listriche entro pochi (3-5) chilometri di profondità (Fig. 4.6).

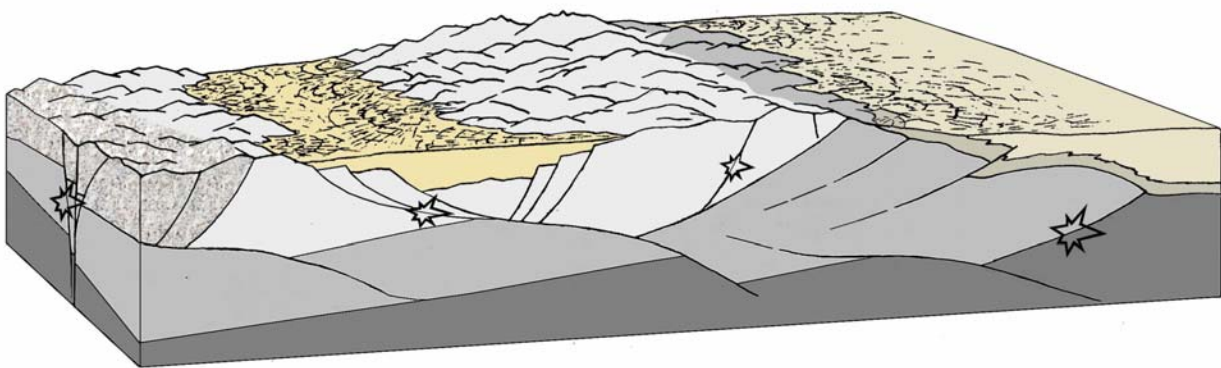


Fig. 4.6 – Schematizzazione dell'assetto tettonico nella zona di raccordo tra i bacini estensionali ed il fronte interno con localizzazione teorica degli ipocentri (simbolo stellato). Quella riportata in figura è una situazione analoga a quella reale esistente tra il Bacino del Mugello (a sinistra) e la fascia pede-appenninica padana

#### 4.2.2. Attività recente delle faglie

L'attività recente delle strutture tettoniche disgiuntive può essere in parte ricostruita sulla base di dati prettamente geologici: in particolare con l'analisi stratigrafica delle successioni recenti e con l'analisi delle loro deformazioni (e.g. BONCIO & LAVECCHIA, 1999; BARCHI ET AL., 2000).

Le deformazioni associate allo sviluppo di superfici di faglia poi, se hanno interessato depositi sedimentari alluvionali molto recenti (Fig. 4.7), possono fornire informazioni precise sull'attività di queste strutture in tempi geologicamente molto vicini a noi, fornendo dati probanti riguardo alla loro attivazione in tempi recenti, preistorici o, addirittura, storici.

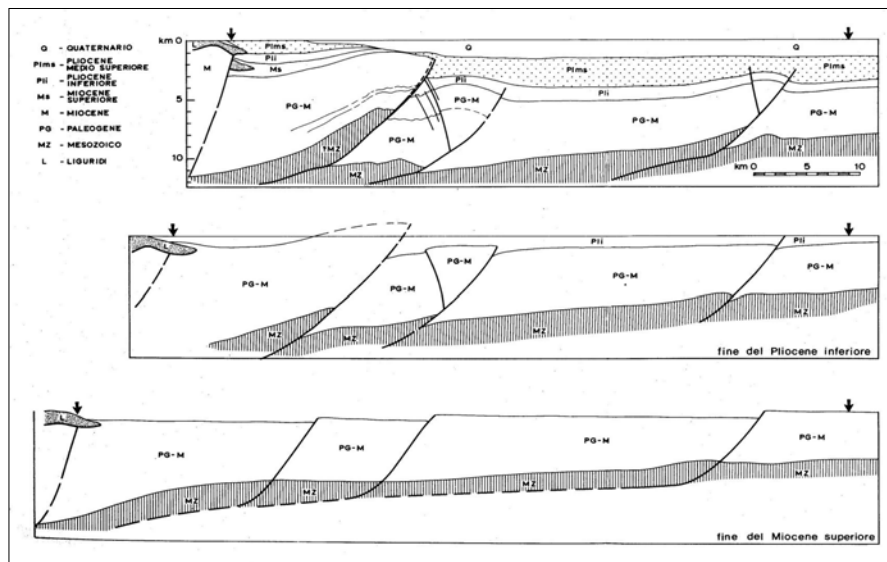


Fig. 4.7 – L'avanzamento del fronte compressivo, sul fronte esterno della catena, porta alla sovrapposizione di falde tettoniche con lo sviluppo di faglie inverse e thrusts. I depositi che si accumulano al fronte della catena permettono di datare l'attività di tali strutture che possono o interessare e tagliare i depositi recenti o risultare da essi sigillate (da CASTELLARIN ET AL., 1985).

L'analisi delle successioni sedimentarie alluvionali recenti (ad esempio sul fronte esterno dell'Appennino Settentrionale), ha permesso di verificare che mentre alcune zone di taglio, tutt'ora caratterizzate da una discreta sismicità, sono attive da periodi molto lunghi, con spostamenti dell'ordine di alcuni millimetri per millennio, altre strutture, per le quali sono ricavabili spostamenti di alcuni millimetri per millennio fino a tempi geologicamente recenti, sono prive quasi totalmente di sismicità associata e sembrano permanere in uno stato di relativa quiescenza.

In una situazione di questo tipo, pur essendo statisticamente improbabile che una data struttura possa riattivarsi entro un breve intervallo di tempo, risulta comunque opportuno prendere in



considerazione la possibilità che, a causa dell'accumulo delle forti tensioni elastiche per un lungo periodo, possano generarsi rotture repentine che favoriscono la liberazione delle energie accumulate (con la produzione di sequenze sismiche che nell'insieme libereranno un'energia proporzionale alla superficie di rottura interessata, al tempo di quiescenza, all'energia elastica accumulata).

### 4.3. Le aree sismogenetiche con sismicità risentita a Livorno

La maggior parte degli eventi che hanno avuto un discreto risentimento nella città appartengono a due diverse categorie:

- terremoti con magnitudo relativamente elevata che si sono originati in zone, distanti alcune decine di chilometri, tipicamente caratterizzate da una elevata attività sismica: Garfagnana, Lunigiana, Liguria orientale, area geotermica di Pomarance-Larderello;
- terremoti con magnitudo minore originatisi nei pressi del Comune di Livorno, nel Valdarno inferiore e/o nel territorio livornese e nel mare antistante la costa (zona, quest'ultima, caratterizzata da un'attività sismica di bassa intensità).

Viene descritto l'assetto geologico-strutturale di quelle aree dove si concentrano gli epicentri degli eventi sismici con risentimento sul territorio livornese; in particolare, vengono analizzate le caratteristiche dei bacini con strutture tettoniche a cui sembrano associate alcune delle sequenze sismiche registrate o alcuni forti terremoti riportati nei cataloghi macrosismici storici.

#### 4.3.1. Strutture trasversali regionali (Allineamento Livorno - Prato - T. Sillaro, Val di Bisenzio)

*Fisiografia:* l'esteso bacino del Valdarno inferiore, i contigui bacini di Viareggio, l'area collinare di Altopascio e delle Cerbaie (tra le province di Pisa e Firenze), costituiscono nell'insieme una depressione trasversale all'asse di catena impostata lungo un allineamento tettonico regionale con evidenti componenti di trascorrenza destra.

*Caratteri strutturali:* la fascia considerata è caratterizzata dalla presenza di bacini intramontani limitati da faglie dirette longitudinali e parallele all'asse dei bacini (direzione NO-SE) e da faglie trasversali ai bacini, in genere trascorrenti.

A scala regionale, l'allineamento dei sistemi di faglie trascorrenti è tracciabile dalla costa tirrenica fino al versante pedeappenninico padano e, benché non vi siano evidenze geofisiche (discontinuità della Moho, variazioni del campo magnetico residuo etc.) che dimostrino un

interessamento dell'intera litosfera, evidenze di tipo geologico stratigrafico hanno permesso di riconoscere in tale allineamento una linea tettonica trasversale, ereditata da situazioni geologiche e geodinamiche antiche, che rappresenta un elemento di debolezza crostale caratterizzato da attività sismo-tettonica relativamente intensa.

*Tettonica recente e neotettonica:* mentre mancano evidenze puntuali di spostamenti recenti delle strutture tettoniche in questione, esistono prove inconfutabili relative al forte sollevamento che ha caratterizzato alcune aree almeno nelle ultime centinaia di migliaia di anni. Dalle Colline delle Cerbaie ai terrazzi costieri riconoscibili nel Comune di Livorno e nella Provincia, vi sono elementi che evidenziano una tettonica attiva fino a tempi relativamente vicini a noi. La relativa continuità che per oltre un milione di anni sembra aver caratterizzato questi sollevamenti spinge a ipotizzare che essi siano ancora in atto, indipendentemente che siano continui o secreti.

*Tipologia delle sequenze sismiche caratteristiche:* gli eventi sismici che caratterizzano l'intera fascia della Livorno-Prato-Sillaro, risultano omogeneamente distribuiti lungo un'area allungata NE-SO, larga circa venti chilometri e lunga oltre 150 km, sono sporadici e raggiungono intensità epicentrale non elevatissima ( $I_0$  Max = VIII).

*Meccanismi focali:* a causa dell'estensione dell'area considerata, e della sua disomogeneità strutturale, i meccanismi focali associati agli eventi risultano assai variabili. Gli eventi con ipocentri a profondità comprese tra i 15 ed i 30 chilometri si distribuiscono lungo direttrici con direzione NE-SO e sono caratterizzati da componenti trascorrenti, per lo più transtensive.

Le direttrici tettoniche antiappenniniche sono interrotte o interrompono i sistemi di faglie ad andamento appenninico (NO-SE) che limitano i bacini in tramontani. Lungo queste ultime strutture tettoniche sembrano concentrarsi terremoti con profondità ipocentrale mai superiore ai venti chilometri e con componenti quasi puramente estensionali.

*Risentimento sismico:* essendo gli eventi caratterizzati da intensità relativamente modesta e da profondità ipocentrali comprese tra i 5 ed i 30 chilometri, il risentimento di questi eventi è soprattutto locale e limitato alle aree prossime agli epicentri.

In alcuni casi gli eventi possono raggiungere intensità tali da essere risentiti su areali più ampi che, tuttavia, non hanno mai provocato danni a persone o manufatti.

#### 4.3.2. Garfagnana

*Fisiografia:* quello della Garfagnana è un bacino allungato longitudinalmente all'Appennino Settentrionale, è caratterizzato da un fondovalle collinare che si raccorda ai ripidi versanti della Alpi Apuane lungo il margine sud occidentale e dell'Appennino tosco-emiliano lungo il margine nord orientale. Il corso del Fiume Serchio scorre circa rettilineo fino al "windgap" di Monte Perpoli che ha costituito un o sbarramento morfologico-strutturale naturale al normale corso del fiume. La presenza di questo elemento tettonico-morfologico evidenzia come la tettonica sia stata fortemente attiva fino a tempi recenti in questa porzione di catena.

*Caratteri strutturali:* il bacino è limitato da sistemi di faglie estensionali che corrono longitudinalmente per tutto il suo sviluppo. Le faglie principali, a geometria listrica, sono quelle del margine settentrionale, immergenti verso il Tirreno. Esse, in profondità, potrebbero essersi impostate su antiche strutture sviluppatesi in regime compressivo.

Le faglie sul margine apuano rappresentano le corrispettive antitetiche immergenti verso NE.

Sia le faglie principali che le antitetiche associate sono interrotte da faglie trasversali nella zona di Monte Perpoli e di Barga.

*Tettonica recente e neotettonica:* Monte Perpoli è una piccola dorsale trasversale, limitata da faglie transtensive trasversali e in forte sollevamento durante il Pleistocene superiore, che interrompe la continuità del Bacino della Garfagnana e che ha costituito una soglia di sbarramento per il Fiume Serchio. Il crinale di questo piccolo rilievo rappresenta la superficie relitta della paleo-valle del Serchio stesso.

Presso Barga invece affiora l'unica successione fluvio-lacustre di riempimento del bacino (Conoide di Barga), reincipata dal Fiume Serchio dopo l'apertura e lo sviluppo della piana di Lucca. Tale successione si è deposta in una sezione del bacino della Garfagnana limitata da faglie minori trasversali che in alcune aree hanno determinato una subsidenza differenziata.

Altre successioni fluvio-lacustri affiorano nella parte settentrionale della Garfagnana, lungo il crinale della dorsale che la separa dalla Lunigiana. Anche questa piccola dorsale risulta limitata da faglie trasversali ed è in forte sollevamento almeno dal Pleistocene.

Elementi morfologici ben evidenti (scarpate, versanti molto acclivi) testimoniano l'attività delle faglie che bordano l'intero bacino. Nella conoide di Barga alcune faglie si sviluppano in depositi del Pleistocene medio.

Non esistono tuttavia indizi che possano provare movimenti apprezzabili avvenuti in tempi recenti.

*Tipologia delle sequenze sismiche caratteristiche:* le isosiste associate ai forti terremoti della Garfagnana sono allungate longitudinalmente rispetto all'Appennino. Dal loro studio è possibile determinare che gli eventi maggiori con  $I_0 \text{ Max} = \text{VIII-X}$  sono da ricondurre esclusivamente all'attivazione di strutture con direzione NO - SE mentre eventi minori, con  $I_0 \text{ Max} = \text{VIII}$ , possono essere associati anche all'attivazione di strutture trasversali.

*Meccanismi focali:* se si eccettuano pochi eventi sismici con profondità ipocentrale elevata e caratterizzati da componenti compressive, gli eventi sismici della Garfagnana mostrano componenti estensionali e transtensive.

*Profondità ipocentrale:* gli epicentri di questi eventi si distribuiscono lungo allineamenti concordanti in buona parte con le evidenze superficiali delle strutture tettoniche a cui sono associabili. Generalmente gli ipocentri sono a profondità comprese tra i 5 ed i 20 chilometri ma in alcuni casi, in questa parte di Appennino, sono stati registrati eventi con profondità ipocentrale compresa tra 40 e 60 chilometri riconducibili all'attività di strutture tettoniche compressive presenti al fronte della litosfera adriatica in subduzione sotto la litosfera del microcontinente corso-sardo.

Più a sud, presso Ponte a Moriano, alcuni eventi con ipocentri con profondità minore di 5 chilometri potrebbero essere ricondotti alla riattivazione di piccole strutture estensionali trasversali.

*Risentimento sismico:* il risentimento sismico ed i danni associati agli eventi della Garfagnana sono accentuati dalle morfologie particolarmente aspre che caratterizzano le aree contigue al bacino della Garfagnana (Alpi Apuane, Appennino toscano-emiliano, Pizzorne). Elevato è comunque il risentimento lungo tutta la dorsale che dal margine della Garfagnana si spinge verso sud (es. Alpi Apuane-Monti Pisani).

#### 4.3.3. Colline Metallifere

*Fisiografia:* Come dimostrano le forti anomalie geotermiche che caratterizzano le aree di Radicondoli-Larderello-Monterotondo Marittimo, del Bacino di Siena e del Monte Amiata, in Toscana meridionale sono attivi processi magmatici profondi a cui sono associati, in superficie, fenomeni idrotermali diffusi dalla Provincia di Pisa alla Maremma ed al senese.

Alcuni dei terremoti più importanti risentiti nel territorio di Livorno hanno avuto origine nell'area geotermica di Radicondoli-Larderello dove, alla normale attività sismotettonica

caratterizzante l'Appennino Settentrionale, si somma l'attività sismica derivante da fenomeni di idrofratturazione e comunque derivante da attività vulcanica s.l.

*Caratteri strutturali:* La struttura dell'area di Larderello è schematizzabile in un bacino tettonico interposto tra due dorsali strutturalmente rilevate, svincolate dall'area ribassata da un'insieme di faglie dirette, a geometria listrica, che bordano il bacino stesso e che costituiscono due allineamenti principali con direzione circa NO SE.

