

6. PERICOLOSITÀ SISMICA DELLA SICILIA SUD ORIENTALE. TERREMOTI DI SCENARIO PER AUGUSTA, SIRACUSA E NOTO

L. Decanini, F. Mollaioli, G. F. Panza, F. Romanelli, F. Vaccari

6.1 Introduzione ed obiettivi

La presente ricerca ha come obiettivo fondamentale la stima dei Terremoti di Scenario ad Augusta, Siracusa e Noto mediante l'applicazione di approcci di tipo ingegneristico con criteri deterministici. Il raggiungimento di tale obiettivo ha richiesto innanzitutto l'analisi del contesto sismotettonico della Sicilia Sud Orientale al fine di individuare le sorgenti sismogenetiche che potrebbero interessare i siti in esame e quindi di stabilire le dimensioni dei possibili eventi sismici.

Oltre all'analisi fisica dell'area è stato anche necessario realizzare una dettagliata analisi storico-sismologica al fine di identificare lo stile sismico della regione e di disporre di un adeguato catalogo regionale. Inoltre, è stato possibile ricostruire la storia dei risentimenti macrosismici locali e quindi derivare le frequenze di occorrenza dell'Intensità e delle corrispondenti accelerazioni efficaci del moto del suolo. Questa procedura costituisce un ulteriore strumento integrativo per la caratterizzazione del moto del suolo sulla base di un data set macrosismico.

La valutazione della sismicità regionale ha comportato lo studio della distribuzione spaziale degli eventi sismici avvenuti, l'analisi del rilascio di energia alla sorgente, e la determinazione delle relazioni tra frequenza e magnitudo dei terremoti, ovvero della distribuzione statistica della magnitudo quale parametro descrittivo delle dimensioni degli eventi. Da questi elementi è stato quindi possibile identificare la magnitudo corrispondente ai diversi periodi di ritorno dei terremoti di scenario.

Una volta definite le caratteristiche delle presunte sorgenti la stima della severità e della distribuzione spaziale del moto è stata realizzata mediante l'impiego delle funzioni di Trasferimento Sorgente-Sito, che a partire da alcuni parametri fondamentali quali la magnitudo (dimensione della sorgente), la distanza dalla sorgente e le caratteristiche geologiche e geotecniche degli strati più superficiali presenti nel sito, forniscono i valori dei parametri caratterizzanti la severità dello scuotimento. Basandosi su diversi approcci prevalentemente deterministici sono state effettuate le stime dell'accelerazione e della velocità efficace, dello spostamento massimo del suolo, dell'intensità spettrale di Housner e della durata effettiva.

L'impiego di più procedure è stato ritenuto necessario per garantire l'attendibilità dei risultati e valutare efficacemente le incertezze presenti.

Da queste stime sono stati quindi definiti i parametri corrispondenti ai Terremoti di Scenario Disastroso e Forte ad Augusta, Siracusa e Noto.

Per la valutazione degli effetti associati ai possibili terremoti di scenario sono stati studiati, oltre ai numerosi parametri utilizzati per la caratterizzazione del potenziale di danno del moto del suolo, anche parametri formulati in termini energetici in quanto riflettono in maniera più completa il complesso fenomeno della generazione, propagazione, assorbimento e dissipazione dell'energia. Si è verificato, in generale, che essi consentono il confronto tra differenti tipi di moto e costituiscono talvolta un'efficace guida alla caratterizzazione della severità dell'azione sismica. Sono stati quindi determinati i valori di due indici basati su concetti energetici per gli scenari di terremoto disastroso e terremoto forte

Infine, in funzione dei diversi parametri energetici sono stati delineati i criteri per la scelta di accelerogrammi sintetici corrispondenti ad eventi sismici che possono ritenersi rappresentativi dello scuotimento corrispondente ai due terremoti di scenario ad Augusta, Siracusa e Noto.

6.2 Contesto sismotettonico

6.2.1 Definizione dell' Area Sismica Iblea - ASI

Il concetto di zona sismogenetica, cioè quell'area che presenta un regime sismico e caratteristiche sismotettoniche più o meno omogenee, ancora non è precisamente definito a causa delle divergenze tra le metodologie ed i criteri attualmente utilizzati.

Riguardo alla delimitazione in zone sismogenetiche, va segnalato che talvolta si possono definire linee di demarcazione che separano aree con diverso regime sismico, ma non sempre queste linee corrispondono ai confini tra le unità geologiche come appaiono in superficie.

D'altra parte l'analisi della distribuzione e dell'evoluzione temporale del rilascio di energia alla sorgente può comunque contribuire efficacemente alla caratterizzazione della sismicità e del regime sismico di un'area e può fornire utili indicazioni per la definizione della Pericolosità Sismica in un sito prestabilito.

Nel presente studio si è ritenuto conveniente delimitare un'area sismica corrispondente alla Sicilia Sud Orientale, denominata semplicemente Area Sismica Iblea (ASI) in ragione dell'unità dominante costituita dall'Avampese Ibleo, in quanto risponde allo studio e all'analisi delle condizioni strutturali e sismogenetiche e alla revisione critica dell'informazione esistente riguardante la zonazione sismica del territorio italiano.

E' opportuno segnalare che l'Area Sismica Iblea così delimitata non coincide esattamente con le corrispondenti zone sismogenetiche (ZS78, ZS79) proposte da Scandone et al. (1992) e Meletti et al. (2000).

Inoltre, entro questa area, allo scopo di valutare l'influenza di una distribuzione spaziale differenziata della sismicità sulla stima della pericolosità sismica di Augusta, Siracusa e Noto, è stata introdotta una ulteriore suddivisione dell'Area Sismica Iblea in quattro settori che possono essere considerati come aree sorgenti aventi caratteristiche proprie. L'identificazione di questi settori sismogenetici all'interno dell'Area Iblea è basata fondamentalmente sul confronto dei dati storici (distribuzione temporale e spaziale degli eventi, regime di rilascio di energia) con le informazioni geologiche e sismologiche disponibili. Tra le varie alternative esaminate si è deciso di considerare quattro settori denominati con acronimi derivati dalle prime lettere del nome delle tre principali città che si trovano al loro interno, che, in ordine decrescente del livello di attività sismica e rilascio di energia sono:

- 1) - CAS (Catania-Augusta-Siracusa)
- 2) - MGM (Mineo-Grammichele-Militello in Val Catania)
- 3) - NAP (Noto-Avola-Pachino)
- 4) - VRM (Vittoria-Ragusa-Modica)

Questa suddivisione vuol distinguere la sismogenesi dell'area, senza però giungere all'identificazione precisa delle singole strutture sismogenetiche responsabili dell'attività sismica. La delimitazione geografica dei settori risponde a scelte basate sulla totalità delle evidenze disponibili. Geograficamente l'Area Sismica Iblea (ASI) è definita dal poligono ABCDE mostrato nella Fig. 6.1. Il confine settentrionale corrisponde al parallelo 37°36'N, mentre quello meridionale coincide con il parallelo 36°30'N. Ad oriente l'ASI è delimitata dal meridiano 15°30'E, mentre a occidente il confine viene stabilito mediante una linea spezzata il cui tratto più meridionale corrisponde al meridiano 14°14'E, cui segue un tratto obliquo con orientamento circa NW-SE che può essere approssimativamente identificato con una linea immaginaria che unisce Gela con Aci Castello. Così come definita, l'ASI racchiude una superficie complessiva di circa 11000 km².

Dal punto di vista geologico-tettonico, si può considerare che l'ASI sia delimitata sul versante nord-occidentale dal Fronte sepolto della Falda di Gela, a nord dall'apparato vulcanico dell'Etna, a oriente dalla Scarpata Ibleo-Maltese ed a Sud da un limite convenzionale sul prolungamento sommerso dell'Avampaese Ibleo nel Mare Pelagico (questa linea di confine meridionale è stata adottata sulla base dell'attività sismica rilevata nell'area).

La Fig. 6.2 illustra l'ubicazione dei quattro settori sismogenetici in cui è divisa l'ASI e indica i dati geografici essenziali. Le aree racchiuse dai diversi settori sismogenetici sono:

- | | |
|----------|----------------------|
| 1) - CAS | 3400 km ² |
| 2) - MGM | 1400 km ² |
| 3) - NAP | 2500 km ² |
| 4) - VRM | 3800 km ² |

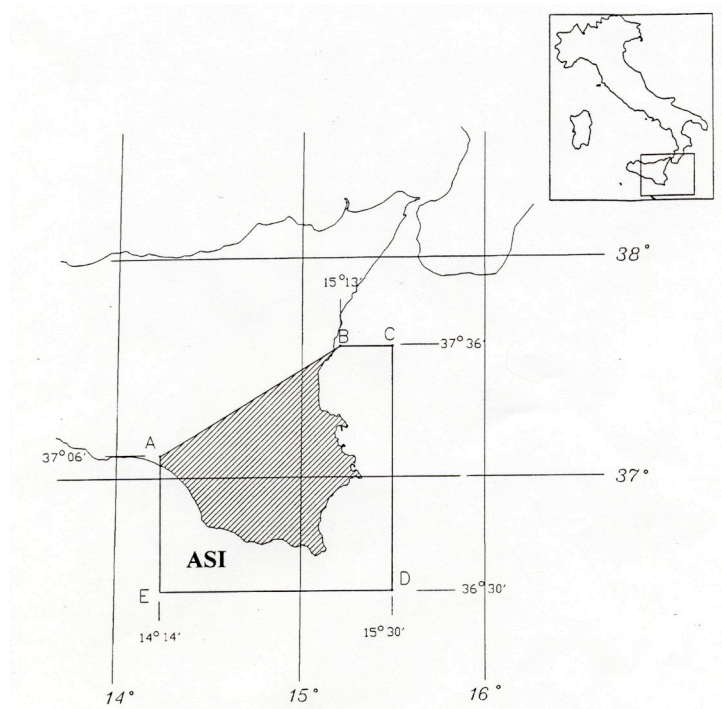


Fig. 6.1 – Posizionamento e definizione dell'Area Sismica Iblea (ASI).

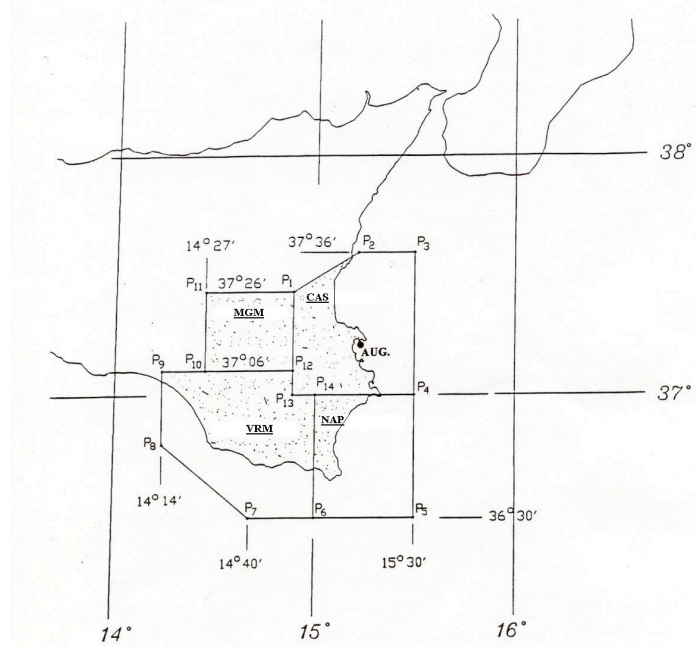


Fig. 6.2 – Divisione dell'Area Sismica Iblea (ASI) in settori sismogenetici.

6.2.2 Caratteri fondamentali dell'Area Sismica Iblea – ASI. Sorgenti sismogenetiche

L'area sismica Iblea presenta una situazione geologico-strutturale complessa, ma nonostante ciò è stato possibile effettuare una prima individuazione e caratterizzazione delle strutture sismogenetiche presenti nell'area. Tale operazione è stata realizzata con il supporto delle conoscenze sull'assetto tettonico-geologico-strutturale e sulla sismicità storica.

All'interno dell'ASI possono essere distinte due aree approssimativamente separate dal meridiano 14°53' E. Nella parte occidentale si presenta un numero abbastanza grande di eventi di non elevata intensità con ipocentri piuttosto superficiali. Nella parte orientale lungo la costa ionica si è avuto un numero minore di terremoti, ma di elevata intensità e maggiore profondità. In questa parte dell'ASI sono avvenuti i tre eventi più disastrosi (1169, 1542, 1693).

La fascia orientale dell'ASI può interpretarsi come un settore a crosta continentale collassata in cui sistemi di faglie normali sarebbero attribuibili a distensioni vincolate a movimenti differenziali subcrostali. Questi sistemi possono associarsi alle megafaglie corrispondenti alla Scarpata Ibleo-Maltese. L'assetto strutturale del settore risulta compatibile con il regime sismico osservato che è caratterizzato da terremoti fortemente energetici con ipocentro nella parte più profonda della crosta che potrebbero avere interessato anche porzioni litosferiche. Questi notevoli terremoti risultano intervallati da lunghi periodi di tempo entro i quali avviene soltanto una ridotta attività sismica di moderata magnitudo.

Diversamente, il settore Nord Occidentale dell'ASI (MGM) risulta caratterizzato da relativamente numerosi eventi sismici di magnitudo medio-bassa che probabilmente possono attribuirsi a meccanismi distensivi in superficie e che rappresenterebbero l'effetto di un regime compressivo profondo.

Per quanto riguarda la pericolosità sismica di Augusta, Siracusa e Noto, indubbiamente la più importante struttura sismogenetica è la Scarpata Ibleo-Maltese, una megafaglia di grande lunghezza (più di 200 km) che si sviluppa dal Nord Africa fino all'area Etna. Lo strike medio corrisponde alla direzione NNW-SSE ed è composta da un sistema di faglie prevalentemente distensive. Presenta evidenze di attività nel Pleistocene Superiore – Olocene.

Su scala regionale essa rappresenta l'espressione superficiale della transizione litosferica tra il Blocco Pelagico a occidente e la Piana Abissale Ionica a oriente. In questa fascia si verifica una notevole variazione delle caratteristiche fisiche entro il sistema litosfera-astenosfera. Riguardo all'evoluzione della Scarpata si hanno diverse interpretazioni. Probabilmente essa rappresenta un margine continentale in processo di collasso di età mesozoica che ha migrato verso ovest in tempi più recenti. Il sistema di faglie estensionali a gradinata che caratterizza tettonicamente la Scarpata ha subito

successive intermittenti riattivazioni durante il Terziario e molto probabilmente nel Quaternario.

Dagli studi geofisici si desume che il flusso di calore nella zona della Scarpata (circa 50 mW/m^2) risulta compatibile con la possibilità di generazione di eventi sismici di grande portata quali quelli del 1169 e 1693.

I dati di geofisica marina hanno consentito di individuare diversi segmenti, di cui il più settentrionale si prolungherebbe in terra fino all'area etnea. La suddivisione del sistema della Scarpata Ibleo-Maltese può essere sintetizzata come segue:

- Segmento Settentrionale Etneo (Timpe) con una lunghezza di circa 15 km. Probabile responsabile del terremoto Catanese del 1818 ($M_S=6.2 - I_0=IX$).
- Segmento del Golfo di Catania con una lunghezza di circa 28-30 km.
- Segmento Augusta-Siracusa con una lunghezza di circa 50-55 km.

Questi due ultimi segmenti possono essere ritenuti come le sorgenti più probabili dei terremoti distruttivi del 1169 ($M_S=7.7 - I_0=XI$) e dell'11 gennaio 1693 ($M_S=7.7 - I_0=XI$).

Altri eventi ascrivibili a questi due segmenti principali della Scarpata Ibleo-Maltese o a strutture trasversali associate sono quelli del 1125 ($M_L=5.8 - I_0=VIII-IX$), del 1848 ($M_S=5.4 - I_0=VIII$) e del 1990 ($M_S=5.4 - I_0=VII-VIII$). Anche la scossa del 9 gennaio 1693 ($M_L=5.8 - I_0=VIII-IX$), pur con maggiori incertezze, potrebbe essere attribuita ai due suddetti segmenti.

- Segmento Meridionale, lungo circa 20 km, a cui finora non è stato possibile associare alcun evento sismico dell'ASI.

Il Graben di Scordia-Lentini, con presenza di faglie prevalentemente normali di lunghezza dell'ordine di 18 km e un probabile prolungamento in mare di circa 10 km, costituisce un'altra struttura sismogenetica presente nell'ASI che può interessare Augusta, Siracusa e Noto. Ad essa può essere associato il terremoto del 1542 ($M_S=6.8 - I_0=X$). Non sono noti indizi superficiali di attività posteriore al Pleistocene medio, ma l'occorrenza di almeno un evento significativo indicherebbe attività recente.

Nell'allineamento Pozzallo-Ispica-Rosolini è presente un sistema di faglie noto come zona delle Faglie di Ispica, la cui lunghezza è stata stimata in circa 20-25 km con prevalenza di movimenti trascorrenti. Il sistema mostra evidenze di attività olocenica. A questo sistema potrebbe essere associato il terremoto di Noto del 1727 ($M_L=5.4 - I_0=VIII$) e quello minore del 1903 ($M_L=4.5 - I_0=VII$).

La Faglia di Avola-Noto presenta una lunghezza di circa 15-18 km con indizi di attivazione nell'Olocene. Anche questa struttura può essere ritenuta una sorgente alternativa del terremoto di Noto del 1727 ($M_L=5.4 - I_0=VIII$) e di quello del 1903 ($M_L=4.5 - I_0=VII$).

Altre strutture e faglie attive dell'Area sismica Iblea non vengono qui descritte poiché in ragione della distanza dai siti in esame, nell'approccio deterministico gli eventi da esse generati fornirebbero scuotimenti meno significativi.

6.2.3 Approccio deterministico per la stima delle “dimensioni” dei Terremoti di Scenario basato sull’accumulo energetico

A partire dai dati contenuti nel Catalogo Regionale (CTASI), appositamente aggiornato, è stato realizzato uno studio dell’evoluzione temporale del rilascio di momento sismico (M_0) per ciascun settore sismogenetico. La conversione della magnitudo in momento sismico è stata effettuata mediante la nota relazione di Hanks e Kanamori (1979). In Tab. 6.1 vengono sintetizzati i risultati di tale analisi, indicando per ciascun settore il momento sismico (ΣM_0) cumulato nei diversi periodi esaminati, il rilascio annuo di momento sismico (m_0) e la densità di momento sismico (DSM), che rappresenta il rilascio annuo di momento sismico per unità di superficie.

Come si può notare si hanno notevoli differenze in termini di rilascio di momento tra i diversi settori. In particolare il settore CAS presenta per i diversi parametri valori più elevati rispetto agli altri settori. Inoltre, se si considerano diversi intervalli temporali si verifica che nel settore CAS il periodo antecedente il 1700 è fortemente preponderante, e si mette quindi in luce un regime sismico caratterizzato da violenti rilasci concentrati con periodi di intercorrenza di circa 500-550 anni.

Il concetto di rilascio medio annuo di momento sismico m_0 può essere associato allo sviluppo di uno *slip rate* mediamente costante durante un processo di accumulo di energia con una ipotetica modalità uniformemente crescente. Dalle evidenze sperimentali queste supposizioni risultano accettabili soltanto quando si considera l’andamento medio di un intero sistema sismogenetico (ad esempio la lunghezza complessiva di una megafaglia) durante un intervallo di tempo sufficientemente lungo (Kasahara, 1981).

In realtà l’analisi dettagliata di differenti finestre temporali mostra che l’evoluzione dell’accumulo di energia (e quindi delle deformazioni elastiche impresse) presenta considerevoli variazioni ed inoltre risulta diverso tra le differenti parti che compongono il sistema (variazione spaziale).

Il rilascio medio annuo di momento sismico m_0 è perciò il risultato di una operazione di media. Volendo stimare le dimensioni degli eventi sismici di scenario sulla base di un processo di accumulo di energia caratterizzato da un rilascio di momento sismico annuo m_0 , risulta abbastanza chiaro che gli intervalli temporali di accumulo efficace da considerare non possono essere direttamente identificati con i periodi medi di ritorno T_m derivanti dalla sismicità storica. E’ necessario rilevare l’aleatorietà dei processi di accumulo e rilascio di energia dovuto a molteplici cause, tra cui: variazione temporale e spaziale dell’entità delle deformazioni (strain) imposte, diversità delle condizioni tensionali e attritive esistenti lungo le differenti parti della superficie di contatto delle masse rocciose e variabilità delle loro caratteristiche meccaniche, livello di energia accumulata in cui avviene l’evento sismico, possibili fenomeni non-lineari nella dinamica dei blocchi litosferici.

Tab. 6.1: Evoluzione temporale del rilascio di momento sismico (M_0). Settore sismogenetico.

Settore Area	Periodo esaminato	Magnitudo massima osservata	Rilascio Momento Sismico		
			ΣM_0 dyne·cm $\cdot 10^{24}$	$\frac{M_0}{\text{anno}}$ $\frac{\text{dyne} \cdot \text{cm}}{\text{anno}} \cdot 10^{21}$	DSM $\frac{\text{dyne} \cdot \text{cm}}{\text{anno} \cdot \text{km}^2} \cdot 10^{18}$
CAS 3370 km ²	1125-1990 866	7.7 (1169•1693)	8148.95	9409.87	2792.25
	1700-1990 291	5.4 (1848•1990)	4.76	16.36	4.85
NAP 2480 km ²	1528-1990 463	5.4 (1727)	2.72	5.88	2.37
	1700-1990 241	5.4 (1727)	2.55	8.75	3.53
MGM 1420 km ²	1624-1990 367	5.8 (1624)	16.48	44.92	31.63
	1700-1990 291	5.4 (1818)	6.42	21.04	14.82
VRM 3800 km ²	1700-1990 291	5.1 (1717)	0.89	3.07	0.81
Tot. ASI 11070 km ²	1125-1990 866	7.7 (1169•1693)	8169.05	9433.09	852.13
	1700-1990 291	5.4 (1727•1818•1848•1990)	14.32	49.21	4.45

Data la complessità del problema e le difficoltà di una modellazione meccanica di validità generale che interpreti realisticamente questi processi, sembra opportuno impiegare un approccio basato sulle evidenze fisiche. Da studi condotti su diverse regioni italiane e di altre parti del mondo è emerso che un possibile approccio per la stima delle dimensioni dei Terremoti di Scenario si può avere dall'impiego del rilascio annuo di momento sismico m_0 , purché siano considerati intervalli temporali di accumulo effettivo coerenti con il regime sismico caratteristico dell'area esaminata e con la frequenza di occorrenza prestabilita per gli scuotimenti di scenario.

Il potenziale sismico dell'area (terremoto massimo credibile) si può ritenere equivalente alla magnitudo momento M_w^* che si ottiene considerando il rilascio totale di momento sismico, ΣM_0 .

$$M_w^* = \frac{1}{1.5} \log \Sigma M_0 \cdot 10.7 \quad \text{con } M_0 \text{ in [dyne cm]} \quad (1)$$

Si è riscontrato che questo valore del potenziale sismico risulta quasi sempre maggiore del massimo storico osservato di circa 0.2-0.3 unità di magnitudo.

Per quanto riguarda gli eventi sismici di entità minore del potenziale sismico si è osservato che il corrispondente momento sismico può essere ottenuto mediante la relazione:

$$M_0 = m_0 \cdot T_A \quad (2)$$

dove T_A rappresenta il *tempo di accumulo efficace* dell'energia potenziale sismica necessario per innescare un evento sismico di dimensioni definite. Questo intervallo temporale, desunto empiricamente per i diversi terremoti di scenario, non ha un ben preciso significato fisico ma è collegato con le probabili alternanze di periodi di accelerazione e di quiescenza nell'evoluzione temporale del processo di accumulo di energia.

Dai risultati di studi condotti su diverse zone e settori sismogenetici del territorio italiano caratterizzati prevalentemente da eventi con meccanismi focali distensivi (faglie normali), come atteso si è ricavato che l'intervallo temporale T_A è minore dei convenzionali periodi medi di ritorno T_m ottenuti dall'analisi degli eventi avvenuti nell'area esaminata. T_A risulta corrispondente ad un'aliquota del periodo medio di ritorno, tuttavia questa aliquota non è costante e dipende dalla magnitudo considerata (caratteristica del terremoto di scenario). Ciò può essere espresso mediante la relazione:

$$T_A = \varphi(M) T_m \quad \text{con } 0 < \varphi(M) < 1 \quad (3)$$

La funzione $\varphi(M)$ sembra fortemente decrescente con la diminuzione della magnitudo e risulta indipendente dalla zona o settore esaminato. In via preliminare si possono segnalare i seguenti valori di T_A per le zone italiane distensive finora studiate.

$T_A = 150$ anni per il Terremoto di scenario *disastroso*, associabile ad un periodo medio di ritorno T_m di circa 500 anni.

$T_A = 25$ anni per il Terremoto di scenario *molto forte*, associabile ad un periodo medio di ritorno T_m di circa 200-250 anni.

