

Attuazione dell'Articolo 11 della Legge 24 giugno 2009, n.77

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

MS Livello 1

Regione Sicilia Comune di Comiso



Convenzione in data 20/12/2011 tra il Dipartimento Regionale della Protezione Civile e l'Università degli Studi di Palermo: *Indagini di Microzonazione sismica di Livello I in diversi Comuni della Regione Sicilia ai sensi dell'OPCM 3907/2010*

<p>Contraente: Regione Siciliana – Presidenza Dipartimento della Protezione Civile</p> 	<p>Soggetto realizzatore: Università degli Studi di Palermo</p> 	<p>Data: Gennaio 2013</p>
--	---	-------------------------------

INDICE

	Premessa	Pag. 4
1.	Introduzione	5
1.1	<i>Finalità degli studi</i>	5
1.2	<i>Descrizione generale dell'area</i>	6
1.3	<i>Definizione della cartografia di base</i>	9
1.4	<i>Elenco archivi consultati</i>	9
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	9
2.	Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento	11
2.1	<i>Sismicità storica della Sicilia sud – orientale</i>	11
2.2	<i>Sismicità storica e pericolosità sismica nel comune di Comiso</i>	15
2.3	<i>Faglie attive</i>	22
2.4	<i>Pericolosità geo-idrologica</i>	23
3.	Assetto geologico e geomorfologico	25
3.1	<i>Inquadramento geologico</i>	25
3.2	<i>Assetto Tettonico</i>	26
3.2.1	<i>Neotettonica</i>	29
3.3	<i>Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Comiso</i>	29
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	29
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	38
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici di Comiso</i>	43
4.	Dati geotecnici e geofisici	45
4.1	<i>Il database</i>	45
4.2	<i>Unità geologico – litotecniche</i>	46
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	48
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	49
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	52
5.	Modello del sottosuolo	58
5.1	<i>Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo</i>	58
5.2	<i>Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR</i>	60
6.	Interpretazioni e incertezze	62
6.1	<i>Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	62
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori</i>	62
6.3	<i>Incertezze sulle stime della profondità del bedrock sismico</i>	63
7.	Metodologie di elaborazione e risultati	65
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	65
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	66

7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	67
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	73
8.	Elaborati cartografici	74
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	74
8.2	<i>Carta geologico – tecnica</i>	75
8.2.1	<i>Il substrato geologico</i>	75
8.2.2	<i>I terreni di copertura</i>	75
8.2.3	<i>Dissesti</i>	76
8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)</i>	77
8.3.1	<i>Profili topografici di dettaglio</i>	81
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	84
9.	Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	86
10.	Bibliografia	87
11.	Allegati	93

PREMESSA

La presente relazione sintetizza le attività di campo, di laboratorio, di acquisizione ed elaborazione dei dati acquisiti ed illustra i risultati relativi allo studio preliminare (livello 1) per la redazione di un'apposita cartografia rivolta alla costruzione ed alla elaborazione della *Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica* del comune di Comiso (Provincia Regionale di Ragusa) redatta sulla base di carte tematiche, indagini esistenti (carta geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche, indagini geognostiche e geofisiche etc.) e sulla base di osservazioni, studi ed indagini condotte direttamente.

Lo studio, ai sensi dell'OPCM 3907/2010, è stato condotto nell'ambito della convenzione del 20/12/2011, stipulata tra le Università di Catania, Messina, Palermo e il Dipartimento Regionale della Protezione Civile (Servizio Regionale di Protezione Civile per la Provincia di Catania).

Lo studio è stato realizzato da ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare (DiSTeM) dell'Università di Palermo che si sono avvalsi della collaborazione di personale a contratto:

Personale strutturato: P. Di Stefano, D. Luzio, R. Martorana, P. Renda, E. Rotigliano.

Personale a contratto: M. Alessandro, P. Capizzi, D. Costanzo, N. Messina, A. D'Alessandro, G. Napoli, M. Perricone, S. Todaro, G. Zarcone.

1. INTRODUZIONE

1.1. Finalità degli studi

La microzonazione sismica (MS), è una tecnica di analisi di un territorio che ha lo scopo di riconoscere, a una scala sufficientemente piccola (generalmente sub comunale), le condizioni geologiche e geomorfologiche locali che possono alterare sensibilmente le caratteristiche dello scuotimento sismico, generando sulle strutture presenti, sollecitazioni tali da produrre effetti permanenti e critici. In altri termini tale analisi ha l'obiettivo di prevedere e valutare eventuali effetti di sito a seguito di un sisma. La prima fase della MS consiste nella suddivisione dettagliata del territorio in aree omogenee rispetto al comportamento atteso dei terreni durante un evento sismico. La MS costituisce uno strumento di prevenzione e riduzione del rischio sismico particolarmente efficace se realizzato e applicato già in fase di pianificazione urbanistica. Risulta essere, quindi, un supporto fondamentale agli strumenti di pianificazione urbanistica comunale per indirizzare le scelte urbanistiche verso le aree a minore pericolosità sismica.

Per minimizzare costi e tempi la MS deve essere prioritariamente realizzata nelle aree urbanizzate, in quelle suscettibili di trasformazioni urbanistiche e lungo le fasce a cavallo delle reti infrastrutturali. Le aree in cui realizzare la microzonazione sismica dovrebbero essere indicate dalle Amministrazioni Comunali prima della selezione dei soggetti realizzatori degli studi.

Il riferimento tecnico per la realizzazione di questi studi e per l'elaborazione e la redazione degli elaborati richiesti è costituito da "*Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*" approvato dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome il 13/11/2008. Nel citato "*Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*" sono definite le procedure e le metodologie di analisi finalizzate a individuare e caratterizzare: zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e zone suscettibili di instabilità.

Gli studi di MS possono essere condotti secondo tre livelli di approfondimento.

Il **Livello 1**, che costituisce uno studio propedeutico ed obbligatorio per poter affrontare i successivi livelli, ha per obiettivo la precisazione del quadro conoscitivo di un territorio, derivante, prevalentemente, dalla raccolta ed analisi dei dati preesistenti, integrata se necessario dall'esecuzione di indagini in situ. Questo Livello è finalizzato alla realizzazione della **Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica**, cioè all'individuazione di aree a comportamento sismico omogeneo;

Le finalità dello studio sono:

- Individuare le aree suscettibili di effetti locali in cui effettuare le successive indagini di MS;
- Definire il tipo di effetti attesi;
- Indicare, per ogni area, il livello di approfondimento necessario;
- Definire il modello geologico che costituisce la base per la MS, in termini di caratteristiche litologiche e geometriche delle unità geologiche del sottosuolo.

L'analisi di **Livello 2** è richiesta nelle aree nelle quali sono attesi effetti di amplificazione dei parametri di scuotimento ed è ritenuta sufficiente se queste sono prive di particolari complicazioni geologiche e morfologiche,. Per uno studio di secondo livello sono richieste indagini geotecniche e geofisiche di tipo standard e la stima dei fattori di amplificazione può essere effettuata tramite tabelle e formule. E' importante sottolineare che la scelta e l'utilizzo delle tabelle richiedono un'attenta valutazione dei risultati delle indagini stratigrafiche e geofisiche.