Queste faglie costituiscono un'insieme di strutture disgiuntive circa parallele tra loro che, almeno sul margine occidentale, conferiscono una morfologia aspra in parte sepolta dalle successioni neoautoctone.

Complessi fenomeni di delaminazione tettonica pre-magmatismo non permettono una stima precisa dei rigetti delle faglie che, comunque, sono valutati essere intorno a diverse centinaia di metri.

*Tettonica recente e neotettonica:* Sull'attività recente e attuale di queste faglie non è possibile dire molto. Indubbiamente la quota a cui si ritrova oggi la base dei depositi del Pliocene inferiore e medio permette di definire un sollevamento di alcuni millimetri per millennio. Tale sollevamento è sicuramente in gran parte da ricondurre alla messa in posto degli estesi corpi magmatici che caratterizzano l'area geotermica, raggiunti da alcuni sondaggi e ben visibili nei profili sismici esplorativi.

La messa in posto dei plutoni è successiva allo sviluppo delle faglie e proprio nei profili sismici è possibile notare come alcune delle faglie principali scompaiono contro le aree "opache" interpretate come corpi plutonici.

Nell'area di Larderello sembrano giocare un ruolo relativamente importante le numerose faglie minori lungo cui sono note manifestazioni idrotermali. Esse costituiscono un mezzo di svincolo che tendono ad interrompere e spostare, in pianta, le faglie che bordano il bacino.

Proprio perché interrompono la continuità delle faglie pre-plioceniche che bordano il bacino, le faglie di svincolo, tutte dirette, risultano più recenti e probabilmente associate alla risalita dei corpi magmatici.

Localmente, anche nei profili sismici, i corpi plutonici risultano interrotti e dislocati da grandi faglie ad andamento sub verticale. Questo dato permette di definire un'attività relativamente recente di queste faglie.

*Tipologia delle sequenze sismiche caratteristiche:* Al di là della presenza di una microsismicità diffusa in tutta l'area, non è stato possibile collegare nessuna delle sequenze sismiche registrate a strutture tettoniche note.

*Meccanismi focali:* I meccanismi focali della maggior parte di questi sismi, e soprattutto di quelli con intensità minore, risultano assai particolari e descrivono un'onda di compressione distribuita su una superficie sferica, come nelle esplosioni.

Questo particolare carattere, unito alle frequenze che compongono lo spettro dei sismi registrati, permette di riferire l'origine di questi fenomeni all'idrofratturazione indotta dalla circolazione di fluidi nelle masse rocciose, nei serbatoi geotermici.

Questi eventi non raggiungono mai un'intensità elevata ma liberano onde sismiche con uno spettro di frequenze peculiare che può innescare fenomeni di risonanza o di amplificazione differenti da quelli innescati da eventi sismici tettonici.

Alcuni recenti studi tendono ad indicare nell'idrofratturazione associata agli squilibri termobarici dei fluidi nei serbatoi geotermici profondi l'origine di parte della sismicità della zona e, gli stessi studi, ipotizzano uno stretto legame tra sfruttamento dei campi geotermici e sismicità.

E' quindi importante sottolineare che una parte della sismicità è associata all'anomalia geotermica ed ai processi ad essa collegati, ma è altrettanto importante sottolineare che ciò si inserisce perfettamente in un quadro evolutivo naturale sul quale l'utilizzo dei fluidi geotermici e le attività connesse allo sfruttamento dei campi hanno rivestito un ruolo modesto e non rilevante.

Osservando la sismicità storica dell'area inoltre risulta evidente come non esista nessun tipo di legame tra i terremoti, che da sempre hanno interessato l'area, e l'inizio dell'attività di sfruttamento geotermico, negli anni '50-'60. Anzi dai dati noti risulta possibile affermare che la sismicità è andata diminuendo ed attenuandosi con lo sviluppo delle attività di utilizzo dei fluidi geotermici che hanno indotto un calo della pressione dei fluidi nei campi geotermici.

Anche nell'area geotermica di Radicanoli-Larderello abbiamo comunque una sismicità tettonica comparabile con quella dell'intero Appennino Settentrionale. Essa si distribuisce lungo direttrici tettoniche ad andamento parallelo all'andamento dei bacini. Le componenti sono prevalentemente estensionali e l'intensità è sempre e comunque relativamente bassa.

*Profondità ipocentrale:* La profondità ipocentrale dei terremoti registrati risulta mediamente minore rispetto a quella degli eventi registrati in tutta l'area appenninica. Tale profondità è sempre inferiore a quella del limite fragile-duttile (qui meno profondo per l'elevato gradiente geotermico) e

la maggior parte dei sismi si distribuiscono al tetto del complesso plutonico o all'interno dei serbatoi geotermici.

#### 4.3.4. Secche della Meloria

E' storicamente nota un'attività macro- e micro-sismica nel Tirreno Settentrionale e, in particolare, un'attività concentrata nell'area delle secche della Meloria, nella porzione di mare antistante il Comune di Livorno.

Qui si sono probabilmente originati i sismi del 1646 e del 1742 con le massime intensità di risentimento in città (VII).

Dal punto di vista tettonico-strutturale il bacino nord tirrenico è costituito da un'alternanza di dorsali e bacini nel loro insieme tettonicamente depressi rispetto alle aree emerse.

I dati relativi alla sismicità di quest'area sono poco noti e riferiti soltanto agli eventi maggiori. La mancanza di una rete sismica locale non ha permesso di registrare l'attività microsismica, utile per la comprensione dei meccanismi genetico-evolutivi di un'area.

La collocazione di una stazione sismica in Gorgona permetterà di valutare la distribuzione degli eventi sismici nell'area nord tirrenica e di definirne le caratteristiche: profondità ipocentrale, distribuzione locale, frequenze etc.

### **4.4. Inquadramento del territorio del Comune di Livorno nell'ambito degli studi di pericolosità sismica esistenti**

L'approccio metodologico alla stima della pericolosità sismica del territorio, adottato negli studi condotti dal GNDT a scala nazionale, segue due diversi percorsi:

- l'individuazione delle singole sorgenti sismogenetiche intese come strutture tettoniche direttamente responsabili dell'evento sismico;
- la suddivisione del territorio in zone sismogenetiche omogenee per distribuzione spaziale, e per cinematica dei terremoti e per meccanismi di rottura.

#### 4.4.1. Sorgenti sismogenetiche

In tempi recenti, grazie anche alla accresciuta disponibilità di registrazioni strumentali, nelle aree del territorio nazionale maggiormente sismiche trova sempre più proficua applicazione l'approccio fondato sul riconoscimento delle sorgenti sismogenetiche, eseguita principalmente su base

geologica, geomorfologica e storica. In particolare l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia ha elaborato un database dove sono state individuate 60 sorgenti sismogenetiche (VALENSISE & PANTOSTI, 2001), supportate anche da dati geofisici, ed altre sono state individuate successivamente nel proseguimento dei lavori.

In tale lavoro le sorgenti sono individuate in mappa da un rettangolo rappresentante la proiezione in superficie del piano di faglia nel sottosuolo. Le sorgenti caratterizzate da una scarsa qualità dei dati disponibili, che non consentono di stabilirne l'orientazione, sono invece individuate con un cerchio.

La sorgente più prossima all'area livornese è quella associata al terremoto del 7 agosto 1414 ( $I_{\max}$  VIII) con epicentro segnalato in Toscana occidentale, con risentimento fino a Lucca, Pisa, Siena e Firenze. Da rimarcare come Livorno non compare tra le località di risentimento di tale evento (Pisa compare solo nel catalogo DOM 4.1), forse a causa dello scarso sviluppo urbanistico a quell'epoca (cfr. testo e tabelle del capitolo 2).

In ogni caso a tale sorgente è probabilmente da riferirsi anche il terremoto del 14 agosto 1846 ( $I_0 = IX$ ) con epicentro in Toscana settentrionale e compreso tra quelli che hanno provocato danni a Livorno (v. capitolo 2).

Altre sorgenti che possono dare origine a terremoti di rilievo per il territorio livornese sono individuate in Garfagnana e Lunigiana, nei pressi di Bagni di Lucca e delle Colline Metallifere.

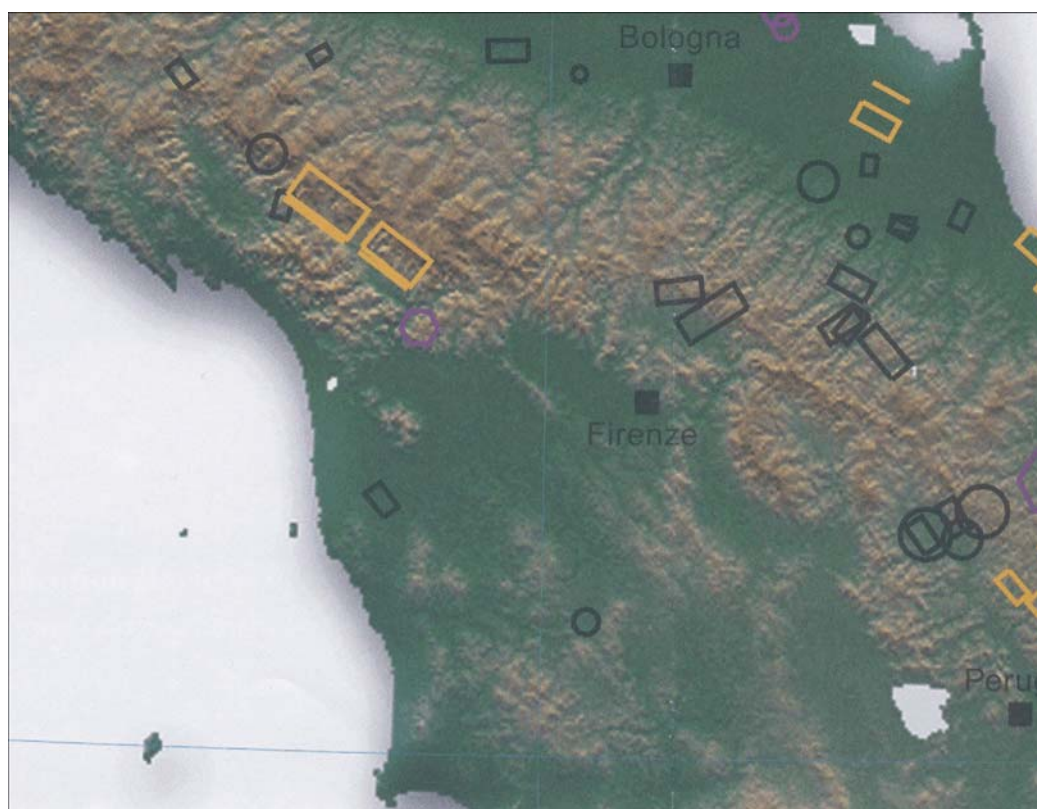


Fig. 4.8 – Sorgenti sismogenetiche italiane (VALENSISE & PANTOSTI, 2001)



In definitiva, gli eventi con epicentro nel territorio comunale di Livorno o nelle immediate vicinanze, pur avendo avuto in alcuni casi un discreto risentimento nell'area cittadina, non raggiungono in genere magnitudo particolarmente elevate (anche se i cataloghi sismici segnalano una probabile magnitudo pari a 5.2 per il terremoto del 1742) e l'attività sismica principale è caratterizzata da sequenze di eventi registrabili solo strumentalmente.

Le strutture sismogenetiche alla cui attività possono essere ricondotti questi eventi, risultano anche difficilmente localizzabili poiché non presentano una chiara evidenza superficiale. Inoltre non vi sono indizi di movimento e/o di riattivazione recente delle faglie individuate direttamente o su base geomorfologica (studio dei terrazzi costieri e dei sollevamenti relativi).

#### 4.4.2. Zonazione sismogenetica

Nell'ambito degli studi di pericolosità sismica è stata elaborata una suddivisione del territorio nazionale in 80 zone sismogenetiche (ZS4; SCANDONE ET AL., 1992), zone omogenee dal punto di vista del comportamento geodinamico e dei meccanismi di rottura, secondo un modello che prevede il riconoscimento di almeno una struttura principale (*master fault*) con associate una serie di strutture sintetiche o antitetiche, ma con cinematica congruente a quella della struttura principale. Vi sono comunque zone a geometria più ampia che rappresentano anch'esse l'emergenza di fasci di strutture, ma senza l'individuazione precisa di un sistema strutturale organizzato in un elemento principale e in elementi secondari ad esso coerenti.

Le zone rappresenterebbero quindi degli embrioni di macrostrutture le cui orientazioni seguono i principali andamenti alpini o appenninici, con importanti strutture trasversali di svincolo.

Tra le ipotesi di fondo del modello vi sono naturalmente delle approssimazioni tra le quali possiamo ricordare la distribuzione poissoniana degli eventi nelle varie zone e l'indipendenza di ciascuna sorgente da quelle adiacenti.

In tale suddivisione, che non comprende le aree marine antistanti le coste, il territorio del comune di Livorno viene ad essere compreso nella zona sismogenetica n. 31 (che comprende anche buona parte del territorio pisano e della Toscana meridionale), mentre aree adiacenti che possono dare luogo ad eventi con risentimento in Livorno sono soprattutto la 27 (Toscana settentrionale e Liguria orientale), la 28 (Garfagnana) e, in maniera minore, le 32 e 33 (Mugello).

Nel modello le zone sono legate al margine interno della piastra padano-adriatico-ionica in subduzione sotto la catena appenninica e, per quanto riguarda il contesto cinematico ed i meccanismi di rottura attesi, le zone 27 e 31 appartengono alla fascia tirrenica in distensione, con meccanismi di rottura attesi tipo dip-slip, mentre le zone 28, 32 e 33 appartengono alla fascia intermedia con meccanismi di rottura misti, ma in prevalenza dip-slip.

Studi successivi hanno mostrato che l'attuale zonazione sismogenetica non consente una buona definizione della sismicità associata ad ogni zona, portando a sovrastimare i valori di pericolosità in alcuni casi mentre in altri la sismicità associata è del tutto insufficiente allo scopo. Inoltre la zonazione ZS4, essendo basata sul catalogo dei terremoti NT4.1 e sul database macrosismico DOM4.1, ha un background diverso da quello di altri cataloghi sismici quali il più uniforme CPTI, che la rende non compatibile con gli studi che vogliono sfruttare l'intera gamma dei dati disponibili. Per tali motivi è in corso un lavoro di revisione della zonazione che attraverso stadi successivi, ha portato alla progressiva riduzione delle zone (in numero di 25 nello stadio definito ZS6, compatibile anche con il catalogo CPTI); attualmente è prevista la fine del processo con la definizione della zonazione definitiva ZS9.

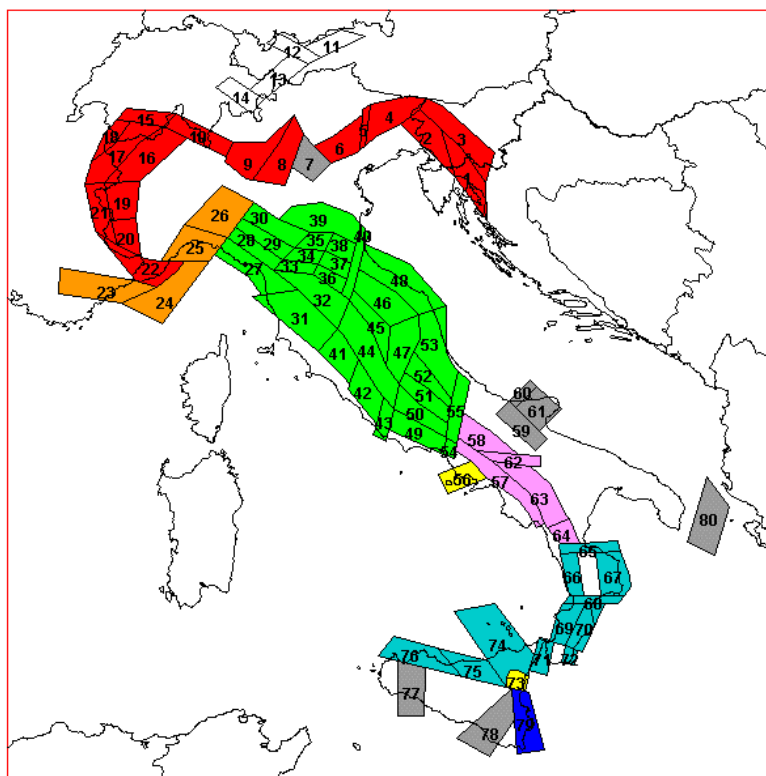


Fig. 4.9 – Zonazione sismogenetica ZS4

#### 4.4.3. Pericolosità sismica

Per completezza di informazione, di seguito si riportano sommariamente i risultati finali di due studi di pericolosità condotti rispettivamente a scala nazionale e regionale.