$T_A = 5$ anni per il Terremoto di scenario *forte*, associabile ad un periodo medio di ritorno T_m di circa 120-140 anni.

$T_A = 1$ anno per il Terremoto di scenario *frequente*, associabile ad un periodo medio di ritorno T_m di circa 50-60 anni.

Naturalmente la denominazione di scenario disastroso, molto forte, forte, frequente, non è assoluta per quanto riguarda le dimensioni (magnitudo) dei relativi eventi, bensì è dipendente dalle caratteristiche sismotettoniche delle zone esaminate. Si osservi che le suddette denominazioni sono piuttosto vincolate alla frequenza di occorrenza degli eventi.

Applicando le relazioni e la metodologia esposta, ai settori sismogenetici della Sicilia Sud Orientale CAS (Augusta e Siracusa) e NAP (Noto), per $T_A=150$ anni, si ottiene un valore del momento sismico pari a quello corrispondente ad un terremoto con periodo medio di ritorno di circa 500 anni (Terremoto Disastroso). Se si considera T_A pari a circa 5 anni si perviene ad un evento corrispondente ad un periodo di ritorno di circa 130 anni (Terremoto Forte). Questi due eventi differiscono di una unità di magnitudo. Naturalmente le stime così effettuate sono state riscontrate con le dimensioni delle possibili sorgenti sismogenetiche presenti nell'area, utilizzando tra l'altro le relazioni di Wells e Coppersmith (1994).

Nella Tab. 6.2, si riportano i risultati riguardanti la definizione dei terremoti di scenario. Per quanto concerne il settore NAP in cui si localizza Noto, l'intervallo temporale dei dati storici disponibili non risulta sufficientemente lungo in relazione alle capacità e caratteristiche sismogenetiche delle strutture presenti nell'area. Pertanto si è anche considerato in alternativa un valore di m_0 pari a 1/30 di quello corrispondente al settore CAS (indicato come *NAP). Infatti, il potenziale massimo del settore può essere associato alla Faglia di Ispica a cui corrisponde un valore di M_w^* pari a circa 6.6 (lunghezza di rottura 20-25 km) che per il periodo esaminato condurrebbe ad un m_0 equivalente a 1/30 di quello del settore CAS.

I risultati ottenuti per Augusta e Siracusa mediante l'approccio deterministico per la stima delle *dimensioni* (magnitudo momento M_w) sono coerenti con i valori della magnitudo dedotti per i periodi medi di ritorno sulla base delle relazioni Frequenza-Magnitudo determinate con i dati dell'apposito catalogo.

Tab. 6.2: Dati riguardanti la definizione dei Terremoti di Scenario.

Settore	$\square M_0$ dyne·cm $\square 10^{24}$	Potenziale sismico M_w	Magnitudo massima osservata	Periodo Esaminato	$\frac{m_0}{\text{anno}}$ dyne·cm $\square 10^{21}$	Terremoti di scenario M_w	
						Disastroso $T^* = 150$ anni	Forte $T^* = 5$ anni
CAS (AUGUSTA, SIRACUSA)	8149	7.9	7.7 (1169•1693)	1125-1990	9410	7.4	6.4
NAP (NOTO)	2.72	5.6	5.4 (1727)	1700-1990	9	5.4	4.4
*NAP (NOTO)	91.4	6.6	-	1125-1990	314	6.4	5.4
Periodo medio di ritorno T_m						$\square 500$	$\square 130$

Per la città di Noto i valori di $M_w=6.4$ e $M_w=5.4$ per gli scenari disastroso e forte rispettivamente, derivanti dall'approccio deterministico, risultano ragionevolmente in accordo con il contesto sismotettonico del settore NAP. In questo settore gli scarsi eventi sismici avvenuti non consentono una realistica valutazione differenziata della relazione

Frequenza-Magnitudo. Tenuto conto della presenza della Faglia di Ispica e della Faglia di Avola-Noto (presunte responsabili degli eventi del 1727 e 1903) per il terremoto di scenario forte si è adottato un valore $M_w=5.6$ leggermente maggiore di quello ottenuto mediante l'approccio deterministico.

Inoltre va rilevato che per Noto sono stati presi in considerazione i terremoti di scenario disastroso ($M_w=7.4$) e forte ($M_w=6.4$) desunti per il settore CAS e associati alla Scarpata Ibleo-Maltese, considerando una distanza di circa 21 km.

La geometria delle sorgenti per i diversi terremoti di scenario (Tab. 6.3) è stata determinata mediante le relazioni di Wells e Coppersmith (1994).

Tab. 6.3: Geometria delle sorgenti per i diversi terremoti di scenario.

	Terremoto Disastroso					
	M	RA (km ²)	RLD (km)	SRL (km)	RW (km)	Probabile struttura sismogenetica
Augusta-Siracusa	7.4	1580	66	49	28	Scarpata Ibleo-Maltese
Noto	6.4	220-240	21-25	16-18	9-13	Faglia di Ispica
	Terremoto Forte					
	M	RA (km ²)	RLD (km)	SRL (km)	RW (km)	Probabile struttura sismogenetica
Augusta-Siracusa	6.4	240	21	16	13	Scarpata Ibleo-Maltese
Noto	5.6	42-53	8	4-6	6-7	Faglia di Ispica Faglia Avola, Noto

RA Area di rottura o Dislocamento [km²]

RLD Lunghezza della rottura sotto superficie [km]

SRL Lunghezza della rottura in superficie [km]

RW Dimensione della rottura in profondità [km]

Le distanze tra il sito e la proiezione superficiale delle sorgenti sismiche (D_f) sono state individuate una volta definite le probabili strutture sismogenetiche responsabili (Tab. 6.3), assumendo il valore minimo compatibile con le differenti localizzazioni.

In sintesi, dalle valutazioni realizzate si indicano i seguenti valori per quanto riguarda i Terremoti di Scenario:

a) Terremoto Disastroso ($T_m=500$ anni)

- Augusta-Siracusa $M=7.4 - D_f=12$ km (Scarpata Ibleo-Maltese)
- Noto $M=7.4 - D_f=21$ km (Scarpata Ibleo-Maltese)
- Noto $M=6.4 - D_f=9$ km (Faglia di Ispica)
-

a) Terremoto Forte ($T_m=120-150$ anni)

- Augusta-Siracusa $M=6.4 - D_f=12$ km (Scarpata Ibleo-Maltese)
- Noto $M=6.4 - D_f=21$ km (Scarpata Ibleo-Maltese)
- Noto $M=5.6 - D_f=9$ km (Faglia di Ispica – Faglia di Avola-Noto)

6.3 Analisi storico sismologica

6.3.1 Caratteristiche fondamentali della storia sismica dell'ASI. Data-set regionale

La Sicilia Sud Orientale è stata sede di numerosi eventi sismici, e in particolare di tre grandi terremoti avvenuti nel 1169 ($I_0=XI$ MCS), 1542 ($I_0=X$ MCS) e 1693 ($I_0=XI$ MCS). Il catastrofico evento dell'11 gennaio 1693 costituisce quello rimasto più impresso nella memoria storica a causa della gravità dei danni provocati e della notevole estensione dell'area colpita, sia dei cambiamenti storici, sociali, architettonici e urbanistici che produsse. Si può considerare che questo terremoto corrisponde a uno degli eventi più forti registrati nella storia sismica italiana.

La documentazione di base consultata per lo studio storico sismologico comprende una vastissima quantità di materiale (cataloghi, pubblicazioni, saggi, ecc.) dovuto a prestigiosi autori italiani, nonché alcuni riferimenti corrispondenti ad autori stranieri.

L'analisi svolta è iniziata con una rilettura e analisi critica e relativa discussione dei diversi aspetti contenuti nello Studio Sismologico dell'Area Sismica Iblea precedentemente elaborato (Decanini, L., Oliveto, G., 1994, non pubblicato) e da diverse ricerche già realizzate (tra il 1993 ed il 1996) sulla sismicità e sull'attenuazione nell'area menzionata (e.g. Decanini et al., 1994;1995). Ulteriori valide informazioni sono state ricavate dal Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (Boschi et al., 1995, 1997), dal *Intensity Database* DOM 4.1 GNDT/CNR (Monachesi, G. e Stucchi, M. 1997), dal Catalogo Parametrico NT 4.1 (Camassi, R., Stucchi, M. 1997), da diverse pubblicazioni e studi di Barbano et al. (1996; presente volume). Tutte le informazioni e i dati disponibili sono stati interpretati, riscontrati, rielaborati e integrati da specifiche analisi riguardanti alcuni dei terremoti più severi e gli effetti risentiti ad Augusta, Siracusa e Noto.

Il Data Set Regionale degli eventi sismici dell'ASI, la cui prima versione corrisponde al Catalogo dei Terremoti CTASI (Decanini e Oliveto 1994), è stato aggiornato e integrato con i nuovi dati disponibili e con i risultati di ricerche specifiche.

Una prima indicazione dell'elevata Pericolosità Sismica della Sicilia Sud Orientale, si desume dalle massime intensità osservate e dall'involuppo delle isosisme dei terremoti più distruttivi. Praticamente la totalità del territorio emerso corrispondente all'ASI ha subito, in passato, almeno una volta effetti sismici equivalenti al IX MCS, mentre circa l'80% è stato soggetto almeno una volta all'intensità X MCS. L'involuppo degli effetti superiori al X MCS (1169 e 1693) copre circa un quinto della superficie emersa dell'ASI, e ricade prevalentemente entro il settore CAS.

Buona parte delle coste e pressoché la totalità del settore costiero orientale hanno subito gli effetti di tsunami in conseguenza di terremoti avvenuti nell'ASI o altrove.

Augusta ha risentito due volte intensità superiore a X MCS (1169 e 11/1/1693), una volta VIII-IX MCS (9/1/1693) e in due occasioni è stata colpita da effetti equivalenti al VIII MCS (1542 e 1848).

A Siracusa l'intensità massima risentita corrisponde a circa il X MCS (1169), una volta è stata colpita da effetti equivalenti al IX-X MCS (11/1/1693), un'altra equivalenti all'VIII-IX MCS (1125) ed in una occasione è stata colpita da scuotimento equivalente all'VIII MCS (1542).

Noto ha risentito una volta effetti equivalenti al X MCS, in una occasione ha subito effetti equivalenti al IX MCS e due volte è stata colpita da scuotimenti corrispondenti all'VIII MCS (1542 e 9/1/1693).

Non sempre sono disponibili valutazioni dell'Intensità Macrosismica corrispondenti ad eventi sismici del passato, a causa della mancanza di dati e notizie storiche relativi alle tre localizzazioni in studio. Ad esempio per il grande terremoto del 1169 non sono note informazioni che consentano una valutazione dell'Intensità ad Augusta e Noto. In tali condizioni l'Intensità può essere calcolata mediante il modello di attenuazione proposto da Grandori et al. (1987, 1991), appositamente parametrizzato per l'Area Sismica Iblea. In altre occasioni la mancanza di dati corrisponde ad eventi minori, di cui si conoscono soltanto valutazioni dell'area epicentrale.

Le Tab. 6.4 e 6.5 sintetizzano le caratteristiche più significative dei principali terremoti dell'Area Sismica Iblea che hanno interessato Augusta, Siracusa e Noto nel periodo 1125-1990. Inoltre, la Tab. 6.4 riporta i valori di Intensità Locale I_S , corrispondenti alle tre localizzazioni in studio. Tali valori corrispondono, quando possibile, a valutazioni derivanti dalla ricostruzione storica degli effetti, oppure a valori calcolati mediante la relazione di attenuazione.

Le coordinate epicentrali e l'Intensità Epicentrale I_0 sono il risultato di un'operazione di riscontro e filtraggio di tutte le informazioni raccolte. I parametri sismologici della sorgente (Magnitudo e Profondità Focale) sono stati stimati mediante specifiche relazioni derivate per la Sicilia Sud Orientale, che verranno commentate più avanti.

La conversione della Magnitudo in Momento Sismico corrisponde alla nota relazione di Hanks e Kanamori (1979).

Le storie sismiche di Augusta, Siracusa e Noto nel periodo 1125-1990, considerando i risentimenti con Intensità uguale o maggiore di V MCS, vengono illustrate nelle Fig. 6.3, 6.4 e 6.5 rispettivamente. Nelle tre figure si apprezza una maggiore quantità di risentimenti a partire dal 1650, probabilmente dovuta alla maggiore completezza dei dati storici.

In tutti i casi si può osservare una frequenza di occorrenza piuttosto bassa anche per gli eventi che hanno prodotto effetti minori. Invece sono evidenti le elevate intensità raggiunte in occasione dei tre eventi più distruttivi avvenuti nell'ASI (1169, 1542 e 1693).

Tab. 6.4: Principali Terremoti dell'Area Sismica Iblea Effetti ad Augusta - Siracusa – Noto. Intensità.

Data	Zona Epicentrale	Coord. Epic.		Intensità Macrosismica				Settore
		Lat. N	Long. E	I ₀	I _S Augusta	I _S Siracusa	I _S Noto	
07/06/1125	Siracusa	37.08	15.28	8.5	7.5 C	8.5 C	6.5 C	CAS
04/02/1169	Sicilia Orientale	37.32	15.25	11.0	11.0 C	10.0 V	9.0 C	CAS
Nov. 1528	Noto Antica	36.88	15.07	7.0	4.5 C	5.0 C	7.0 V	NAP
10/12/1542	Val di Noto	37.25	14.92	10.0	8.0 V	8.0 V	8.0 V	CAS
03/10/1624	Mineo-Militello	37.27	14.75	8.5	6.0 C	5.5 C	5.5 C	MGM
09/01/1693	Val di Noto	37.18	15.03	8.5	8.5 V	7.5 V	8.0 V	CAS
11/01/1693	Sicilia Orientale	37.42	15.20	11.0	10.5 V	9.5 V	10.0 V	CAS
12/04/1698	Vizzini-Militello	37.22	14.77	7.5	5.0 C	4.5 C	5.0 C	MGM
04/04/1717	Vittoria	36.95	14.52	7.5	< 4.0 C	< 4.0 C	4.5 C	VRM
07/01/1727	Noto	36.90	15.05	8.0	4.0 V	4.0 V	7.5 V	NAP
20/02/1818	Catanese	37.62	15.10	9.0	5.5 V	5.0 V	5.0 V	Assoc.CAS
01/03/1818	Mineo-Val di Noto	37.20	14.45	8.0	4.5 C	4.0 C	4.5 C	MGM
11/01/1848	Augusta	37.23	15.22	8.0	8.0 V	7.0 V	7.0 V	CAS
10/02/03	Noto	36.85	15.00	6.0	< 4.0 C	4.0 C	6.0 V	NAP
23/12/59	Piana di Catania-Militello	37.40	14.90	7.0	5.0 V	4.5 V	4.0 V	CAS/MGM
13/12/90	Sicilia Sud Orientale	37.27	15.07	8.0	7.5	6.5	6.0	CAS

C Intensità calcolata con legge di attenuazione

V Intensità valutata dagli effetti osservati

Alcuni risentimenti di moderata o bassa intensità corrispondono a grandi terremoti avvenuti al di fuori dell'ASI: Calabria 1638 (I₀=XI M=7.2), Calabria 1783 (I₀=XI M=7.2), Sicilia Nord Orientale 1786 (I₀=IX M=6.1), Calabro-Messinese 1908 (I₀=XI M=7.2).

Dal confronto tra le storie sismiche dei tre siti emerge che Augusta è il luogo che ha risentito maggiormente gli effetti degli scuotimenti sismici. Risentimenti di poco inferiori corrispondono a Siracusa. Invece Noto risulta il sito che ha subito gli effetti minori dai terremoti del passato.

Tab. 6.5: *Principali Terremoti dell'Area Sismica Iblea Effetti ad Augusta - Siracusa – Noto. Magnitudo e Momento Sismico.*

Data	Zona Epicentrale	Coord. Epic.		Magnitudo M _L o M _S	Prof. Focale H (km)	Mom. Sismico M ₀ (dyne cm x10 ²⁴)	Settore
		Lat. N	Long. E				
07/06/1125	Siracusa	37.08	15.28	5.8	7/10	5.6	CAS
04/02/1169	Sicilia Orientale	37.32	15.25	7.7	35/40	3981.1	CAS
Nov. 1528	Noto Antica	36.88	15.07	4.9	-	0.3	NAP
10/12/1542	Val di Noto	37.25	14.92	6.8	18/23	177.8	CAS
03/10/1624	Mineo-Militello	37.27	14.75	5.8	7/10	5.6	MGM
09/01/1693	Val di Noto	37.18	15.03	5.8	7/10	5.6	CAS
11/01/1693	Sicilia Orientale	37.42	15.20	7.7	35/40	3981.1	CAS
12/04/1698	Vizzini-Militello	37.22	14.77	5.1	-	0.5	MGM
04/04/1717	Vittoria	36.95	14.52	5.1	-	0.5	VRM
07/01/1727	Noto	36.90	15.05	5.4	-	1.4	NAP
20/02/1818	Catanese	37.62	15.10	6.2	10/13	22.4	Assoc.CAS
01/03/1818	Mineo-Val di Noto	37.20	14.45	5.4	-	1.4	MGM
11/01/1848	Augusta	37.23	15.22	5.4	-	1.4	CAS
10/02/03	Noto	36.85	15.00	4.5	-	0.1	NAP
23/12/59	Piana di Catania-Militello	37.40	14.90	5.6	70/80	2.8	CAS/MGM
13/12/90	Sicilia Sud Orientale	37.27	15.07	5.4 st	6/8 st	3.1 st	CAS

6.3.2 *Stima dei principali parametri sismologici dei terremoti storici. Attenuazione dell'Intensità Macrosismica nell'area Iblea*

Per la valutazione delle dimensioni (magnitudo) degli eventi sismici storici sulla base dei dati macrosismici disponibili sono state considerate specifiche correlazioni tra Magnitudo e Intensità Epicentrale, I_0 , e tra Magnitudo e aree racchiuse dalle isosisme. Per quanto riguarda la prima relazione, dall'elaborazione dei dati macrosismici e strumentali disponibili nell'Area Iblea o in regioni sismogenetiche affini, sono stati derivati i valori di intensità e magnitudo indicati in Tab. 6.6.

Per quanto riguarda la stima della magnitudo dalle aree racchiuse dalle isosisme, sono state impiegate le relazioni proposte da Decanini et al. (1995), parzialmente modificate in funzione dei nuovi dati disponibili. Questa procedura ha fornito valori confrontabili con quelli indicati in Tab. 6.6. La profondità focale dei terremoti storici è stata stimata sulla base dei dati macrosismici utilizzando la procedura di Ambraseys

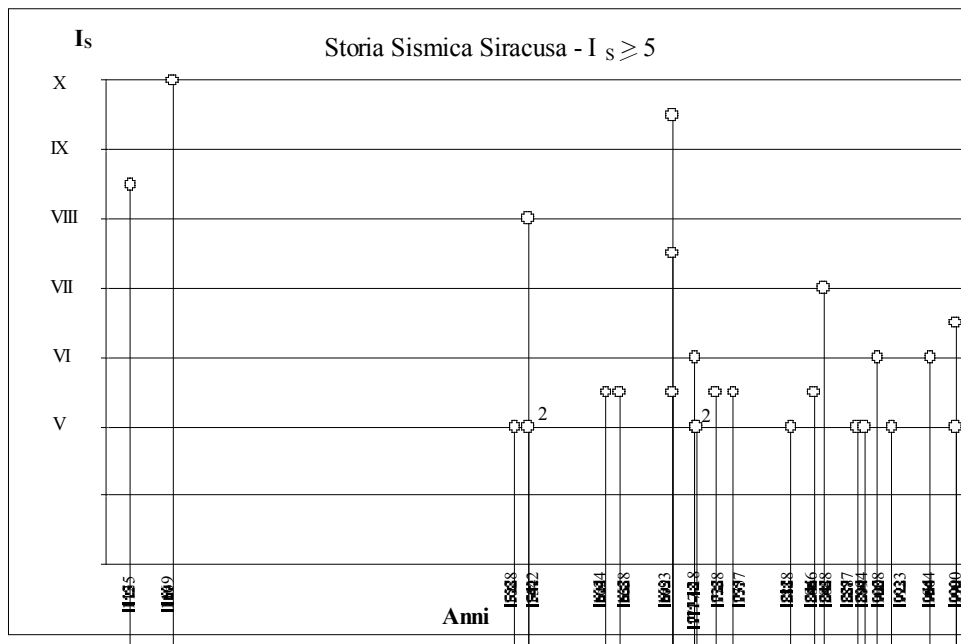


Fig. 6.4 – Storia sismica di Siracusa (1125-1990).

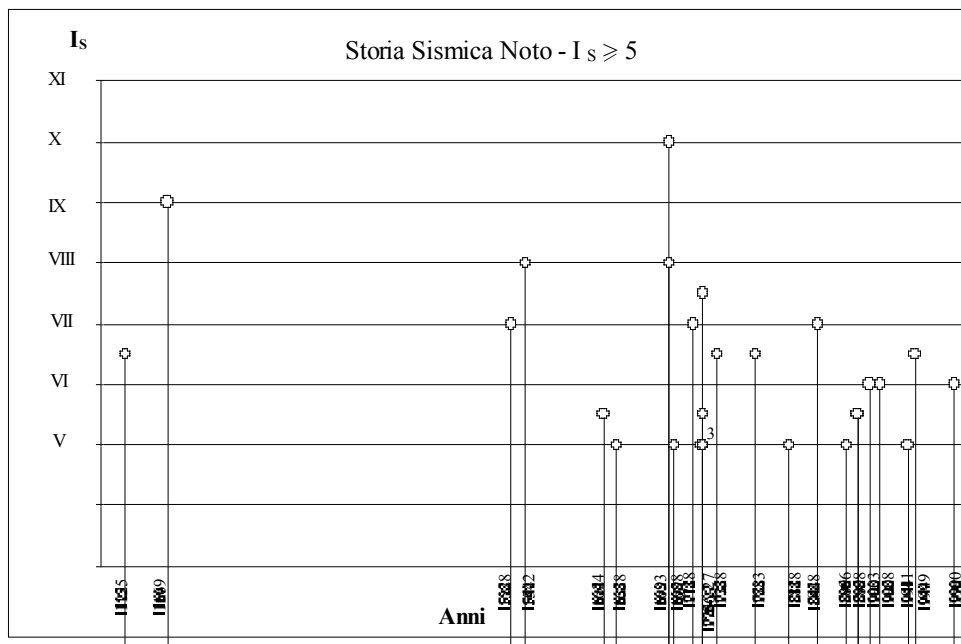


Fig. 6.5 – Storia sismica di Noto (1125-1990).

La relazione proposta da Grandori et al. (1987, 1991) fornisce l'attenuazione dell'intensità in funzione della distanza epicentrale, assumendo che il decadimento dell'intensità sia anche funzione dell'Intensità Epicentrale, I_0 . Questa formulazione risulta appropriata per generalizzare il comportamento regionale dell'attenuazione dell'Intensità e per valutare la Pericolosità Sismica. Diverse elaborazioni hanno messo in evidenza che questa formulazione risulta idonea per modellare il fenomeno nell'area della Sicilia Sud Orientale e nell'Italia Meridionale. Inoltre alcune analisi esplorative confermerebbero l'applicabilità del modello di Grandori anche in altre aree sismiche. La relazione di Grandori è stata applicata in maniera isotropa non essendo disponibili dati sufficienti per introdurre anisotropie nelle propagazioni. Dall'indagine realizzata emerge chiaramente una minore attenuazione dei terremoti della Sicilia Sud Orientale rispetto ad altri eventi italiani esaminati comportando un'importante ricaduta nell'analisi della Pericolosità Sismica. L'attenuazione dell'Intensità risulta dal seguente modello:

$$I_i = I_0 \left[\frac{1}{\ln \left(\frac{D_i}{D_0} \right)} + \frac{\alpha - 1}{\alpha} \left(\frac{D_i}{D_0} \right)^{\alpha} \right] \quad (4)$$

dove I_0 è l'Intensità all'epicentro, I_i è l'Intensità dell' i -esima isosisma, D_i è la Distanza epicentrale dell' i -esima isosisma, e D_0 è il Raggio equivalente della più alta isosisma mappata (isosisma epicentrale). α e α_0 rappresentano i rapporti tra i valori geometrici delle linee isosisme. Dalle parametrizzazioni effettuate si ottengono i seguenti valori:

$$\alpha = 1.33 \quad \alpha_0 = 1.50 \quad (5)$$

I raggi equivalenti corrispondenti alle diverse Intensità Macrosismiche sono indicati in Tab. 6.7, mentre le curve di attenuazione relativa, corrispondenti alla Sicilia Sud Orientale, sono illustrate in Fig. 6.6.