Un'analisi più approfondita, di **Livello 3**, è invece richiesta nelle aree in cui sono presenti particolari condizioni di pericolosità locale (valli strette e zone pedemontane con spessori delle coperture rapidamente variabili, terreni potenzialmente liquefacibili ad elevata compressibilità, pendii instabili o potenzialmente instabili) o laddove sono previsti opere ed edifici di rilevante interesse pubblico.

Per le specifiche tecniche per la redazione degli elaborati cartografici della MS di **Livello 1** e per l'allestimento della banca dati, si è tenuto conto anche degli aggiornamenti forniti dalla Commissione Tecnica per il supporto e monitoraggio degli studi di MS (articolo 5, comma 7 dell'OPCM 13 novembre 2010, n. 3907) e, nello specifico, della versione 2.0 (giugno, 2012) degli Standard di Rappresentazione ed archiviazione informatica.

1.2. Descrizione generale dell'area

Il territorio comunale di Comiso, ubicato nel settore sud occidentale dell'altipiano Ibleo (Sicilia sud-orientale), è tipicamente collinare, ha una superficie di circa 64,93 km e una popolazione di circa 30.577 abitanti (01/01/2011 – ISTAT). La densità demografica è pari a 470,92 abitanti per chilometro quadrato. Ha due frazioni frazioni Pedalino e Quaglio.

Il territorio comunale confina con quello di Ragusa, Chiaramonte Gulfi e Vittoria (**Fig. 1**) e si estende ad una quota compresa tra 46 e 610 m. s.l.

Il centro abitato è situato alle Coordinate geografiche Latitudine 36°57'8"64 N Longitudine 14°36'39"60 E (riferite alla casa comunale) ad una quota compresa tra 210 e 270 metri s.l.m. in una zona considerata a media sismicità.

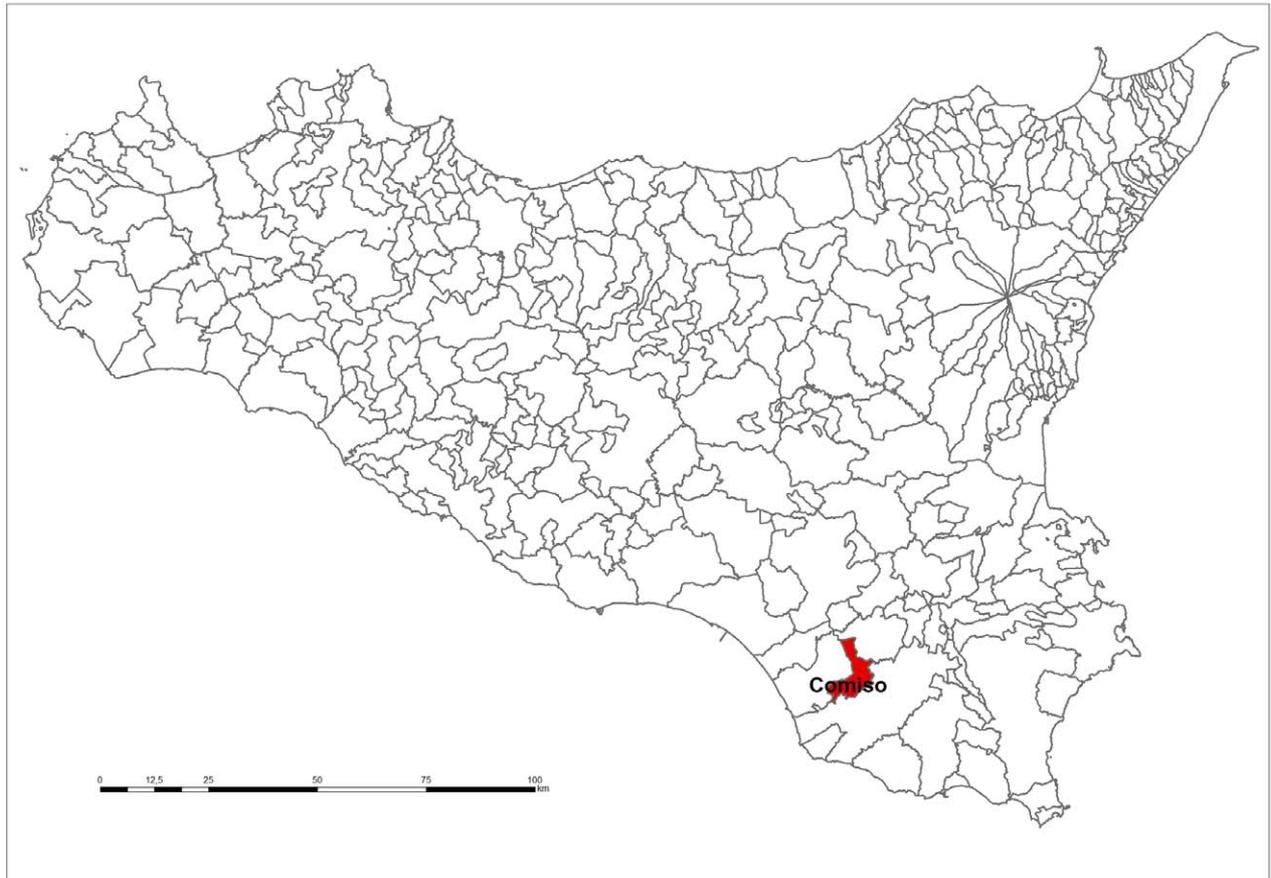


Figura 1.1 - Ubicazione dell'area

La città di Comiso, è un importante centro economico della provincia di Ragusa, dista circa 15 km dal capoluogo. Sorge, in sinistra idrografica del Fiume Ippari, ai piedi del versante occidentale dell'altipiano Ibleo e si estende in parte su un'area sub-pianeggiante, (la piana di Vittoria-Comiso) ed in parte sul versante che raccorda tale piana all'altipiano (Fig. 1.2)



Figura 1.2 – Vista panoramica della città di Comiso. In primo piano l'incisione su cui scorre il Fiume Ippari, sullo sfondo il versante occidentale dell'altipiano Ibleo che degrada bruscamente verso la piana Vittoria-Comiso

Il territorio comunale ricade in massima parte nel distretto idrografico del fiume Ippari ed è solcato da numerosi torrenti provenienti dall'altipiano Ibleo, che spesso, lungo il versante carbonatico, generano profonde incisioni dando luogo a veri e propri canyon.

Il territorio è costituito da rocce sedimentarie carbonatiche oligo-mioceniche e da rocce clastiche plio-pleistoceniche deposte nella piana. Dal punto di vista idrogeologico la falda idrica, nei settori orientali e nell'abitato di Comiso, è contenuta nei carbonati della formazione Ragusa, si presenta libera, con superficie piezometrica non confinata. Ha direzione di scorrimento verso SO e mediamente si trova ad una profondità superiore a 100 m. Nella piana invece la superficie piezometrica è posta a profondità minore, che varia da 15-16 m fino anche a pochi metri (3-4 m).

L'economia prevalente è di tipo agricolo (coltivazioni in serra), estrattiva (materiale da costruzione e pietra ornamentale) e terziaria.

Notizie storiche fanno risalire i primi insediamenti al neolitico ed anche se rimangono tracce della colonizzazione greca e romana l'origine della cittadina è da riferire al periodo bizantino quando gli abitanti si riunirono a formare un nucleo abitativo denominato Jhomiso che in arabo significa "sorgente di acqua".