A livello nazionale sono state sviluppate, in momenti successivi, diverse carte di pericolosità sismica, fino ad arrivare all'elaborazione delle carte "ufficiali" consegnate dal GNDT al Dipartimento della Protezione Civile nel 1996 ai fini della riclassificazione sismica del territorio nazionale. I risultati derivano dall'applicazione del metodo probabilistico di CORNELL (1968), che

ha portato alla revisione del catalogo dei terremoti (CAMASSI & STUCCHI, 1997) ed alla definizione del modello sismotettonico nazionale (SCANDONE ET AL., 1992), che considera 80 sorgenti omogenee dal punto di vista strutturale e sismogenetico (v. Fig. 4.9). I risultati (SLEJKO ET AL., 1998) sono stati forniti in termini sia di picco di accelerazione al suolo (PGA), sia di intensità macrosismica, con riferimento ad un periodo di ritorno di 475 anni come previsto dall'Eurocodice sismico (EC 8).

Le carte in questione individuano per il Comune di Livorno un'intensità macrosismica pari al grado VII della scala MCS ed una accelerazione di picco (PGA) compresa tra 0.20 e 0.24 g, entrambi con tempo di ritorno  $T = 475$  anni. I due indicatori di pericolosità rappresentano due aspetti diversi dello stesso fenomeno: la PGA è una grandezza fisica che viene utilizzata a livello progettuale in quanto contribuisce a definire le caratteristiche costruttive richieste per gli edifici in zona sismica; l'intensità macrosismica, considerando il livello di danno prodotto, serve invece per la valutazione delle conseguenze socio-economiche, avvicinandosi maggiormente al concetto di rischio sismico.

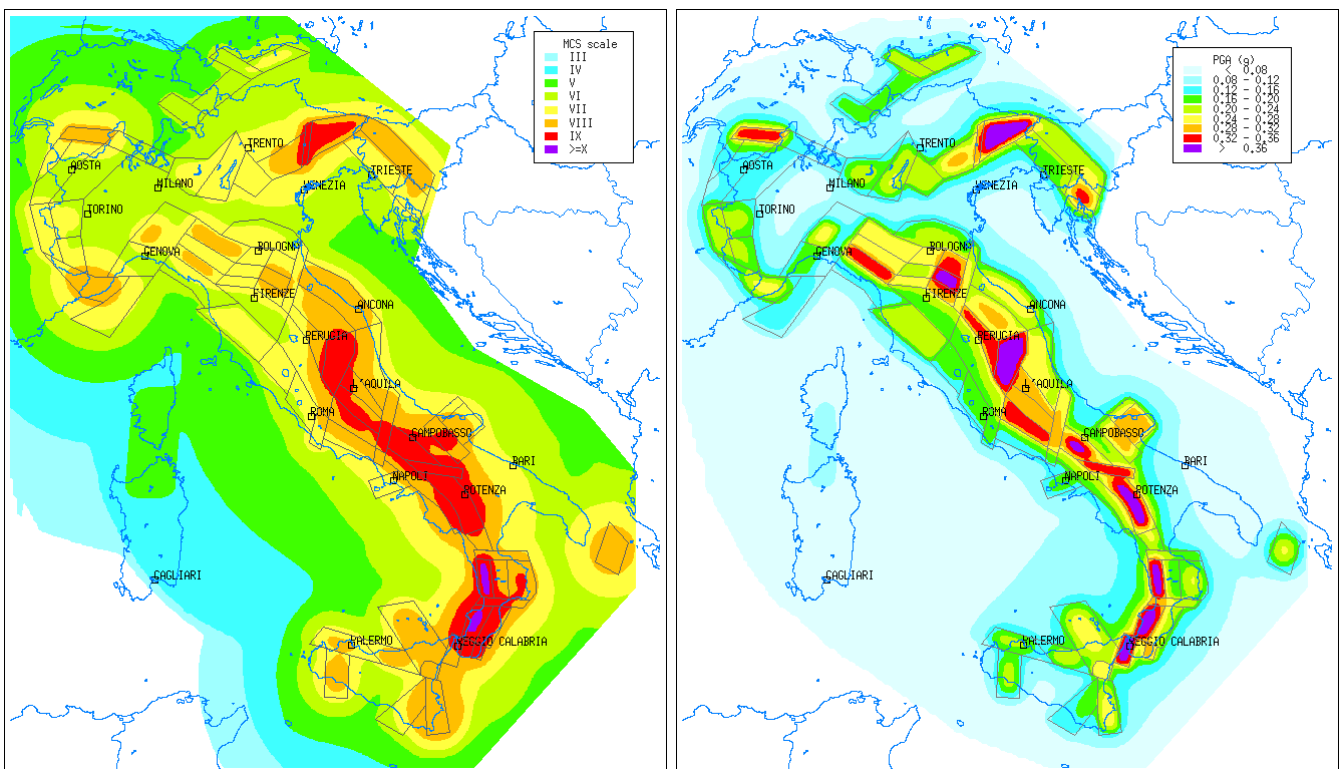


Fig. 4.10 – Carta delle massime intensità macrosismiche osservate (sx) e carta dei massimi valori di PGA attesi (dx)

Da notare che sia le osservazioni macrosismiche relative agli eventi sismici per i quali si sono registrati in passato i maggiori effetti di risentimento, sia le stime effettuate sulla base delle relazioni di attenuazione individuate, risultano in accordo con quanto previsto dalle carte di

pericolosità nazionali. Ad ogni modo, soprattutto per quanto riguarda il parametro dell'accelerazione di picco, risultano indispensabili le analisi più approfondite a livello dei singoli siti che potranno essere condotte in successive fasi di lavoro.

A scala regionale lo studio del CNR-GNDT (1998), condotto su incarico della Regione Toscana per la valutazione del livello di rischio sismico, ha individuato la probabilità di eccedenza, in 50 anni a partire dal 1981, di intensità dell'VIII grado MCS per tutti i comuni della Regione, utilizzando la zonazione sismica ed il catalogo nazionali (ZS 4.1 e NT 4.1) unitamente ai dati sulle leggi di attenuazione dell'intensità aggiornati al 1995. I valori di probabilità, espressi in percentuale, sono stati raggruppati in 4 classi indicative di valori rappresentativi dei livelli di rischio: elevato (> 8.0%), medio elevato (5.7-8.0%), medio-basso (3.0-5.7%) e basso (0.8-3.0%). I comuni con rischio < 0.8% possono essere considerati a rischio irrilevante.

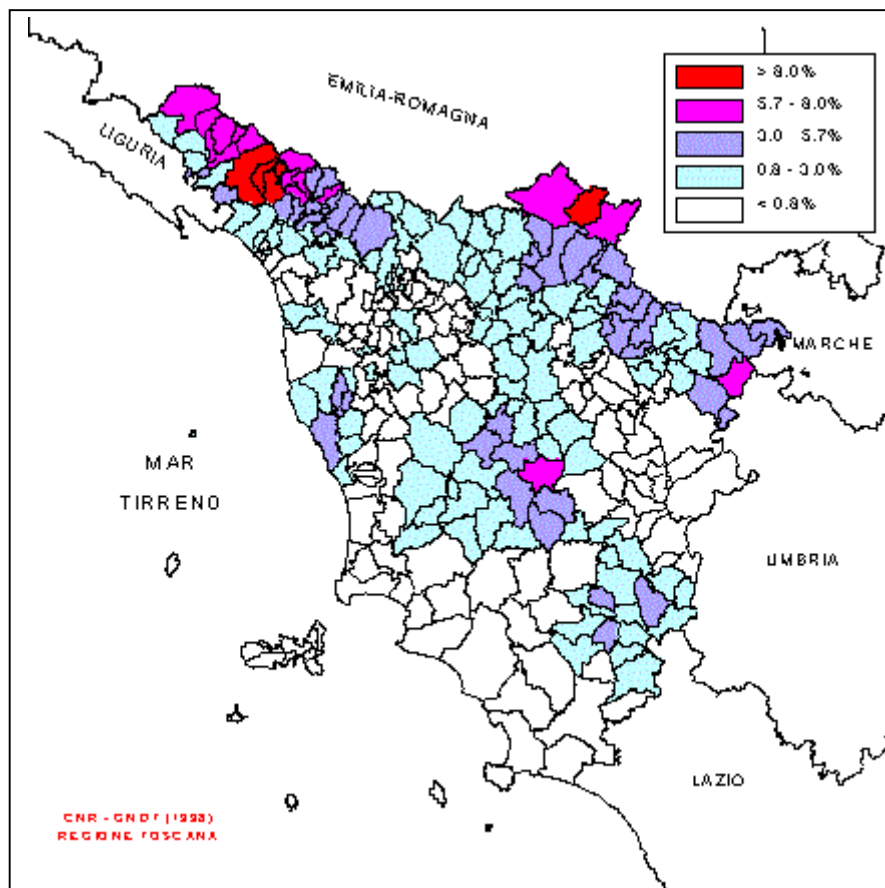


Fig. 4.11 - Probabilità di eccedenza dell'VIII grado MCS in 50 anni

La figura relativa (Fig. 4.11) evidenzia la presenza di estese aree a rischio elevato e medio-elevato in Garfagnana-Lunigiana e Mugello, mentre aree a rischio medio elevato al di fuori di queste zone sono localizzate nei comuni di Sansepolcro e Siena. Il territorio comunale di Livorno è classificato a rischio basso, ma i vicini comuni di Rosignano Marittimo, Fauglia, Lorenzana e Orciano Pisano ricadono nella classe di pericolosità superiore (medio-bassa).

---

## 5. DEFINIZIONE DEL MOTO SISMICO SU ROCCIA

---

### 5.1. Metodologia

La definizione del moto sismico di riferimento (su roccia) costituisce una parte essenziale dell'ingegneria sismica e di quella parte della sismologia che si occupa della definizione degli effetti di sito e della microzonazione sismica. In particolare rappresenta un passo necessario per il completamento di studi intesi a definire la risposta locale ad una data sollecitazione sismica, in effetti sarebbe incompleto, se non privo di senso, definire tale risposta senza dare un parametro di input cui riferirsi.

In letteratura esistono varie metodologie per la determinazione del terremoto di riferimento, nell'ambito di una teoria in cui non si prevedano effetti di non linearità; questi metodi possono essere suddivisi in tre classi: metodi deterministici, metodi stocastici e metodi probabilistico-statistici. I primi prevedono la determinazione di accelerogrammi sintetici, i secondi si basano sul fitting tra segnale e spettro target, la terza tipologia è basata sull'analisi probabilistica classica della pericolosità sismica.

Ognuno dei tre metodi verrà adesso considerato nel dettaglio, tuttavia è necessario premettere ancora alcuni concetti relativi al moto sismico atteso in un certo sito. Nell'ambito di una teoria elastico lineare, esso è il risultato dell'interazione di tre fattori:

$$U = M * L * S \quad (5.1.a)$$

con  $U$  = moto atteso,  $M$  = meccanismo sorgente,  $L$  = percorso compiuto dalle onde sismiche dalla sorgente al sito,  $S$  = effetti di sito. Se fosse possibile definire nel dettaglio ognuno dei fattori sopra elencati, sarebbe univocamente definito anche il terremoto di riferimento. Tuttavia esistono oggettive lacune cognitive legate all'incompletezza delle informazioni a disposizione: basti pensare alla scarsa conoscenza dei possibili meccanismi sorgente presenti in una data regione, alla scarsa conoscenza delle caratteristiche elasto-meccaniche dei terreni attraversati dalle onde sismiche ed infine alla scarsa conoscenza dei possibili effetti legati a particolari condizioni del sito in esame. Per questo motivo si preferisce riferirsi al moto al bedrock in superficie, trascurando gli effetti legati al fattore  $S$ , in questo modo l'espressione diviene:

$$U = M * L \quad (5.1.b)$$

semplificando in parte la trattazione.

In ogni caso vi è da notare che la 5.1.b non descrive ancora compiutamente il moto atteso in superficie, in quanto non tiene conto del fatto che la presenza della superficie libera altera in maniera significativa parte del campo d'onda generato dalla sorgente. Non sono infrequenti, infatti, terremoti con effetti diversi su substrato roccioso assolutamente identico.

Se questo è l'inquadramento metodologico, resta da evidenziare che l'analisi vera e propria del terremoto di riferimento può essere effettuata in diverse varianti sia nel dominio dei tempi che in quello delle frequenze: ad esempio può essere determinato lo spettro di risposta, oppure l'accelerogramma completo o ancora l'accelerazione di picco. Esiste insomma la possibilità di inquadrare il problema sotto molteplici aspetti in relazione agli scopi per i quali viene effettuato lo studio.

#### 5.1.1. Metodo deterministico

Il moto di riferimento è generalmente considerato come il moto atteso in superficie in assenza di effetti locali. Questa determinazione può essere effettuata in maniera analitica risolvendo un sistema di equazioni differenziali che descrivono in maniera esatta ognuno dei fattori della equazione 5.1. Senza entrare nel dettaglio fisico matematico è sufficiente capire che per applicare tale metodo è necessario essere in presenza di casi semplici, con una descrizione matematica completa dei parametri caratterizzanti.

#### 5.1.2. Metodo stocastico

I metodi di simulazione stocastici si basano sulla combinazione di metodi di simulazione stocastica con parametri fisici relativi al terremoto. In sostanza si tratta di combinare sequenze temporali casuali ottenute mediante la simulazione stocastica, con un modello teorico ottenuto in base a considerazioni fisico matematiche. Generalmente il modello teorico fornisce uno spettro del terremoto che opportunamente trasformato mediante la simulazione stocastica consente di ricavare l'accelerogramma di riferimento.

#### 5.1.3. Metodo probabilistico-statistico

Il metodo statistico si basa sul riconoscimento di zone a comportamento sismico omogeneo e sulla conseguente assegnazione ad ognuna di esse, di un parametro "strong motion", che può essere l'accelerazione di picco, la pseudovelocità, lo spettro di risposta ecc, con la relativa probabilità di eccedenza in un prefissato intervallo di tempo.

Come già ricordato, lo scopo per il quale viene determinato il terremoto di riferimento condiziona anche il metodo da usare. In effetti negli ultimi anni l'approccio più utilizzato è quello misto, con la valutazione della pericolosità sismica mediante metodi statistici, abbinata ai metodi stocastici per la definizione della serie temporale.

## 5.2. Determinazione del terremoto di riferimento per Livorno

Nella scelta della metodologia da applicare a Livorno, abbiamo mirato al risultato di maggior interesse per le categorie dei soggetti più direttamente impegnati sul fronte del rischio sismico, compatibilmente con le risorse a disposizione. In questo senso abbiamo ritenuto che la definizione dello spettro di risposta in accelerazione fosse il dato più interessante per ingegneri ed amministratori comunali impegnati nella programmazione e nella gestione del territorio; la necessità di valutare la risposta delle strutture al terremoto è, infatti, meglio soddisfatta dalla rappresentazione dello spettro di risposta.