Tab. 6.7 – Raggi equivalenti D_0 per le diverse Intensità Macrosismiche

I_0	D_0 (km)
XI	13.0
X	9.2
IX	8.4
VIII	7.6
VII	6.9

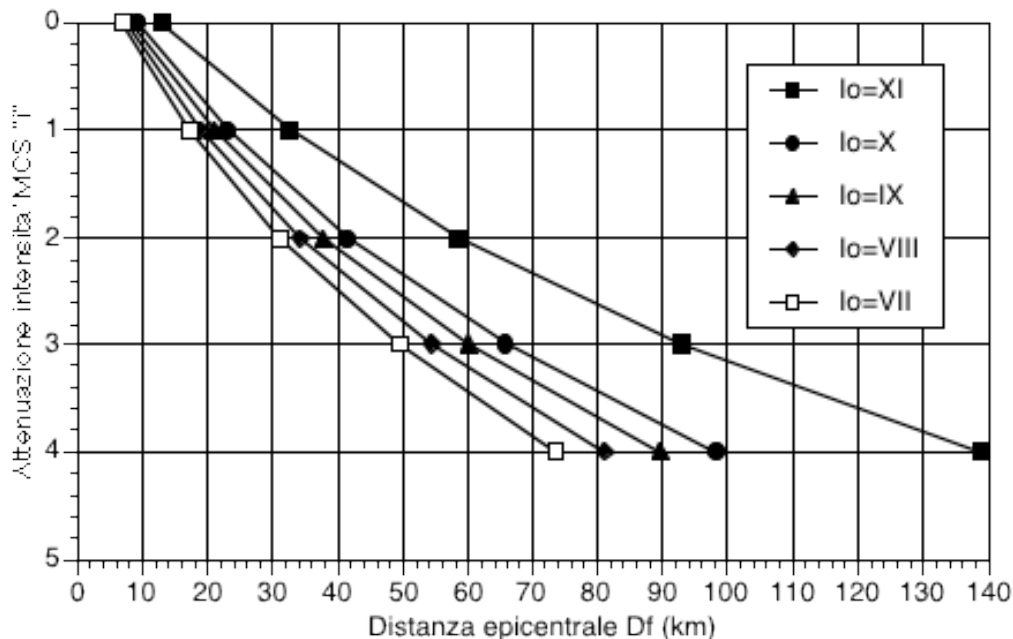


Fig. 6.6 – Curve di attenuazione relativa per la Sicilia Sud Orientale. Parametrizzazione Legge Grandori.

6.3.3 Procedura Risentimento Intensità Macrosismica nel sito (RIM). Relazione Frequenza-Intensità Macrosismica

La preparazione del Catalogo Locale dei Risentimenti Macrosismici ad Augusta, Siracusa e Noto è stata realizzata sulla base dei dati degli eventi sismici contenuti nel Catalogo Regionale dell'ASI. Considerando l'Intensità Epicentrale I_0 di ciascun terremoto e la distanza dal sito, i risentimenti macrosismici locali I_S sono stati calcolati mediante il modello di attenuazione di Grandori. Tuttavia nei casi in cui sono disponibili valutazioni dirette dell'Intensità, basate sui dati storici, è stato adottato questo valore di risentimento. È interessante segnalare che in generale si è riscontrato un buon accordo tra i valori "osservati" e quelli calcolati.

Nei Cataloghi Locali sono stati inclusi soltanto i risentimenti con Intensità Macrosismica uguale o maggiore del IV MCS. I cataloghi includono altresì risentimenti locali I_S relativi ad alcuni terremoti distruttivi con epicentro in Calabria Meridionale o in Sicilia (esterni all'ASI). Sulla base dei suddetti cataloghi è stata effettuata la stima della Pericolosità Sismica in termini di Intensità MCS.

Il calcolo delle frequenze osservate è stato realizzato considerando gli intervalli temporali indicati in Tab. 6.8, sulla base di una valutazione della stabilità delle frequenze di occorrenza e della completezza dei dati.

La determinazione delle frequenze di occorrenza considera i valori cumulativi delle intensità risentite. Una volta definite le frequenze osservate, le relazioni Frequenza-Intensità MCS sono state ottenute mediante il fitting utilizzando sia la procedura della Massima Verosimiglianza che il Metodo dei Minimi Quadrati, ma entrambi gli approcci forniscono risultati simili.

Le relazioni di occorrenza dell'Intensità MCS ricavate per le tre località in studio sono:

$$\text{AUGUSTA: } \log N = 0.635 - 0.332 I_{\text{MCS}} \quad (6)$$

$$\text{SIRACUSA: } \log N = 0.581 - 0.335 I_{\text{MCS}} \quad (7)$$

$$\text{NOTO: } \log N = 0.589 - 0.353 I_{\text{MCS}} \quad (8)$$

dove N rappresenta il numero medio annuo di eventi con intensità uguale o maggiore di un prestabilito valore.

Tab. 6.8: Intervalli temporali considerati nel calcolo delle Frequenze.

Intensità MCS	AUGUSTA	SIRACUSA	NOTO
IV	1898-1990	1898-1990	1898-1990
V	1818-1990	1818-1990	1818-1990
VI	1624-1990	1693-1990	1542-1990
VII	1624-1990	1693-1990	1169-1990
VIII	1542-1990	1542-1990	1125-1990
IX	1125-1990	1125-1990	1125-1990
X	1125-1990	1125-1990	1125-1990

Le relazioni di occorrenza dell'Intensità Macrosismica corrispondenti ad Augusta, Siracusa e Noto sono rappresentate nelle Fig. 6.7, 6.8 e 6.9 rispettivamente.

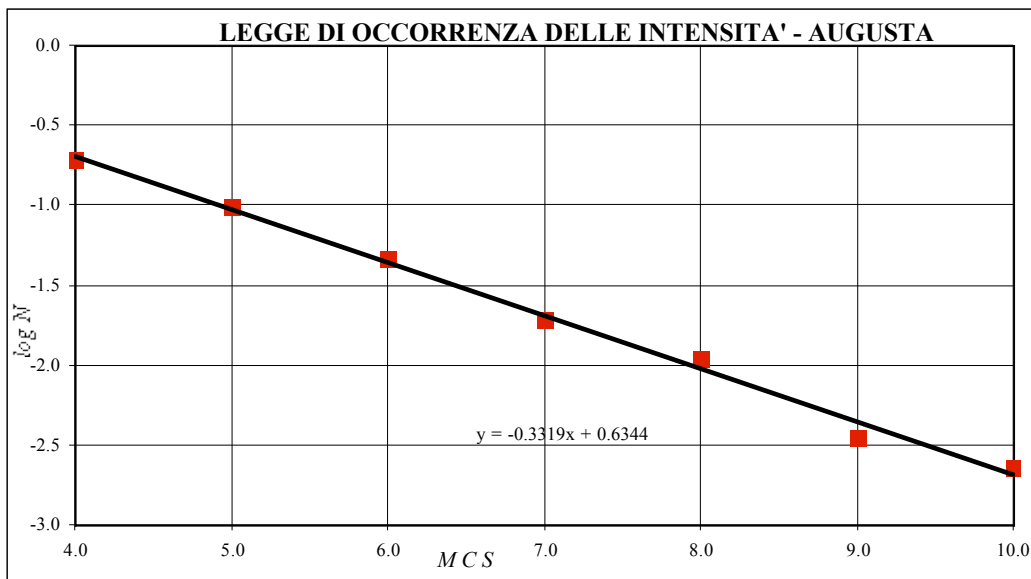


Fig. 6.7 – Relazione di occorrenza dell'Intensità Macrosismica ad Augusta.

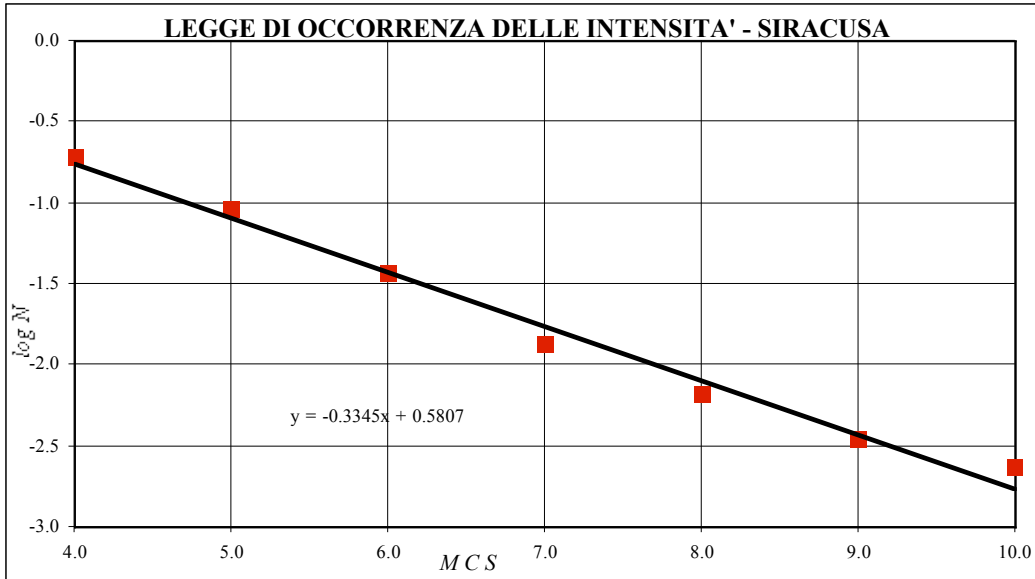


Fig. 6.8 – Relazione di occorrenza dell'Intensità Macrosismica a Siracusa.

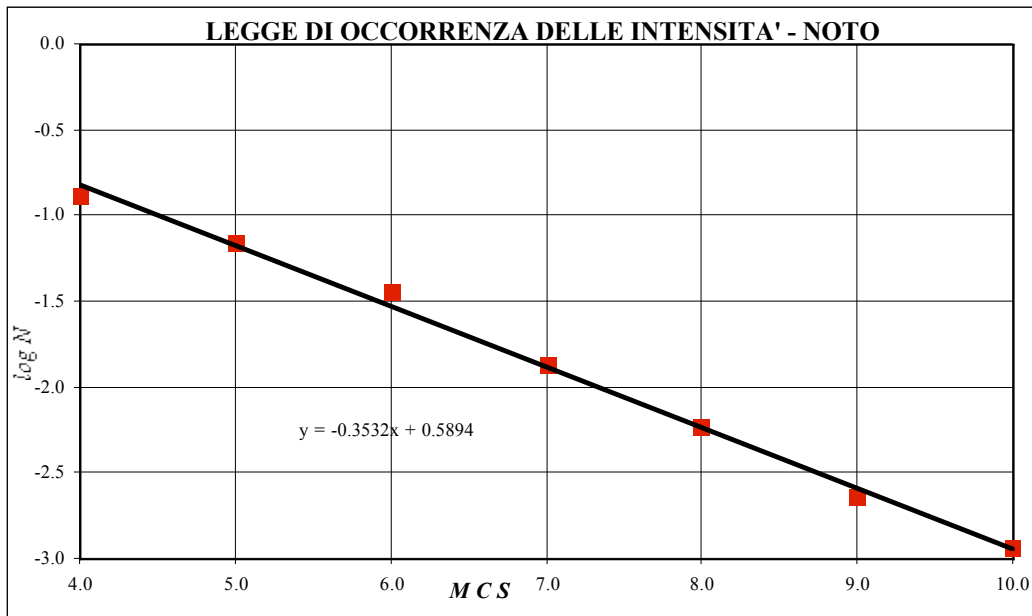


Fig. 6.9 – Relazione di occorrenza dell’Intensità Macrosismica a Noto.

Sulla base delle leggi di occorrenza dell’Intensità I_{MCS} , precedentemente indicate, sono stati individuati i valori di Intensità per periodi medi di ritorno T_m prestabiliti (Tab. 6.9).

Tab. 6.9: Intensità Macrosismiche per periodi medi di ritorno T_m prestabiliti.

Periodo medio di ritorno T_m (anni)	AUGUSTA	SIRACUSA	NOTO
475	X	X	IX
250	IX	IX	VIII-IX
130	VIII	VIII	VII-VIII
50	VII	VII	VI-VII

Mediante l’impiego delle leggi di occorrenza dell’Intensità e della relazione di conversione dell’intensità in accelerazione (indicata nel seguito), è stato possibile determinare per ciascuna località la frequenza di occorrenza dell’accelerazione efficace EPA [cm/s^2]:

$$\log \text{EPA} [\text{cm/s}^2] = 0.197 I_{MCS} + 0.594 \text{ (Decanini et al., 1995)} \quad (9)$$

$$\text{AUGUSTA: } N = 43.251 \cdot \text{EPA}^{-1.685} \quad (10)$$

$$\text{SIRACUSA: } N = 39.003 \cdot \text{EPA}^{-1.701} \quad (11)$$

$$\text{NOTO: } N = 45.017 \cdot \text{EPA}^{-1.792} \quad (12)$$

Seguendo una procedura alternativa basata sulla teoria dei Valori Estremi è stata inoltre derivata un'altra legge di occorrenza dell'accelerazione ad Augusta:

$$\text{AUGUSTA: } N = 37.64 \cdot A^{-1.661} \quad (13)$$

dove A è l'accelerazione massima (cm/s^2).

Tale procedura è stata applicata considerando gli eventi sismici corrispondenti all'intervallo temporale 1892-1941 e un'apposita legge di attenuazione del PGA.

E' interessante osservare, come ad esempio illustrato nella Tab. 6.10 in cui sono stati indicati i periodi medi di ritorno dell'accelerazione efficace, la pressoché coincidenza dei risultati ad Augusta ottenuti mediante due procedure molto diverse.

Tab. 6.10: Periodi medi di ritorno T_m (anni) per diversi valori dell'Accelerazione Efficace.

EPA [g]	AUGUSTA		SIRACUSA	NOTO
	RIM	V.E.	RIM	RIM
0.40	543	540	662	988
0.35	433	433	527	777
0.30	334	335	406	590
0.25	246	247	298	425
0.20	169	171	204	285
0.17	128	130	154	213
0.15	104	106	125	170
0.10	53	54	63	82
0.05	16	17	19	24

6.4 Valutazione della Sismicità Regionale

Per quanto riguarda la valutazione del livello di sismicità dell'Area Sismica Iblea sono stati sviluppati, analizzati e integrati diversi aspetti attinenti alla caratterizzazione del regime sismico dell'intera regione, e, più specificatamente, dei settori sismogenetici in cui ricadono i siti esaminati. In questo lavoro, per ragioni di spazio, si riportano sinteticamente i principali risultati ottenuti dalla più estesa ricerca realizzata.

La sismicità dell'area viene caratterizzata mediante i seguenti elementi:

- distribuzione spaziale degli eventi sismici avvenuti.
- Aspetti energetici della sismicità regionale. Identificazione dello stile sismico.
- Relazione tra frequenza e magnitudo dei terremoti, ovvero distribuzione statistica della magnitudo quale parametro descrittivo delle dimensioni degli eventi.
- Valore massimo credibile della magnitudo o Potenziale sismico.

La valutazione della sismicità è stata basata sia sul contenuto del Catalogo Regionale CTASI, che sulle informazioni disponibili riguardanti le strutture geologico-geotecniche presenti nell'area.

6.4.1 Distribuzione spaziale degli eventi

L'analisi della distribuzione spaziale degli eventi sismici mette in evidenza alcune importanti caratteristiche della sismicità regionale ed evidenzia dove è avvenuto il maggiore rilascio di energia. Gli aspetti rilevanti sono:

- a) Si ha una discreta densità media di eventi, ipotizzando che l'attività sismica sia distribuita uniformemente nell'intera ASI. Considerando tutti gli eventi contenuti nel data set regionale (senza tenere conto dell'inevitabile incompletezza dell'informazione riguardante gli eventi minori o moderati) nell'intervallo 1125-1990 si perviene ad una densità media di circa 0.04 eventi/km², ovvero un evento ogni 25 km², che rappresenta un valore moderato. Se si considerano, invece, soltanto gli eventi di magnitudo maggiore o uguale a 5.4 si ottiene l'equivalente di un evento ogni 1100 km², che rappresenta un valore considerevole. I valori medi precedentemente indicati risultano sensibilmente più elevati qualora l'analisi venga condotta su settori differenziati.
- b) Si ha una marcata tendenza alla concentrazione degli eventi in determinate parti e ad una attività sparsa nel resto dell'area.
- c) Si è riscontrata l'occorrenza di due terremoti principali (1169 e 1693) di notevoli dimensioni ($M > 7.5$) con epicentri presumibilmente localizzati in mare (Scarpata Ibleo-Maltese) e di uno (1542) di rilevante importanza ($M = 6.8$) con epicentro verosimilmente ubicato nel graben di Scordia-Lentini. I due eventi più forti ricadono nella parte orientale dell'ASI a Nord del 37esimo parallelo (Settore CAS) in una fascia che comprende la linea costiera e la Scarpata Ibleo-Maltese. La loro profondità focale è stata stimata in 35-40 km. La quantità di eventi non è molto elevata in questa parte e soltanto negli ultimi anni si riscontra un numero apprezzabile di scosse con epicentro in mare, tra cui il Terremoto del 13 Dicembre 1990. Probabilmente gli eventi del 1125 ($M_L = 5.8$), del 20 febbraio 1818 ($M_s = 6.2$), e del 1848 ($M_L = 5.4$) sono ascrivibili alla fascia menzionata. Dai dati macrosismici disponibili, l'epicentro del terremoto del 1542 può essere localizzato verosimilmente in prossimità del confine orientale del CAS a sud-ovest di Lentini, e l'evento può essere associato alle strutture del graben di Scordia-Lentini. La profondità focale di questo terremoto, desunta dai dati macrosismici, risulta di circa 23 km. Anche la scossa del 9 gennaio 1693 ($M_L = 5.8$) sarebbe ascrivibile a questa zona. Nella parte settentrionale del settore CAS si rileva un addensamento di eventi in prossimità di Catania. Tuttavia su buona parte di questi eventi si hanno dubbi sull'origine in quanto in questa zona coesistono i terremoti di origine tettonica con quelli appartenenti all'attività sismica etnea.

- d) All'interno del settore MGM si rileva un considerevole addensamento di epicentri corrispondenti prevalentemente a terremoti di bassa magnitudo. Il valore osservato più elevato di magnitudo è $M_L=5.8$ e corrisponde alla scossa principale della severa crisi sismica del 1624 a cui appartengono tre repliche di magnitudo 5.1. In questo settore la localizzazione più frequente degli epicentri corrisponde a Mineo. La profondità focale media caratteristica del settore è compresa tra 8 e 20 km.
- e) Nel settore NAP (parte sud-orientale del Plateau Ibleo) si localizzano alcuni epicentri in prossimità di Noto, tra cui risultano gli eventi della crisi sismica del 1727, il cui culmine fu la scossa di magnitudo stimata in 5.4 che è anche il valore più elevato osservato nel settore. Anche l'evento del 1903 ($M_L=4.5$) risulta localizzato in prossimità di Noto. Gli eventi avvenuti in questo settore potrebbero essere associati all'attività delle faglie di Ispica e Noto. Dagli scarsi dati raccolti sembrerebbe che la profondità focale media sia dell'ordine di 10-15 km.
- f) Considerando l'intera ASI, il numero degli eventi e la profondità focale media cresce procedendo verso Nord a partire da circa il parallelo 37° , in corrispondenza di un marcato aumento della pendenza della Moho che in questa zona raggiunge valori dell'ordine di 0.165.
- g) Nella parte occidentale dell'ASI, fino alla longitudine $14^\circ 50'$ circa, i terremoti di magnitudo compresa tra 4.3 e 5.8 mostrano una tendenza a verificarsi a profondità focali non maggiori di 20 km. Nella parte orientale invece i terremoti più forti si hanno anche per profondità maggiori di 20 km.

6.4.2 Aspetti energetici della sismicità regionale. Identificazione dello stile sismico

La relazione tra magnitudo ed energia rilasciata alla sorgente può essere ricavata partendo dall'ammissione che l'energia elastica irradiata dal terremoto si trasmetta in modo uniforme in tutte le direzioni. Le energie di un certo numero di terremoti sono state stimate dai sismogrammi ed è stato possibile stabilire, con sufficiente accuratezza, che l'assorbimento delle onde sismiche è relativamente piccolo. Di conseguenza l'energia del fronte d'onda in espansione, che può stimarsi dalle ampiezze e periodi registrati, rappresenta la maggior parte dell'energia irradiata.

Un valore approssimativo dell'energia sismica rilasciata può essere dedotto dal valore della magnitudo. La correlazione più frequentemente utilizzata è quella proposta da Richter (1958):

$$\log E = 11.4 + 1.5M, \text{ con } E \text{ espressa in erg.} \quad (14)$$

e questa espressione è stata calcolata sulla base delle elaborazioni di numerosi sismogrammi, e controllata in occasione di esplosioni nucleari sotterranee. Tuttavia, la precedente relazione non è completamente esatta poiché l'energia trasportata dalle onde di superficie e dalle onde di volume non sono in rapporto costante, essendo la misura dell'energia funzione del periodo delle onde sismiche considerate. Perciò non si può attendere un'unica correlazione tra l'energia sismica rilasciata e la magnitudo, valida per tutti i terremoti. Nonostante ciò per l'analisi della sismicità dell'ASI si è ritenuto opportuno utilizzare la relazione lineare di Richter.

Considerando il data set regionale è stata esaminata l'evoluzione temporale del rilascio di energia per ciascun settore sismogenetico. In Tab. 6.11 si riportano i risultati dell'indagine condotta, indicando per ciascun settore l'energia sismica cumulata (ΣE) nei diversi periodi esaminati, il rilascio annuo di energia (e) e la densità di rilascio di energia (DSE) che rappresenta l'energia rilasciata per unità di superficie e di tempo.

Tab. 6.11: Rilascio energia nei settori sismogenetici.

Settore Area	Periodo esaminato	Rilascio Energia		
		ΣE erg $\cdot 10^{20}$	e $\frac{\text{erg}}{\text{anno}} \cdot 10^{18}$	DSE $\frac{\text{erg}}{\text{anno} \cdot \text{km}^2} \cdot 10^{15}$
CAS 3370 Km ²	1125-1990 866	1824.32	210.66	62.51
	1700-1990 291	1.07	0.37	0.11
NAP 2480 Km ²	1528-1990 463	0.691	0.13	0.05
	1700-1990 241	0.57	0.20	0.08
MGM 1420 Km ²	1624-1990 367	3.69	1.01	0.71
	1700-1990 291	1.37	0.47	0.33
VRM 3800 Km ²	1700-1990 291	0.20	0.07	0.02
TOT. ASI 11070 Km ²	1125-1990 866	1828.82	211.18	19.08
	1700-1990 291	3.21	1.10	0.10

Un altro modo di esaminare la sismicità in termini energetici consiste nel considerare l'andamento temporale del rilascio di *strain J* ($\text{erg}^{0.5}$), in accordo con quanto suggerito da Benioff (1951). Come è noto, Benioff suggerisce che la deformazione possa essere assunta proporzionale alla radice quadrata dell'energia sismica rilasciata, e che sia

possibile effettuare la sommatoria del rilascio di *strain* generato da terremoti di diverse magnitudo. La teoria di Benioff, usualmente applicata allo studio delle sequenze delle repliche, viene talvolta estesa anche all'analisi della sismicità regionale.

L'esame dell'evoluzione temporale del rilascio cumulativo di *strain* fornisce interessanti informazioni sul regime sismico caratteristico di una data area, e consente di individuare gli intervalli di tempo in cui avvengono i massimi rilasci di *strain*. Inoltre questo approccio permette il confronto qualitativo e quantitativo delle sismicità corrispondenti a diverse regioni o settori sismogenetici. Nel presente studio viene adottata la relazione di Richter (1958); pertanto per l'energia rilasciata si ha:

$$J = \sqrt{E} \left[\text{erg}^{0.5} \right] \quad \text{quindi} \quad \log J = 5.7 + 0.75M \quad (15)$$

Si noti che J può essere visto come proporzionale alla caduta delle tensioni elastiche presenti nella sorgente dopo il verificarsi dell'evento. In Tab. 6.12 si riportano per i diversi periodi di analisi il rilascio di strain cumulato (ΣJ), il rilascio annuo di strain (j) e la densità di rilascio di strain (DSJ) per unità di tempo e di superficie.

Tab. 6.12: Rilascio di strain nei settori sismogenetici.

Settore Area	Periodo esaminato	Rilascio Strain		
		ΣJ $\text{erg}^{0.5} \cdot 10^{10}$	j $\frac{\text{erg}^{0.5}}{\text{anno}} \cdot 10^8$	DSJ $\frac{\text{erg}^{0.5}}{\text{anno} \cdot \text{km}^2} \cdot 10^5$
CAS 3370 Km ²	1125-1990 866	74.01	8.55	2.54
	1700-1990 291	5.11	1.76	0.52
NAP 2480 Km ²	1528-1990 463	2.26	0.49	0.20
	1700-1990 241	2.06	0.71	0.29
MGM 1420 Km ²	1624-1990 367	7.97	2.17	1.53
	1700-1990 291	4.83	1.66	1.17
VRM 3800 Km ²	1700-1990 291	1.33	0.46	0.12
TOT. ASI 11070 Km ²	1125-1990 866	85.56	9.88	0.89
	1700-1990 291	13.33	4.58	0.41

L'andamento temporale del rilascio di *strain* cumulativo per il settore CAS risulta molto simile a quello osservato per l'intera ASI; naturalmente ciò deriva dalla circostanza che i tre eventi più distruttivi e a più alto contenuto energetico dell'area sono avvenuti in questo settore. Risultano inoltre evidenti le marcate discontinuità dovute a rilasci fortissimi e concentrati, seguiti da lunghi intervalli di (quasi) quiescenza. Tuttavia va segnalato che il tasso di variazione del rilascio, in questi intervalli, risulta ancora più basso rispetto a quello dell'intera ASI, a causa dell'assenza degli eventi verificatisi in altri settori; circostanza che accentua, per questo settore, le caratteristiche dominanti della sismicità dell'intera ASI.