Il nucleo abitato assurge al ruolo di città di discreta rilevanza nel XIV secolo con gli aragonesi fino al tragico terremoto del 1693 che causò circa 90 morti ed enormi danni all'abitato. In seguito a questo evento la città venne ricostruita nello stesso luogo secondo i canoni e gli stili oggi presenti. Durante il periodo fascista a

Comiso venne costruito l'aeroporto militare, poi trasformato in base missilistica attualmente smilitarizzata e prossima a diventare aeroporto civile.

1.3 Definizione della cartografia di base

La tabella di seguito riportata riassume il materiale cartografico utilizzato come base per lo studio

Copertura topografica	Carta Tecnica Regionale scala 1:10.000 – ediz. 2008 – Sezioni n. 647030, n. 647040, n.647070, n. 647080, n. 644150 e n. 644160
	Foglio IGMI 1:50.000 n. 648, "Ragusa"
Cartografia geologica	Carta Geologica del settore centro – meridionale dell'altipiano Ibleo (Provincia di Ragusa, Sicilia sud-orientale) scala 1:50.000 – Grasso M. – SELCA Firenze 1997
	Carta Geologica della Sicilia sud – orientale scala 1:100.000 – Lentini F. – SELCA Firenze 1984
	Modello Strutturale d'Italia scala 1:500.000 AA.VV. 1990
Ortofoto	Ortofoto Regione Siciliana anno 2007 – 2008. Realizzazione ripresa aerea digitale pixel 0.25 m
DEM	Modello digitale del terreno passo 2 m derivato da dati LIDAR volo ATA 2007 – 2008

1.4 Elenco archivi consultati

ISPRA	Progetto CARG – Catalogo delle formazioni italiane
	ITHACA (ITaly HAZards from CApable faults) – Catalogo delle faglie attive e capaci
	Archivio nazionale delle indagini del sottosuolo (Legge 464/1984)
ARTA SICILIA	Piano stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico (PAI) con aggiornamenti
	Siti di importanza comunitaria (SIC) presenti sul territorio della Regione Sicilia, aggiornati al 2011; zone di protezione speciale (ZPS)
INGV	Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11)

1.5. Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione

Per quanto riguarda la perimetrazione dell'area del Comune di Comiso da sottoporre agli studi di microzonazione sismica di primo livello, in assenza di indicazioni da parte dell'amministrazione comunale, è stato stabilito nella riunione tecnica del 24/04/2012 fra il Dipartimento Regionale della Protezione Civile e l'Università degli Studi di Palermo di procedere alla MS del centro urbano principale e della frazione di Pedalino (Fig. 1.3).



Figura 1.3 – Comune di Comiso: delimitazione dell'area sottoposta a microzonazione sismica.

2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

2.1 Sismicità storica della Sicilia Sud-Orientale.

Relativamente agli eventi sismici, la pericolosità generalizzata della provincia di Ragusa (probabilità che un certo fenomeno avvenga in un determinato intervallo di tempo) si traduce sovente in un altrettanto generalizzato rischio elevato (probabilità che le conseguenze economiche e sociali di un certo fenomeno di pericolosità superino una determinata soglia) a causa anche dell'articolazione urbanistica del territorio, nonché dalla carenza di piani di difesa da catastrofi naturali. Tale rischio è amplificato dal fattore perdita di vite umane, come dimostrano gli eventi calamitosi avvenuti in queste aree nei secoli scorsi.

La Provincia di Ragusa in particolare è soggetta ad un'attività sismica medio-alta, indotta da frequenti terremoti con epicentri ricadenti all'interno del territorio provinciale, e da terremoti più intensi i cui epicentri sono localizzati nelle aree limitrofe specialmente lungo la costa ionica. La mappa di Fig. 2.1 mostra la distribuzione degli epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni et al., 2007) e le massime intensità macrosismiche risentite (Locati et al., 2011) nell'area iblea.

Anche se diversi terremoti hanno colpito la Sicilia Sud-Orientale prima del 1500, non vi sono informazioni sufficienti per ricostruire in maniera dettagliata gli effetti macrosismici risentiti. Tra questi sono comuni degni di nota il terremoto del 04.02.1169 (ore 07:00, lat=37.217°, lon=14.95°, $I_{max}=10$, $M_e=6.4$) e il terremoto del 07.06.1125 (ore 11:00, lat=37.083°, lon=15.283, $I_{max}=8.5$, $M_e=5.8$).

Vengono quindi di seguito descritti i principali terremoti storici che a partire dal 1500 hanno avuto effetti macrosismici significativi nella Sicilia Nord-Orientale. Le informazioni di seguito riportate sono state estratte dal catalogo dei forti terremoti CFTI (Guidoboni et al., 2007) al quale si rimanda per maggiori dettagli.

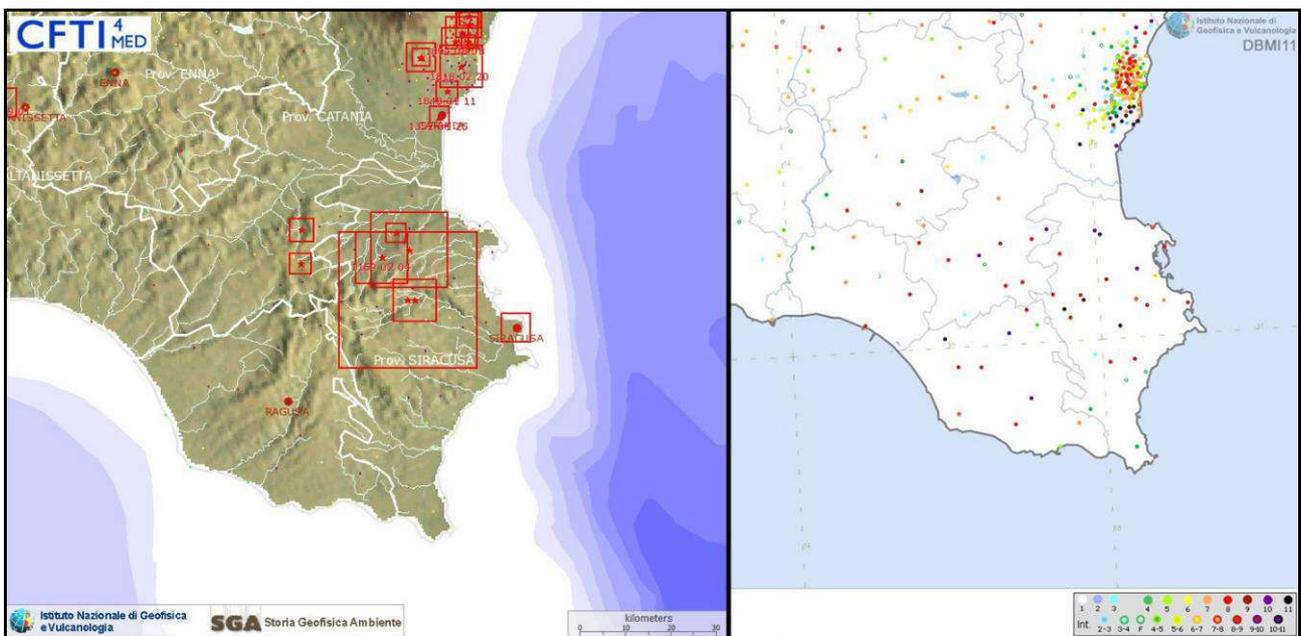


Figura 2.1 - Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni et al., 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (Locati et al., 2011) in Sicilia Sud-Orientale.