A questo scopo ci siamo avvalsi degli spettri di risposta definiti dall'Eurocodice 8 . Questa normativa stabilisce le regole per il progetto e la costruzione di strutture nelle zone sismiche dei paesi membri della Comunità Europea. Secondo l'EC8 i territori nazionali devono essere suddivisi in zone sismiche in funzione della pericolosità locale, definita in termini di accelerazione alla superficie di un sito rigido. Tale valore di accelerazione, indicato con  $a_g$ , verrà utilizzato per scalare una forma spettrale di riferimento in modo da ottenere lo spettro di risposta elastico alla superficie di un determinato sito. La forma spettrale di riferimento viene determinata in base ad un'analisi statistica su un numero ragionevole di accelerogrammi ed è differenziata in funzione delle caratteristiche geotecniche del terreno.

Il sistema di classificazione dell'Eurocodice 8 prevede la suddivisione in tre classi di depositi:

- Classe A
  - ⇒ rocce o altre formazioni geologiche caratterizzate da una velocità delle onde di taglio  $V_s$ , di almeno 800 m/s, con al massimo 5 m di copertura di materiale più deformabile;
  - ⇒ depositi rigidi di sabbie, ghiaie o argille sovraconsolidate, di spessore fino ad alcune decine di metri, caratterizzata da un incremento graduale delle proprietà meccaniche con la profondità e con valori di  $V_s$  di almeno 400 m/s a 10 m di profondità;

- Classe B

⇒ depositi profondi di sabbie o ghiaie mediamente addensate o argille mediamente compatte con spessori da alcune decine a molte centinaia di metri, caratterizzate da valori minimi di  $V_s$  crescenti da 200 m/s alla profondità di 10 m fino a 350 m/s a 50 m di profondità;

- Classe C

⇒ depositi di terreni incoerenti sciolti con eventuali intercalazioni di materiali coesivi, caratterizzati da valori di  $V_s$  minori di 200 m/s nei primi 20 m di profondità;

⇒ depositi costituiti prevalentemente da terreni coesivi da soffici a mediamente compatti, caratterizzati da valori di  $V_s$  minori di 200 m/s nei primi 20 m di profondità.

Per i tre differenti tipi di suolo A, B e C i valori dei parametri che definiscono lo spettro di risposta elastico sono riportati in Tab. 5.1:

Tipo di suolo	S	$\beta_0$	k1	k2	$T_B$ (sec)	$T_C$ (sec)	$T_D$ (sec)
A	1.0	2.5	1.0	2.0	0.10	0.40	3.0
B	1.0	2.5	1.0	2.0	0.15	0.60	3.0
C	1.0	2.5	1.0	2.0	0.20	0.80	3.0

Tab. 5.1 - Parametri caratterizzanti i tipi di suolo definiti dall'EC8

La struttura analitica dello spettro proposto dall'EC8 è la seguente:

$$\text{per } 0 \leq T \leq T_B \quad \text{Re}(T) = a_g S \left[ 1 + \frac{T}{T_B} (\eta \beta_0 - 1) \right]$$

$$\text{per } T_B \leq T \leq T_C \quad \text{Re}(T) = a_g S \eta \beta_0$$

$$\text{per } T_C \leq T \leq T_D \quad \text{Re}(T) = a_g S \eta \beta_0 \left[ \frac{T_C}{T} \right]^{k1}$$

$$\text{per } 0 \leq T \quad \text{Re}(T) = a_g S \eta \beta_0 \left[ \frac{T_C}{T_D} \right]^{k1} \left[ \frac{T_D}{T} \right]^{k2}$$

con:

$\text{Re}(T)$  = funzione di amplificazione della risposta rispetto all'accelerazione massima al suolo;



$a_g$  = accelerazione massima al suolo;

$T$  = periodo di vibrazione in secondi dell'oscillatore lineare semplice;

$\beta_0$  = massimo valore spettrale normalizzato, assunto costante tra  $T_B$  e  $T_C$ ;

$T_B, T_C, T_D$  = parametri che determinano la forma dello spettro in relazione al tipo di suolo;

$k_1, k_2$  = esponenti che definiscono lo spettro di risposta per periodi di vibrazione superiori a  $T_C$  e  $T_D$ ;

$S$  = parametro del terreno pari ad 1 per suoli di tipo A e B;

$\eta$  = fattore di correzione dello smorzamento:  $\eta = \left[ \frac{7}{(2 + \xi)} \right]^{0.5} \geq 0.7$ ;

$\xi$  = smorzamento viscoso espresso in percentuale.

Il calcolo eseguito per l'area di Livorno, considerando un valore di accelerazione di picco di 0.24 g ricavato da considerazioni di tipo statistico e relativo alla probabilità di superamento del 10% in 50 anni (corrispondente ad un tempo di ritorno di 475 anni), è rappresentato in Fig. 5.1:

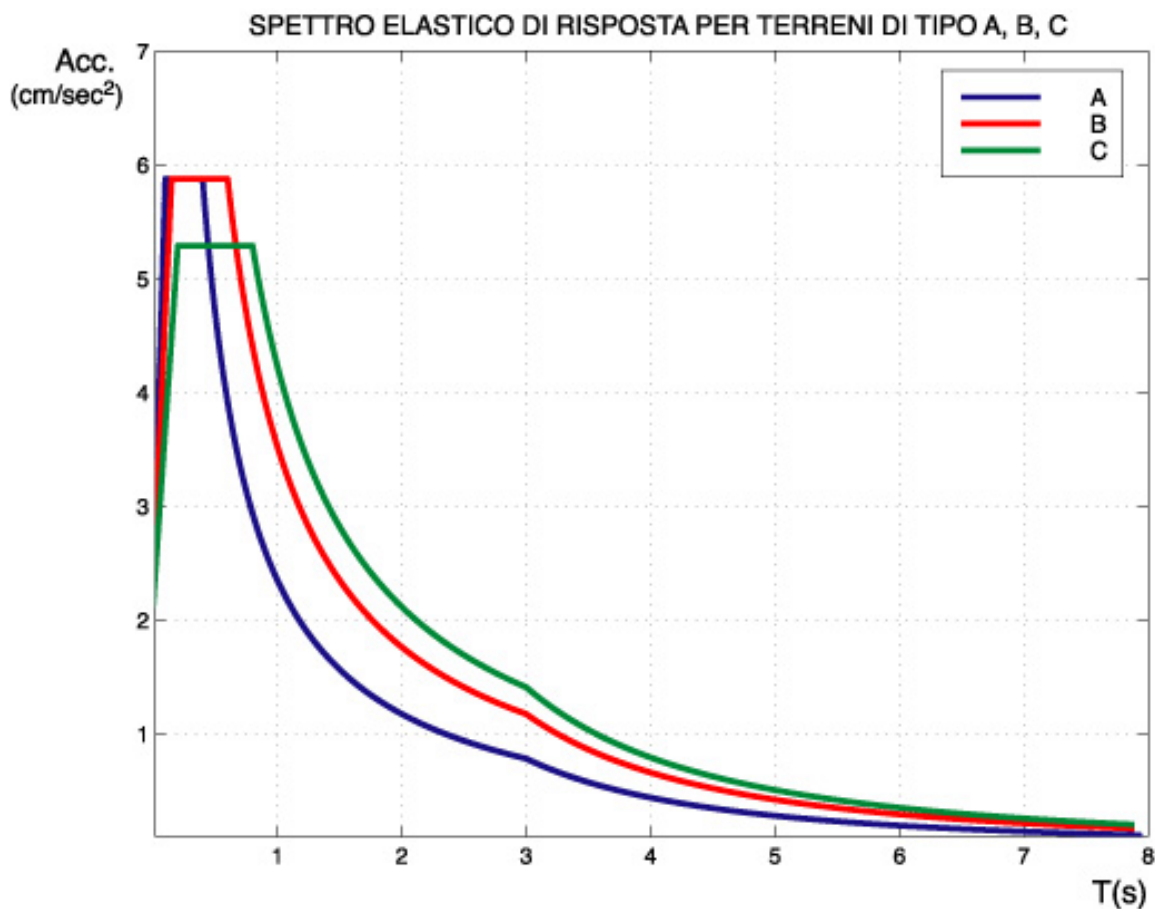


Fig. 5.1 - Spettri di risposta elastici proposti per terreni corrispondenti alle tre classi definite dall'EC8.

Definiti gli spettri, l'EC suggerisce di effettuare studi particolari nel caso di strati superficiali di limitato spessore sovrastanti materiali di elevata rigidità appartenenti alla classe A e depositi di terreno di elevato spessore costituiti da materiali di elevata plasticità ( $I_p > 40$ ). Inoltre viene raccomandato di considerare eventuali effetti di amplificazione dovuti alla topografia, soprattutto nel caso di rilievi allungati e falesie di altezza maggiore di 30 m. Per pendii con angolo di inclinazione maggiore di  $15^\circ$  i fenomeni di amplificazione possono essere trascurati. Per pendii con angolo di inclinazione maggiore di  $15^\circ$ , il valore del parametro S può variare tra 1.2 e 1.6 in funzione dell'angolo di inclinazione del pendio e della presenza di uno strato di terreno sciolto di spessore maggiore di 5 m. Per quanto riguarda, infine, la variazione spaziale del fattore di amplificazione lungo i fianchi del pendio, si può assumere un valore di S decrescente in funzione lineare dell'altezza dell'irregolarità topografica, con valore unitario in corrispondenza della base.

### 5.3. Conclusioni

L'utilizzo degli spettri elastici di risposta definiti dall'EC8, rappresenta indubbiamente un passo avanti nella definizione e mitigazione del rischio sismico nel territorio del comune di Livorno. Progettisti ed amministratori possono riferirsi ad essi per caratterizzare il moto sismico atteso in una data zona all'interno del comune, e senz'altro rappresentano un passo in avanti rispetto alla legislazione nazionale, che definisce un unico spettro di risposta elastico associato a condizioni di suolo rigido.

Da considerare però che la recente Ordinanza del Presidente del Consiglio n. 3274 del 20.03.2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica", pur facendo propri i criteri adottati dall'Eurocodice 8, rende comunque auspicabile un approfondimento ulteriore del presente studio.

---

## 6. COLLOCAZIONE DELLA STAZIONE SISMICA PERMANENTE DI MONITORAGGIO

---

### 6.1. Individuazione del sito per l'installazione della stazione sismica; premessa

La definizione delle caratteristiche ottimali dei siti d'installazione e, conseguentemente, la loro scelta, rappresenta un preliminare fondamentale per la realizzazione di una rete sismometrica in grado di operare in condizioni di eccellenza. E' essenziale rendersi conto che, per un osservatorio sismologico interessato al rilevamento di segnali "weak-motion", individuare siti con il più basso rapporto segnale-rumore e con assenza di fattori di amplificazione locali costituisce il miglior investimento per poter sfruttare a pieno le potenzialità dei moderni strumenti ad alta dinamica. Il rumore presente nel sito può, infatti, mascherare completamente i debolissimi segnali acquisiti dai sismometri, mentre le condizioni locali possono modificarne completamente la forma d'onda.

E' ovvio che le esigenze di qualità devono trovare il giusto equilibrio con le disponibilità finanziarie e le condizioni territoriali nelle quali si va ad operare. Nel caso in esame la realtà territoriale locale non consente di individuare una collocazione ottimale secondo gli standard internazionali, a causa dell'elevata densità abitativa, della presenza sul territorio di industrie, della presenza di importantissime arterie stradali ed autostradali; tuttavia, se da un lato queste condizioni rappresentano motivi di disturbo per il corretto utilizzo di una stazione sismometrica, dall'altro ne costituiscono anche le ragioni più importanti per la sua collocazione. E' evidente, infatti, l'importanza di un monitoraggio sismico, teso a definire le caratteristiche della sismicità locale allo scopo di salvaguardare la popolazione e le infrastrutture industriali e di comunicazione presenti all'interno del comune di Livorno. In questo senso abbiamo operato ricercando la migliore località che potesse compendiare quanto esposto in precedenza, cioè avvicinarsi il più possibile alle condizioni ideali, necessarie allo studio dei fenomeni sismici, ed allo stesso tempo rendere un servizio alla comunità per la quale questa strumentazione viene installata.

### 6.2. Metodologia di studio

Negli anni passati sono stati compiuti grandi sforzi da parte di studiosi di tutto il mondo per definire quali fossero i livelli di rumore massimo e minimo ritenuti accettabili per l'installazione di una stazione sismica. Dal momento che lo studio delle forme d'onda prodotte da una sorgente sismica è complicato dal fatto che l'intensità del segnale si riduce man mano che questo si propaga

attraverso il terreno, è evidente che qualsiasi rumore estraneo possa sovrapporsi a questo segnale costituisce un fattore di disturbo. Nell'epoca delle stazioni analogiche si è cercato di dare una misura quantitativa del livello di rumore, in funzione della frequenza, facendo l'involuppo delle ampiezze di picco in dati intervalli temporali del giorno e dell'anno. Nell'epoca delle stazioni digitali questa metodica è stata ulteriormente raffinata, mediante l'impiego su vasta scala dell'analisi spettrale. Attualmente le indicazioni dell'International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI) formulate nel "New Manual of Seismological Observatory Practice" (BORMANN, 2001 – aggiornamento, solo on line, del lavoro di WILLMORE, 1979) rappresentano lo standard metodologico per l'analisi del rumore nei siti candidati ad ospitare una stazione sismometrica.

La procedura seguita, può essere schematizzata nei seguenti punti fondamentali.

Analisi preliminare:

- ⇒ individuazione della regione geografica di interesse;
- ⇒ verifica delle condizioni topografiche;
- ⇒ analisi delle caratteristiche geologiche;
- ⇒ accessibilità del sito e caratteristiche meteo-climatiche della zona;

Analisi strumentale

- ⇒ misure di rumore nei vari siti candidati;
- ⇒ analisi dei dati raccolti mediante confronto con le curve di PETERSON (1993);
- ⇒ analisi delle condizioni di sito mediante il calcolo del fattore di amplificazione con la tecnica di NAKAMURA (1979).

### 6.2.1. Analisi preliminare

Il primo punto dell'analisi preliminare, alla base del progetto stesso, è la definizione dell'area geografica di interesse e rappresenta il primo passo da compiere per avviare ed impostare il lavoro successivo. In particolare, è necessario che l'area presenti delle "attrattive sismologiche" oppure delle necessità di monitoraggio e controllo del territorio.

Il secondo punto è legato soprattutto alla necessità di scartare quei siti nei quali si potrebbero manifestare fenomeni di focalizzazione ed amplificazione dell'onda sismica (Fig. 6.1). E' noto, infatti, che condizioni locali legate alla topografia od alla natura del substrato possono produrre un effetto di amplificazione sull'ampiezza dell'onda sismica e, conseguentemente, alterare in modo significativo la registrazione dell'evento.

**MECCANISMO DI FOCALIZZAZIONE PER EFFETTO TOPOGRAFICO**

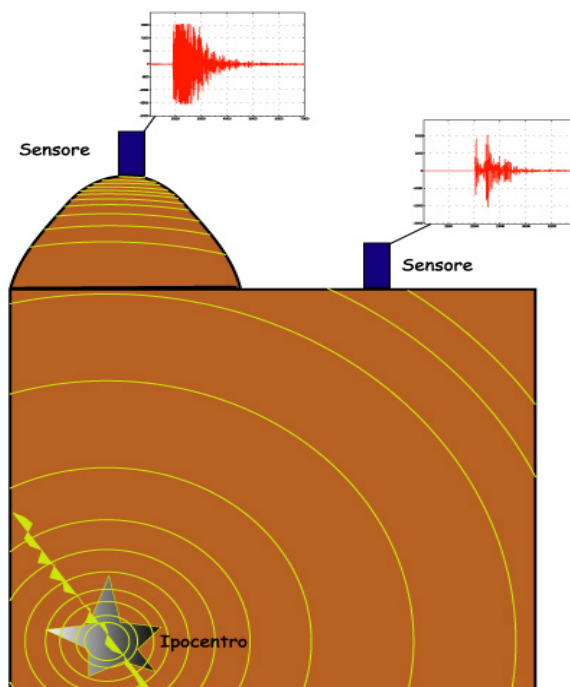


Fig. 6.1 - Modello schematico degli effetti di focalizzazione ed amplificazione per cause topografiche

Il terzo punto riguarda la verifica delle condizioni geologiche, il cui scopo principale è quello di valutare la profondità e le caratteristiche del substrato roccioso (bedrock), in quanto lo spessore dello strato di suolo superficiale, dove presente, condiziona pesantemente le caratteristiche dei segnali acquisiti. Inoltre devono essere valutati eventuali allineamenti strutturali in grado di produrre effetti sulle caratteristiche del campo d'onda.