Il settore MGM risulta il secondo in termini energetici. Le modalità di rilascio di *strain* sono differenti da quelle del settore CAS, e non presentano le marcate singolarità proprie di eventi di grandi dimensioni. Circa la metà del rilascio di *strain* complessivo corrisponde a eventi di magnitudo inferiore o uguale a 5.1, mentre la massima magnitudo osservata risulta pari a 5.8.

Valori del rilascio di *strain* considerevolmente minori si riscontrano nel settore NAP. Il valore più alto di magnitudo osservata è 5.4. Circa il 60% del rilascio di *strain* totale corrisponde a eventi con magnitudo inferiore o uguale a 4.8.

In generale si può però notare che poiché i tre eventi più forti si sviluppano in un intervallo di poco più di cinque secoli (1169-1693), l'energia sismica complessivamente rilasciata nell'intervallo 1169-1700 rappresenta la percentuale preponderante (circa il 99%) del valore totale corrispondente all'intero periodo esaminato, mentre il rilascio di *strain* risulta pari all'86% del totale. Entro il suddetto intervallo esiste un periodo con tasso di accrescimento pressoché nullo. Certamente è molto probabile che, attraverso epoche così lontane, vi sia stata una perdita di notizie sui terremoti di media e bassa magnitudo i quali, comunque, hanno scarsa rilevanza sul valore cumulato delle grandezze di natura energetica, mentre eventi di elevata magnitudo difficilmente sarebbero sfuggiti alle cronache storiche.

Dal punto di vista sismotettonico l'andamento nel tempo del rilascio di *strain* e la distribuzione spaziale degli effetti dei due eventi maggiori suggerisce l'esistenza di una struttura o di un sistema sismogenetico in grado di accumulare elevate deformazioni regionali, e perciò capace di liberare notevoli quantità di energia in modo concentrato. Tale struttura potrebbe essere costituita dal sistema di megafaglie della Scarpata Ibleo-Maltese. La durata del ciclo sismico, assimilato all'intervallo di ricorrenza degli eventi maggiori, può stimarsi, dai dati disponibili, tra i 500 e gli 800 anni, corrispondendo a una zona continentale di rapida deformazione crostale.

La presenza di singolarità parossistiche intervallate da lunghi periodi di quiescenza o di ridotta attività sismica fa emergere un quadro di notevole rischio per l'assenza di un'attività più o meno permanente, che può condurre a sottovalutare la reale pericolosità sismica della regione.

6.4.3 Relazione Frequenza-Magnitudo

La definizione dei Terremoti di Scenario richiede la conoscenza della frequenza di occorrenza degli eventi di diversa magnitudo. Usualmente i parametri della relazione di ricorrenza corrispondenti ad una zona sismogenetica vengono stimati in base ai dati contenuti nei cataloghi. Tuttavia la sismicità osservata risulta spesso insufficiente a caratterizzare adeguatamente la frequenza di occorrenza a causa della mancanza di dati nel campo di magnitudo più elevate. Ciò motiva la necessità di integrare la sismicità storica con studi geologico-strutturali tendenti a caratterizzare le dimensioni e la frequenza dei terremoti di maggiore dimensione.

Per quanto riguarda l'ASI i dati disponibili comprendono un periodo di tempo abbastanza lungo e includono terremoti molto severi. Comunque questa situazione non si verifica per tutti i settori con cui è stata effettuata la suddivisione dell'ASI. Per questo motivo, oltre a derivare una relazione Frequenza-Magnitudo per l'intera Area Iblea, è stata anche desunta una relazione di occorrenza della magnitudo per il settore CAS. Per il settore NAP non è stato invece possibile stabilire una relazione di occorrenza a causa dell'insufficienza di dati storici disponibili nel settore.

I risultati delle analisi statistiche realizzate sui dati storici sono stati confrontati e integrati con le altre informazioni disponibili sulla geologia, tettonica, cinematica e geofisica dell'area.

Sono state proposte diverse relazioni analitiche di varia complessità per rappresentare la distribuzione in frequenza della magnitudo. Nel presente studio si impiega principalmente la relazione proposta da Gutenberg e Richter assumendo che la distribuzione statistica della magnitudo sia di tipo esponenziale:

$$\log N(M) = a - b M; \quad T = \frac{1}{N} = \frac{1}{10^{(a-bM)}} \quad (16)$$

dove, considerando la modalità cumulativa, $N(M)$ esprime il numero medio annuo di terremoti aventi magnitudo maggiore o uguale a M e T rappresenta il periodo medio di ritorno di un evento con magnitudo M . La relazione di Gutenberg-Richter è stata originalmente sviluppata in base alle osservazioni di vaste regioni utilizzando cataloghi globali. Variazioni di questa distribuzione esponenziale della magnitudo in tutto il range possono risultare necessarie sia nel caso di regioni più ristrette, sia nell'analisi di sorgenti individuali.

La parametrizzazione della relazione Gutenberg-Richter per l'intera ASI, assumendo la distribuzione per tutto il campo di magnitudo, è stata realizzata applicando tre diverse procedure: Massima Verosimiglianza (MV), Minimi Quadrati (MQ), Valori Estremi-Gumbel (VE).

Per l'applicazione del Metodo della Massima Verosimiglianza e dei Minimi Quadrati è stata condotta un'analisi di completezza dei dati contenuti nel Catalogo Regionale. L'analisi di ciascuna classe di magnitudo considera un periodo di tempo entro il quale possono ritenersi non solo completi, ma anche coerenti con l'evoluzione temporale dell'attività sismica propria della regione. Nell'ASI la scelta dei periodi di analisi per la stima delle frequenze risulta abbastanza completa in quanto coinvolge un regime sismico contrassegnato da fortissimi rilasci di energia intervallati da periodi piuttosto lunghi di modesta attività sismica o di quasi quiescenza. Un siffatto stile sismico pone spesso il problema di definire se l'assenza di eventi in una certa epoca sia dovuta semplicemente all'incompletezza dei dati o se sia attribuibile alla naturale evoluzione temporale dell'attività sismica regionale. Ogni situazione è stata quindi esaminata e valutata considerando contemporaneamente la totalità dei dati disponibili (storici, sismologici, geologico-tettonici, ecc.). Dalle ricerche realizzate è emerso che gli intervalli di tempo più adeguati per le diverse classi di magnitudo sono quelli indicati in Tab. 6.13.

Tab. 6.13: Intervalli temporali per le diverse classi di magnitudo.

M	Periodo	Anni
≤ 5	1875-1990	116
5.5	1727-1990	264
6.0	1624-1990	367
≥ 6.5	1125-1990	866

L'identificazione degli eventi sismici che possono essere considerati indipendenti (ipotesi di Poisson), escludendo repliche e scosse premonitrici, è stata condotta mediante l'adozione di appositi limiti spaziali e temporali dipendenti dalla magnitudo. Inoltre, allo scopo di valutare gli effetti dell'ipotesi poissoniana, le frequenze osservate sono state calcolate con due alternative: con la prima si sono considerate soltanto le scosse presumibilmente indipendenti, con la seconda si sono inclusi tutti gli eventi. Si può indicare che nell'ASI la considerazione della totalità degli eventi non altera sostanzialmente la stima delle frequenze nella maggior parte degli intervalli di magnitudo analizzati. Per il periodo 1125-1990 sono avvenuti complessivamente 97 terremoti di $M \geq 3.7$, di cui 79 possono essere ritenuti eventi indipendenti.

Per il raggruppamento dei dati secondo classi di magnitudo sono stati individuati i valori osservati più frequentemente. Anche se nella stima dei parametri della relazione Frequenza-Magnitudo sono state esaminate numerose alternative allo scopo di indagare gli effetti delle variazioni dei diversi dati e ipotesi, per l'applicazione del metodo della Massima Verosimiglianza e dei Minimi Quadrati i risultati statisticamente più affidabili derivano dalla considerazione dei valori centrali e intervalli di variazione delle classi di magnitudo indicati in Tab. 6.14.

Tab. 6.14: Valori centrali e intervalli di variazione delle classi di magnitudo.

Valore centrale Magnitudo	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	7.8
Intervallo Variazione	3.8	4.3	4.8	5.3	5.8	6.3	6.8	7.3	7.7
	4.2	4.7	5.2	5.7	6.2	6.7	7.2	7.6	7.9

Per quanto concerne il metodo dei Valori Estremi (Gumbel), l'analisi della sequenza dei massimi annuali della magnitudo dal 1892 in poi ha evidenziato l'opportunità di utilizzare il periodo 1892-1941, pari a un intervallo di 50 anni, essendo un intervallo in cui si hanno solo tre anni (1905, 1914, 1932) senza eventi registrati strumentalmente.

Le numerose elaborazioni effettuate per la stima dei parametri della relazione Frequenza-Magnitudo hanno confermato che tali parametri sono influenzati dalle scelte operate sui vari fattori che intervengono in questa operazione: valore inferiore e superiore delle classi di magnitudo, dimensioni degli intervalli per il raggruppamento in classi, periodi di completezza adottati per ciascuna classe, metodo di fitting, ecc. Dalla totalità dei casi esaminati si è potuto individuare quelli più affidabili che conducono a risultati non solo ragionevoli, ma anche coerenti con i dati storici e con le caratteristiche geologico-tettoniche dell'ASI. Inoltre, la scelta dei casi ritenuti più rappresentativi dell'effettiva sismicità della regione è stata confermata dalle conclusioni che si derivano dall'analisi del rilascio di strain e di momento sismico.

Considerando le tre diverse procedure utilizzate, i risultati ottenuti sono:

- Metodo della Massima Verosimiglianza, MV
 $\log N = 2.033 - 0.645 M$ (17)

$$\begin{aligned} \square &= 1.485 & N(5) &= 0.0642 \\ DS(b) &= 0.100 & DS[N(5)] &= 0.0134 \end{aligned}$$

- Metodo dei Minimi Quadrati, MQ
 $\log N = 1.776 - 0.604 M$ (18)

$$\begin{aligned} \square &= 1.391 & N(5) &= 0.057 \\ DS(b) &= 0.0694 & r^2 &= 0.916 \end{aligned}$$

- Metodo dei Valori Estremi (Gumbel), VE
 $\log N = 1.949 - 0.635 M$ (19)

$$\begin{aligned} \square &= 1.461 & N(5) &= 0.0594 \\ DS(b) &= 0.0203 & r^2 &= 0.953 \end{aligned}$$

Serie annua esaminata 1892-1941 (50 anni)
Magnitudo minima considerata $M_{\min}=2.0$

dove $\square = b \log_e 10$ e DS indica la deviazione standard.

Nella Tab. 6.15 vengono riportati i valori del Periodo Medio di Ritorno della Magnitudo desunti dall'applicazione delle tre procedure indicate considerando l'intera

ASI. Si può osservare che i risultati si discostano relativamente poco tra di loro. E' interessante segnalare che i valori delle frequenze ottenuti con il Metodo dei Valori Estremi sono simili a quelli corrispondenti alla Massima Verosimiglianza e ai Minimi Quadrati, nonostante i VE considerino una formulazione differente e una finestra temporale molto diversa.

I severissimi terremoti del 1169 e 1693, che distrussero numerosi centri abitati dell'ASI, probabilmente di magnitudo M_S stimata dell'ordine di 7.5-7.7, costituiscono decisivi riferimenti per la conoscenza della distribuzione di coda del modello statistico. Il calcolo diretto della frequenza osservata partendo dall'anno 1125 (data inizio di dati certi disponibili) porta ad un periodo di ritorno di circa 435 anni. Tuttavia questo valore risulta conservativo e discutibile per la data di partenza assunta nel computo. Andando più indietro nel tempo la revisione dei dati e degli indizi storici permette di ipotizzare che almeno tra l'anno 800 e l'anno 1125 non sono avvenuti eventi sismici catastrofici paragonabili a quelli del 1169 e 1693. In questo modo per il calcolo diretto si può retrocedere la data iniziale all'800 ottenendo così un periodo di ritorno di circa 600 anni. Questo valore risulta coerente con quanto ricavato dalle relazioni Frequenza-Magnitudo e sufficientemente supportato dalle caratteristiche sismotettoniche dell'area.

Tab. 6.15: Periodi Medi di Ritorno T_m (anni).

Magnitudo M_L o M_S	Area Sismica Iblea				CAS MQ
	MV	MQ	VE	BL • MQ	
4.0	4	4	4	3	15
4.5	7	9	8	8	25
5.0	16	18	17	20	43
5.5	33	35	35	50	72
6.0	69	71	73	89	121
6.5	144	141	151	158	204
7.0	303	283	313	282	344
7.5	638	568	651	501	579
6.4	125	123	130	141	184
7.4	550	494	562	447	521

6.4.4 Potenziale Sismico e Magnitudo Massima

La massima magnitudo credibile o il potenziale sismico rappresenta l'evento di maggiore dimensione che potrebbe essere generato da una zona sismogenetica in accordo con il contesto sismotettonico conosciuto. Questo terremoto costituisce un limite superiore ovviamente deterministico. Per stimare il Potenziale Sismico si possono utilizzare diversi approcci. Un criterio consiste nel considerare la sommatoria dei rilasci di momento sismico avvenuti nell'area durante la storia sismica nota e quindi convertire il momento sismico totale in magnitudo momento, verificando successivamente la

geometria della relativa rottura con le dimensioni delle strutture sismogenetiche presenti. Mediante questo approccio (illustrato nel paragrafo 6.2, eq. (1)) si perviene ad un potenziale sismico di $M_w=7.9$.

Un altro approccio consiste nell'extrapolare la relazione Frequenza-Magnitudo fino ad un tempo medio di ricorrenza pari a 1000 anni. Per l'ASI applicando le relazioni derivate nel presente lavoro con un periodo di 1000 anni si ottengono le seguenti magnitudo: $M_S=7.8$ (MV), $M_S=7.9$ (MQ), $M_S=7.8$ (VE).

Nell'Area Sismica Iblea gli eventi più energetici corrispondono ai terremoti del 1169 e 1693 di magnitudo stimata dell'ordine 7.5-7.7. Da segnalare che nell'ipotetico caso in cui si vogliono esaminare gli eventi storici a partire dal 1700 si deduce un quadro completamente diverso, essendo il terremoto massimo osservato di magnitudo $M_S=6.2$ (1818).

In sintesi, il Potenziale Sismico dell'ASI si può ritenere corrispondente ad una magnitudo di circa 7.8-7.9. La magnitudo derivata dall'usuale concetto di Magnitudo Massima Attesa associato agli studi di pericolosità sismica corrisponde ad un valore di $M_S=7.5$.

Analisi dei parametri b ed a

Considerando congiuntamente i valori di b e della Magnitudo Massima (o Potenziale Sismico) la pericolosità sismica dell'ASI può essere paragonata a quella delle zone sismogenetiche italiane che presentano gli indici di pericolosità più elevati quali, ad esempio: ZS 69 (Calabria Meridionale) $b=0.587$, $M_{max}=7.5$; ZS 71 (Stretto di Messina) $b=0.585$, $M_{max}=7.3$.

Per i valori di b ricavati nell'ASI la frequenza media corrispondente ad una data magnitudo è circa 4-4.5 volte maggiore di quella relativa ad una magnitudo superiore di un grado.

Per il campo di magnitudo esaminato (4 e 7.8) i valori di b pari a 0.60-0.65 implicano una distribuzione non molto disomogenea degli eventi tra le diverse classi di magnitudo. Una parte significativa di eventi corrisponde a magnitudo moderate ed elevate. Ciò riflette inoltre l'occorrenza di terremoti di magnitudo maggiore di 6.5 (1169, 1542, 1693) e il verificarsi di una discreta quantità di eventi di magnitudo compresa tra 4 e 6.5.

I valori di b dell'ordine di 0.60-0.65 associati ad elevati valori della Magnitudo Massima risultano compatibili con strutture crostali abbastanza omogenee e con grandi processi di rottura intervallati da lunghi periodi di tempo, cui corrisponde una elevata capacità di accumulo di tensioni che vengono poi rilasciate in forti eventi abbastanza distanziati nel tempo e con un'attività sismica intermedia relativamente bassa.

Il coefficiente di variazione CV del parametro b desunto dall'applicazione del metodo MV è pari a circa 0.15. Tuttavia considerando le incertezze che interessano il data set, è ragionevole supporre che l'effettivo CV sia dell'ordine di 0.20-0.25.

Il parametro di attività sismica a (logaritmo del numero medio annuo di eventi sismici di magnitudo uguale o maggiore di zero) rappresenta un indice dell'attività sismica totale media dell'area esaminata e dipende dalla sua estensione. Riportando il numero medio annuo totale di eventi sismici all'unità di area si ricava che per l'ASI questo indice varia tra 0.005 e 0.01 eventi / anno km^2 che rappresentano valori relativamente bassi rispetto ad altre zone sismogenetiche (circa 0.08 eventi/anno km^2 per l'Arco Calabro Peloritano) e anche in confronto con la media del territorio italiano (circa 0.02 eventi/anno km^2). Ovviamente un basso indice dell'attività media annua non implica un basso livello di pericolosità sismica, ma più semplicemente che è scarso il numero totale di eventi che si verificano mediamente. Anzi, un valore ridotto di questo indice associato ad un valore relativamente basso del parametro b può indicare uno stile sismico di notevole pericolosità come si verifica nel comprensorio ibleo. Infatti il regime sismico dell'ASI è caratterizzato fondamentalmente da notevoli crisi sismiche intervallate da lunghi periodi di relativa quiescenza con una scarsa quantità di eventi minori o moderati.

6.4.5 Relazione Frequenza-Magnitudo Bilineare per l'ASI

L'impiego di una relazione Frequenza-Magnitudo bilineare (nella rappresentazione logaritmica delle frequenze), suggerita da Molchan et al. (1997) è stata introdotta nel tentativo di ridurre le deviazioni dovute alla possibile incompletezza dei dati corrispondenti alle basse magnitudo e in quanto rappresenta un modello più adeguato alla caratterizzazione dello stile sismico di alcune aree. Queste relazioni bilineari implicano distribuzioni statistiche differenti per due campi di magnitudo. Va segnalato che l'adozione di un'unica legge lineare valida sull'intero campo di magnitudo, dal punto di vista delle strutture sismogenetiche, implica ammettere che il numero di grandi faglie attive sia proporzionale al numero di piccole faglie attive distribuite nell'area comprendente le faglie maggiori (ciò in conseguenza dell'ipotesi che la magnitudo sia funzione del logaritmo della lunghezza di rottura).

Quando non si verifica questa proporzionalità è ragionevole ipotizzare che la distribuzione della magnitudo non sia unica. E' possibile che le diverse distribuzioni statistiche della magnitudo osservate in varie zone sismogenetiche per $M \leq 5.5$ e $M > 5.5$ siano causate dalle condizioni precedentemente indicate.

Il contesto sismotettonico dell'intera ASI presenta alcune caratteristiche che indicherebbero differenti distribuzioni della magnitudo e quindi la necessità di considerare una relazione bilineare. Su questa base si è verificato che l'impiego di due diverse distribuzioni della magnitudo diminuisce i residui dei valori osservati e delle predizioni, e probabilmente descrivono in maniera più corretta il regime sismico dell'area. Tali relazioni sono state derivate dividendo l'intero campo di magnitudo in due intervalli delimitati dalla magnitudo 5.5. Le relazioni ottenute sono:

$$\log N = 2.70 - 0.80 M \quad \text{per } 4.0 \leq M \leq 5.5 \quad (20)$$

$$\log N = 1.05 - 0.50 M \quad \text{per } M > 5.5 \quad (21)$$

I periodi medi di ritorno corrispondenti alle diverse classi di magnitudo sono stati riportati in Tab. 6.15. Come atteso, la relazione bilineare fornisce minori periodi di ritorno per le magnitudo elevate ($M \geq 7$) rispetto alle relazioni lineari. Le differenze non sono comunque troppo grandi.

La relazione bilineare offre interessanti spunti di analisi degli aspetti che caratterizzano la sismicità dell'ASI. La minore pendenza ($b=0.50$) del tratto corrispondente alle magnitudo maggiori di 5.5 potrebbe interpretarsi come l'effetto prevalente della megafaglia della Scarpata Ibleo-Maltese coerentemente con la localizzazione entro il settore CAS dei due terremoti più forti (1169, 1693). Quindi l'inferenza statistica, i dati sismologici e le informazioni sulla cinematica e tettonica regionale convergono nell'individuazione della Scarpata Ibleo Maltese come struttura sismogenetica di estrema importanza.

Per quanto riguarda il primo tratto della relazione bilineare, la sua maggiore pendenza ($b=0.80$) potrebbe essere attribuibile prevalentemente al contributo sismogenetico del settore MGM contraddistinto da una significativa frequenza di terremoti di relativamente bassa magnitudo (il valore più alto osservato è di circa 5.8) che possono essere probabilmente associati ai sistemi di faglie orientate NE-SW (Grammichele-Mineo, Scordia Sigona Grande, ecc) e alle intersezioni di questi sistemi con quello di Scicli-Ragusa e con gli estremi del margine SW del graben di Scordia-Lentini.

6.4.6 Relazione Frequenza-Magnitudo per i singoli settori sismogenetici

La divisione dell'ASI in quattro settori sismogenetici ha consentito una migliore identificazione della distribuzione spaziale della sismicità della Sicilia Sud Orientale. La determinazione della relazione Frequenza-Magnitudo corrispondente ad ogni singolo settore pone alcuni aspetti problematici. Innanzitutto è discutibile la validità della legge di Gutenberg-Richter di fronte alla estensione superficiale di ciascun settore. Inoltre, si riscontrano alcune difficoltà ed incertezze poiché la quantità di dati disponibili non si può ritenere statisticamente sufficiente per parametrizzare in modo affidabile la relazione di occorrenza in ogni singolo settore. Ad esempio, nel settore NAP in cui è localizzata Noto nel periodo 1528-1990 si dispone soltanto dei dati di 12 eventi di magnitudo compresa tra 3.7 e 5.4.

Nonostante la scarsità delle informazioni e il limite precedentemente menzionato per quanto riguarda l'estensione, è stata parametrizzata la relazione di occorrenza per i settori CAS e MGM, effettuando il corrispondente fitting con il metodo dei Minimi Quadrati.

Nel settore CAS, in cui ricadono Augusta e Siracusa, per il periodo 1125-1990 si dispone dei dati relativi a 49 eventi di magnitudo compresa tra 3.7 e 7.7. La relazione ottenuta è:

$$\begin{aligned} \log N &= 0.635 - 0.453 M & (22) \\ \sigma &= 1.403 & N(5) = 0.0235 \\ DS(b) &= 0.0785 & r^2 = 0.826 \end{aligned}$$

I periodi medi di ritorno corrispondenti alle differenti magnitudo sono riportati in Tab. 6.15. Si può osservare che il basso valore di b (0.453) evidenzia l'accentuazione del peso relativo dei terremoti più distruttivi rispetto a quelli di bassa o moderata magnitudo, coerentemente con le caratteristiche storiche della sismicità rilevata nel settore. Altresì si può rilevare che il parametro b desunto per il settore CAS, nell'ipotesi di un'unica distribuzione statistica per l'intero campo di magnitudo (relazione lineare classica), risulta abbastanza prossimo a quello ($b=0.50$) corrispondente al secondo tratto della relazione bilineare derivata per l'intera ASI. Ciò può essere interpretato come un indice del carattere prevalente che rivestono le strutture tettoniche della Scarpata Ibleo-Maltese e i sistemi di faglie ad essa associate. Riportando il numero medio annuo totale di eventi sismici ($10^{0.635}$) per unità di area, per il settore CAS si ottiene un valore di circa 0.0013 eventi/anno km^2 che risulta molto minore di quello di quello desunto per l'intera ASI. Naturalmente questo indice evidenzia soltanto un numero relativamente ridotto di eventi, ma il livello di pericolosità sismica risulta assai elevato per l'occorrenza di eventi con notevoli rilasci di energia (1169, 1542, 1693).

E' interessante osservare che nonostante al settore CAS corrisponda circa l'87% del rilascio totale di strain dell'ASI e più del 99% del rilascio di momento sismico, l'inferenza statistica indica che, considerando il periodo 1125-1990, il numero totale di terremoti di magnitudo $M \geq 4$ avvenuti in questo settore è pari a circa 58, mentre quelli di magnitudo $M \geq 4.5$ è di circa 34. Siccome il rilascio complessivo di strain del settore è di $74 \times 10^{10} \text{ erg}^{0.5}$ (equivalente a 1476 terremoti di magnitudo $M=4.0$, oppure a 623 eventi di $M=4.5$) è necessaria la presenza di eventi di elevata magnitudo per raggiungere un tale valore.