Terremoto del 10.12.1542, ore 15:15, lat=37.233°, lon=15.017°, I_{max}=10, Me=6.8: la sequenza sismica iniziò il 30 novembre 1542 alle ore 18:40 GMT circa (tra le 2 e le 3 della notte in orario "all'italiana"); questa prima scossa fu sentita fortemente, ma senza danni, a Caltagirone e a Catania. La scossa distruttiva avvenne il 10 dicembre alle ore 15:15 GMT circa (ore 23 italiane); colpì la Val di Noto e soprattutto l'entroterra collinare e montuoso degli Iblei. Le distruzioni più gravi si estesero su un'area di circa 6000 kmq; i paesi di Melilli e Occhiolà furono distrutti pressoché totalmente; a Lentini e Sortino molti edifici crollarono o divennero completamente inagibili; danni molto gravi ed estesi ci furono ad Avola, Buccheri, Ferla, Giarratana, Mineo, Monterosso Almo e Palazzolo Acreide. Le massicce distruzioni furono favorite dalle morfologie urbanistiche, che avevano come comune denominatore la discontinuità altimetrica, e l'irregolarità delle murature degli edifici costruiti in varie fasi. In alcuni paesi, in particolare a Sortino e a Lentini, i danni furono aggravati da frane e scoscendimenti e dal cedimento dei terreni di fondazione. Danni di notevole entità si ebbero anche ad Augusta, Catania, Siracusa e in tutti i centri della Sicilia sudorientale. L'area dei danni più leggeri si estese fino ad Agrigento e all'isola di Malta. La scossa fu sentita in tutta la Sicilia: fu forte, ma senza danni, a Messina e a Palermo. Dopo la scossa principale, per un altro mese circa, furono avvertite repliche molto frequenti ma leggere.

Terremoto del 03.10.1624, ore 17:00, lat=37.267°, lon=14.75°, I_{max}=9, Me=5.6: il terremoto colpì un'area limitata, al confine fra i monti Iblei e la piana di Catania. Furono gravemente danneggiati i paesi di Mineo e Militello in Val di Catania, dove numerosi edifici crollarono causando un numero imprecisato di morti e feriti. A Caltagirone la scossa danneggiò leggermente il monastero di S.Benedetto; non sono ricordati effetti in altri centri abitati.

Terremoto 09.01.1693, ore 21:00, lat=37.133°, lon=15.033°, I_{max}=8.5, Me=6.2: il terremoto del gennaio 1693 colpì un territorio vastissimo, in due riprese, a distanza di 2 giorni. La prima scossa avvenne il 9 gennaio alle ore 21:00 GMT circa (le ore 4 e mezza in orario "all'italiana"). Nonostante le difficoltà incontrate nel distinguere gli effetti di questo primo evento da quelli del terremoto successivo, è stato possibile attribuire un valore d'intensità a 30 località e delineare, in maniera soddisfacente, il quadro complessivo degli effetti. I danni furono gravissimi soprattutto ad Augusta, dove crollarono poco meno della metà delle abitazioni e si ebbero 200 morti; ad Avola due quartieri furono quasi interamente distrutti; a Noto molti edifici crollarono e ci furono oltre 200 vittime. Danni analoghi si verificarono anche a Floridia, Lentini, Melilli. Crolli totali e vittime si ebbero a Catania, Vizzini, Sortino; lesioni e crolli parziali a Siracusa e a Militello in Val di Catania. La scossa fu sentita senza danni a Messina, Palermo e Agrigento; i limiti dell'area di risentimento sono segnati a nord da Monteleone (l'attuale Vibo Valentia) e a sud dall'isola di Malta. La seconda scossa avvenne l'11 gennaio alle ore 13:30 GMT circa (ore 21 italiane). Gli effetti furono catastrofici anche perché si sovrapposero in parte a quelli della scossa precedente. L'area colpita fu tuttavia molto più vasta: un intero territorio di oltre 14.000 kmq, considerando solo l'area dei danni maggiori, fu sconvolto; complessivamente danni di rilievo sono stati riscontrati in un'area che va dalla Calabria meridionale a Palermo e all'arcipelago maltese. Ovviamente l'ampiezza totale dell'area di risentimento è

sconosciuta perché il mare limita il riscontro degli effetti osservabili; tuttavia, sembra accertato che la scossa fu avvertita sensibilmente nella Calabria settentrionale e sulla costa tunisina. Tutte le città più importanti della Sicilia sud orientale furono sconvolte. Catania fu quasi interamente distrutta, così come Acireale e tutti i piccoli insediamenti sparsi sul versante orientale dell'Etna. Distruzioni vastissime si verificarono in tutti i centri della Val di Noto: Vizzini, Sortino, Scicli, Ragusa, Palazzolo Acreide, Modica, Melilli, Lentini, Ispica, Occhiolà, Carlentini, Avola, Augusta, Noto. Crolli molto estesi subirono Siracusa, Caltagirone, Vittoria, Comiso. In complesso sono 70 i centri nei quali si verificarono danni uguali o maggiori al IX grado MCS. Crolli e danni gravi subirono anche Messina e alcuni centri della costa nord-orientale, fra cui Patti e Naso; lesioni e crolli parziali si ebbero a Palermo, Agrigento, Reggio Calabria e, più gravi, a Malta; danni più leggeri ci furono in alcuni centri della Calabria meridionale.