Infine va considerata attentamente l'accessibilità del sito e le sue caratteristiche meteorologiche. Infatti, i problemi legati alla logistica possono incidere in maniera rilevante, sia in termini di costi d'impianto (basti pensare alle necessità di realizzare lunghe tratte di linee telefoniche o elettriche), sia per la gestione successiva (in termini di guasti alla strumentazione provocati da temporali, gelo, ed altre avversità climatiche).

**6.2.2. Analisi strumentale**

L'analisi strumentale è stata preceduta da una verifica a tavolino delle eventuali fonti di rumore presenti nell'area d'interesse. A questo proposito ci siamo avvalsi di una tabella (Fig. 6.2), proposta da WILLMORE nel 1979, che consente una valutazione speditiva delle più comuni fonti di rumore.

STATION SITE NAME: Loma Palo Bonito		SITE #: 7			DATE OF VISIT: 02/14/1998			ACTUAL DISTANCE
COORDINATES: N 18° 46' 58.4" W 70° 13' 20.1"		HARD ROCK, GRANITE, ETC.			HARDPAN HARD CLAY, ETC.			
		RECOMMENDED MINIMAL DISTANCES [km]						
		A	B	C	A	B	C	[km]
1. Oceans, coastal mountains system		300	50	1	300	50	1	75
2. Large lakes		150	25	1	150	25	1	22
3. Large dams, waterfalls		40	10	1	150	25	5	22
4. Large oil pipelines		a 60	15	5	50	15	10	
		a 20	10	5	30	15	5	
5. Small lakes		b 100	30	10	100	30	10	
		a 20	10	1	20	10	1	20
		b 50	15	1	50	15	1	
6. Heavy machinery, reciprocating machinery		a 15	3	1	20	5	2	25
		b 25	5	2	40	15	3	
7. Low waterfalls, rapids of a large river, intermittent flow over large dams		a 5	2	0.1	15	5	1	
		b 15	3	1	25	8	2	6
8. Railway, frequent operation		a 6	3	1	10	5	1	40
		b 15	5	1	20	10	1	
9. Airport, air traffic		6	3	1	6	3	1	
10. Non-reciprocating machinery, balanced industrial machinery		a 2	0.5	0.1	10	4	1	25
		b 4	1	0.2	15	6	1	
11. Busy highway, large farms		1	0.3	0.1	6	1	0.5	2.3
12. Country roads, high buildings		0.3	0.2	0.05	2	1	0.5	2.0
13. Low buildings, high trees and masts		0.1	0.03	0.01	0.3	0.1	0.05	0.03
14. High fences, low trees, high bushes, large rocks		0.05	0.02	5 m	0.06	0.03	0.01	0.02

LEGEND:  
A Seismic station with a gain of 200,000 or more at 1 Hz  
B Seismic station with a gain from 50,000 to 150,000 at 1 Hz  
C Seismic station with a gain of approximately 25,000 at 1 Hz  
a Source and seismometer on widely different formations or that mountain ranges or valleys intervene  
b Source and seismometer on the same formation and with no intervening alluvial valley or mountain range

Shaded cells: The actual distance from a source of disturbance to seismometer is smaller than the recommended distance for a particular gain of seismic station, ground quality, and seismic coupling.

Fig. 6.2 - Tabella per la valutazione speditiva del livello di rumore (WILLMORE, 1979)

A questa fase è seguita la campagna di misure vera e propria, condotta avvalendosi di un sismometro Lennartz Le 3d-5s e di un digitalizzatore a 16 bit con amplificazione del segnale a 100x. Dopo una prima verifica su misure da un quarto d'ora, sono state effettuate misure protratte per alcune ore.

Per la valutazione dei livelli di rumore abbiamo fatto riferimento al “New Global noise Model” (PETERSON, 1993). Questo modello mette a confronto i livelli di rumore dell'area considerata, con i livelli di rumore massimo e minimo caratteristici di 75 stazioni digitali, poste su substrato roccioso, scelte in tutto il mondo. Le curve di riferimento sono state ottenute facendo l'involuppo inferiore e superiore del livello di rumore osservato nella banda di frequenza compresa tra 10<sup>-4</sup> e 10 Hz. Il risultato di questa operazione è riportato nelle Tab. 6.1 e 6.2, le quali rappresentano, in diverse unità di misura e per diverse grandezze, i due involuppi inferiore (NLNM) e superiore (NHNM).

T [S]	$P_A [M^2S^{-4}/HZ]$	$P_A [DB]$	$P_V [M^2S^{-2}/HZ]$	$P_V [DB]$	$P_D [M^2/HZ]$	$P_D [DB]$
0.10	$1.6 \times 10^{-17}$	- 168.0	$4.1 \times 10^{-21}$	- 203.9	$1.0 \times 10^{-24}$	- 239.9
0.17	$2.1 \times 10^{-17}$	- 166.7	$1.6 \times 10^{-20}$	- 198.1	$1.1 \times 10^{-23}$	- 229.4
0.40	$2.1 \times 10^{-17}$	- 166.7	$8.7 \times 10^{-20}$	- 190.6	$3.5 \times 10^{-22}$	- 214.6
0.80	$1.2 \times 10^{-17}$	- 169.2	$1.9 \times 10^{-19}$	- 187.1	$3.2 \times 10^{-21}$	- 214.5
1.24	$4.3 \times 10^{-17}$	- 163.7	$1.7 \times 10^{-18}$	- 177.8	$6.5 \times 10^{-20}$	- 191.9
2.40	$1.4 \times 10^{-15}$	- 148.6	$2.0 \times 10^{-16}$	- 157.0	$3.0 \times 10^{-17}$	- 165.3
4.30	$7.8 \times 10^{-15}$	- 141.1	$3.6 \times 10^{-15}$	- 144.4	$1.7 \times 10^{-15}$	- 147.7
5.00	$7.8 \times 10^{-15}$	- 141.1	$4.9 \times 10^{-15}$	- 143.1	$3.1 \times 10^{-15}$	- 145.1
6.00	$1.3 \times 10^{-15}$	- 149.0	$1.1 \times 10^{-15}$	- 149.4	$1.0 \times 10^{-15}$	- 149.8
10.00	$4.2 \times 10^{-17}$	- 163.8	$1.0 \times 10^{-16}$	- 159.7	$2.7 \times 10^{-16}$	- 155.7
12.00	$2.4 \times 10^{-17}$	- 166.2	$8.7 \times 10^{-17}$	- 160.6	$3.2 \times 10^{-16}$	- 155.0
15.60	$6.2 \times 10^{-17}$	- 162.1	$3.8 \times 10^{-16}$	- 154.2	$2.3 \times 10^{-15}$	- 146.3
21.90	$1.8 \times 10^{-18}$	- 177.5	$2.2 \times 10^{-17}$	- 166.7	$2.6 \times 10^{-16}$	- 155.8
31.60	$3.2 \times 10^{-19}$	- 185.0	$7.9 \times 10^{-18}$	- 171.0	$2.0 \times 10^{-16}$	- 156.9
45.00	$1.8 \times 10^{-19}$	- 187.5	$9.1 \times 10^{-18}$	- 170.4	$4.7 \times 10^{-16}$	- 153.3
70.00	$1.8 \times 10^{-19}$	- 187.5	$2.2 \times 10^{-17}$	- 166.6	$2.8 \times 10^{-15}$	- 145.6
101.00	$3.2 \times 10^{-19}$	- 185.0	$9.7 \times 10^{-17}$	- 160.9	$2.1 \times 10^{-14}$	- 136.8
154.00	$3.2 \times 10^{-19}$	- 185.0	$1.8 \times 10^{-16}$	- 157.2	$1.1 \times 10^{-13}$	- 129.4
328.00	$1.8 \times 10^{-19}$	- 187.5	$4.9 \times 10^{-16}$	- 153.1	$1.3 \times 10^{-12}$	- 118.7
600.00	$3.5 \times 10^{-19}$	- 184.4	$3.2 \times 10^{-15}$	- 144.8	$3.0 \times 10^{-11}$	- 105.2
$10^4$	$6.5 \times 10^{-16}$	- 151.9	$3.5 \times 10^{-14}$	- 87.9	$4.1 \times 10^{-3}$	- 23.8
$10^5$	$4.9 \times 10^{-11}$	- 103.1	$1.2 \times 10^{-2}$	- 19.1	$2.6 \times 10^6$	+ 65.0

Tab. 6.1 - NLNM: T(s) periodo considerato,  $P_A$  power density spectrum in termini di accelerazione,  $P_V$  power density spectrum in termini di velocità,  $P_D$  power density spectrum in termini di spostamento.

T [S]	P <sub>A</sub> [M <sup>2</sup> S <sup>-4</sup> /HZ]	P <sub>A</sub> [DB]	P <sub>V</sub> [M <sup>2</sup> S <sup>-2</sup> /HZ]	P <sub>V</sub> [DB]	P <sub>D</sub> [M <sup>2</sup> /HZ]	P <sub>D</sub> [DB]
0.10	7.1 x 10 <sup>-10</sup>	- 91.5	1.8 x 10 <sup>-13</sup>	- 127.5	4.5 x 10 <sup>-17</sup>	- 163.4
0.22	1.8 x 10 <sup>-10</sup>	- 97.4	2.2 x 10 <sup>-13</sup>	- 126.5	2.7 x 10 <sup>-16</sup>	- 155.6
0.32	8.9 x 10 <sup>-12</sup>	- 110.5	2.3 x 10 <sup>-14</sup>	- 136.4	6.6 x 10 <sup>-17</sup>	- 162.2
0.80	1.0 x 10 <sup>-12</sup>	- 120.0	1.6 x 10 <sup>-14</sup>	- 137.9	2.6 x 10 <sup>-16</sup>	- 155.8
3.80	1.6 x 10 <sup>-10</sup>	- 98.0	5.8 x 10 <sup>-11</sup>	- 102.4	2.1 x 10 <sup>-11</sup>	- 106.7
4.60	2.2 x 10 <sup>-10</sup>	- 96.5	1.2 x 10 <sup>-10</sup>	- 99.2	6.4 x 10 <sup>-11</sup>	- 101.9
6.30	7.9 x 10 <sup>-11</sup>	- 101.0	8.0 x 10 <sup>-11</sup>	- 101.0	7.9 x 10 <sup>-11</sup>	- 101.0
7.90	4.5 x 10 <sup>-12</sup>	- 113.5	7.1 x 10 <sup>-12</sup>	- 111.5	1.4 x 10 <sup>-11</sup>	- 109.5
15.40	1.0 x 10 <sup>-12</sup>	- 120.0	6.0 x 10 <sup>-12</sup>	- 112.2	3.6 x 10 <sup>-11</sup>	- 104.4
20.00	1.4 x 10 <sup>-14</sup>	- 138.5	1.4 x 10 <sup>-13</sup>	- 128.4	1.4 x 10 <sup>-12</sup>	- 118.4
354.80	2.5 x 10 <sup>-13</sup>	- 126.0	8.0 x 10 <sup>-10</sup>	- 91.0	2.6 x 10 <sup>-6</sup>	- 55.9
10 <sup>4</sup>	9.7 x 10 <sup>-9</sup>	- 80.1	2.5 x 10 <sup>-2</sup>	- 16.1	6.2 x 10 <sup>4</sup>	+ 47.9
10 <sup>5</sup>	1.4 x 10 <sup>-5</sup>	- 48.5	3.6 x 10 <sup>3</sup>	+ 35.5	9.0 x 10 <sup>11</sup>	+ 119.6

Tab. 6.2 - NHNM: T(s) periodo considerato, P<sub>A</sub> power density spectrum in termini di accelerazione, P<sub>V</sub> power density spectrum in termini di velocità, P<sub>D</sub> power density spectrum in termini di spostamento.

Data l'incerenza del rumore, l'analisi viene svolta determinando la trasformata di Fourier della funzione di autocorrelazione (power spectral density):

$$P(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} P(\tau) e^{i\omega\tau} d\tau$$

Il valore ricavato viene espresso in dB, in tal caso la funzione diviene:

$$P[dB] = 10 \log(P)$$

La verifica delle condizioni di sito è stata fatta mediante il calcolo del fattore di amplificazione ottenuto come rapporto tra le ampiezze spettrali delle componenti orizzontali e verticali (NAKAMURA, 1989).

### 6.3. Misure eseguite sul territorio del Comune di Livorno e relative elaborazioni

Livorno rappresenta una delle più importanti realtà demografiche ed industriali della Toscana, l'importanza delle strutture portuali e delle infrastrutture di comunicazione ne fanno un'area di importanza strategica fondamentale per l'economia regionale e nazionale. E' chiaro che una così



elevata concentrazione di fattori socialmente rilevanti, richiede un'adeguata politica di salvaguardia e di tutela dai rischi interni ed esterni. Fra quelli esterni uno dei più importanti è sicuramente quello sismico. Livorno infatti, è posta in un'area di moderata ma frequente sismicità. Nella pur breve storia della città, le cronache riportano numerosi eventi sismici in grado di produrre danni al patrimonio abitativo. Per questo motivo, appare assolutamente indispensabile investire in un sistema di rilevamento sismico, che sia in grado da un lato di tenere costantemente sotto controllo il territorio, dall'altro di definire l'assetto ed il potenziale sismogenetico delle strutture sismicamente attive.

Nella scelta del sito in cui installare la stazione di monitoraggio sono stati considerati sia gli aspetti connessi con le necessità proprie della protezione civile, sia le opportunità scientifiche legate alla presenza di una stazione sismometrica in un'area che potrebbe giocare un ruolo di rilievo nella comprensione della geodinamica del Mar Ligure e dell'Appennino Settentrionale.

La prima area investigata è situata nell'entroterra del territorio comunale (Fig. 6.3).



Fig. 6.3 - Area del comune di Livorno con indicato il punto di misura del *noise* e le su coordinate UTM

Tuttavia il risultato delle misure di rumore (“noise”) ci ha indotto a scartare subito questa possibilità; in effetti, sebbene l'area corrisponda ai requisiti dell'analisi preliminare, l'analisi strumentale ha dimostrato la presenza di un elevato livello di rumore. L'acquisizione è stata protratta per alcune ore, in modo da avere un dato statisticamente significativo; successivamente il

dato acquisito è stato deamplificato, convertito in velocità, rettificato per la linea di base ed analizzato in finestre mobili da quindici minuti. All'interno di ogni finestra è stata calcolata la trasformata di Fourier della funzione di autocorrelazione; il dato è stato poi mediato sull'intero periodo di registrazione, convertito in decibel e confrontato con le curve di riferimento del modello di Peterson. In Fig. 6.4 è esposto il risultato dell'analisi: in rosso è riportato il dato medio, in verde il dato orario ed in blu le curve di Peterson, il dato registrato supera il valore limite superiore in tutto l'intervallo compreso tra 0.3 e 20 Hz.