Benché l'estensione del settore MGM (circa 1400 km^2) sia la più bassa tra tutti i settori individuati, a carattere comparativo e illustrativo si è derivata la relazione Frequenza-Magnitudo per questo settore nel quale nel periodo 1624-1990 si rilevano 44 eventi di magnitudo compresa tra 3.5 e 5.8. L'espressione ottenuta mediante il metodo dei Minimi Quadrati è:

$$\begin{aligned} \log N &= 2.863 - 0.911 M & (23) \\ \sigma &= 2.098 & N(5) = 0.0203 \\ DS(b) &= 0.161 & r^2 = 0.914 \end{aligned}$$

I dati utilizzati corrispondono al periodo 1624-1990 e comprendono soltanto le classi di magnitudo comprese tra 4 e 6. Tuttavia la relazione ottenuta sembra interpretare abbastanza bene le caratteristiche della sismicità osservata finora nel settore. Il valore $b=0.911$ è prossimo a quello ottenuto per il primo tratto della relazione bilineare corrispondente all'intera ASI. Ciò evidenzerebbe l'effetto dei numerosi eventi del settore MGM nel campo delle basse e medie magnitudo nell'analisi complessiva della sismicità dell'ASI. La relazione derivata nel settore MGM fornisce una magnitudo di circa 6.4 per un periodo medio di ritorno di 1000 anni, che è un valore coerente con il Potenziale Sismico valutato con il rilascio di momento sismico e con le caratteristiche delle strutture sismogenetiche presenti nell'area.

In conclusione, le tre diverse procedure applicate portano a risultati abbastanza simili per quanto riguarda l'intera ASI. La relazione bilineare sembra descrivere più adeguatamente lo stile sismico della regione. Inoltre, i risultati relativi ai singoli settori CAS e MGM confermano la distribuzione e il regime di attività sismica rilevata e le caratteristiche delle presunte sorgenti in ciascun settore.

Per quanto concerne i terremoti di scenario, assumendo che il settore CAS (e in particolare il sistema della Scarpata Ibleo-Maltese) abbia un ruolo determinante per gli eventi più energetici, a partire dai valori riportati in Tab. 6.15 si può ragionevolmente accettare che al Terremoto di Scenario Disastroso (evento eccezionale con periodo medio di ritorno di circa 500 anni) corrisponda una magnitudo $M_S=7.4$ circa, mentre al Terremoto Forte (evento occasionale con periodo medio di ritorno dell'ordine di 130 anni) corrisponda una magnitudo dell'ordine di $M_S=6.4$. La differenza di un unità di magnitudo tra i due eventi di scenario risulta in accordo con i criteri spesso adottati nella verifica di impianti ad alto rischio.

I dati sui terremoti avvenuti nel passato nel settore NAP sono molto scarsi, tuttavia supportano l'adozione di una magnitudo $M_L=5.6$ e $M_S=6.4$ per i Terremoti di Scenario Forte e Disastroso rispettivamente, considerando eventi originatisi in prossimità di Noto che potrebbero essere associati ai sistemi di Faglie di Ispica e di Avola-Noto che presentano indizi di attività nel Pleistocene superiore-Olocene e che sarebbero stati sede degli eventi sismici del 1718, 1727, 1738 e 1903.

6.5. Funzioni Trasferimento Sorgente-Sito. Approcci per la definizione dei parametri del moto del suolo per i terremoti di scenario

6.5.1 Premessa

La costruzione di scenari di rischio per una data area urbana richiede la conoscenza dell'andamento spaziale delle principali caratteristiche del moto del suolo (mappa dello scuotimento). La predizione mediante un approccio empirico-deterministico si basa sull'assunzione che la localizzazione delle sorgenti sismogenetiche e la relativa occorrenza della magnitudo sia nota. Comunque, diverse vie sono state utilizzate per effettuare questa scelta e per determinare i periodi di ritorno degli eventi significativi dal punto di vista degli effetti e dei danni rilevati.

Una volta definite le presunte sorgenti, la stima della severità e della distribuzione spaziale dello scuotimento nell'approccio empirico viene realizzata mediante l'impiego delle funzioni di Trasferimento Sorgente-Sito. Queste funzioni, a partire da alcuni parametri fondamentali quali la magnitudo (dimensione della sorgente), la distanza dalla sorgente e le caratteristiche geologiche e geotecniche degli strati più superficiali presenti nel sito, forniscono i valori dei parametri caratterizzanti la severità del moto del suolo. Le usuali leggi di attenuazione costituiscono il caso più noto di queste funzioni, ma tuttavia il trasferimento sorgente-sito può essere definito in altri modi. E' importante sottolineare che la stima empirica del trasferimento sorgente-sito costituisce una delle fonti di maggiore incertezza nella valutazione delle caratteristiche del moto del suolo in un dato sito. Un'idea dell'entità di queste incertezze è indicata dal fatto che il coefficiente di variazione delle leggi di attenuazione varia generalmente tra 0.50 e 0.90.

Quindi, la scelta delle relazioni di attenuazione è un fattore decisivo per la valutazione della pericolosità sismica. L'adozione di una legge inadeguata può compromettere significativamente le stime e condurre a risultati non realistici o fuorvianti. In generale, le leggi di attenuazione vengono derivate da regressioni realizzate su un insieme di valori registrati. Un primo problema è costituito dalla scelta di quale valore, risultante dalla regressione, adottare, se la media o la media più una deviazione standard, o altro. Ovviamente la predizione risulterà tanto più appropriata quanto più la relazione è adeguata alle condizioni dell'area in esame e alle caratteristiche dell'evento sismico alla sorgente (meccanismo focale, geometria ed evoluzione spazio-temporale della rottura, stress-drop, ecc.).

In generale le relazioni disponibili sono il risultato di elaborazioni su registrazioni corrispondenti ad eventi spesso molto diversi e possono non tenere conto delle caratteristiche proprie delle varie zone. D'altra parte le leggi di attenuazione del parametro adottato come indice della severità del moto assumono un modello unico per un esteso range di eventi (ad esempio per magnitudo comprese tra 5 e 7.5), anche se non sembra molto realistico ipotizzare che la propagazione si sviluppi secondo un unico

modello. Inoltre, i coefficienti derivati dalle regressioni sono dei valori fissi che non dipendono a loro volta dalla magnitudo o dalla distanza.

Lo studio effettuato su un insieme di registrazioni, di vari eventi sismici, raggruppate per intervallo di magnitudo, considerando diversi tipi di geologia di superficie, indica che il decadimento relativo dei differenti parametri non tende ad un unico modello, ma piuttosto varia con la magnitudo e con il tipo di suolo. Un altro aspetto di interesse da un punto di vista sismologico è legato alla fase e al tipo di onda esaminata, in particolare per le velocità e gli spostamenti.

Di fronte alle suddette difficoltà si è ritenuto opportuno utilizzare diverse leggi di attenuazione, o approcci alternativi, al fine di confrontare i risultati e quindi adottare quelle che, considerando tutte le informazioni disponibili e il contesto sismotettonico dell'area, risultino più attendibili. Ad ogni modo si è deciso di utilizzare in prevalenza i valori medi che sembrano conformarsi meglio ai vari casi.

6.5.2 Condizioni di sito. Classificazione dei profili dei terreni

Come noto le condizioni geologiche superficiali hanno una notevole influenza sulle diverse caratteristiche del moto del suolo. Tuttavia è opportuno rilevare che i cosiddetti effetti locali non dipendono soltanto dalla disposizione, dalle dimensioni e dalle proprietà degli strati di suolo presente, ma anche da altri fattori tra cui la posizione della sorgente, l'evoluzione del processo di rottura, il percorso delle onde tra sorgente e sito, la configurazione del bedrock, ecc. Ad ogni modo nell'approccio empirico, la considerazione delle condizioni geologiche locali degli strati sottostanti il sito fornisce una prima e utile indicazione delle caratteristiche del moto del suolo atteso per una determinata sorgente localizzata ad una data distanza.

Il data set delle registrazioni strong ground motion, che costituisce la base per le analisi di tipo empirico o semi-empirico, contiene una estesa varietà di situazioni per quanto riguarda le caratteristiche dei terreni e della dimensione e disposizione degli strati. Inoltre, spesso le informazioni disponibili sono molto generiche e talvolta riferite solo alla parte più superficiale di suolo. Questo problema si riflette nei diversi criteri adottati per la classificazione dei suoli nei diversi studi e nelle normative sismiche. Nonostante ciò esiste una tendenza abbastanza diffusa nel considerare tre, o al massimo quattro, tipi fondamentali di suolo in funzione delle loro caratteristiche di rigidità. In alcuni casi è piuttosto comune indicare le categorie prese in considerazione come suoli rigidi, intermedi e soffici.

Le indagini realizzate su registrazioni reali e le simulazioni numeriche effettuate suggeriscono che non è possibile realizzare una classificazione molto precisa, esauriente e di validità generale, inquadrando i profili di terreno in un numero abbastanza ridotto di casi per le applicazioni pratiche. Con le limitazioni e le precauzioni derivanti da quanto

premesso si è proceduto ad effettuare una classificazione di terreni in tre diverse tipologie, S1 (suolo rigido), S2 (suolo intermedio), S3 (suolo soffice), così differenziati:

Suolo S1 (roccia o terreni rigidi)

- Roccia ed altre formazioni geologiche caratterizzate da una velocità delle onde di taglio V_s maggiore di 700 m/s.
- Depositi rigidi stabili di alcune decine di metri di spessore (≥ 50 m) costituiti da sabbie molto dense (densità relativa $\geq 90\%$), ghiaie o argille sovraconsolidate molto rigide. Gli strati sono caratterizzati da un progressivo miglioramento delle proprietà dinamiche con la profondità. La velocità media delle onde di taglio nei primi 30 metri ($V_{s\ 30}$) è dell'ordine di 500-550 m/s o maggiore. A circa 10 m dalla superficie V_s è maggiore o uguale a 400 m/s.

In questo tipo di profilo ricadono anche i casi in cui sono presenti cappe superficiali di terreni piuttosto deboli ma con spessore minore di 4 metri. Comunque in tale caso si devono prevedere eventuali problemi di instabilità del suolo in superficie (ad esempio cedimenti differenziali, scorrimenti, ecc.).

Suolo S2 (terreni intermedi)

Terreni stratificati di media rigidezza caratterizzati da $V_{s\ 30}$ compresa tra 300 e 500 m/s e con un valore della velocità V_s alla profondità di 10 metri maggiore o uguale di 200 m/s. Questo tipo di terreno comprende:

- Formazioni rocciose molto fessurate o in uno stato di significativa erosione.
- Stratificazioni di terreni incoerenti mediamente addensati (densità relativa =60-80%), ghiaie o argille rigide leggermente sovraconsolidate.

In questo tipo possono anche includersi i depositi rigidi e stabili molto profondi (oltre 50 m) costituiti da sabbie molto dense, ghiaie o argille sovraconsolidate molto rigide, caratterizzate da $V_{s\ 30}$ dell'ordine di 500-550 m/s.

Suolo S3 (terreni soffici)

Stratificazioni di terreni di bassa rigidezza caratterizzati da $V_{s\ 30}$ minore di 300 m/s o anche da velocità delle onde di taglio nei primi 20 metri minore di 200 m/s. A questa tipologia appartengono:

- Depositi di terreni incoerenti sciolti (densità relativa $< 50\%$) con o senza alcuni strati di suoli coesivi soffici.
- Depositi con prevalente presenza di suoli argillosi normalmente consolidati o limosi, soffici o di modesta rigidezza.

6.5.3 Valori statistici dei parametri fondamentali del moto del suolo

Tenendo conto delle difficoltà e delle incertezze associate alle usuali leggi o modelli di attenuazione, si è ritenuto opportuno effettuare un'analisi statistica dei risultati di elaborazioni eseguite su un elevato numero di registrazioni strong motion (circa 1300 componenti accelerometriche) ottenute da terremoti verificatisi in diverse regioni sismiche del mondo (denominato nel seguito Data Set B). Considerando quanto già concluso nel campo dei parametri energetici (Decanini e Mollaioli, 1998), i dati sono stati raggruppati per intervallo di magnitudo, di distanza e tipi di suolo. La scelta di intervalli di magnitudo e di distanza, anziché utilizzare valori continui, è basata su diverse valutazioni ed estrapolazioni che confermerebbero una maggiore attendibilità e stabilità statistica per quanto riguarda l'andamento spaziale degli scuotimenti.

I dati disponibili per le diverse magnitudo si ritengono sufficienti per le elaborazioni se si considerano i seguenti intervalli: $6.5 \leq M \leq 7.1$, $5.4 \leq M \leq 6.2$, $4.2 \leq M \leq 5.2$. Per $M > 7.1$ l'informazione non può ritenersi sufficiente. Ad ogni modo diversi tentativi effettuati indicano che per il terremoto di scenario con $M_S = 7.4$ risulta valido l'impiego dei risultati relativi all'intervallo $6.5 \leq M \leq 7.1$, mentre per i terremoti di magnitudo $M_S = 6.4$ risulta accettabile interpolare tra i due intervalli superiori.

L'elevato numero di dati a disposizione consente di interpretare i valori del PGA come valori molto prossimi all'accelerazione efficace (EPA), come anche confermato dall'analisi di alcuni casi specifici. Nella Tab. 6.16 si riportano i valori corrispondenti alla media e alla media più una deviazione standard (DS) dei parametri PGA, PGV e PGD per gli intervalli $6.5 \leq M \leq 7.1$ e $5.4 \leq M \leq 6.2$, per i tre suoli S1, S2 e S3, e per gli intervalli di distanza (D_f) $D_f < 5$ km, $5 < D_f < 12$ km e $12 < D_f < 30$ km, che sono quelli di interesse per il presente studio.

Dai dati riportati in Tab. 6.16, riguardanti l'intervallo $6.5 \leq M \leq 7.1$, è evidente la pressoché nulla influenza del tipo di suolo sui valori del PGA. Infatti per i diversi intervalli di distanza esaminati le variazioni in funzione del terreno sono molto ridotte. Invece, il tipo di suolo influenza significativamente sia il PGV che il PGD. Ciò è anche chiaramente prevedibile a causa dell'influenza esercitata dalle onde sismiche di media e bassa frequenza su tali parametri.

Per l'intervallo $6.5 \leq M \leq 7.1$, considerando come riferimento il valore del parametro su suolo S1, si ottengono mediamente le seguenti relazioni:

$$\text{PGV (S2)} = 1.4 \div 1.5 \text{ PGV(S1)} \quad \text{PGV (S3)} = 1.9 \div 2.0 \text{ PGV(S1)} \quad (24)$$

$$\text{PGD (S2)} = 2.0 \div 2.1 \text{ PGD(S1)} \quad \text{PGD (S3)} = 2.7 \div 3.0 \text{ PGD(S1)} \quad (25)$$

Queste conclusioni supportano anche il criterio, adottato nel presente studio, di considerare un unico valore dell'accelerazione efficace (EPA) per ciascun terremoto di

scenario, ma di variare la velocità efficace (EPV) e lo spostamento massimo del suolo (PGD) in funzione delle caratteristiche del suolo.

Nell'intervallo $5.4 \leq M \leq 6.2$ si delineano tendenze analoghe, ma meno marcate per quanto riguarda il PGV e il PGD, mentre il PGA tende a diminuire leggermente al decrescere della rigidità del suolo. Mediamente si perviene alle seguenti relazioni:

$$\text{PGA (S2)} = 0.9 \text{ PGA(S1)} \quad \text{PGA (S3)} = 0.8 \text{ PGA(S1)} \quad (26)$$

$$\text{PGV (S2)} = 1.3 \div 1.4 \text{ PGV(S1)} \quad \text{PGV (S3)} = 1.3 \div 1.4 \text{ PGV(S1)} \quad (27)$$

$$\text{PGD (S2)} = 1.5 \text{ PGD(S1)} \quad \text{PGD (S3)} = 1.5 \div 1.6 \text{ PGD(S1)} \quad (28)$$

Tab. 6.16: Valori statistici dei parametri PGA, PGV, PGD. Data set B.

6.5 ≤ M ≤ 7.1						
Suolo S1	PGA (g)		PGV (cm/s)		PGD (cm)	
	Media	Media+DS	Media	Media+DS	Media	Media+DS
D _f < 5 km	0.55	0.86	45.1	68.7	10.9	20.2
5 < D _f < 12 km	0.37	0.51	26.1	35.4	7.8	13.3
12 < D _f < 30 km	0.20	0.33	14.0	24.1	3.4	5.5
Suolo S2	PGA (g)		PGV (cm/s)		PGD (cm)	
	Media	Media+DS	Media	Media+DS	Media	Media+DS
D _f < 5 km	0.52	0.70	69.1	102.3	24.3	37.3
5 < D _f < 12 km	0.33	0.44	37.4	53.4	16.0	27.4
12 < D _f < 30 km	0.23	0.35	22.2	32.5	7.9	13.8
Suolo S3	PGA (g)		PGV (cm/s)		PGD (cm)	
	Media	Media+DS	Media	Media+DS	Media	Media+DS
D _f < 5 km	0.49	0.67	79.3	104.4	32.7	47.5
5 < D _f < 12 km	0.36	0.51	52.5	71.8	21.4	32.8
12 < D _f < 30 km	0.22	0.33	25.5	36.2	10.1	16.3
5.4 ≤ M ≤ 6.2						
Suolo S1	PGA (g)		PGV (cm/s)		PGD (cm)	
	Media	Media+DS	Media	Media+DS	Media	Media+DS
D _f < 5 km	0.44	0.78	23.9	40.0	3.9	6.7
5 < D _f < 12 km	0.25	0.40	12.8	21.6	2.1	3.7
12 < D _f < 30 km	0.10	0.19	4.9	8.4	0.8	1.5
Suolo S2	PGA (g)		PGV (cm/s)		PGD (cm)	
	Media	Media+DS	Media	Media+DS	Media	Media+DS
D _f < 5 km	0.34	0.51	31.7	50.4	7.4	13.7
5 < D _f < 12 km	0.19	0.26	12.1	20.4	2.1	3.7
12 < D _f < 30 km	0.13	0.21	8.7	14.9	1.3	2.4
Suolo S3	PGA (g)		PGV (cm/s)		PGD (cm)	
	Media	Media+DS	Media	Media+DS	Media	Media+DS
D _f < 5 km	0.28	0.42	20.7	32.7	4.0	7.0
5 < D _f < 12 km	0.19	0.32	14.0	23.7	2.7	5.0
12 < D _f < 30 km	0.09	0.17	7.2	13.0	1.4	2.8

Rapporto PGA/PGV

Il rapporto PGA/PGV, come noto, risulta fortemente influenzato dalle caratteristiche del suolo e dipende anche dalla magnitudo. Questo rapporto fornisce utili informazioni per la definizione degli scuotimenti corrispondenti ai terremoti di scenario.

Da una prima indagine (Decanini et al. 1999a) condotta su circa 300 registrazioni (Data Set A) si sono ottenuti i valori medi indicati in Tab. 6.17, deviazioni standard e coefficiente di variazione del rapporto PGA/PGV (s^{-1}).

Tab. 6.17: Valori statistici del rapporto PGA/PGV (s^{-1}). Data set A.

Suolo	Media	DS	COV
S1	15.4	8.1	0.53
S2	9.3	4.5	0.48
S3	5.0	2.6	0.52

Da ulteriori elaborazioni eseguite sulle registrazioni incluse nel data set B si è pervenuti ai risultati illustrati in Tab. 6.18 per l'intervallo di magnitudo $6.5 \leq M \leq 7.1$:

Tab. 6.18: Valori medi del rapporto PGA/PGV (s^{-1}). Data set B. $6.5 \leq M \leq 7.1$.

D_f (km)	S1	S2	S3
$D_f < 5$	12.0	7.5	6.0
$5 < D_f < 12$	13.8	8.6	6.6
$12 < D_f < 30$	13.9	10.2	8.5
Media	13.2	8.8	7.0

Considerando il data set B e l'intervallo di magnitudo $5.4 \leq M \leq 6.2$ si ottengono i valori medi del rapporto PGA/PGV (s^{-1}) indicati in Tab. 6.19.

Tab. 6.19: Valori medi del rapporto PGA/PGV (s^{-1}). Data set B. $5.4 \leq M \leq 6.2$.

D_f (km)	S1	S2	S3
$D_f < 5$	18.1	10.5	13.4
$5 < D_f < 12$	19.2	15.4	13.1
$12 < D_f < 30$	20.0	14.7	12.2
Media	19.1	13.5	12.9

Per la definizione dell'EPV a partire dall'EPA, per gli scuotimenti corrispondenti ai terremoti di scenario, nel presente studio sulla base delle diverse elaborazioni sono stati assunti i seguenti valori del rapporto EPA/EPV (s^{-1}):

$$\text{Suolo S1} \bullet \text{EPA/EPV} = 13.7 \text{ (s}^{-1}\text{)} \quad (29)$$

$$\text{Suolo S2} \bullet \text{EPA/EPV} = 9.8 \text{ (s}^{-1}\text{)} \quad (30)$$

$$\text{Suolo S3} \bullet \text{EPA/EPV} = 5.7 \text{ (s}^{-1}\text{)} \quad (31)$$

E' opportuno segnalare che nelle raccomandazioni NEHRP (1985) è stato suggerito un valore pari a circa 12.9 s^{-1} per il rapporto EPA/EPV per tutti i tipi di suolo. L'influenza del terreno viene tenuta in conto attraverso apposite forme spettrali.

6.5.4 Stima dell'accelerazione efficace EPA

Nell'area in esame sono disponibili soltanto i dati corrispondenti alle registrazioni strong ground motion del moderato terremoto del 13 dicembre 1990, e quindi i valori strumentali sono insufficienti per la derivazione delle relazioni di attenuazione.

L'analisi dei campi macrosismici degli eventi più significativi verificatisi nell'area forniscono utili indicazioni qualora le intensità vengano trasformate in parametri del moto del suolo mediante correlazioni affidabili (e.g., Panza et al. 1999a). Considerando i campi macrosismici dei terremoti avvenuti nell'ASI (1542, 1693, marzo 1818, 1848, 1959) e in aree contigue (Sperlinga 1967, Belice 1968) si è potuto organizzare un insieme di dati sui parametri del moto del suolo che ha consentito di controllare l'applicabilità delle leggi di attenuazione spesso utilizzate.

L'indagine è stata rivolta principalmente alla stima dell'attenuazione dell'accelerazione massima del moto del suolo (PGA). Sono state esaminate varie relazioni, ma si sono prese in considerazione soltanto quelle che hanno evidenziato un migliore adattamento all'area esaminata, tenendo conto delle sue particolari caratteristiche sismotettoniche.

Per la calibrazione della legge di attenuazione del PGA nella regione Iblea, a causa della scarsità di dati strumentali disponibili, come già indicato in precedenza, si è deciso di impiegare i dati macrosismici corrispondenti ad eventi storici derivando i valori di accelerazione massima dalle correlazioni proposte da Decanini et al. (1995). I dati macrosismici sono stati estratti dagli eventi indicati in Tab. 6.20.

Tab. 6.20: Eventi considerati per la calibrazione delle leggi di attenuazione del PGA.

Evento	Data	Magnitudo	Profondità H (km)
Val di Noto	10 dicembre 1542	$M_S = 6.8$	23
Sicilia Orientale	11 gennaio 1693	$M_S = 7.7$	35/40
Catanese	20 febbraio 1818	$M_S = 6.2$	-
Augusta	11 gennaio 1848	$M_L = 5.4$	-
Piana di Catania, Militello	23 dicembre 1959	$M_L = 5.6$	70-80
Sperlinga	31 ottobre 1967	$M_L = 5.4$	22
Valle del Belice	gennaio 1968	$M_S^* = 6.15$	40
Basso Tirreno	15 aprile 1978	$M_L = 5.9$	-
Sicilia Sud Orientale	13 dicembre 1990	$M_L = 5.4$	-

Specificatamente per la Sicilia Sud Orientale, sulla base del modello di Joyner e Boore (1981) e di Decanini e Rocca (1986), sono state calibrate le seguenti espressioni, che nel seguito saranno indicate come ASI 94:

$$\log \text{PGA (g)} = -1.11 + 0.25 M - 0.92 \log R - 0.0005 D + 0.18 P \quad (32)$$

$$\log \text{EPA (g)} = -1.21 + 0.25 M - 0.92 \log R - 0.0005 D + 0.18 P \quad (33)$$

dove: $R^2 = D^2 + 100$; D (km) è la Distanza dalla faglia; P=0 per il valore medio e P=1 per la media più una deviazione standard (M+DS). La trasformazione del PGA in EPA è stata realizzata considerando che per un suolo di caratteristiche medie l'accelerazione efficace corrisponde a circa l'80% del picco di accelerazione. I valori forniti da queste espressioni sono in buon accordo in media con i segnali sintetici derivati da diverse modellazioni (e.g. Romanelli e Vaccari, 1999; Priolo, 1999; Panza et al., 2000).