Terremoto del 11.01.1693, ore 13:30, lat=37.133°, lon=15.017°, I_{max}=11, Me=7.4: il terremoto del gennaio 1693 colpì un territorio vastissimo, in due riprese, a distanza di 2 giorni. La prima scossa avvenne il 9 gennaio alle ore 21:00 GMT circa (le ore 4 e mezza in orario "all'italiana"). Nonostante le difficoltà incontrate nel distinguere gli effetti di questo primo evento da quelli del terremoto successivo, è stato possibile attribuire un valore d'intensità a 30 località e delineare, in maniera soddisfacente, il quadro complessivo degli effetti. I danni furono gravissimi soprattutto ad Augusta, dove crollarono poco meno della metà delle abitazioni e si ebbero 200 morti; ad Avola due quartieri furono quasi interamente distrutti; a Noto molti edifici crollarono e ci furono oltre 200 vittime. Danni analoghi si verificarono anche a Floridia, Lentini, Melilli. Crolli totali e vittime si ebbero a Catania, Vizzini, Sortino; lesioni e crolli parziali a Siracusa e a Militello in Val di Catania. La scossa fu sentita senza danni a Messina, Palermo e Agrigento; i limiti dell'area di risentimento sono segnati a nord da Monteleone (l'attuale Vibo Valentia) e a sud dall'isola di Malta. La seconda scossa avvenne l'11 gennaio alle ore 13:30 GMT circa (ore 21 italiane). Gli effetti furono catastrofici anche perché si sovrapposero in parte a quelli della scossa precedente. L'area colpita fu tuttavia molto più vasta: un intero territorio di oltre 14.000 kmq, considerando solo l'area dei danni maggiori, fu sconvolto; complessivamente danni di rilievo sono stati riscontrati in un'area che va dalla Calabria meridionale a Palermo e all'arcipelago maltese. Ovviamente l'ampiezza totale dell'area di risentimento è sconosciuta perché il mare limita il riscontro degli effetti osservabili; tuttavia, sembra accertato che la scossa fu avvertita sensibilmente nella Calabria settentrionale e sulla costa tunisina. Tutte le città più importanti della Sicilia sud orientale furono sconvolte. Catania fu quasi interamente distrutta, così come Acireale e tutti i piccoli insediamenti sparsi sul versante orientale dell'Etna. Distruzioni vastissime si verificarono in tutti i centri della Val di Noto: Vizzini, Sortino, Scicli, Ragusa, Palazzolo Acreide, Modica, Melilli, Lentini, Ispica, Occhiolà, Carlentini, Avola, Augusta, Noto. Crolli molto estesi subirono Siracusa, Caltagirone, Vittoria, Comiso. In complesso sono 70 i centri nei quali si verificarono danni uguali o maggiori al IX grado MCS. Crolli e danni gravi subirono anche Messina e alcuni centri della costa nord-orientale, fra cui Patti e Naso; lesioni e crolli parziali si ebbero a Palermo, Agrigento, Reggio Calabria e, più gravi, a Malta; danni più leggeri ci furono in alcuni centri della Calabria meridionale.

Terremoto del 01.03.1818, ore 02:45, lat=37.2°, lon=14.75°, I_{max}=7.5, Me=5.5: La scossa del 20 febbraio avvenne alle ore 1:10 italiane (18:15 GMT ca.); interessò la regione etnea e fu avvertita fortemente in tutta la Sicilia e, più leggermente, nella Calabria meridionale e a Malta. Gli effetti più gravi riguardarono l'immediato entroterra di Acireale: le borgate di Aci Consolazione e Aci Santa Lucia furono pressoché completamente distrutte; crolli estesi a gran parte dell'abitato si verificarono ad Aci Catena, Aci Platani, Aci San Filippo e Aci Sant'Antonio. Complessivamente quasi 60 centri subirono crolli di edifici o danni generalizzati al patrimonio edilizio, compresi alcuni paesi dei versanti settentrionale e occidentale dell'Etna; in altre 40 località circa avvennero danni più leggeri. In generale, la presenza di scadenti tipologie edilizie amplificò dovunque gli effetti del terremoto. A Catania, in base ai rilievi condotti dall'Intendenza, 1.768 case risultarono danneggiate, di queste oltre il 35% furono dichiarate cadenti e dovettero essere puntellate o demolite. La città era stata interamente ricostruita dopo il terremoto del 1693, era quindi "nuova" dal punto di vista dello stato di conservazione del patrimonio edilizio. Le perizie attestano che il terremoto danneggiò edifici caratterizzati da evidenti e gravi difetti di costruzione: molte case non erano dotate di fondamenta sufficientemente solide, altre erano state innalzate o ampliate in un secondo momento, causando uno squilibrio tra la mole delle costruzioni e le fondazioni. L'1 marzo, alle ore 9:30 italiane (2:45 GMT ca.), una seconda violenta scossa colpì la Sicilia orientale, in particolare la regione iblea, danneggiando gravemente Militello in Val di Catania, Mineo, Ragusa, Vizzini e numerosi altri centri. La scossa causò ulteriori leggeri danni a Catania e fu sentita fortemente nell'acese.

Terremoto del 13.12.1990, ore 00:24:00, lat=37.267°, lon=14.983°, I_{max}=7.5, Me=5.4: La scossa principale avvenne il 13 dicembre 1990 alle ore 0:24 GMT; seguirono numerose repliche, la più forte delle quali avvenne il 16 dicembre alle ore 13:50 GMT. La scossa del 13 dicembre delle ore 0:24 GMT interessò circa 250 località situate in provincia di Siracusa e di Catania e fu risentita anche in alcune località situate in provincia di Reggio di Calabria. I paesi più colpiti furono erano tutti situati o sulla costa o nell'immediato entroterra ionico: si tratta di Carlentini, Augusta, Lentini, Melilli, Militello in Val di Catania, Priolo Gargallo. Furono riscontrati danni leggeri anche a Mineo, Scordia, Palagonia, Siracusa. Subirono alcuni leggeri danni anche Caltagirone, Catania e Noto. Furono dichiarati inagibili 6.830 edifici privati, 220 edifici pubblici e 54 scuole, per un numero complessivo di 7.104 edifici. Nelle località più gravemente colpite furono rilevate gravissime carenze edilizie e altrettanto gravi negligenze nella valutazione delle caratteristiche dei terreni di fondazione. Fu osservato che le strutture di molti edifici erano fatiscenti e prive di manutenzione (anche di quella ordinaria), che, soprattutto nel centro storico di Catania, molti edifici erano stati ristrutturati al loro interno senza tener conto di criteri statici e antisismici. Quanto ai terreni di fondazione, fu rilevato che le caratteristiche di molti di questi avevano esaltato gli effetti del terremoto, che i sistemi di fondazione erano stati spesso scelti senza tenere conto dei terreni di imposta. Ad Augusta, furono rilevati danni gravi nelle nuove strutture edilizie in cemento armato del Rione "Borgata", edificato sui terreni prosciugati di vecchie saline; danni più lievi furono riscontrati nella cosiddetta "isola", caratterizzata da

terreni più coerenti. Gli edifici pubblici totalmente inagibili furono 22; gli edifici privati inabitabili furono 368. Le scuole danneggiate furono 19, delle quali 13 furono dichiarate inagibili. A tre giorni dalla scossa principale, fu riscontrato che ad Augusta era stato danneggiato il 30% del patrimonio edilizio abitativo e il 50% di quello scolastico.

A Carlentini furono complessivamente danneggiati 1.595 edifici: 16 edifici pubblici, 4 scuole e 1.575 edifici privati; i danni più gravi furono riscontrati nelle aree in pendio, a nord e a sud dell'abitato. A Lentini la sede della caserma dei Carabinieri fu giudicata inagibile; furono riscontrati danni alla stazione ferroviaria, ai magazzini e ai capannoni adibiti allo stoccaggio e alla lavorazione degli agrumi. Le abitazioni danneggiate nella "Zona 167" erano abitate da 36 famiglie; vi furono oltre 200 ordinanze di sgombero. Secondo una perizia effettuata all'inizio di gennaio dalla Protezione civile furono complessivamente danneggiati 579 edifici: 15 edifici pubblici, 550 edifici privati e 14 scuole. A Melilli il terremoto rese inagibili le scuole, il Municipio, alcuni edifici comunali, metà della caserma dei Carabinieri, il convento dei frati Cappuccini, le chiese barocche; il centro storico fu chiuso. A Militello in Val di Catania il terremoto causò danni soltanto negli edifici più vecchi del centro storico. Le case inabitabili furono 80. L'ala settentrionale del Municipio fu dichiarata inagibile. Su 20 chiese, 7 furono giudicate inagibili: la chiesa di S.Nicola, fatta eccezione del transetto; la Madonna della Stella (totalmente inagibile); S.Sebastiano; S.Giovanni; S.Agata; S.Francesco di Paola e la chiesa dell'ex convento dei Cappuccini. La facciata della chiesa del Circolo fu giudicata pericolante; i resti del convento di S.Leonardo furono giudicati da demolire. Nei quartieri bassi, furono seriamente danneggiati Palazzo Maiorana, la torre del castello Barresi, Palazzo dei Re Burdone e Palazzo Niceforo. In numerose località subirono gravi danni le strutture architettoniche delle chiese. In larga parte della Sicilia sud-orientale, in particolare a Catania e a Noto, sono presenti edifici ecclesiastici di tipologia barocca, ricca di elementi decorativi non strutturali come stucchi, cornicioni sporgenti, balconi, elementi d'angolo, etc.: tali elementi fragili e dalla stabilità assai critica rivelarono una grande vulnerabilità.