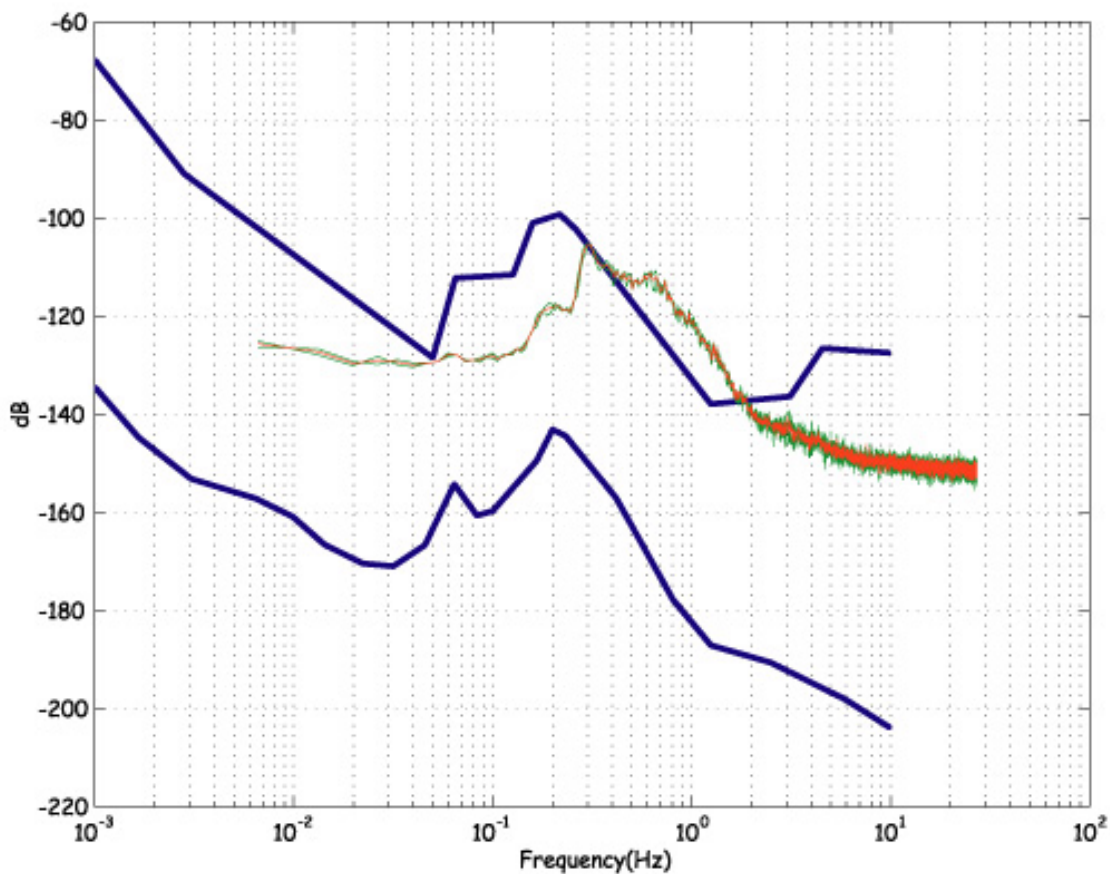


Fig. 6.4 - Livello di noise osservato nell'entroterra del comune di Livorno nel mese di gennaio; in verde il dato orario, in rosso il valore medio, in blu le curve di Peterson NHHM e NLNM.

L'analisi del fattore di amplificazione è stata condotta mediante la tecnica di Nakamura: questa tecnica prevede la determinazione del fattore di amplificazione come rapporto tra le componenti spettrali orizzontali e verticali del microtremore ambientale. Numerose indagini sperimentali, hanno dimostrato la validità del metodo per l'individuazione delle frequenze per le quali si ha la massima amplificazione dell'onda sismica. Il segnale, precedentemente convertito in velocità e rettificato per la linea di base, è stato filtrato e finestrato con finestre mobili da un minuto. All'interno di ogni finestra è stato eseguito il calcolo degli spettri, necessario per la determinazione del fattore di

amplificazione; in seguito è stato determinato il valore spettrale medio sull'intero periodo di acquisizione e calcolato il rapporto tra le componenti orizzontali e verticali. Poi sono state determinate le ampiezze spettrali relative a venticinque valori di frequenza predefiniti smussandole con una finestra di ampiezza variabile di  $\pm$  il 25% della frequenza centrale (CASTRO ET AL.,1990). In questo modo abbiamo garantito la necessaria coerenza energetica tra i valori predefiniti di frequenza. Il risultato è esposto in Fig. 6.5, in rosso è rappresentata l'amplificazione, in blu gli spettri orizzontali e verticali medi.

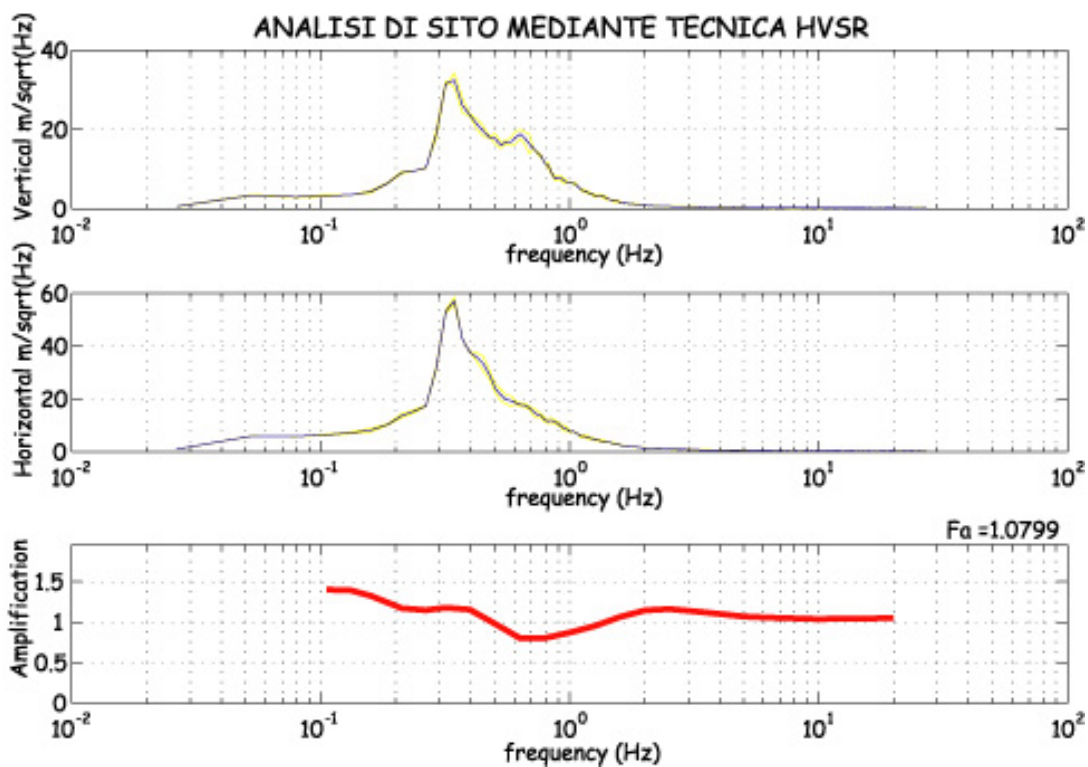


Fig. 6.5 - Analisi di Nakamura con il valore di amplificazione medio tra 1 e 10 Hz nell'entroterra

Il fattore di amplificazione ottenuto è costante intorno al valore 1, ciò conferma la bontà dell'analisi preliminare per quanto riguarda la natura del substrato su cui si trova il punto investigato.

Una seconda serie di misure è stata eseguita sull'isola di Gorgona. In questo caso abbiamo ritenuto che l'area dell'isola potesse costituire una valida alternativa alle aree continentali. Ad eccezione del dato inerente la distanza dal mare, essa soddisfa pienamente i parametri dell'analisi preliminare; inoltre una stazione in Gorgona consente di realizzare una migliore sinergia con le reti sismometriche vicine, in particolare la rete INGV e la rete Ligure-Piemontese, consentendo di vincolare meglio le possibili soluzioni per la determinazione delle aree ipocentrali, soprattutto per i terremoti con epicentro in mare. E' chiaro che l'ampiezza del tremore prodotto dal moto ondoso

dovrà essere tenuta in debito conto, tuttavia scegliendo zone dell'isola meno esposte alle mareggiate da NW e da SW, è possibile mitigare in parte questo rumore, che comunque risulta ristretto nella banda di frequenza compresa tra 0.1 ed 1 Hz.

Nella mappa di Fig. 6.6 sono riportati i siti nei quali sono state eseguite le misure, le coordinate UTM dei punti di misura sono le seguenti: GR1 4808691-572412 GR2 4808450-572400.

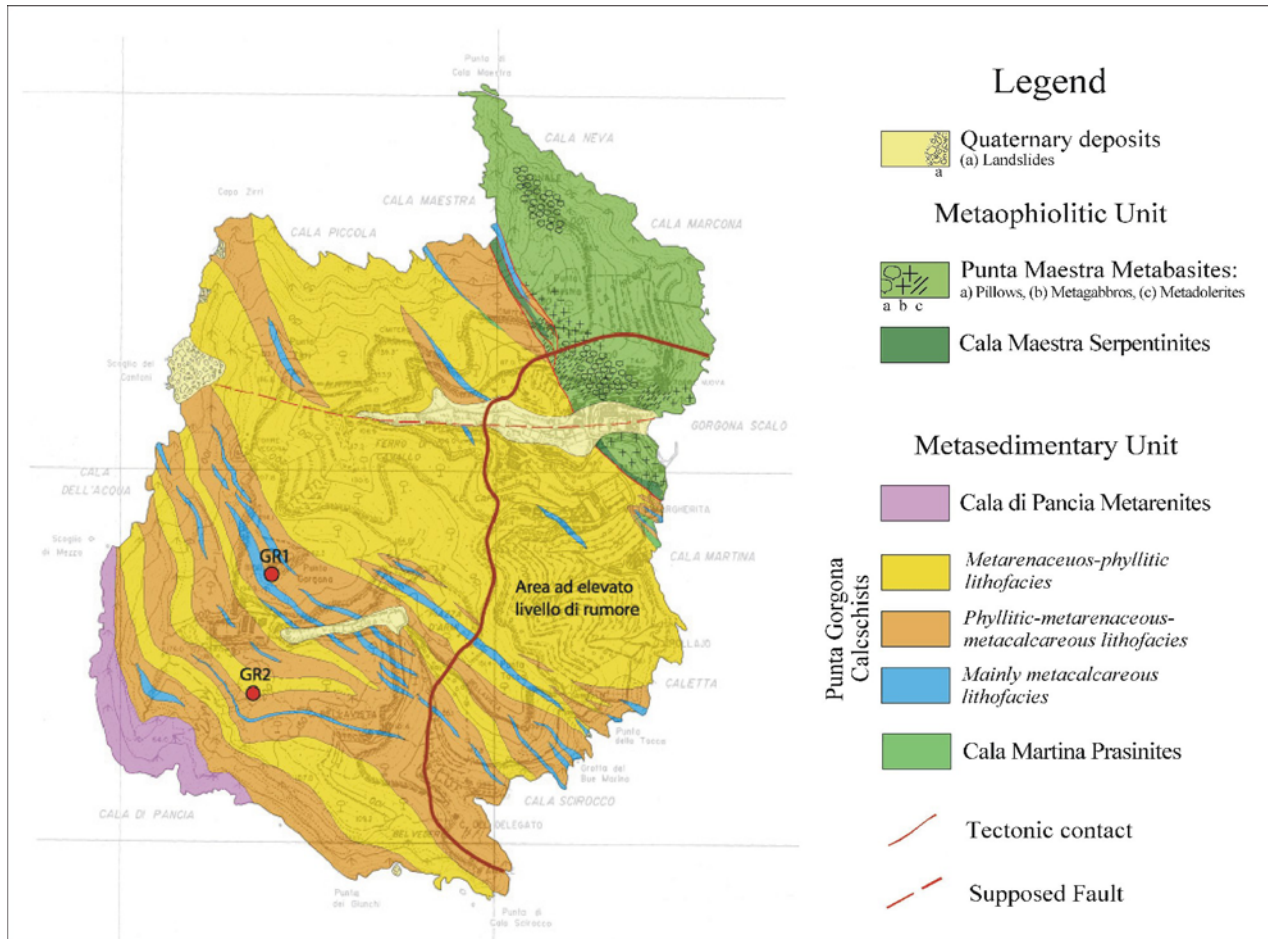


Fig. 6.6 - Carta geologica dell'isola di Gorgona con indicati i punti di misura del noise e le aree a più elevato livello di rumore (MORELLI ET AL. 2002)

I due punti si trovano entrambi su substrato roccioso, nella parte dell'isola più lontana dalle strutture carcerarie, in modo tale da non risentire del rumore prodotto dalle attività che ivi si svolgono. Le misure sono state eseguite in due diversi periodi dell'anno, la prima in inverno la seconda in estate. In questo modo abbiamo aumentato la significatività statistica della misura relativamente alle condizioni meteo-marine. I risultati delle misure sono riportati nelle Fig. da 6.7 a 6.10, con la consueta simbologia.

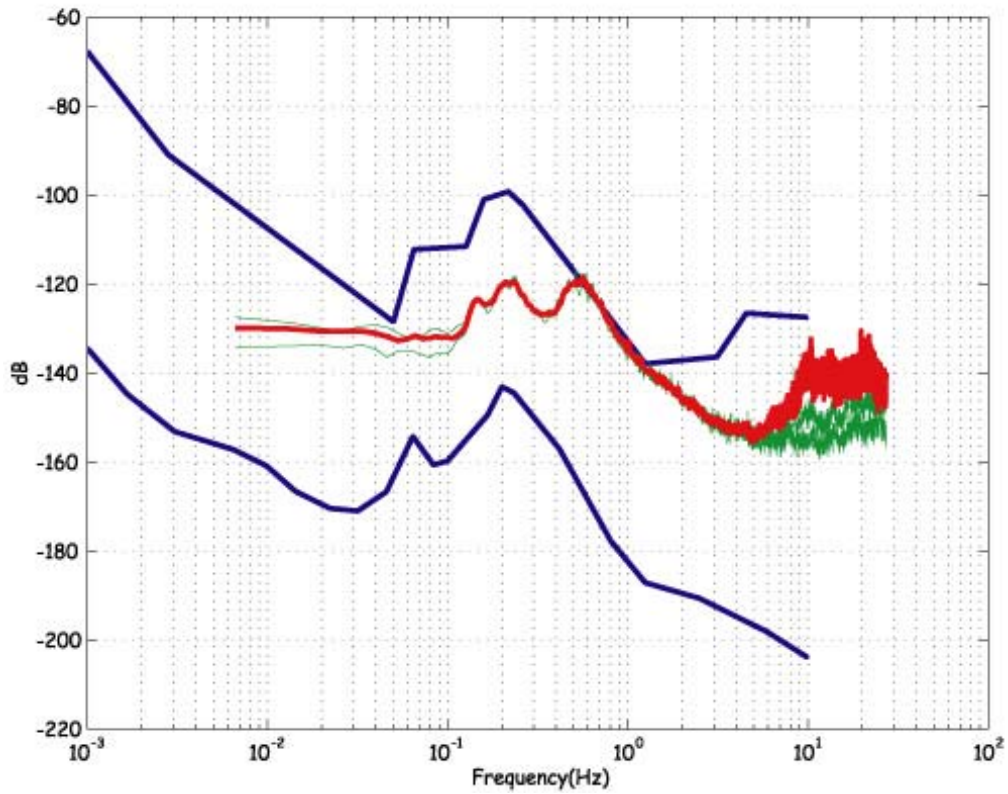


Fig. 6.7 - Livello di noise osservato nel punto GR1 nel mese di aprile; in verde il dato orario, in rosso il valore medio, in blu le curve di Peterson N1NM e N2NM.