Per la definizione dell'EPA per i diversi scuotimenti di scenario sono stati anche impiegati i valori statistici dei parametri del moto del suolo (data set B) indicati al punto 6.5.3.

Altre leggi di attenuazione utilizzate per il confronto

Ambraseys et al. (1996) hanno proposto relazioni di attenuazione sia del PGA che delle ordinate spettrali in accelerazione considerando l'influenza della magnitudo, della distanza dalla sorgente e delle caratteristiche del terreno. Il data set consiste di 422 registrazioni corrispondenti a 157 terremoti avvenuti in Europa e in regioni adiacenti. La magnitudo M_S (onde superficiali) è compresa tra 4.0 e 7.9, le profondità focali considerate non sono maggiori di 30 km e la distanza adottata corrisponde alla minima distanza dalla proiezione della faglia responsabile. I tipi di suolo sono stati definiti in funzione del parametro V_{S30} (velocità media delle onde di taglio nei primi 30 metri). Per il tipo R (roccia) $V_{S30} > 750$ m/s, per il tipo A (suolo rigido) V_{S30} varia tra 360 e 750 m/s, per il tipo S (suolo soffice) V_{S30} varia tra 180 e 360 m/s. E' stata inoltre considerata un'altra classe L per i suoli molto soffici con velocità $V_{S30} < 180$ m/s, anche se le registrazioni disponibili sono solo tre che in definitiva non vengono tenute in conto.

Per quanto concerne il modello di attenuazione del PGA sono possibili due alternative:

- la prima considera come variabili indipendenti soltanto la magnitudo e la distanza, considerando insieme tutti i tipi di suolo. La deviazione standard del logPGA è pari a 0.25. Nel seguito verrà denominata come AMB/1;
- l'altra relazione proposta, contraddistinta come AMB/2, include anche l'influenza del tipo di suolo. La deviazione standard del logPGA è anche in questo caso pari a 0.25.

Si deve segnalare che la classificazione dei suoli adottata da Ambraseys et al. (1996) è confrontabile con quella utilizzata nel presente studio, essendo il tipo R

assimilabile al tipo S1, quello A al suolo S2 e infine il tipo S può essere ritenuto equivalente al suolo S3.

Per quanto riguarda l'attenuazione delle ordinate spettrali PSA (smorzamento 5%), il modello proposto da Ambraseys et al. (1996) include l'effetto delle condizioni locali del terreno. I coefficienti sono stati determinati per l'intervallo di periodi 0.10-2.00 s. Le deviazioni standard sono comprese tra 0.27 e 0.33. Questo modello di attenuazione viene indicato come AMB/3.

Un'altra relazione di attenuazione impiegata nel presente lavoro è quella proposta da Sabetta e Pugliese (1987), nel seguito denominata SP87, basata esclusivamente su registrazioni italiane, relativamente a 17 terremoti di magnitudo compresa tra 4.6 e 6.8. La relazione introduce un termine per considerare la geologia del sito che prevede tre tipi di suolo: a) rigido ($V_s > 800$ m/s); b) alluvionale sottile ($5 < H < 20$ m e V_s compresa tra 400 e 800 m/s); c) Alluvionale profondo ($H > 20$ m e V_s compresa tra 400 e 800 m/s). Il tipo rigido include anche i casi in cui nella parte più superficiale ($H < 5$ m) sono presenti strati alluvionali di piccolo spessore. Tuttavia sull'attenuazione del PGA l'effetto delle condizioni di sito influisce soltanto nel caso di alluvioni sottili, negli altri casi la legge non varia. La deviazione standard del logPGA è pari a 0.173. Si deve notare che la classificazione delle condizioni di sito realizzata da Sabetta e Pugliese non coincide con i tre tipi (S1, S2, S3) adottati nella presente ricerca. Inoltre, la relazione di Sabetta e Pugliese non include terremoti di magnitudo maggiore di 6.8. Per le successive applicazioni è stata considerata la relazione SP87 in funzione della distanza dalla faglia.

Un'interessante relazione di attenuazione del PGA è quella proposta da Abrahamson e Litehiser (1989), denominata AL89, che, pur non considerando le condizioni geologiche del sito, include l'influenza della magnitudo, della distanza minima dalla zona di rilascio di energia, del meccanismo focale e del contesto sismotettonico (interplacca o intraplacca). La legge è stata derivata sulla base di un insieme di 585 registrazioni provenienti da 76 terremoti di tutto il mondo. La magnitudo varia tra 5.0 e 8.1. La deviazione standard del log PGA è pari a 0.277.

La relazione di attenuazione del PGA proposta da Spudich et al. (1997), derivata per regimi tettonici distensivi, sembra essere abbastanza adeguata per il contesto dell'ASI dove si possono attendere prevalentemente meccanismi normali. La legge di attenuazione, indicata nel seguito come SEA96, è stata determinata sulla base di 128 registrazioni accelerometriche, di cui 26 corrispondenti a 3 terremoti italiani (Valnerina 1979, Irpinia 1980, Lazio-Abruzzo 1984). Il data set include eventi di magnitudo compresa tra 5.0 e 7.7 e distanze dalla sorgente comprese tra 0 e 70 km. Le condizioni di sito sono tenute in conto mediante due diverse classi: rock e soil. L'effetto del tipo di suolo è ridotto essendo la differenza tra il PGA valutato su suolo e quello su roccia dell'ordine del 19% e la deviazione standard del log PGA pari a circa 0.216. Questi valori indicano che l'influenza del suolo sul PGA è molto minore delle incertezze presenti.

6.5.5 Stima della velocità efficace EPV

I valori del parametro EPV (velocità efficace) corrispondenti agli scuotimenti di scenario ad Augusta, Siracusa e Noto sono stati definiti sulla base delle accelerazioni efficaci EPA utilizzando le relazioni EPA/EPV indicate al punto 6.5.3. Questi valori sono stati integrati con i valori statistici dei parametri del moto del suolo (data set B) e confrontati con i valori massimi della velocità desunti dalla legge di attenuazione del PGV. Inoltre, per il confronto sono stati derivati anche i valori del EPV dagli spettri di pseudovelocità PSV (smorzamento 5%) mediante la relazione:

$$EPV = \frac{PSV_m}{2.5} \quad (34)$$

dove PSV_m rappresenta il valore medio della velocità nella zona dello spettro dove si riscontrano i valori più elevati della pseudovelocità. L'intervallo di periodi in cui si determina il PSV_m dipende dal tipo di terreno, dalla magnitudo e dalla distanza dalla sorgente.

Per quanto riguarda l'attenuazione del PGV, sono state esaminate diverse relazioni, ma nessuna sembra adattarsi pienamente alle condizioni sismotettoniche dell'ASI. L'unica legge di attenuazione del PGV considerata per il confronto è quella di Sabetta e Pugliese (1987), indicata come SP87. I dati di base e la classificazione delle condizioni di sito sono gli stessi impiegati per la derivazione dell'attenuazione del picco di accelerazione (punto 6.5.4). La deviazione standard del $\log PGV$ è pari a 0.215.

Nel caso in cui si dispone delle attenuazioni delle ordinate spettrali in accelerazione PSA (AMB/3) o quando si considerano gli spettri di accelerazione di progetto (Eurocode 8, ENV 1998), i valori delle pseudovelocità PSV sono stati derivati direttamente mediante la nota relazione che lega accelerazioni e velocità spettrali.

E' stata anche considerata la funzione di attenuazione dei valori spettrali PSV proposta da Pugliese e Sabetta (1989), PS89, che fornisce 14 valori delle ordinate nel campo di frequenze 25-0.25 Hz, in funzione della distanza dalla faglia. La base di dati e la classificazione dei suoli sono le stesse utilizzate dai suddetti autori per lo studio dell'attenuazione del picco di accelerazione e di velocità. La deviazione standard del $\log PSV$ varia tra 0.182 e 0.297 secondo la frequenza considerata.

Le prescrizioni dell'Eurocode 8 (1998) sono state applicate utilizzando le forme spettrali dell'accelerazione, con un valore in corrispondenza del periodo $T=0$ (all'origine) pari al valore del EPA adottato per ciascuno scuotimento di scenario, e quindi convertendo le accelerazioni spettrali in velocità spettrali PSV. Le condizioni di suolo dell'Eurocode 8 (1998) sono paragonabili ai tre tipi di suolo adottati nel presente studio. Per la parte decrescente dello spettro PSA sono state adottate due alternative per il parametro che fornisce il decadimento delle accelerazioni spettrali: $K=1$ e $K=2/3$.

Infine, è stato stimato il valore della velocità efficace EPV utilizzando i risentimenti dell'Intensità Macrosismica per intervalli di periodo di ritorno coerenti con quelli considerati per i terremoti di scenario. La conversione da Intensità Macrosismica a velocità del moto del suolo è stata realizzata mediante la relazione proposta da Decanini et al. (1995):

$$\log \text{PGV (cm)} = 0.23 I_{\text{MCS}} - 0.64 \quad (35)$$

Questa relazione è indipendente dal tipo di suolo e fornisce valori che possono ritenersi rappresentativi di condizioni geologiche intermedie. Il valore 0.23 non è in contraddizione con il valore di b_0 dato da Panza et al. (1999a). Il valore $b_0=0.3$, ottenuto con valori di intensità utilizzando anche altre scale oltre alla MCS, è solitamente usato per la classificazione empirica degli effetti macrosismici (e.g. Trifunac e Brady, 1975a; Shteinberg et al., 1993).

6.5.6 Stima dello spostamento massimo del moto del suolo PGD

Per la stima del PGD per i diversi scuotimenti di scenario sono stati considerati diversi approcci tenendo conto delle difficoltà esistenti nella predizione di tale parametro.

Innanzitutto sono stati considerati i valori statistici descritti al punto 6.5.3.

Quindi, considerando gli spostamenti spettrali massimi PSD_{max} , ottenuti in una precedente ricerca basata sul data set A di 300 registrazioni (Decanini et al., 1999b), sono stati ricavati gli spostamenti massimi del suolo PGD, considerando i fattori di amplificazione suggeriti da Newmark e Hall (1982) per uno smorzamento del 5%.

$$f_D = 1.38 \text{ (valore medio)} \quad (36)$$

$$f_D = 2.01 \text{ (valore medio + DS)} \quad (37)$$

I valori del picco di spostamento PGD derivano quindi dalle seguenti relazioni:

$$\text{PGD} = \frac{\text{PSD}_{\text{max}}(\text{media})}{f_D(\text{media})} \quad (38)$$

$$\text{PGD} = \frac{\text{PSD}_{\text{max}}(\text{media} + \text{DS})}{f_D(\text{media} + \text{DS})} \quad (39)$$

I valori ricavati corrispondono alle medie dei risultati delle due espressioni precedenti. L'organizzazione dei dati utilizzati da Decanini et al. (1999b) segue lo stesso tipo di raggruppamento per le magnitudo, le distanze e i tipi di suolo impiegato nel

presente studio. Tale studio suggerisce anche valori di progetto per lo spostamento massimo del moto del suolo.

Relazioni tra PGD e PGV

Sulla base di elaborazioni realizzate sui valori del PGV e del PGD contenuti nel data set B sono state esaminate le relazioni empiriche esistenti tra i due parametri. Si è anzitutto rilevato che il rapporto PGV/PGD è poco sensibile all'effetto della distanza, ma è influenzato sia dall'intervallo di magnitudo che dalle condizioni geologiche al sito. Sono state quindi derivate per i valori medi relazioni del tipo:

$$PGD = \alpha EPV \quad \text{con } \alpha \text{ in [s}^{-1}\text{]}$$

Dove il coefficiente empirico α dipende dall'intervallo di magnitudo e dal tipo di suolo, in quanto cresce al diminuire della rigidità del suolo e decresce all'aumentare della magnitudo. I valori di α ritenuti più attendibili sono riportati in Tab. 6.21.

Tab. 6.21: Valori del coefficiente empirico α .

Suolo	S1	S2	S3
6.5 \leq M \leq 7.1	0.40	0.53	0.59
5.4 \leq M \leq 6.2	0.27	0.32	0.36

Questo approccio è stato utilizzato per la stima dei PGD relativi agli scuotimenti corrispondenti ai terremoti di scenario. Adottando l'intervallo 6.5 \leq M \leq 7.1 per il caso $M_S=7.4$ e l'intervallo 5.4 \leq M \leq 6.2 per il terremoto forte a Noto di $M_L=5.6$, nei casi di $M_S=6.4$ si è realizzata un'interpolazione.

Attenuazione del PGD

L'attenuazione del PGD è stata studiata in dettaglio da Gregor (1995) e Gregor e Bolt (1997) da un punto di vista sismologico. La base di dati impiegata contiene vari terremoti californiani di magnitudo M_w compresa tra 5.4 e 7.2. Vengono considerati due differenti condizioni geologiche al sito (roccia o suolo) e due differenti meccanismi di fagliazione (trascorrente o inverso). I valori del PGD sono stati derivati dalle onde S (frequenze comprese tra 0.2 e 1 Hz), distinguendo i casi relativi alle onde trasversali SH e verticali SV. Il parametro distanza utilizzato (H_{slip} in km) rappresenta la distanza tra il sito e la localizzazione del massimo slip nel piano di rottura.

Per il presente studio a fini comparativi sono state utilizzate le relazioni di attenuazione corrispondenti alle onde SH ed a meccanismi trascorrenti. Nel calcolo del parametro H_{slip} , la profondità corrispondente al massimo slip è stata assunta pari a 10 km per il terremoto $M_w=7.4$, e 5 km per gli eventi $M_w=6.4$ e $M_w=5.6$. La legge di attenuazione dello spostamento massimo del suolo PGD proposta da Gregor e Bolt (1997) è stata quindi adattata ai meccanismi normali considerando i risultati delle ricerche indicati in Decanini et al. (1999b) e le informazioni derivanti dal data set B.

La relazione di attenuazione del PGD derivata quindi per gli eventi distensivi è (GB97-M):

$$\log \text{PGD (cm)} = K_1 + K_2 M^{0.5} + K_3 \log H_{\text{slip}} \quad (40)$$

In questo caso il coefficiente K_2 è anche una funzione della magnitudo. I valori proposti per i tre coefficienti K_1 , K_2 e K_3 sono indicati in Tab. 6.22.

Tab. 6.22: Coefficienti K_1 , K_2 e K_3 dell'equazione 40.

Sito	K_1	K_2	K_3
Roccia	-13.46	(7.82 - 0.27 M)	-0.99
Suolo	-11.71	(7.39 - 0.27 M)	-1.22

Le espressioni indicate forniscono PGD che possono essere ritenuti valori medi.

L'Eurocode 8 per lo spostamento massimo del moto del suolo (d_g) fornisce la seguente espressione:

$$d_g = 0.05 a_g S T_C T_D \quad (41)$$

dove S è un parametro caratterizzante il tipo di suolo, T_C è il periodo di inizio del ramo decrescente dello spettro delle accelerazioni, T_D è il periodo di inizio del campo di spostamenti costanti, fissato pari a 3 s, ed a_g è l'accelerazione di progetto. Per il presente studio questa espressione è stata applicata considerando per l'accelerazione i valori dell'EPA corrispondente ai terremoti di scenario.

6.5.7 Stima dell'Intensità spettrale Housner I_H

L'intensità di Housner (1956) corrispondente agli scuotimenti di scenario ad Augusta, Siracusa e Noto è stata definita prevalentemente dalla correlazioni tra I_H e PGV desunte da Decanini et al. (2001) sulla base di circa 300 registrazioni strong ground motion.

Tali correlazioni sono funzione del tipo di suolo e indicano il valore medio M e il valore limite L (corrispondente ad un percentile di circa il 90%) come riportato in Tab. 6.23.

Tab. 6.23: Correlazioni tra intensità spettrale Housner e PGV.

Suolo	Media (M)	Limite (L)
S1	$I_H = 2.57 \text{ PGV}$	$I_H = 3.75 \text{ PGV}$
S2	$I_H = 2.53 \text{ PGV}$	$I_H = 4.09 \text{ PGV}$
S3	$I_H = 2.40 \text{ PGV}$	$I_H = 3.89 \text{ PGV}$

Per i casi in esame si è ritenuto ragionevole considerare i valori della velocità efficace EPV anziché la velocità massima PGV. Inoltre, i valori di I_H sono stati determinati mediante l'integrazione degli spettri di pseudovelocità PSV nell'intervallo 0.1-2 (eq. 42) secondi ottenuti dalle relazioni di attenuazione di Ambraseys et al. (1996) e di Pugliese e Sabetta (1989), considerando in ciascun caso i valori di magnitudo e distanza dalla sorgente corrispondente ai diversi terremoti di scenario. La stessa procedura è stata applicata agli spettri di pseudovelocità PSV derivati dall'Eurocodice 8.

$$I_H = \int_{0.1}^{2.0} \text{PSV}(\square, T) dT \quad (42)$$

Infine, è stata anche determinata l'Intensità Housner mediante l'approccio basato sui risentimenti dell'Intensità Macrosismica considerando periodi di ritorno compatibili con i terremoti di scenario disastroso e forte. La conversione dell'Intensità Macrosismica in Intensità Housner I_H è stata realizzata mediante la relazione derivata da Decanini et al. (2001):

$$\log I_H (\text{cm}) = 0.29 I_{MCS} - 0.64 \quad (43)$$

Questa relazione è indipendente dal tipo di suolo e fornisce valori che possono ritenersi rappresentativi di condizioni geologiche intermedie. La pendenza è molto prossima al valore (0.3) solitamente usato per la classificazione empirica degli effetti macrosismici (e.g. Trifunac e Brady, 1975a; Shteinberg et al., 1993)

6.6 Stima dei parametri convenzionali caratteristici del moto del suolo per i Terremoti di Scenario

6.6.1 Sintesi dei risultati

Considerando gli eventi sismici relativi agli scenari di Terremoto Disastroso e Terremoto Forte, in termini di magnitudo e distanza dalle ipotetiche sorgenti, mediante i diversi approcci trattati nel paragrafo 6.5 per il trasferimento sorgente-sito, sono stati determinati i diversi parametri caratterizzanti gli scuotimenti sismici.

I parametri considerati sono:

- EPA (g): Accelerazione Efficace del moto del suolo, corrispondente all'accelerazione spettrale media S_{am} nell'intervallo di periodi 0.1-0.5 s, divisa per un coefficiente di amplificazione pari a 2.5

$$EPA = [S_{am} (0.1-0.5)] / 2.5 \quad (44)$$

- EPV (cm/s): Velocità Efficace del moto del suolo.
- PGD (cm): Spostamento Massimo del Suolo.
- t_D (s): Durata efficace secondo la definizione di Trifunac e Brady (1975b)
- I_H (0.1-2.0) (cm): Intensità Spettrale di Housner (smorzamento 5%)

I valori dei parametri adottati per i diversi scenari sono indicati in Tab. 6.24 (Augusta e Siracusa) e 25 (Noto), distinguendo anche i casi relativi a tre diverse tipologie di suolo: S1 (roccia o suolo rigido), S2 (intermedio), S3 (soffice).

Tab. 6.24: Parametri sintetici convenzionali del moto del suolo ad Augusta e Siracusa.

	EPA (g)	EPV (cm/s)			PGD (cm)		
<i>Terremoto disastroso</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=7.4 – D_f =12 km	0.35	25	35	60	11	19	33
<i>Terremoto forte</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=6.4 – D_f =12 km	0.18	13	18	31	6	10	18
	EPA (g)	t_D (s)			I_H (cm/s)		
<i>Terremoto disastroso</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=7.4 – D_f =12 km	0.35	28	37	49	80-95	120-145	180-230
<i>Terremoto forte</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=6.4 – D_f =12 km	0.18	17	22	29	40-50	60-75	95-120

Tab. 6.25: Parametri sintetici convenzionali del moto del suolo a Noto.

	EPA (g)	EPV (cm/s)			PGD (cm)		
<i>Terremoto disastroso</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=6.4, D_f =9 km	0.25	18	25	43	8.5	14.5	24.5
M=7.4 – D_f =21 km	0.25	18	25	43	7.0	13.0	20.0
<i>Terremoto forte</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=6.4 – D_f =21 km	0.15	11	15	26	5.0	8.5	15.0
M=5.6 – D_f =9 km	0.15	11	15	26	3.0	5.5	9.0
	EPA (g)	t_D (s)			I_H (cm/s)		
<i>Terremoto disastroso</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=6.4, D_f =9 km	0.25	17	22	29	60-70	80-105	130-170
M=7.4 – D_f =21 km	0.25	32	41	53	60-70	80-105	130-170
<i>Terremoto forte</i>		S1	S2	S3	S1	S2	S3
M=6.4 – D_f =21 km	0.15	20	25	32	35-45	50-65	80-100
M=5.6 – D_f =9 km	0.15	9	11	15	35-45	50-65	80-100

6.6.2 Confronto tra le diverse procedure per la determinazione dei parametri del moto del suolo

Allo scopo di verificare l'attendibilità dei valori adottati per i parametri del moto del suolo, si riportano i risultati dei confronti effettuati secondo gli approcci indicati al paragrafo 6.5.

Dal contenuto delle tabelle di confronto emerge la convergenza delle procedure più affidabili ai valori in definitiva assunti, che ragionevolmente possono essere ritenuti prevalentemente corrispondenti a valori medi.

6.6.2.1 Accelerazione Efficace, EPA

6.6.2.1.1 Terremoto Disastroso

a) Procedura Risentimenti Intensità

Tab. 6.26: Valori accelerazione del suolo ad Augusta, Siracusa e Noto.

	AUGUSTA	SIRACUSA	NOTO
EPA (g) 475 anni RIM	0.37	0.33	0.27
PGA (g) 475 anni Valori Estremi	0.37	-	-
Adottato Presente studio EPA (g)	0.35	0.35	0.25

b) Procedura trasferimento sorgente-sito

Tab. 6.27: Confronto accelerazioni stimate per Augusta e Siracusa. $M=7.4 - D_f=12$ km.

	S1		S2		S3	
Presente studio- EPA (g)	0.35		0.35		0.35	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione ASI 94 – EPA (g)	0.34	0.52	0.34	0.52	0.34	0.52
Data set B- PGA (g)	0.37	0.51	0.33	0.44	0.36	0.51
Attenuazione ASI 94 – PGA (g)	0.43	0.65	0.43	0.65	0.43	0.65
Attenuazione AMB/1, – PGA (g)	0.37	0.66	0.37	0.66	0.37	0.66
Attenuazione AMB/2 – PGA (g)	0.30	0.53	0.39	0.70	0.40	0.71
Attenuazione AL89 – PGA (g)	0.26	0.48	0.26	0.48	0.26	0.48
	Rigido		Alluvioni sottili		Alluvioni profonde	
Classif. Suoli SP87	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione SP87 – PGA (g)	0.38	0.56	0.56	0.87	0.38	0.56
Classif. Suoli SEA96	Rock		Soil			
Attenuazione SEA96	M	M+DS	M	M+DS		
PGA (g)	0.26	0.43	0.31	0.51		

Tab. 6.28: Confronto accelerazioni stimate per Noto. $M=6.4 - D_f=9$ km.

	S1		S2		S3	
Presente studio- EPA (g)	0.25		0.25		0.25	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione ASI 94 – EPA (g)	0.22	0.34	0.22	0.34	0.22	0.34
Data set B- PGA (g)	0.32	0.46	0.27	0.37	0.29	0.43
Attenuazione ASI 94 – PGA (g)	0.28	0.42	0.28	0.42	0.28	0.42
Attenuazione AMB/1, – PGA (g)	0.25	0.45	0.25	0.45	0.25	0.45
Attenuazione Ambraseys/2 – PGA (g)	0.21	0.37	0.27	0.48	0.27	0.49
Attenuazione AMB/2 – PGA (g)	0.23	0.43	0.23	0.43	0.23	0.43
Classif. Suoli SP87	Rigido		Alluvioni sottili		Alluvioni profonde	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione SP87 – PGA (g)	0.23	0.35	0.34	0.51	0.23	0.35
Classif. Suoli SEA96	Rock		Soil			
Attenuazione SEA96	M	M+DS	M	M+DS		
PGA (g)	0.19	0.31	0.23	0.37		

Tab. 6.29: Confronto accelerazioni stimate per Noto. $M=7.4 - D_f=21$ km.