La replica del 16 dicembre delle ore 13:50 GMT, localizzata approssimativamente nella stessa area della scossa principale, aggravò i danni causati dalla scossa del giorno 13: furono rilevati crolli di cornicioni, crolli in abitazioni già danneggiate dalla scossa principale, lesioni.

2.2 Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Comiso

Il comune di Comiso è situato nella parte meridionale della Sicilia orientale, un'area in passato caratterizzata da un'intensa attività sismica, spesso colpita da forti terremoti e dalla presenza di numerose faglie sismogenetiche. La Fig. 2.2 mostra la distribuzione degli epicentri dei terremoti localizzati dalla Rete Sismica Nazionale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia tra il 1981 e il 2011. La mappa mostra che negli ultimi 30 anni pochi eventi, prevalentemente di piccola e media magnitudo, sono stati localizzati in prossimità del comune di Comiso. La sismicità strumentale recente è quindi caratterizzata da eventi poco profondi e di piccola magnitudo.

Gli studi di sismicità storica hanno permesso di individuare numerosi forti terremoti che hanno avuto a Comiso effetti macrosismici di notevole intensità.

La Fig. 2.3 mostra la distribuzione degli epicentri di eventi sismici storici, con epicentro prossimo a Comiso e magnitudo momento maggiore di 5.5, estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida et al., 2011).

Per alcuni eventi i cui risentimenti potrebbero avere superato a Comiso la soglia del danno mancano comunque documentazioni che consentano di effettuare attendibili stime di intensità macrosismica relative all'attuale ubicazione del centro urbano e pertanto saranno trascurati nella descrizione seguente.

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Comiso estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati et al., 2011). Questa lista mostra come a partire dal diciassettesimo secolo ben 14 eventi sismici abbiano avuto a Comiso effetti macrosismici documentati spesso di elevato grado.

Il primo evento storico di cui si conoscano importanti risentimenti nel comune di Comiso è quello del terremoto dello 11 gennaio del 1693. Questo terremoto, di $M_w=7.41$, rappresenta, assieme al terremoto di Messina del 28 dicembre 1908, l'evento catastrofico di maggiori dimensioni che abbia mai colpito il territorio italiano in tempi storici.

La Fig. 2.5 mostra la mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento dello 11 gennaio 1693. L'evento provocò la distruzione totale di oltre 45 centri abitati, interessando con effetti pari o superiori al IX grado MCS una superficie di circa 5600 km² e causando un numero complessivo di circa 60.000 vittime. Il terremoto dello 11 gennaio 1693, ebbe a Comiso massima intensità macrosismica pari al VII-IX grado MCS. Nei mesi successivi seguirono numerose repliche, alcune anche di notevole entità. La sequenza sismica rase al suolo le maggiori chiese cittadine e fece complessivamente 90 morti.

Le caratteristiche dell'evento principale consentono di considerarlo, per molti aspetti, simile al terremoto del 4 febbraio 1169. L'epicentro di questo terremoto è ancora molto dibattuto in quanto alcuni autori sulla base degli studi condotti sullo Tsunami che colpì le coste orientali della Sicilia lo pongono a mare in corrispondenza della Scarpata di Malta, altri autori invece, sulla base della distribuzione degli effetti macrosismici (massimi nell'entroterra) lo attribuiscono alla faglia di Monte Lauro (Database of Individual Seismogenic Sources, DISS, Basili et al., 2008).

In epoca recente il comune di Comiso ha risentito senza riportare danni ingenti (intensità pari al VI grado MCS) il terremoto del 13 dicembre 1990 ($M_w=5.64$).

Il comune di Comiso sorge in prossimità di alcune importanti strutture sismogenetiche quali quella di Ragusa-Palagonia e Scicli-Giarratana e in prossimità della struttura sismogenetica Gela-Catania e di quella di Monte Lauro (Fig. 2.6, DISS, Basili et al., 2008).

In Fig. 2.7 è riportata la mappa della pericolosità sismica, espressa in termini di accelerazione massima al suolo (PGA) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferita a suoli rigidi ($V_s > 800/m$), come previsto dall'Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b, estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>. I valori di PGA sono stati stimati con la tecnica proposta da Cornell (Cornell, 1968; Bender and Perkins, 1987; Gruppo di Lavoro MPS, 2004).

La mappa mostra come il comune di Comiso ricada in un'area con pericolosità sismica, espressa in termini di PGA, pari a 0.175-0.200 g e sia comunque prossima ad aree con pericolosità sismica ancora superiore. La Tab. 2.1 riporta i valori di PGA determinati per il comune di Comiso per differenti livelli di probabilità in 50

anni, o differenti periodi di ritorno, e percentile. Vista l'elevata pericolosità sismica, il comune di Comiso risulta inserito in Zona Sismica 2 (Fig. 2.8).