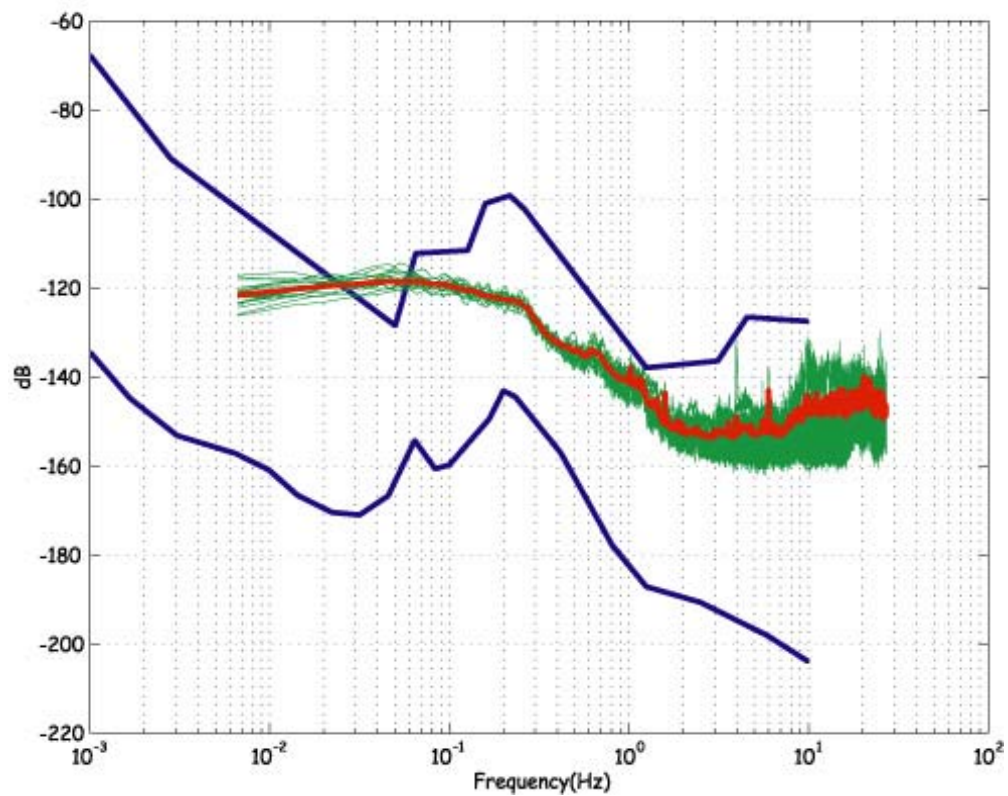


Fig. 6.8 - Livello di noise osservato nel punto GR1 nel mese di giugno; in verde il dato orario, in rosso il valore medio, in blu le curve di Peterson N1NM e N2NM.

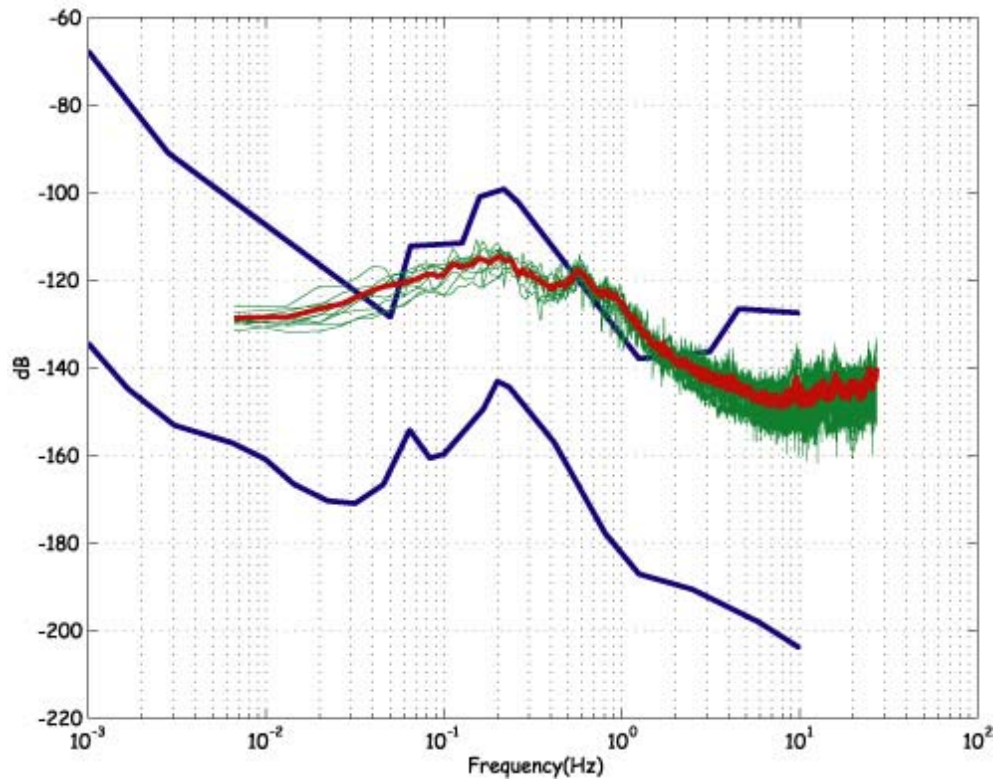


Fig. 6.9 - Livello di noise osservato nel punto GR2 nel mese di aprile; in verde il dato orario, in rosso il valore medio, in blu le curve di Peterson NHHM e NLNM.

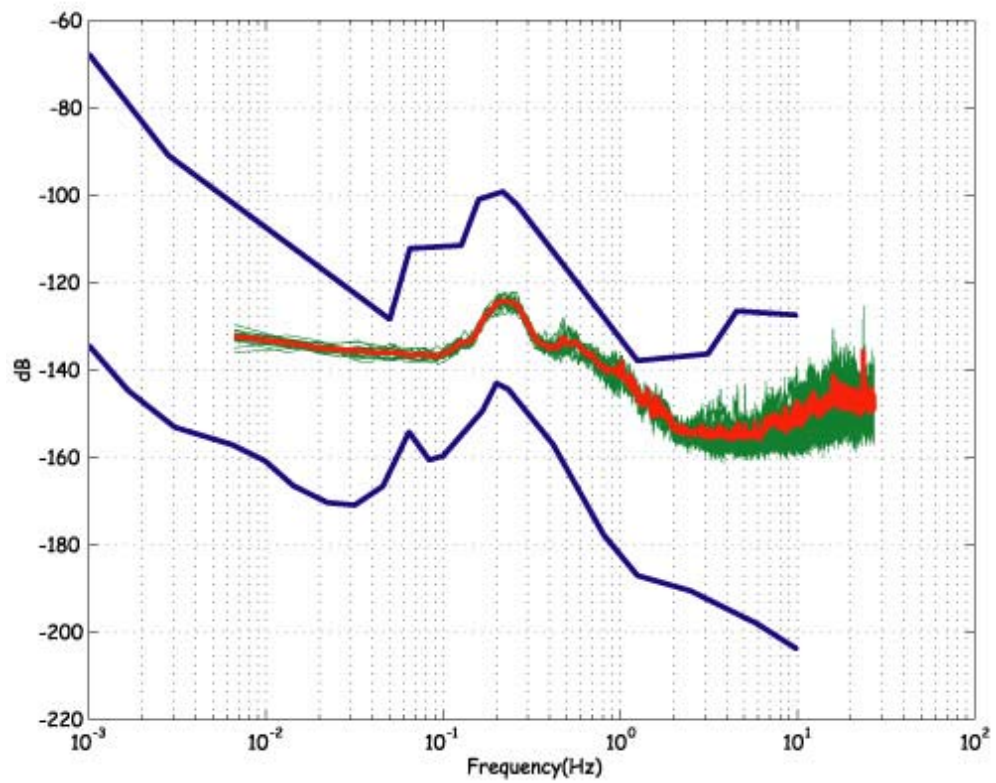


Fig. 6.10 - Livello di noise osservato nel punto GR2 nel mese di giugno; in verde il dato orario, in rosso il valore medio, in blu le curve di Peterson NHHM e NLNM.

Il risultato dell'analisi strumentale è soddisfacente per entrambi i siti, tuttavia nel periodo invernale il punto GR1 mostra un più basso livello di rumore rispetto a GR2. Da considerare che il sensore utilizzato ha una risposta lineare sopra 0.2 Hz, perciò il dato osservato al di sotto di questa soglia non è significativo.

Anche in questo caso abbiamo completato lo studio con la determinazione del fattore di amplificazione, nelle Fig. 6.11 e 6.12 sono visibili i risultati.

Per entrambi i siti il valore medio tra 1 e 10 Hz è intorno ad 1. Tuttavia GR1 mostra un valore leggermente più alto tra 1 e 6 Hz forse dovuto ad un lieve effetto topografico, che però, nel complesso, non incide in maniera significativa sulla qualità del segnale.

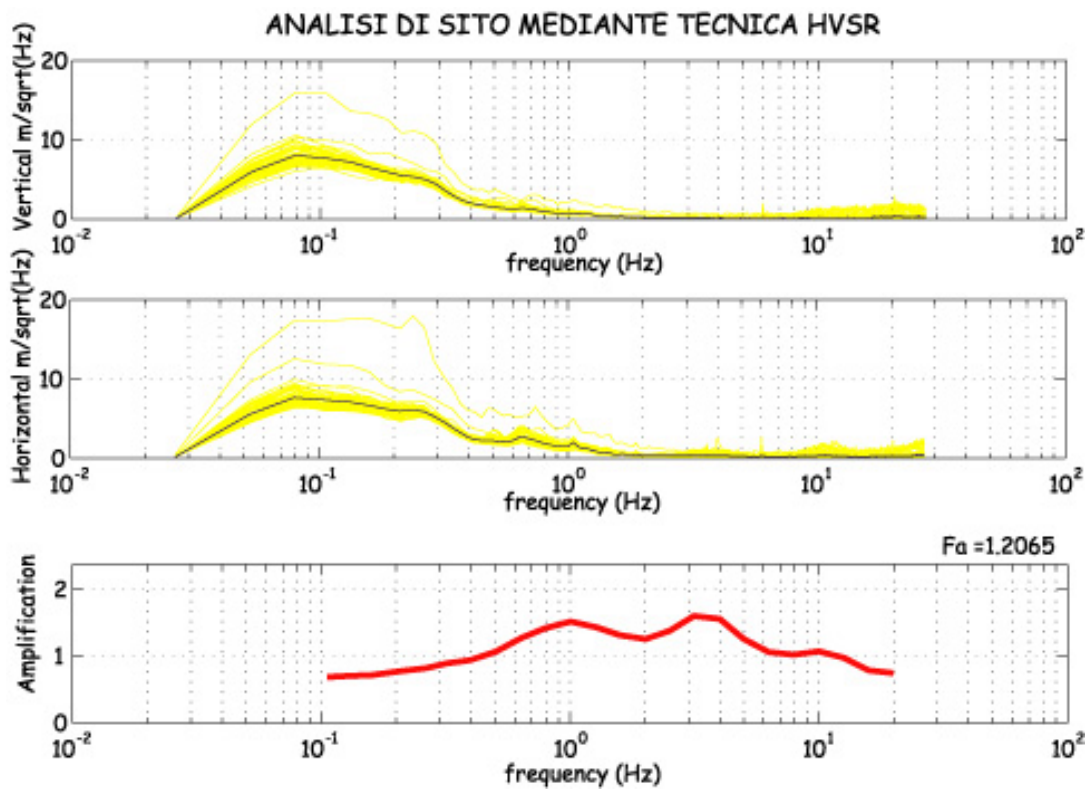


Fig. 6.11 - Analisi di Nakamura con il valore di amplificazione medio tra 1 e 10 Hz nel sito GR1

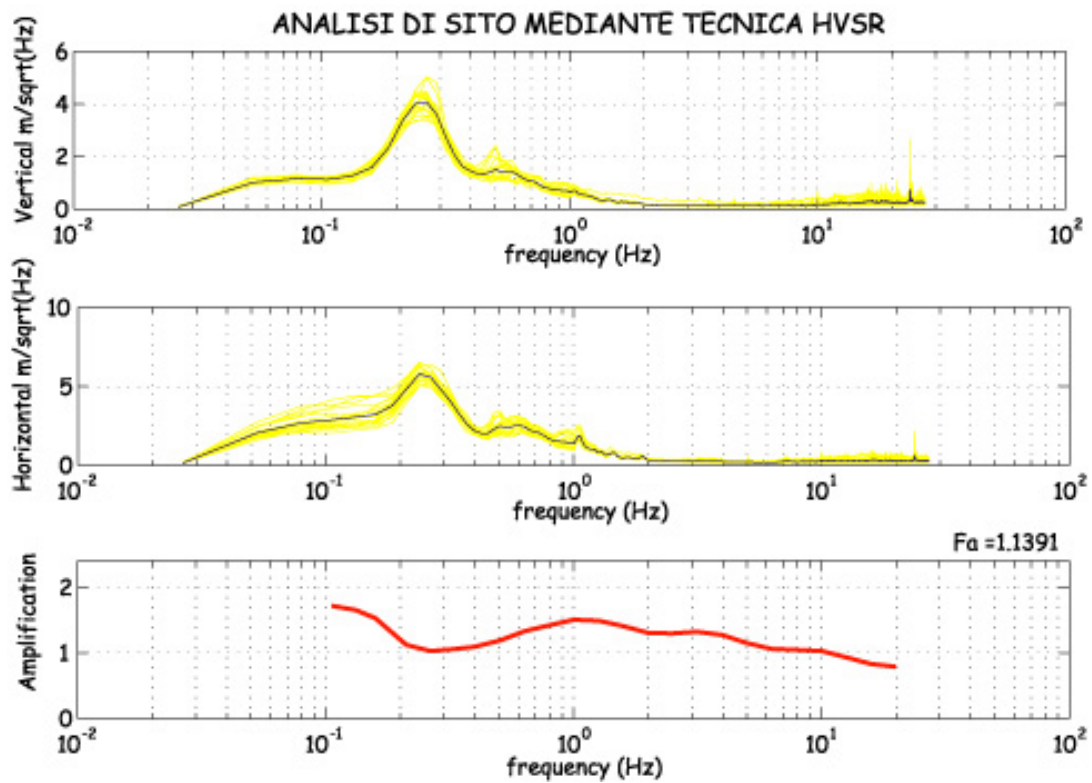


Fig. 6.12 - Analisi di Nakamura con il valore di amplificazione medio tra 1 e 10 Hz nel sito GR2

## 6.4. Conclusioni

Lo studio svolto dall'Istituto Geofisico Toscano per l'individuazione del miglior sito, all'interno del territorio comunale di Livorno, atto ad ospitare una stazione sismometrica, ha consentito di individuare nell'isola di Gorgonia il luogo che meglio potrebbe servire alle necessità indicate nella premessa. Il sito risponde in maniera soddisfacente alle indicazioni previste dagli standard internazionali e contribuisce in maniera significativa al miglioramento delle capacità di monitoraggio della rete nazionale. I costi necessari per la realizzazione della struttura logistica sono mitigati dalla presenza delle strutture carcerarie, che possono contribuire in maniera decisiva alla sua realizzazione ed al suo mantenimento.

È chiaro che tale struttura necessita di un costante controllo per la verifica del buon funzionamento e per l'analisi dei dati, rendendo necessario l'intervento di personale qualificato in grado di valutare rapidamente il tipo di intervento, oppure di supportare le strutture di protezione civile nel momento dell'emergenza.