	S1		S2		S3	
Presente studio- EPA (g)	0.25		0.25		0.25	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione ASI 94 – EPA (g)	0.24	0.36	0.24	0.36	0.24	0.36
Data set FAB- PGA (g)	0.20	0.33	0.23	0.35	0.22	0.33
Attenuazione ASI 94 – PGA (g)	0.30	0.45	0.30	0.45	0.30	0.45
Attenuazione AMB/1, – PGA (g)	0.23	0.40	0.23	0.40	0.23	0.40
Attenuazione AMB/2 – PGA (g)	0.18	0.33	0.24	0.43	0.24	0.43
Attenuazione AL89 – PGA (g)	0.18	0.34	0.18	0.34	0.18	0.34
Classif. Suoli SP87	Rigido		Alluvioni sottili		Alluvioni profonde	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione SP87 – PGA (g)	0.23	0.34	0.34	0.51	0.23	0.34
Classif. Suoli SEA96	Rock		Soil			
Attenuazione SEA96	M	M+DS	M	M+DS		
PGA (g)	0.16	0.27	0.20	0.32		

6.6.2.1.2 Terremoto Forte

a) Procedura Risentimenti Intensità

Tab. 6.30: Valori accelerazione del suolo ad Augusta, Siracusa e Noto.

	AUGUSTA	SIRACUSA	NOTO
EPA (g) 130 anni RIM	0.17	0.15	0.13
PGA (g) 130 anni Valori Estremi	0.17	-	-
Adottato Presente studio EPA (g)	0.18	0.18	0.15

b) Procedura trasferimento sorgente-sito

Tab. 6.31: Confronto accelerazioni stimate per Augusta e Siracusa. $M=6.4 - D_f=12$ km.

	S1		S2		S3	
Presente studio- EPA (g)	0.18		0.18		0.18	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione ASI 94 – EPA (g)	0.19	0.29	0.19	0.29	0.19	0.29
Data set B- PGA (g)	0.16	0.27	0.19	0.29	0.17	0.27
Attenuazione ASI 94 – PGA (g)	0.24	0.37	0.24	0.37	0.24	0.37
Attenuazione AMB/1, – PGA (g)	0.20	0.36	0.20	0.36	0.20	0.36
Attenuazione AMB/2 – PGA (g)	0.16	0.29	0.21	0.38	0.22	0.39
Attenuazione AL89 – PGA (g)	0.19	0.36	0.19	0.36	0.19	0.36
Classif. Suoli SP87	Rigido		Alluvioni sottili		Alluvioni profonde	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione SP87 – PGA (g)	0.19	0.28	0.28	0.41	0.19	0.28
Classif. Suoli SEA96	Rock		Soil			
Attenuazione SEA96	M	M+DS	M	M+DS		
PGA (g)	0.16	0.25	0.18	0.30		

Tab. 6.32: Confronto accelerazioni stimate per Noto. $M=6.4 - D_f=21$ km.

	S1		S2		S3	
Presente studio- EPA (g)	0.15		0.15		0.15	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione ASI 94 – EPA (g)	0.13	0.20	0.13	0.20	0.13	0.20
Data set FAB- PGA (g)	0.16	0.27	0.19	0.29	0.17	0.27
Attenuazione ASI 94 – PGA (g)	0.17	0.25	0.17	0.25	0.17	0.25
Attenuazione AMB/1 – PGA (g)	0.12	0.22	0.12	0.22	0.12	0.22
Attenuazione AMB/2 – PGA (g)	0.10	0.18	0.13	0.23	0.13	0.24
Attenuazione AL89 – PGA (g)	0.13	0.24	0.13	0.24	0.13	0.24
Classif. Suoli SP87	Rigido		Alluvioni sottili		Alluvioni profonde	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione SP87 – PGA (g)	0.12	0.17	0.17	0.25	0.12	0.17
Classif. Suoli SEA96	Rock		Soil			
Attenuazione SEA96	M	M+DS	M	M+DS		
PGA (g)	0.10	0.16	0.12	0.19		

Tab. 6.33: Confronto accelerazioni stimate per Noto. $M=5.6 - D_f=9$ km.

	S1		S2		S3	
Presente studio - EPA (g)	0.15		0.15		0.15	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione ASI 94 - EPA (g)	0.14	0.21	0.14	0.21	0.14	0.21
Data set B- PGA (g)	0.25	0.40	0.19	0.26	0.19	0.32
Attenuazione ASI 94 - PGA (g)	0.18	0.27	0.18	0.27	0.18	0.27
Attenuazione AMB/1 - PGA (g)	0.16	0.28	0.16	0.28	0.16	0.28
Attenuazione AMB/2 - PGA (g)	0.13	0.27	0.17	0.29	0.17	0.30
Attenuazione AL89 - PGA (g)	0.18	0.34	0.18	0.34	0.18	0.34
Classif. Suoli SP87	Rigido		Alluvioni sottili		Alluvioni profonde	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Attenuazione SP87 - PGA (g)	0.13	0.20	0.20	0.29	0.13	0.20
Classif. Suoli SEA96	Rock		Soil			
Attenuazione SEA96	M	M+DS	M	M+DS		
PGA (g)	0.13	0.21	0.15	0.25		

6.6.2.2 Velocità Efficace, EPV

6.6.2.2.1 Terremoto Disastroso

Tab. 6.34: Confronto velocità del suolo stimate per Augusta e Siracusa. $M=7.4, D_f=12$ km. $EPA=0.35$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio - EPV (cm/s)	25		35		60	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
Data set A, EPV da spettri PSV	24	36	24.4	39.5	45	65.5
PGV - Data set B	26.1	35.4	37.4	53.4	52.4	71.7
AMB/3 - EPV da spettri PSV	25.4	52.5	34.6	71.4	41.9	86.4
Eurocode EC8, $K=1, a_g=0.35$ g	21.9		32.8		39.4	
Eurocode EC8, $K=2/3, a_g=0.35$ g	32.5		42.5		46.1	
Class. Suoli - SP87	Rigido		Alluv. sottili		Alluv. Prof.	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PS89, EPV da spettri PSV	37.8	72.3	44.9	86.5	61.2	119.6
Attenuazione PGV, SP87	36.2	59.4	49.2	80.7	49.2	80.7
NEHRP - EPV per $EPA=0.35$ g	26.7					
EPV da Approccio Intensità	32-47					
Correlazione DEC 95, $T_m=330-580$ anni						

Tab. 6.35: Confronto velocità del suolo stimate per Noto. ($M=6.4 - D_f=9$ km) e ($M=7.4 - D_f=21$ km) – $EPA=0.25$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio – EPV (cm/s)	18		25		43	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PGV - Data set B ($M=6.4, D_f=9$ km)	20.8	29.9	27.3	40.2	39.7	56.1
PGV - Data set B ($M=7.4, D_f=21$ km)	14.0	24.1	22.2	32.5	25.5	36.2
AMB/3 EPV da spettri PSV ($M=6.4, D_f=9$ km)	10.6	22.2	14.2	29.7	17.4	36.4
AMB/3 EPV da spettri PSV ($M=7.4, D_f=21$ km)	15.8	32.6	21.0	43.4	26.0	53.7
Eurocode EC8, $K=1, a_g=0.25$ g	15.6		23.4		28.1	
Eurocode EC8, $K=2/3, a_g=0.25$ g	23.4		30.4		32.9	
Class. Suoli – SP87	Rigido		Alluv. sottili		Alluv. Prof.	
PS89, EPV da spettri PSV ($M=6.4, D_f=9$ km)	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PS89, EPV da spettri PSV ($M=6.4, D_f=9$ km)	13.0	25.1	18.4	34.7	21.3	41.0
PS89, EPV da spettri PSV ($M=7.4, D_f=21$ km)	21.8	42.6	25.9	49.5	36.1	70.5
Attenuazione PGV, SP87 ($M=6.4, D_f=9$ km)	16.4	26.9	22.3	36.6	22.3	36.6
Attenuazione PGV, SP87 ($M=7.4, D_f=21$ km)	21.3	35.0	28.9	47.5	28.9	47.5
NEHRP EPV per $EPA=0.25$ g	19.1					
EPV da Approccio Intensità Correlazione DEC 95, $T_m=330-580$ anni	24-32					

6.6.2.2 Terremoto Forte

Tab. 6.36: Confronto velocità del suolo stimate per Augusta e Siracusa. $M=6.4, D_f=12$ km. $EPA=0.18$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio - EPV (cm/s)	13		18		31	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PGV - Data set B	10.4	17.8	16.8	25.5	18.2	26.9
AMB/3 EPV da spettri PSV	8.3	17.4	11.4	23.8	13.3	27.8
Eurocode EC8, $K=1, a_g=0.18$ g	11.3		16.9		20.3	
Eurocode EC8, $K=2/3, a_g=0.18$ g	16.7		21.9		23.7	
Class. Suoli – SP87	Rigido		Alluv. sottili		Alluv. Prof.	
PS89, EPV da spettri PSV	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PS89, EPV da spettri PSV	10.0	19.1	14.5	27.4	16.6	32.0
Attenuazione PGV, SP87	12.7	20.8	17.3	28.3	17.3	28.3
NEHRP EPV per $EPA=0.18$ g	13.7					
EPV da Approccio Intensità Correlazione DEC 95, $T_m=120-170$ anni	16-20					

Tab. 6.37: Confronto velocità del suolo stimate per Noto. ($M=6.4 - D_f=21$ km) e ($M=5.6 - D_f=9$ km) $EPA=0.15$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio – EPV (cm/s)	11		15		26	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PGV - Data set B ($M=6.4, D_f=21$ km)	10.4	17.8	16.8	25.5	18.2	26.9
PGV - Data set B ($M=5.6, D_f=9$ km)	12.8	21.6	12.1	20.4	14.0	23.7
AMB/3 EPV da spettri PSV ($M=6.4, D_f=21$ km)	5.2	10.7	6.9	14.5	8.4	17.8
AMB/3 EPV da spettri PSV ($M=5.6, D_f=9$ km)	4.8	9.9	6.5	13.4	7.5	15.7
Eurocode EC8, $K=1, a_g=0.15$ g	9.4		14.1		16.9	
Eurocode EC8, $K=2/3, a_g=0.15$ g	13.9		18.2		19.8	
Class. Suoli – SP87	Rigido		Alluv. sottili		Alluv. Prof.	
PS89, EPV da spettri PSV ($M=6.4, D_f=21$ km)	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
	6.1	11.7	8.7	16.4	9.9	19.0
PS89, EPV da spettri PSV ($M=5.6, D_f=9$ km)	5.5	9.9	8.3	15.2	8.1	15.3
Attenuazione PGV, SP87 ($M=6.4, D_f=21$ km)	7.5	12.3	10.2	16.7	10.2	16.7
Attenuazione PGV, SP87 ($M=5.6, D_f=9$ km)	7.1	11.7	9.7	15.8	9.7	15.8
NEHRP EPV per $EPA=0.15$ g			11.5			
EPV da Approccio Intensità Correlazione DEC 95, $T_m=120-170$ anni			12-15			

6.6.2.3 Spostamento Massimo del Suolo, PGD

6.6.2.3.1 Terremoto Disastroso

Tab. 6.38: Confronto spostamenti del suolo stimati per Augusta e Siracusa. $M=7.4 - D_f=12$ km – $EPA=0.35$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio - PGD (cm)	11		19		33	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PGD, Data set A da spettri spost	12.8		22.7		40.6	
Progetto Decanini et al. 1999b	11.4		18.2		31.8	
PGD - Data set B	7.8	13.3	16.0	27.4	21.4	32.8
Correlazioni $PGD=f(EPV)$	10.0		18.6		35.4	
Eurocode EC8, $a_g=0.35$ g	20.6		30.9		37.1	
Classif. Suoli GB97-M	Roccia		Suolo			
PGD Attenuazione GB97-M ($M=7.4, D_f=12$ km) – $H_{slip}=20$ km	12.3		23.5			

Tab. 6.39: Confronto spostamenti del suolo stimati per Noto. ($M=6.4 - D_f=9$ km)e ($M=7.4 - D_f=21$ km). $EPA=0.25$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio - $M=6.4 - D_f=9$ km PGD (cm)	8.5		14.5		24.5	
Presente studio - $M=7.4 - D_f=21$ km PGD (cm)	7.0		13.0		20.0	
Data set A - PGD da spettri spost. ($M=6.4, D_f=9$ km)	8.9		15.7		26.2	
Data set A - PGD da spettri spost. ($M=7.4, D_f=21$ km)	7.9		14.8		19.6	
Progetto Decanini et al. 1999b ($M=6.4, D_f=9$ km)	7.9		12.6		21.8	
Progetto Decanini et al. 1999b ($M=7.4, D_f=21$ km)	6.4		12.3		15.9	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PGD - Data set B ($M=6.4, D_f=9$ km)	5.5	9.5	10.4	17.9	13.9	21.7
PGD - Data set B ($M=7.4, D_f=21$ km)	3.4	5.5	7.9	13.8	10.1	16.3
Eurocode EC8, $a_g=0.25$ g	14.7		22.1		26.5	
Correlazioni, $PGD=f(EPV)$	7.2		13.2		25.4	
Classif. Suoli GB97-M	Roccia		Suolo			
PGD Attenuazione GB97-M ($M=6.4, D_f=9$ km) – $H_{slip}=10$ km	9.2		24.8			
PGD Attenuazione GB97-M ($M=7.4, D_f=21$ km) – $H_{slip}=31$ km	8.0		13.8			

6.6.2.3.2 Terremoto Forte

Tab. 6.40: Confronto spostamenti del suolo stimati per Augusta e Siracusa. $M=6.4 - D_f=12$ km – $EPA=0.18$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio - PGD (cm)	6		10		18	
Data set A PGD da spettri spost.	7.0		12.8		19.8	
Progetto Decanini et al. 1999b	6.1		10.4		16.4	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PGD - Data set B	4.0	6.7	7.9	13.6	10.3	16.3
Correlazioni, $PGD=f(EPV)$	5.2		9.5		18.3	
Eurocode EC8, $a_g=0.18$ g	10.6		15.9		19.1	
Classif. Suoli GB97-Mt	Rock		Soil			
PGD Attenuazione GB97-M ($M=6.4, D_f=12$ km) – $H_{slip}=15$ km	6.1		15.1			

Tab. 6.41: Confronto spostamenti del suolo stimati per Noto. ($M=6.4 - D_f=21$ km) e ($M=5.6 - D_f=9$ km) $EPA=0.15$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio PGD (cm) $M=6.4 - D_f=21$ km	5.0		8.5		15.0	
Presente studio PGD (cm) $M=5.6 - D_f=9$ km	3.0		5.5		9.0	
Data set A PGD da spettri spost. ($M=6.4, D_f=21$ km)	5.1		10.0		14.0	
Data set A PGD da spettri spost. ($M=5.6, D_f=9$ km)	3.1		5.0		-	
Progetto Decanini et al. 1999b ($M=6.4, D_f=21$ km)	4.2		8.3		11.0	
Progetto Decanini et al. 1999b ($M=5.6, D_f=9$ km)	2.7		4.1		6.8	
	M	M+DS	M	M+DS	M	M+DS
PGD - Data set B ($M=6.4, D_f=21$ km)	2.4	3.9	5.3	9.2	6.6	10.9
PGD - Data set B ($M=5.6, D_f=9$ km)	2.1	3.7	2.1	3.7	2.7	5.0
Eurocode EC8, $a_g=0.15$ g	8.8		13.2		15.9	
Correlazioni, PGD=f(EPV) ($M=6.4, D_f=21$ km)	4.4		8.0		15.3	
Correlazioni, PGD=f(EPV) ($M=5.6, D_f=9$ km)	3.0		4.8		9.4	
Classif. Suoli GB97-M	Rock		Soil			
PGD Attenuazione GB97-M ($M=6.4, D_f=21$ km) – $H_{slip}=25$ km	3.7		8.1			
PGD Attenuazione GB97-M ($M=5.6, D_f=9$ km) – $H_{slip}=10$ km	3.0		9.5			

6.6.2.4 Intensità Spettrale Housner, I_H . (0.1-2.0 s)

6.6.2.4.1 Terremoto Disastroso

Tab. 6.42: Confronto Intensità Housner stimate per Augusta e Siracusa. $M=7.4-D_f=12$ km. $EPA=0.35$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio – I_H (cm)	80-95		120-145		180-230	
Correlazioni – $I_H = f(EPV)$	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>
	64	94	89	143	144	233
	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
AMB/3 I_H da spettri S_{pv} ($M=7.4, D_f=12$ km)	101	206	134	274	161	328
Eurocode EC8, $K=1, a_g=0.35$ g	101		143		162	
Eurocode EC8, $K=2/3, a_g=0.35$ g	139		177		187	
Class. Suoli – SP87	Rigido		Alluv. sottili		Alluv. Prof.	
PS89, I_H da spettri S_{pv} ($M=7.4, D_f=12$ km)	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
	155	297	183	351	247	479
I_H da Approccio Intensità $T_m=330-580$ anni	130-210					

Tab. 6.43: Confronto Intensità Housner stimate per Noto. ($M=6.4 - D_f = 9$ km) e ($M=7.4 - D_f = 21$ km) $EPA=0.25$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio – I_H (cm)	60-70		80-105		130-170	
Correlazioni – $I_H = f(EPV)$	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>
	46	68	63	102	103	167
	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
AMB/3, I_H da spettri S_{pv} ($M=6.4, D_f=9$ km)	43	87	56	115	67	137
AMB/3, I_H da spettri S_{pv} ($M=7.4, D_f=21$ km)	64	132	84	174	102	210
Eurocode EC8, $K=1, a_g=0.25$ g	72		102		116	
Eurocode EC8, $K=2/3, a_g=0.25$ g	99		126		134	
Class. Suoli – SP87	Rigido		Alluv. Sottili		Alluv. Prof.	
PS89, I_H da spettri S_{pv} ($M=6.4, D_f=9$ km)	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
	56	107	68	129	88	169
PS89, I_H da spettri S_{pv} ($M=7.4, D_f=21$ km)	91	177	108	208	146	283
I_H da Approccio Intensità $T_m=330-580$ anni	90-130					

6.6.2.4.2 Terremoto Forte

Tab. 6.44: Confronto Intensità Housner stimate per Augusta e Siracusa. $M=6.4$, $D_f=12$ km. $EPA=0.18$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio- I_H (cm)	40-50		60-75		95-120	
Correlazioni - $I_H = f(EPV)$	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>
	34	49	46	74	75	118
	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
AMB/3, I_H da spettri S_{pv} ($M=6.4$, $D_f=12$ km)	34	70	45	93	54	111
Eurocode EC8, $K=1$, $a_g=0.18$ g	52		74		83	
Eurocode EC8, $K=2/3$, $a_g=0.18$ g	72		91		96	
Class. Suoli - SP87	Rigido		Alluv. sottili		Alluv. Prof.	
PS89, I_H da spettri S_{pv} ($M=6.4$, $D_f=12$ km)	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
	43	83	53	101	68	131
I_H da Approccio Intensità $T_m=120-170$ anni	55-75					

Tab. 6.45: Confronto Intensità Housner stimate per Noto. ($M=6.4 - D_f=21$ km) e ($M=5.6 - D_f=9$ km) $EPA=0.15$ g.

	S1		S2		S3	
Presente studio- I_H (cm)	35-45		50-65		80-100	
Correlazioni - $I_H = f(EPV)$	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	<i>L</i>
	28	41	38	61	63	101
	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
AMB/3, I_H da spettri S_{pv} ($M=6.4$, $D_f=21$ km)	64	132	84	174	102	210
AMB/3, I_H da spettri S_{pv} ($M=5.6$, $D_f=9$ km)	43	87	56	115	67	137
Eurocode EC8, $K=1$, $a_g=0.15$ g	43		61		70	
Eurocode EC8, $K=2/3$, $a_g=0.15$ g	60		76		80	
Class. Suoli - SP87	Rigido		Alluv. Sottili		Alluv. Prof.	
PS89, I_H da spettri S_{pv} ($M=6.4$, $D_f=21$ km)	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>	<i>M</i>	<i>M+DS</i>
	26	49	32	60	41	78
PS89, I_H da spettri S_{pv} ($M=5.6$, $D_f=9$ km)	21	40	26	49	32	63
I_H da Approccio Intensità $T_m=120-170$ anni	35-55					

6.7 Potenziale distruttivo dei terremoti in termini energetici. Stima dei parametri energetici degli scuotimenti di scenario

Per la valutazione degli effetti associati ai possibili terremoti di scenario sono stati studiati in una prima fase numerosi parametri per la caratterizzazione del potenziale di danno del moto del suolo. La caratterizzazione del moto del suolo durante un evento sismico per scopi ingegneristici ha richiesto, nel corso di precedenti ricerche, la definizione di alcuni parametri caratteristici della severità del moto stesso. La specificazione di questi parametri è in generale necessaria per selezionare registrazioni significative nelle analisi strutturali, ovvero per definire quel particolare moto del suolo che, scelto tra tutti quelli possibili in un particolare sito, è in grado di condurre una struttura alla sua risposta critica e risulti quindi nel più alto potenziale di danneggiamento.

Storicamente il parametro maggiormente utilizzato per la valutazione della pericolosità sismica è il PGA (Peak Ground Acceleration). In realtà si è osservato che la descrizione del potenziale di danno in un dato sito mediante di esso può essere non sempre molto significativa in quanto si è notato che il PGA può essere associato anche ad un breve impulso di frequenza molto elevata, al di fuori del campo di frequenze naturali della maggior parte delle strutture. A ciò non corrispondono danni rilevanti negli edifici in quanto la maggior parte dell'impulso viene assorbita dall'inerzia della struttura con piccole deformazioni. D'altra parte ad una accelerazione più moderata può essere associata una pulsazione di lunga durata di media o bassa frequenza che produce deformazioni significative nelle strutture. Diversi studi (Uang e Bertero, 1988a; Bertero, 1992; Decanini e Mollaioli, 1997; Decanini e Mollaioli, 1998a) hanno evidenziato che non si può caratterizzare il potenziale di danno con un unico parametro sintetico convenzionale, essendo necessario realizzare una valutazione complessiva mediante la stima di più parametri, come indicato al paragrafo 6.6.

In effetti anche considerando solo parametri derivati dalla risposta spettrale elastica ed anelastica in termini di accelerazione non si riesce ad ottenere un'adeguata descrizione del potere distruttivo dei terremoti. Ad esempio, Bertero (1992) mostra chiaramente come due segnali registrati in due differenti terremoti (Cile, 1985, registrazione di Llolleo; San Salvador 1986, registrazione CIG) di diversa magnitudo producano la stessa risposta in termini di accelerazione spettrale (anche in campo anelastico) pur evidenziando diverse durate, e contenuto energetico.

Sebbene sia ormai riconosciuto che le caratteristiche del moto del suolo quali l'intensità, il contenuto in frequenza, la durata sono determinanti per la stima del potenziale di danno, alcune di queste, generalmente vengono ancora ignorate. Inoltre, la valutazione del suddetto potenziale effettuata dovrebbe tenere conto delle caratteristiche meccaniche delle diverse tipologie strutturali. Si tenga presente che una corretta formulazione, in termini quantitativi, del potenziale di danneggiamento consente il

confronto tra differenti tipi di moto e costituisce una efficace guida alla caratterizzazione della severità dell'azione sismica attesa in un dato sito cioè alla definizione dei diversi livelli del Terremoto di Scenario.

Per la scelta e quindi definizione dei parametri da utilizzare per la valutazione del potenziale di danno dei terremoti di scenario sono stati studiati numerosi indici caratteristici sia derivati direttamente dalle registrazioni strumentali, sia ottenuti mediante integrazione nel dominio del tempo e/o delle frequenze delle storie temporali. Tra questi si possono citare il PGA (Peak Ground Acceleration), PGV (Peak Ground Velocity), PGD (Peak Ground Displacement), il rapporto PGA/PGV, l'EPA (Effective Peak Acceleration), l'EPV (Effective Peak Velocity), l'intensità di Housner (I_H), la durata efficace (t_b), utilizzati nella definizione dei terremoti di scenario ad Augusta, Siracusa e Noto. Oltre a questi diversi altri parametri quali la Velocità e lo Spostamento Incrementale, l'Intensità di Arias (I_A), l'indice di Fajfar (I_F), il potenziale distruttivo di Araya e Saragoni (P_D), ecc., sono stati impiegati in diversi casi per la stima del potenziale distruttivo dei terremoti. Inoltre, sono state valutate le diverse risposte spettrali ottenute mediante integrazione parametrica dell'equazione del moto di sistemi ad un grado di libertà (SDOF), sia in campo lineare che in campo non lineare, considerando diversi valori dello smorzamento, e diversi sistemi isteretici per la modellazione del danneggiamento. Tra i vari tipi di risposta spettrale considerati si possono citare gli spettri di pseudovelocità (PSV) e di pseudoaccelerazione (PSA), gli spettri elastici ed anelastici del coefficiente sismico (C_y), gli spettri di spostamento (PSD), gli spettri di energia di input (E_I), isteretica (E_H) e di damping (E_D), ecc.

Le elaborazioni sono state effettuate sulla base di un esteso insieme di registrazioni raggruppate secondo la magnitudo, la distanza dalla sorgente sismica, il tipo di suolo sottostante la stazione accelerometrica, ecc. Attualmente il numero di registrazioni disponibili non può certamente considerarsi esaustivo per le varie valutazioni legate alla determinazione della pericolosità sismica di una data area, e pertanto si ritiene indispensabile anche la generazione di segnali sintetici in grado di simulare il moto del suolo associato ad un dato scenario sismico. Ad ogni modo anche tali segnali sintetici devono essere analizzati in relazione al potenziale di danno che sono in grado di produrre, in accordo quindi ai parametri caratteristici del potere distruttivo del moto del suolo derivati dall'analisi delle registrazioni disponibili, che risultano essere i dati sperimentali necessari alla loro determinazione.