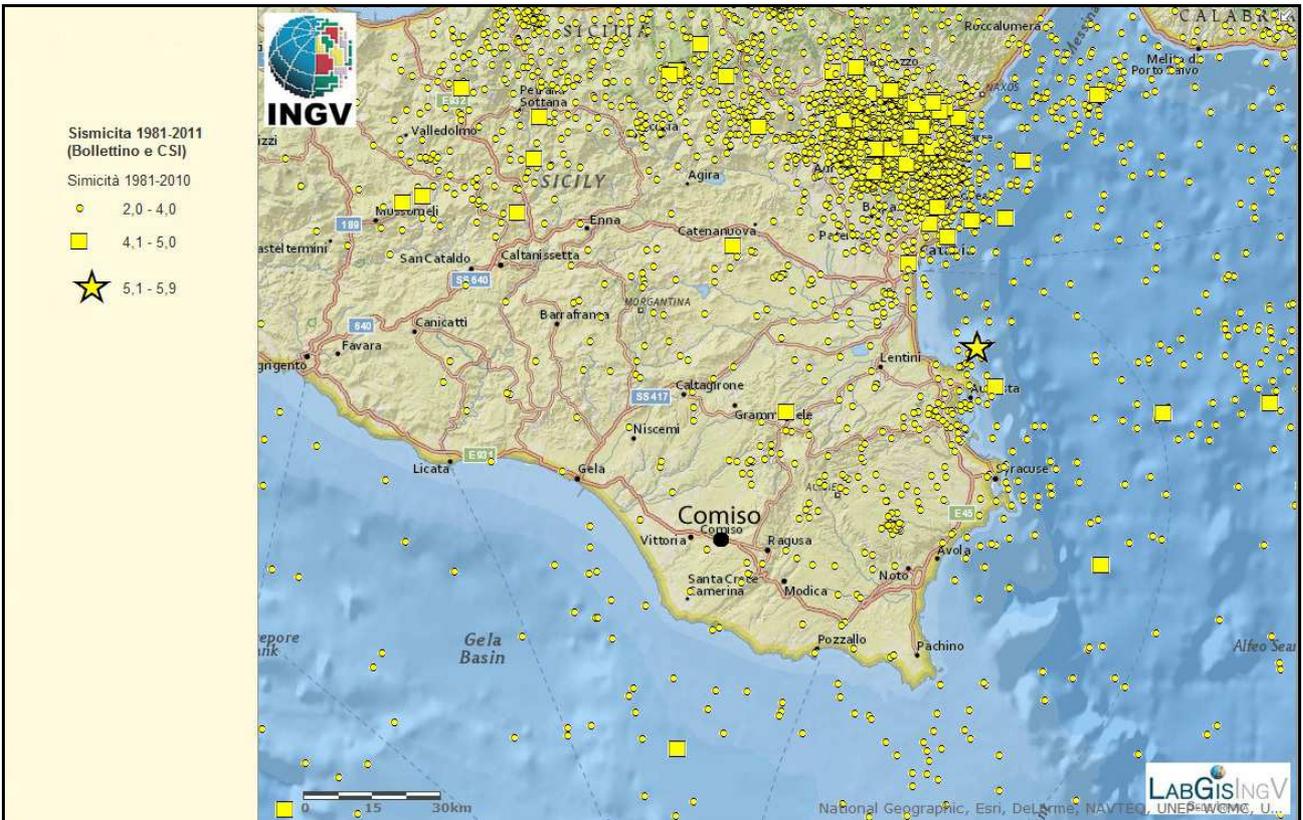


Figura 2.2 - Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dalla INGV tra il 1981 e il 2011.

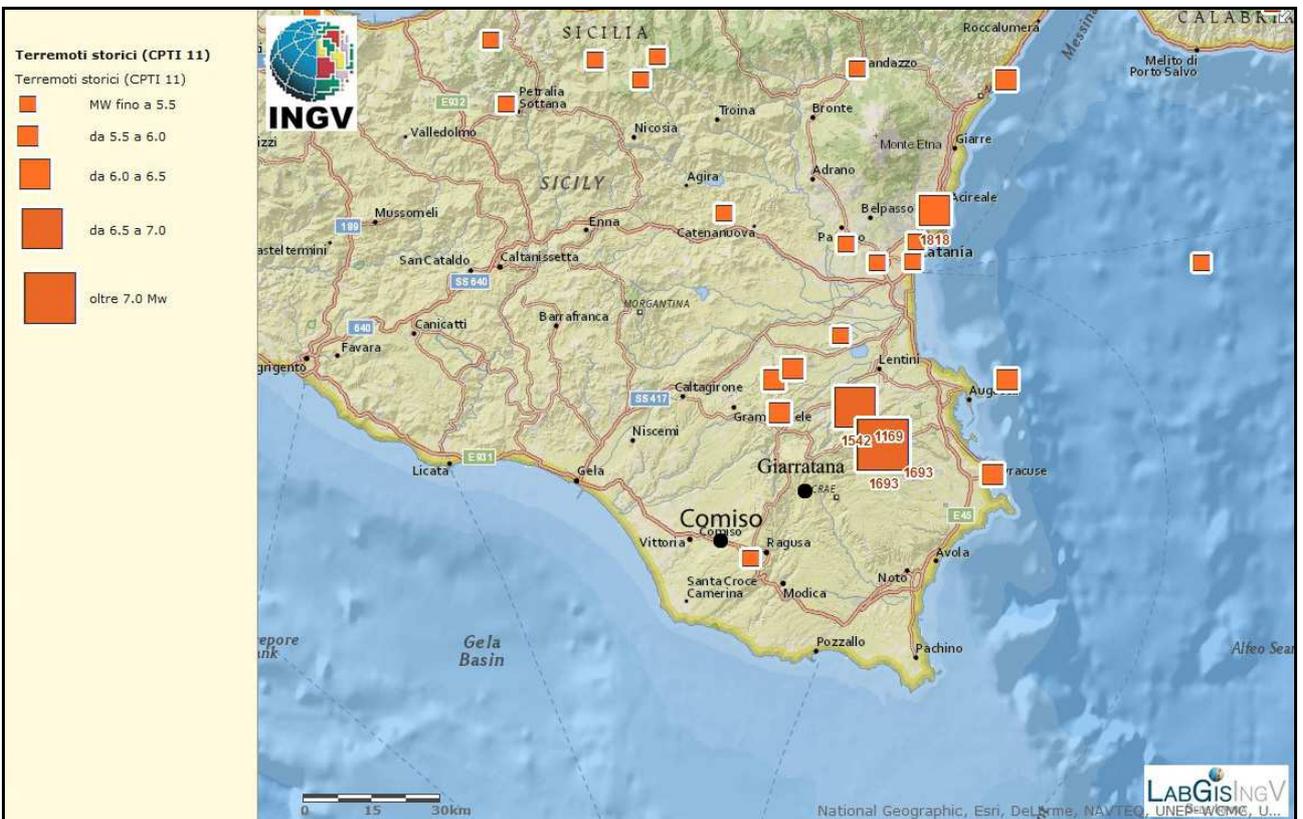


Figura 2.3 - Mappa della distribuzione degli epicentri degli eventi sismici storici estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida et al., 2011).

Storia sismica di Comiso [36.946, 14.606]

Numero di eventi: 14

Effetti

In occasione del terremoto del:

I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
8-9	1693 01 11 13:30	Sicilia orientale	185	11 7.41 ±0.15
F	1818 02 20 18:15	Catanese	128	9-10 6.23 ±0.12
7-8	1818 03 01 02:45	Monti Iblei	24	7-8 5.51 ±0.65
5-6	1848 01 11 12:00	Golfo di Catania	41	7-8 5.45 ±0.39
4-5	1895 04 13 15:01	Vizzini	32	6-7 4.89 ±0.45
NF	1905 09 08 01:43	Calabria meridionale	895	7.04 ±0.16
5	1908 12 28 04:2	Calabria meridionale-Messina	800	11 7.10 ±0.15
4	1934 09 11 01:1	MADONIE	28	5-6 4.95 ±0.24
5	1949 10 08 03:0	NOTO	32	7 5.20 ±0.27
4	1959 12 23 09:29	PIANA DI CATANIA	108	6-7 5.29 ±0.20
3	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332	6.06 ±0.09
4	1980 01 23 21:2	MODICA	122	5-6 4.58 ±0.14
6	1990 12 13 00:2	Sicilia sud-orientale	304	7 5.64 ±0.09
4	2004 12 30 04:0	Monti Iblei	49	5 4.17 ±0.17