---

## BIBLIOGRAFIA

---

- ABBATE ET AL. (1982) - Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. (*Boccaletti M. & Coli M. Red.*) - *C.N.R. Prog. Fin. Geod. Pubbl. n.429.*
- AKI K. & RICHARDS P.G. (2002) - Quantitative seismology, *University Sciences Books, Sausalito, 700 pp.*
- ALBARELLO D., BERARDI A., MARGOTTINI C. & MUCCIARELLI M. (1995) - Macroseismic estimates of magnitude in Italy. *Pageoph, 145-2, 297-312.*
- AMBRASEYS N.N. (1962) - Data for investigation of seismic sea waves in the Eastern Mediterranean. *Bull. Seism. Soc. Am., 52, 859-913.*
- AMBRASEYS N.N. (1995) - The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 24, (4), 467-490.*
- AMBROSETTI P. *et alii*, (1978) - Evoluzione paleogeografica e tettonica dei bacini tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore. *Mem. Soc. Geol. It., 19, 573-580.*
- AA.VV. (1991) - Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP03 Punta Ala – Gabicce. *Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1991/1.*
- AA.VV. (1998) - Results of the CROP 03 deep seismic reflection profile. Atti del Convegno: presentazione dei risultati del profilo sismico CROP03. *Pialli G., Barchi M. & Minelli G. (Eds). Mem. Soc. Geol. It., LII.*
- BARATTA M. (1901) - I terremoti d'Italia. Saggio di storia , geografia e bibliografia sismica italiana. *Fr.lli Bocca, Torino.*
- BARCHI M., GALADINI F., LAVECCHIA G., MESSINA P., MICHETTI A.M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E., a cura di (2000) - Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale. Parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica. *CNR-GNDT, Roma, 62 pp.*
- BARTOLINI C. ET AL. (1982) - Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. *Note illustrative. Boll. Soc. Geol. It. 101, 523-549.*
- BEDOSTI B. & CAPUTO M. (1986) - Primo aggiornamento del catalogo dei maremoti delle coste italiane, in *Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Classe Scienze Fisiche, Matematiche, Naturali, Roma, serie VIII, 80, 570-584.*
- BERARDI R., MAGRI L., MUCCIARELLI M., PETRUNGARO C. & ZANETTI L. (1994) - Mappe di sismicità per l'area italiana, *ENEL, 60 pp.*

- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - Plate tectonics model for the development of the western Alps and Northern Apennines. *Nature Phys. Sc.*, 234, 108-111.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIARDINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 1980, 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA G., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - Consideration on the seismotectonics of the Northern Apennines. *Tectonophysics*, 117, pp. 7-38.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., A. LAZZAROTTO & ZANZUCCHI G. (1987) - Note illustrative alla carta strutturale dell'Appennino Settentrionale. *Prog. Fin. Geod.*, Sottoprg. 5, Mod. Str. Gr. App. Sett., Pubbl. N. 429, 1982, Tipografia Senese, 1987.
- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (1999) - I terremoti di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano) del settembre-ottobre 1997: contesto tettonico e prime considerazioni sismogenetiche. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. 117.
- BORMANN P. (2001) - New Manual of Seismological Observatory Practice, [www.seismo.com](http://www.seismo.com)
- BORTOLOTTI V. (1966) - La tettonica trasversale dell'Appennino. 1 - La linea Livorno-Sillaro. *Boll. Soc. Geol. It.*, 85(2), 529-540.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980, *ING e SGA, Bologna*, 973 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990, ver. 2, *ING e SGA, Bologna*, 644 pp.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (2000) - Catalogue of strong italian earthquakes from 461 B.C. to 1997, *Annali di Geofisica*, 43, 4, Editrice Compositori, Bologna, 868 pp., CD-Rom all, vers. 3..
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, 17-98.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L.M., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI, PASCUCCI V., SALVATORINI G., SANDRELLI F. & TERZUOLI A. (1998) - Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the Northern Apennines (Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 513-525.
- CAMASSI R. & STUCCHI M. (1997) - NT4.1.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno, *GNDT, Milano*, 95 pp.
- CANUTI P., PRANZINI G. & SESTINI G. (1966) - Provenienza ed ambiente di sedimentazione dei ciottolati del Pliocene di San Casciano (Firenze). *Mem. Soc. Geol. It.*, 5, 340 - 364.
- CAPUTO M. E FAITA G. (1984) - Primo catalogo dei maremoti delle coste italiane, in *Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Memorie Classe Scienze Fisiche, Matematiche, Naturali, Roma, serie VIII*, 17, 213-356.

- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G. B. (1985) – Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano. *Giornale di Geologia, Ser. 3°*, 47/1-2, 47-75.
- CASTRO R., ANDERSON J.G. & SINGH S.K. (1990) - Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1, 1481-1503.
- CAVASINO A. (1935) - I terremoti d'Italia nel trentacinquennio 1899-1933, in *"Memorie del Regio Ufficio Centrale di Meteorologia e Geofisica"*, s. III, appendice al Vol.4, Roma.
- COCCIA P.F. (1982) - Attività sismica in Toscana durante il cinquantennio 1930-1980. *Edizioni del Palazzo, Bologna, 1982, 364 pp.*
- COLI M., PRINCIPI G. & PECCERILLO A. (1991) - Evoluzione geodinamica recente dell'Appennino Settentrionale e attività magmatica tosco-laziale. Vincoli e problemi. *Studi Geologici Camerti Vol. Spec. 1991/1, 403-413.*
- COLI M. (1992) - Tettonica estensiva nell'Appennino Settentrionale: spunti e problemi. *St. Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992/2, CROP 1-1A, 203-209.*
- COLI M. (1998) - Considerations on the crustal modelling along the CROP 03 profile. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 401-412.
- CORNELL C.A. (1968) - Engineering seismic risk analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- CREPELLANI T., a cura di (1999) - Ingegneria geotecnica nelle aree sismiche. *CISM, Udine, 507 pp.*
- CREPELLANI T & FACCIORUSSO J. (2000) - Elementi di dinamica dei terreni e ingegneria geotecnica nelle aree sismiche, *Vol. 1, Univ. Firenze, Dip. Ing. Civ., Firenze, 231 pp.*
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., CERNOBORI L. & NICOLICH R. (1998) - The CROP 03 traverse: insights on post-collisional evolution of the Northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 427-439.
- ELMI C. E ZECCHI R. (1974) - Caratteri sismotettonici dell'Emilia Romagna. *Camera di Commercio Industria Artigianato e Agricoltura di Bologna, Quaderni de La Mercanzia, 21.*
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M., PASTORE S. & TOMASELLI A. (1990) - Sismotettonica dell'Italia Nord-Occidentale. *Atti del Convegno GNDT 1990, vol. 1, 35-51.*
- EVA C. & SOLARINO S. (1992) - Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali. *St. Geol. Camerti, Vol. spec., 1992/2, CROP 1-1A, 75-83.*
- GASPERINI P. & FERRARI G. (1995) - Stima dei parametri sintetici. *In: Boschi E. et al. (a cura di), Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980, ING e SGA Bologna, 96-111.*
- GASPERINI P. & FERRARI G. (1997) - Stima dei parametri sintetici: nuove elaborazioni. *In: Boschi E. et al. (a cura di), Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990, ING e SGA Bologna, 56-64.*

- GASPERINI P., BERNARDI F., VALENSISE G. & BOSCHI E. (1999) - Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 94-110.
- GRANDORI G., PEROTTI F. & TAGLIANI A. (1987) - On the attenuation of macroseismic intensity with epicentral distance, in *Ground Motion and Engineering Seismology* (ed. A.S. Cakmak), 3<sup>rd</sup> Conf. on Soil Dynamics and Earthquake Eng., Princeton USA, Elsevier, Amsterdam, 581-594.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999) - Catalogo parametrico dei terremoti italiani, ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 1999, 92 pp.
- GUIDOBONI E. (1995) - Dati di base e metodo di indagine: una navigazione fra effetti sismici e contesti storici. In: *Boschi E. et al. (a cura di), Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*, ING e SGA, Bologna, 20-57.
- GUIDOBONI E. & FERRARI G. (1995) - Scenari sismici e stime di intensità: alcune costanti nell'applicazione della scala MCS. In: *Boschi E. et al. (a cura di), Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*, ING e SGA, Bologna, 78-82.
- GUIDOBONI E. (1997) - Tassonomia della ricerca. In: *Boschi E. et al. (a cura di), Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*, ING e SGA, Bologna, 30-55.
- GRUNTAL G., edited by (1993) - European Macroseismic Scale 1992 (up-dated MSK-scale), *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Conseil de l'Europe*, 7, Luxembourg, 79 pp.
- GRUNTAL G., edited by (1998) - European Macroseismic Scale 1998, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Conseil de l'Europe*, 15, Luxembourg, 99 pp.
- HU Y.X. (1988) - Earthquake Engineering (in Chinese). *Seismological Publication House*.
- IACCARINO E. (1973) - Probabilità della scossa del IX grado in Italia. *CNEN, RT/PROT (73)*, 40, Roma.
- IIDA K. (1984) - Catalog of Tsunamis in Japan and its Neighbouring Countries. *Department of Civil Engineering, Aichi Institute of Technology, Japan*, 52 pp.
- ING-GNDT- GRUPPO DI LAVORO CATALOGO STRUMENTALE (2001) - Catalogo Strumentale dei terremoti italiani dal 1981 al 1996, versione 1.0 CD-ROM
- INNOCENTI F., SERRI G., FERRARA P., MANETTI P. & TONARINI S. (1992) - Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: thirty years after Marinelli's model. In: "*Marinelli Volume*", *Acta Vulcanologica*, 2, 247-265.
- LAY T. & WALLACE T.C. (1999). *Modern Global Seismology. Academic press, San Diego*, 521 pp.
- LAVECCHIA G. (1988) - The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis. *Tectonophysics*, 147, 263-296.
- LOCARDI E. & NICOLICH R. (1988) - Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, pp. 121-140.

- LOTTI B. (1910) - Geologia della Toscana. *Mem. Des. Car. Geol. It., XIII*.
- MANFREDINI M. (1974) - Tentativo di correlazione fra distruzione degli epicentri sismici e strutture tettoniche nel settore appenninico dell'orogeno alpino. *Mem. Soc. Geol. It., XIII, 1974*.
- MAZZANTI R. E TREVISAN L. (1978) - Evoluzione della rete idrografica dell'Appennino Settentrionale centro-settentrionale. *Geogr. Fis. Din. Quat., 1, 55-62*.
- MAZZANTI R., a cura di (1990) – La Scienza della Terra nei comuni di Livorno e di Collesalveti. *Suppl. n. 2 al Vol. 11 dei Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno*.
- MERCALLI G. (1888) - Scala sismica adottata, in "Il terremoto ligure del 23 febbraio 1887", *Ann. Uff. Centr. Meteor. Geod. It., s. II, 8, pt. IV, 390-391*.
- MOLIN D., STUCCHI M. & VALENSISE G. (1996) - Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani. *GNDT-ING-SSN, Milano Roma, 203 pp.*
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (1997) - DOM4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. *GNDT, Rapporto interno, Milano-Macerata*.
- MORELLI C. (1998) - Lithospheric structure and geodynamics of the italian peninsula derived from geophysical data: a review. *Mem. Soc. Geol. It., 52, 113-122*.
- MORELLI M., ORTI L., PANDELI E. & PRINCIPI G. (2002) – Geological map of Gorgona Island. (*in stampa su Ofioliti, 27*)
- MUCCIARELLI M. (1998) - Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach. *Journal of earthquake engineering, 2, 4*.
- MUCCIARELLI M., ALBARELLO D. & STUCCHI M. (1994) - Sensitivity of hazard estimates to the use of historical site data (*in stampa su Natural Hazards*).
- NAKAMURA Y. (1989) - A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR Railway Tech. Res. Inst., 30, 1*.
- PANDELI E., GIANELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F. M. (1994) - The Paleozoic basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and Alpine hydrothermal processes. *Mem. Soc. Geol. It., 48, 627-654*.
- PERUZZA L., a cura di (1999) - Progetto MISHA. Metodi innovativi per la stima dell'hazard: applicazione all'Italia Centrale. *CNR-GNDT, Roma, 176 pp*.
- PERUZZA L., a cura di (1996) - Modalità di attenuazione dell'intensità macrosismica. *GNDT, rapp. sintetico per il GdL "Rischio Sismico"*.
- PERUZZA L., PETRINI V., REBEZ A. & SLEJKO D. (1993) - Stime probabilistiche preliminari della pericolosità sismica della regione italiana. *Atti del 12° Convegno Annuale GNGTS, 1993, 343-362*.

- PETERSON J.(1993) - Observations and modeling of seismic background noise. *U.S.Geological Survey Open-file Report, 93-322, 95 pp.*
- PETRINI V., a cura di (1996) - Pericolosità sismica e prime valutazione di rischio in Toscana. *CNR-IRSS, Reg. Toscana Dip. Ambiente, Firenze, 120 pp., 27 tav. f.t.*
- POSTPISCHL D. (1985a) - Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. *CNR, Quaderni della ricerca scientifica, 114, 2B, Bologna, 239 pp.*
- POSTPISCHL D. (1985b) - Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. *CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Graficoop, Bologna.*
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. *Mem. Soc. Geol. It. 28, 549-576.*
- REBEZ A., a cura di (1999) - Analisi dei tempi di ritorno dedotti dai tassi di sismicità. *Relazione del 01.10.99, PE98-Progetto 5.1.1, UR OGS TS.*
- REBEZ A. & STUCCHI M. (1996) - La determinazione della Ms a partire da dati macrosismici per i terremoti compresi nei cataloghi NT. *GNDT, Rapporto interno, Trieste-Milano, 48 pp.*
- RICHTER C. F. (1958) - Elementary seismology. *W. H. Freeman & Co. Inc., San Francisco, 768 pp.*
- SABETTA F. & PUGLIESE A. (1987) - Attenuation of Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Italian Strong-motion Records. *Bull. Seism. Soc. Am., 77, 1491-1513.*
- SCANDONE P., PATACCA E., MELETTI C., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992). Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana. *Atti del Convegno Annuale del GNDT (Pisa, 25-27 giugno 1990), 1, Ambiente, Bologna, 119-135.*
- SCANDONE P. & STUCCHI M., a cura di (1999) - Note di commento sulla zonazione sismogenetica ZS4 e di introduzione agli obiettivi del progetto 5.1.1. *GNDT, Workshop "Caratteri sismogenetici del territorio italiano", Roma, marzo 1999.*
- SIEBERG A., (1930) - Scala macrosismica Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). *In: Geologie der Erdbeben, Tab. 102, Handbuch der Geophysic, Berlin.*
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area toscano-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale. *St. Geol. Camerti Vol. Spec. 1991/1, 429-463.*
- SLEJKO D, PERUZZA L. & REBEZ A. (1998) - Seismic hazard maps of Italy. *Annali di Geofisica, 42, Editrice Compositori, Bologna, 1085-1107.*
- STUCCHI M. & ZERGA A. (1993) – Criteri di compilazione ed analisi del contenuto di NT.1, un catalogo “di lavoro” del GNDT. *Atti del XII Convegno Annuale GNGTS, Roma, 24-26 novembre 1993, 311-320.*
- TENTO A, FRANCESCHINA L. & MARCELLINI A. (1992) - Expected ground motion evaluation for italian sites. *10<sup>th</sup> World Conf. on Earthquake Engineering, vol. 1.*

- TINTI S. & MARAMAI A. (1996) - Catalogue of tsunamis generated in Italy and Côte d'Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe. *Annali di Geofisica*, XXXIX, 6, Editrice Compositori, Bologna, 1253-1299.
- TOMASELLI A., PASTORE S., AUGLIERA P. & EVA C. (1992) - Sismicità dell'Appennino nord-occidentale. *St. Geol. Camerti, Vol. spec., 1992/2, CROP 1-1A*, 43-50.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D., edited by (2001) - Database of potential sources for earthquakes larger than  $M 5.5$  in Italy. *Annali di Geofisica, Suppl. to Vol. 44*, 4.
- VANNUCCHI G., edited by (1991) - Seismic hazard and site effects in the Florence area. *X EC SMFE, Firenze*, 94 pp.
- VANNUCCHI G., a cura di (1991) - Pericolosità sismica ed effetti locali nell'area fiorentina. *Univ. Firenze, Dip. Ing. Civ.*, 228 pp.
- WILLMORE P. L., edited by (1979) - Manual of Seismological Observatory Practice, *World Data Center A for Solid Earth Geophysics*.