Si è verificato, in generale, che i vari indici sintetici consentono il confronto tra differenti tipi di moto e costituiscono talvolta un'efficace guida alla caratterizzazione della severità dell'azione sismica. In generale, la capacità di produrre danni di una eccitazione sismica dipende da diversi parametri, alcuni di essi direttamente vincolati alle caratteristiche del moto del suolo (intervallo di magnitudo, distanza dalla sorgente, tipo di suolo e associati effetti locali, meccanismi focali, evoluzione della rottura, posizione del sito rispetto alla propagazione della rottura, ecc.), altri risultano relazionati

alle caratteristiche del sistema strutturale che interagisce con l'eccitazione (modello isteretico, smorzamento, duttilità, deformabilità, resistenza, configurazione strutturale, ecc.).

In questo contesto l'introduzione di parametri formulati in termini energetici, come ormai riconosciuto nell'ambito scientifico internazionale, può contribuire alla formulazione di predizioni più affidabili, in quanto riflettono in maniera più completa il complesso fenomeno della generazione, propagazione, assorbimento e dissipazione dell'energia. I valori dell'*Input Sismico Energetico* corrispondenti ad una data eccitazione rappresentano abbastanza realisticamente l'effettivo potenziale di danneggiamento poiché questo parametro dipende dalle caratteristiche dinamiche sia del moto del suolo che del sistema strutturale.

La formulazione di un approccio in termini energetici si basa sulla premessa che l'energia trasmessa (input sismico energetico) risulti minore o uguale alla capacità di assorbire e dissipare energia da parte delle strutture, al fine di evitare il loro collasso e/o controllare il danneggiamento. I parametri energetici considerati sono basati sull'equazione di bilancio energetico, ottenuta dall'integrazione dell'equazione del moto di un sistema ad un grado di libertà (SDOF), lineare e non lineare, soggetto ad una eccitazione alla base, come indicato da Uang e Bertero (1998b):

$$E_I = E_k + E_{\square} + E_s + E_H \quad (45)$$

dove E_I è l'energia di input assoluta, E_k è l'energia cinetica assoluta, E_{\square} è l'energia di damping, E_s è l'energia di deformazione elastica ed E_H è l'energia isteretica che può essere associata direttamente al danno.

Oltre ai vari spettri di energia, è stato recentemente proposto (Decanini e Mollaioli, 1998b) l'utilizzo di un parametro per la caratterizzazione dei terremoti di scenario, individuato dall'area racchiusa dallo spettro elastico (smorzamento 5%) dell'energia di input (E_I) nell'intervallo di periodi 0.05-4.0 secondi. Tale parametro denominato AE_I (eq. 46) può essere considerato un indice di pericolosità sismica in termini energetici che, a differenza del valore spettrale energetico di picco ($E_{I_{max}}$), che corrisponde in genere ad una ristretta banda di periodi, permette di tenere conto della risposta globale in termini energetici.

$$AE_I = \int_{0.05}^{4.0} E_I (\square = 5\%, T) dT \quad (46)$$

Tale parametro può considerarsi una formulazione in termini energetici analoga all'intensità spettrale di Housner. Per questo parametro AE_I è stata effettuata una valutazione statistica e probabilistica che ha consentito di stimare le incertezze connesse alla sua definizione negli studi di pericolosità sismica. Si è verificato essere uno dei

parametri più stabili sia da un punto di vista statistico, anche in relazione alle diverse risposte anelastiche e ai diversi modelli isteretici. Il parametro AE_I è stato definito (Decanini e Mollaioli, 1998b) in funzione di quattro classi di magnitudo ($4.2 \leq M < 5.2$; $5.4 \leq M < 6.2$; $6.5 \leq M < 7.1$; $M \geq 7.2$), tre tipi di suolo (S1, roccia o suolo rigido; S2, suolo intermedio; S3, suolo soffice), e quattro intervalli di distanza (D_f) dalla proiezione superficiale della faglia ($D_f \leq 5$ km, 5 km $< D_f \leq 12$ km, 12 km $< D_f \leq 30$ km, $D_f > 30$ km).

Sulla base delle precedenti considerazioni sono state esaminate le diverse possibilità di applicare alla Sicilia Orientale i numerosi risultati ottenuti dalle ricerche riguardanti la definizione delle azioni sismiche in termini energetici e dei parametri energetici descrittivi del potenziale di danneggiamento del moto del suolo.

A partire dall'insieme degli studi realizzati, sono state individuate le caratteristiche dei terremoti di scenario. I principali risultati considerando i parametri basati su criteri energetici, per Augusta, Siracusa e Noto sono indicati nella Tab. 6.46.

Tab. 6.46: Parametri energetici: AE_I (area racchiusa dallo spettro di input sismico energetico nell'intervallo di periodi 0-4 secondi). $E_{I_{max}}$ (valore massimo dell'energia di input). Suoli S1 (rigido), S2 (intermedio), S3 (soffice).

	AE_I (cm ² /s)			$E_{I_{max}}$ (cm ² /s ²)		
	S1	S2	S3	S1	S2	S3
<i>Terremoto disastroso</i>						
Augusta – Siracusa M=7.4 – D_f =21 km	30000	75000	140000	30000	60000	84000
Noto M=6.4 – D_f =9 km	20000	52000	100000	20000	42000	60000
Noto M=7.4 – D_f =21 km	16000	50000	100000	16000	40000	60000
<i>Terremoto forte</i>						
Augusta – Siracusa M=6.4 – D_f =12 km	15000	43000	84000	15000	34000	50000
Noto M=6.4 – D_f =12 km	10000	34000	68000	10000	27000	41000
Noto M=5.6 – D_f =9 km	4500	18000	40000	4500	14000	24000

Inoltre, in funzione dei diversi parametri energetici sono stati delineati i criteri per la scelta di accelerogrammi sintetici corrispondenti ad eventi sismici che possono ritenersi rappresentativi dello scuotimento corrispondente allo scenario di terremoto disastroso e terremoto forte. I risultati ottenuti indicano che gli aspetti energetici possono fornire affidabili criteri per la selezione di accelerogrammi necessari per gli studi di rischio sismico.

Un'interessante applicazione dei risultati ottenuti, è stata realizzata per una stima del potenziale distruttivo di diversi segnali sintetici (Panza et al., 1999b; 2000) per l'area di Augusta. In particolare in questa sede vengono discussi i segnali determinati per la

sezione 2 (Panza et al., 2000), indicata in Fig. 6.10, in corrispondenza di circa 90 siti egualmente distribuiti lungo la superficie del profilo considerato. Gli spettri di energia di input dei segnali analizzati sono indicati in Fig. 6.11.

Un confronto diretto con altri segnali naturali è stata effettuata per i siti 9, 36 e 57. I segnali sintetici vengono confrontati con due registrazioni del terremoto dell'Irpinia del 1980 (Calitri, comp. NS e EW) di $M_S=6.8$ e tre registrazioni del terremoto di Loma Prieta del 1989 (Ysidro, comp.N90; Gavilan Tower, comp.N90; UCSC, comp.N0). Tutti i segnali, sia naturali che sintetici, sono localizzati a distanze dalla sorgente sismica paragonabili, tra 15 e 25 km. I risultati del confronto sono indicati in Fig. 6.12.

Si può notare un buon accordo tra i vari segnali per quanto riguarda i valori massimi delle energie di input. Inoltre, l'involuppo degli spettri dei segnali sintetici si approssima sufficientemente bene con le energie dei segnali registrati nel campo di periodi compresi tra 0.3 e 2.5 secondi, che rappresenta un range di significativo interesse da un punto di vista ingegneristico.

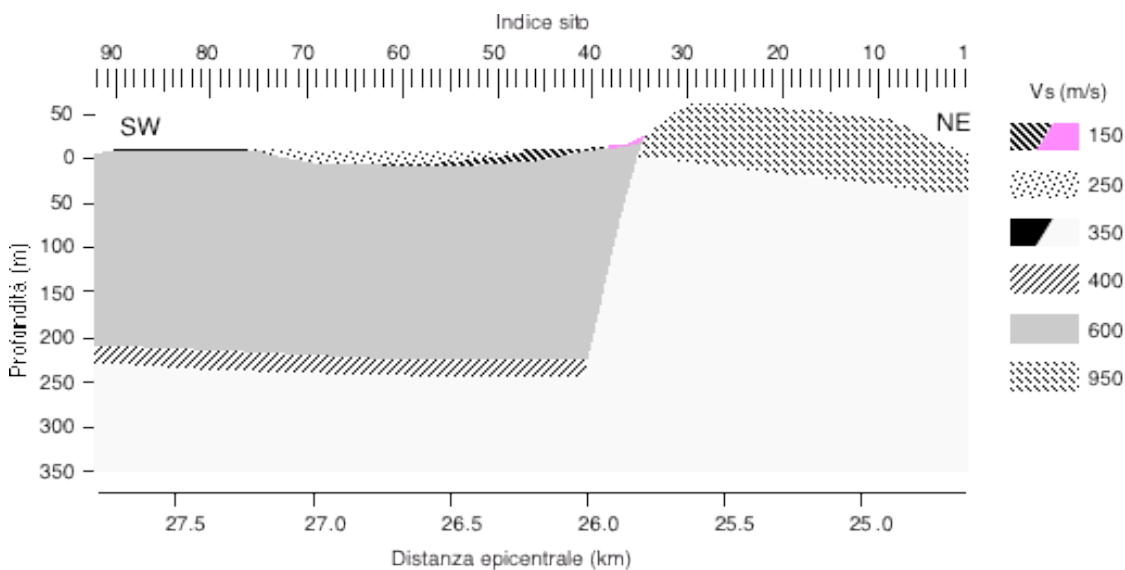


Fig. 6.10 - Sezione 2 (Augusta) da Panza et al. (2000).

Sulla base dei parametri caratterizzanti il potere distruttivo del moto del suolo, derivati dalle registrazioni disponibili, si può affermare che i segnali sintetici forniscono una risposta energetica tipica di accelerogrammi registrati su terreni di tipo compreso tra rigido e intermedio, ad una distanza dalla proiezione superficiale della faglia compresa tra 12 e 30 km, ed una magnitudo compresa tra 6.5 e 7.1.

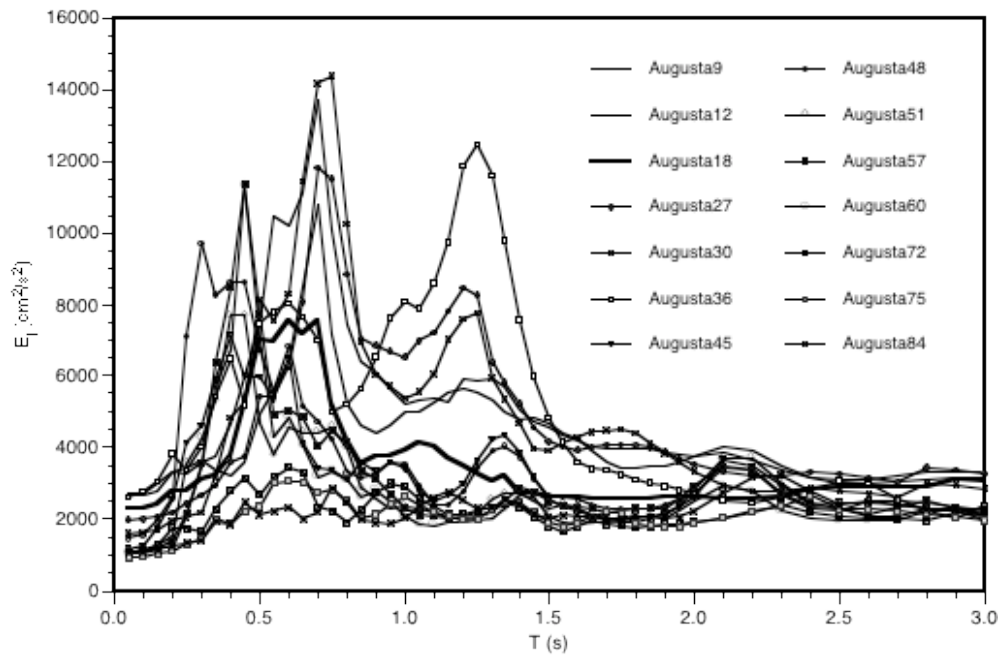


Fig. 6.11 – Spettri dell’Energia di Input (E_I) dei segnali sintetici derivati per la Sezione 2 (Augusta); la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 197.

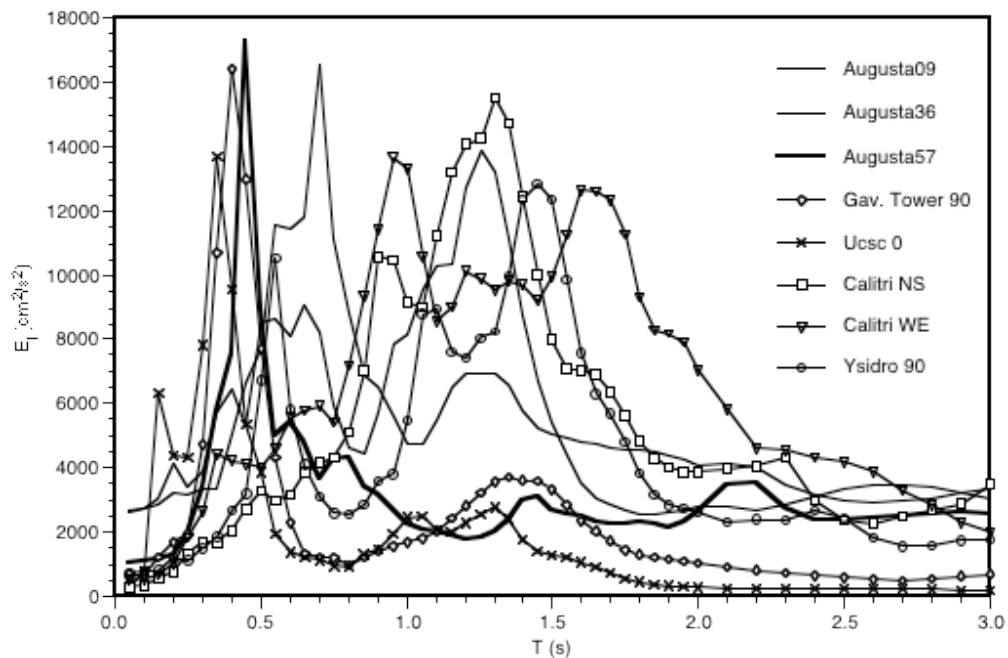


Fig. 6.12 – Confronto in termini di spettri di Energia di Input (E_I) tra segnali sintetici derivati per Augusta e segnali naturali ottenuti in occasione dei terremoti dell’Irpinia del 1980 (Calitri) e di Loma Prieta del 1989 (Gav.Tower, e UCSC); la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 198.

BIBLIOGRAFIA

- Abrahamson, N.A., Litehiser, J.J. (1989): "Attenuation of vertical peak acceleration", *Bulletin of the Seismological Society of America*, **79**, 549-580.
- Ambraseys, N. (1985): "Intensity-Attenuation and Magnitude-Intensity Relationship for North West European Earthquakes", *Earthquake Engineering and St. Dynamics*, **13**, 733-778.
- Ambraseys, N.N., Simpson K.A., Bommer J.J. (1996): " Prediction of horizontal response spectra in Europe", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **25**, pp. 371-400.
- Araya, R. Saragoni, R. (1984): "Earthquake accelerogram destructiveness potential factor". Proc. 8th WCEE, San Francisco, USA, vol.2, pp.835-841.
- Arias, A. (1969): "A Measure of Earthquake Intensity". Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
- Barbano, M.S., Azzaro, R., Birritta, P., Castelli, V., Lo Giudice, E., Moroni, A. (1996): "Stato delle conoscenze sui terremoti dall'anno 1000 al 1880: schede sintetiche", GNDT-CNR open file report, Catania: 287 pp.
- Benioff, H. (1951): Earthquakes and rock creep, Part 1", *Bulletin of Seismological Society of America*, **41**, 31-62.
- Bertero, V. V. (1992): "Lesson learned from recent catastrophic earthquake and associated research." *First Torroja International Lecture*, 1989 ICET.
- Blake, A. (1941): "On the estimation of focal depth from macroseismic data", *Bulletin of Seismological Society of America*, **31**, 225-231.
- 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-SGA, Roma, CD-ROM.
- Boschi, E., Guidoboni, E., Ferrari G., Valensise, G., (1997): "Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990", ING-SGA, Bologna, 644 pp.
- 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, disponibile anche su sito InterNet, (<http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT>).
- Decanini, L., Rocca, R. (1986): "Estudios sobre leyes de atenuacion para la region central de la Republica Argentina", Informe de Investigacion, Departamento de Estructuras U.N.C., Argentina 1986.
- Decanini, L., Oliveto, G., (1994): "Rapporto sulla Sicilia Sud Orientale", non pubblicato
- Decanini, L., Mollaioli, F., Oliveto G. (1994): "Observations and lessons learned from the earthquake of 13th December 1990 in South-East Sicily". *10th European Conference on Earthquake Engineering*, Vienna, Austria, 28 August - 2 September 1994, pp. 1935-1943.
- Decanini, L., Gavarini, C., Mollaioli, F. (1995): "Proposta di definizione delle relazioni tra intensità macrosismica e parametri del moto del suolo". *7° Convegno Nazionale: L'ingegneria sismica in Italia*, Siena, 25-28 settembre 1995, 63-72.
- Decanini, L., Mollaioli F. (1997): "Implicancias de reciente estudios energeticos sobre la evaluacion de la peligrosidad sismica y la definicion de las acciones sismicas". *VII Jornadas Chilenas de Sismologia e Ingenieria Antisismica - I Congreso Iberoamericano de Ingenieria Sismica*, La Serena, Chile, vol. 2, noviembre 1997, 26-29.

- Decanini, L. Mollaioli, F. (1998a): "Parameters to be considered in the establishment of the design earthquake based on energy concepts". Structural Engineers World Congress (SEWC), San Francisco, 18-23 July 1998.
- Decanini, L. Mollaioli, F. (1998b): "Formulation of elastic earthquake input energy spectra", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **27**, 1503-1522.
- Decanini, L., Di Pasquale, G., Mollaioli, F. (1999a): "Valutazione del Potenziale Distruttivo della Sequenza Sismica Umbro – Marchigiana", IX Convegno Nazionale *L'Ingegneria Sismica in Italia*, Torino, 20-23 settembre 1999.
- Decanini, L., Liberatore, L., Mollaioli, F. (1999b): "Definizione di Spettri di Spostamento in Funzione di Parametri Caratteristici del Moto del Suolo", IX Convegno Nazionale *L'Ingegneria Sismica in Italia*, Torino, 20-23 settembre 1999.
- Decanini, L., Mollaioli, F., Mura, A. (2001): "Considerazioni sulle correlazioni tra Intensità Macrosismica e parametri caratterizzanti il potenziale distruttivo del moto del suolo", Rapporto DISG.
- Eurocode 8 (1988): "Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures", ENV.
- Grandori, G., Perotti, F. Tagliani, A. (1987): "On the attenuation of macrosismic intensity with epicentral distance", in A.S. Cakmak (editor) *Ground Motion and Engineering Seismology*, 3rd Int. Conf. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Princeton, Elsevier, pp.581-594.
- Grandori, G. Drei, A. Perotti, F., Tagliani, A. (1991): "Macro seismic Intensity versus epicentral distance: the case of Central Italy", *Tectonophysics*, n. 193, 165-171.
- Gregor, N.J. (1995): "The attenuation of strong ground motion displacements". *Report No. UCB/EERC-95/02* Earthquake Engineering Research Center, University of California at Berkeley.
- Gregor, N.J, Bolt B.A. (1997): "Peak strong motion attenuation relations for horizontal and vertical ground displacements", *Journal of Earthquake Engineering*, Vol.1, No.2, 1997, 275-292, Imperial College Press.
- Hanks T.C., Kanamori, H. (1979): "A moment magnitude scale", *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.
- Housner, G. W. (1956): "Limit design of structures to resist earthquakes". *Proc. Ist WCEE, Berkeley, California*, 5.1-5.13.
- Joyner, W.B., Boore D.M. (1981): "Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California earthquake", *Bulletin of Seismological Society of America*, **71**, 2011-2038.
- Kasahara, K. (1981): "*Earthquake mechanics*", Cambridge University Press, 1981.
- Meletti, C., Patacca E., Scandone P. (2000): "Construction of a seismotectonic model: the case of Italy", *PAGEOPH*, **157**, 11-37.
- Molchan, G., Kronrod, T., Panza, G.F. (1997): "Multi-scale seismicity model for seismic risk". *Bulletin of Seismological Society of America*, **87**, no 5, 1220-1229.
- Monachesi, G., Stucchi, M. (1997): "DOM 4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno", GNDT, sito InterNet (<http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>)
- NEHRP (1985): "Recommended Provisions for the Development of Seismic Regulation for New Buildings", Part 1 and Part 2, 1985 Edition.
- Newmark, N.M., Hall W.J. (1982): "Earthquake Spectra and Design", *EERI Monograph*.

- Panza, G.F., Vaccari, F., Cazzaro, R., (1999a): “Deterministic seismic hazard assessment”, In: *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*, F.Wenzel et al (eds.), 269-286. Kluwer Academy Publishers.
- Panza G.F., Romanelli, F., Vaccari, F., Decanini, L., Mollaioli, F. (1999b): “Contribution of the Deterministic Approach to the Characterization of Seismic Input”, Report IC/99/149 of the Abdus Salam International Center for Theoretical Physics. Paper presented at the OECD_NEA Workshop on the Engineering Characterization of Seismic Input, Berkner Hall, Room B, Brookhaven National Laboratory, Upton NY 11973-5000, november 15-17, 1999.
- Panza, G.F., Romanelli, F., Vaccari, F. (2000): “Realistic modelling of waveforms in laterally heterogeneous anelastic media by modal summation”, *Geophysical Journal International*, **143**, 340-352.
- Priolo, E. (1999): “2-D spectral element simulations of destructive ground shaking in Catania (Italy)”, *Journal of Seismology*, **3**, 289-309.
- Pugliese, A., Sabetta, F. (1989): “Stima di spettri di risposta da registrazioni di forti terremoti italiani”, *Ingegneria Sismica*, Anno VI, N.2, maggio-agosto 1989, 3-14.
- Richter, C.F. (1958): “Elementary Seismology”, W.H. Freeman and Company eds., San Francisco 1958.
- Romanelli, F., Vaccari, F. (1999): “Ground motions scenario in the Catania area for a Magnitude 7.0 earthquake on the Hyblean fault”, *Journal of Seismology*, **3**, 311-326.
- Sabetta, F., Pugliese, A. (1987): “Attenuation of Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Italian Strong-Motion Records”. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, pp 1491-1511.
- Scandone, P., Patacca, E., Meletti, C., Bellatalla, M., Perilli, N., Santini U. (1992): “Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana”, Proceedings Conv. Naz. GNDT, Pisa, Italy, 25-27 June 1990, **1**, 119-135.
- Shteinberg, V., Saks, M., Aptikaev, F., Alkaz, V., Gusev, A., Erokhin, L., Zagradnik, I., Kendzera, A., Kogan, L., Lutikov, A., Popova, E., Rautian, T., Chernov, Yu. (1993): “Methods of seismic ground motions estimation (Handbook). Seismic ground motions prediction”, in *Engineering seismology problems*; Issue **34**, Moscow, Nauka, 5-94. (in Russian).
- Spudich, P., Fletcher, J.B., Hellweg, M., Boatwright, J., Sullivan, C., Joyner, W.B., Hanks, T.C., Boore, D.M., McGarr, A., Baker, L.M., Lindh, A.G. (1997): “SEA96 – A new predictive relation for earthquake ground motions in extensional tectonic regimes”, *Seismological Research Letters*, **68**, No.1, 190-198, January/February 1997.
- Trifunac, M.D, Brady, A.G. (1975a): “On the Correlation of Seismic Intensity Scales with the Peaks of Recorded Strong Ground Motion”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **65**, 139-162.
- Trifunac, M.D, Brady, A.G. (1975b): “A study on the duration of strong earthquake ground motion”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **65**, 3, 581-626.
- Uang, C. M., Bertero V. V. (1988a): “Implications of Recorded Earthquake Ground Motions on Seismic Design of Buildings Structures”. *Report No. UCB/EERC-88/13*, Earthquake Engineering Research Center, University of California at Berkeley, 1988.

- Uang, C. M., Bertero V. V. (1988b): "Use of Energy as a Design Criterion in Earthquake Resistant Design", *Report No. UCB/EERC-88/18*, Earthquake Engineering Research Center, University of California at Berkeley 1988.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994): "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement". *Bulletin of Seismological Society of America*, **84**, 974-1002, 1994.