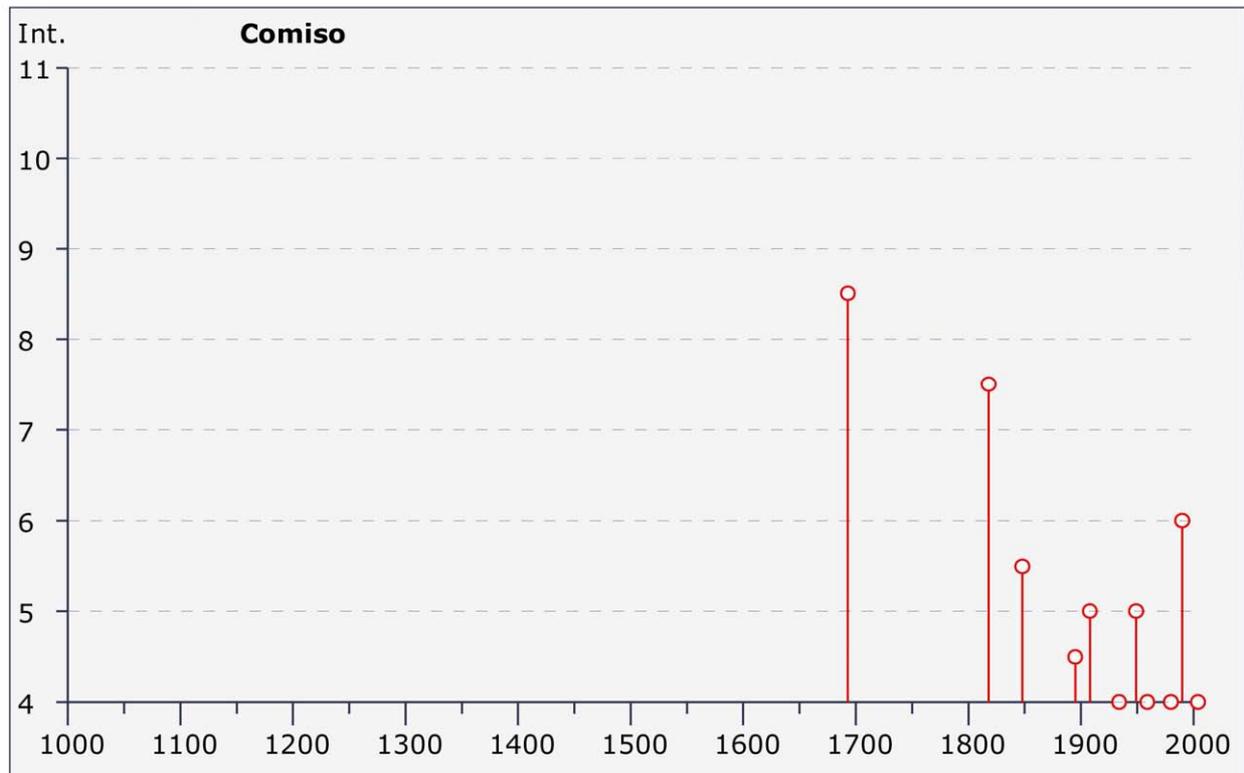


Figura 2.4 - Storia sismica di Comiso estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati et al., 2011); Is è l'intensità macro-sismica risentita (MCS); Io è l'intensità macro-sismica massima (MCS);

M_w è la magnitudo momento dell'evento; A_x indica l'area epicentrale, N_p è il numero di località che hanno risentito il terremoto.

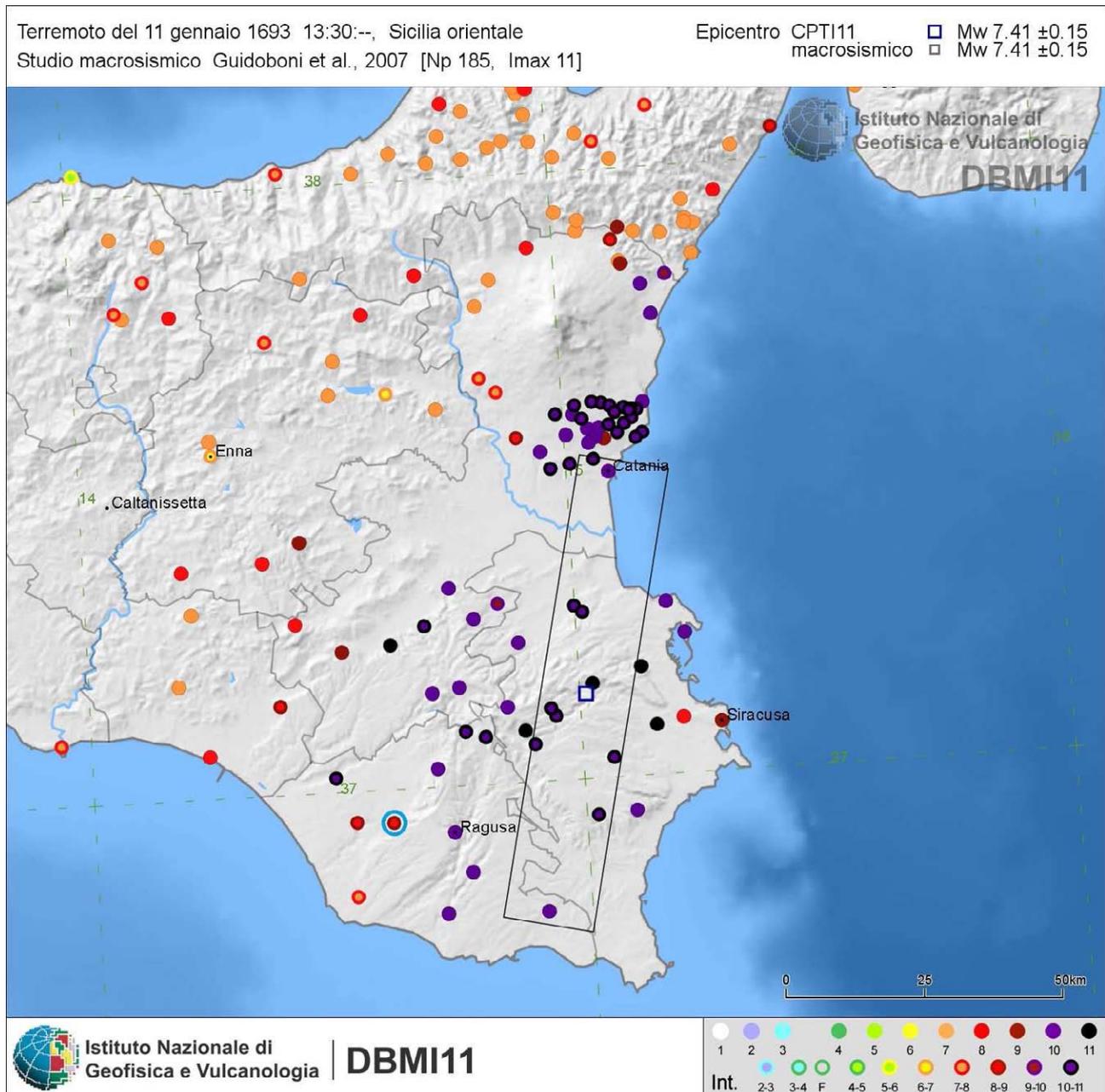


Figura 2.5 - Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1693, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati et al., 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Comiso.

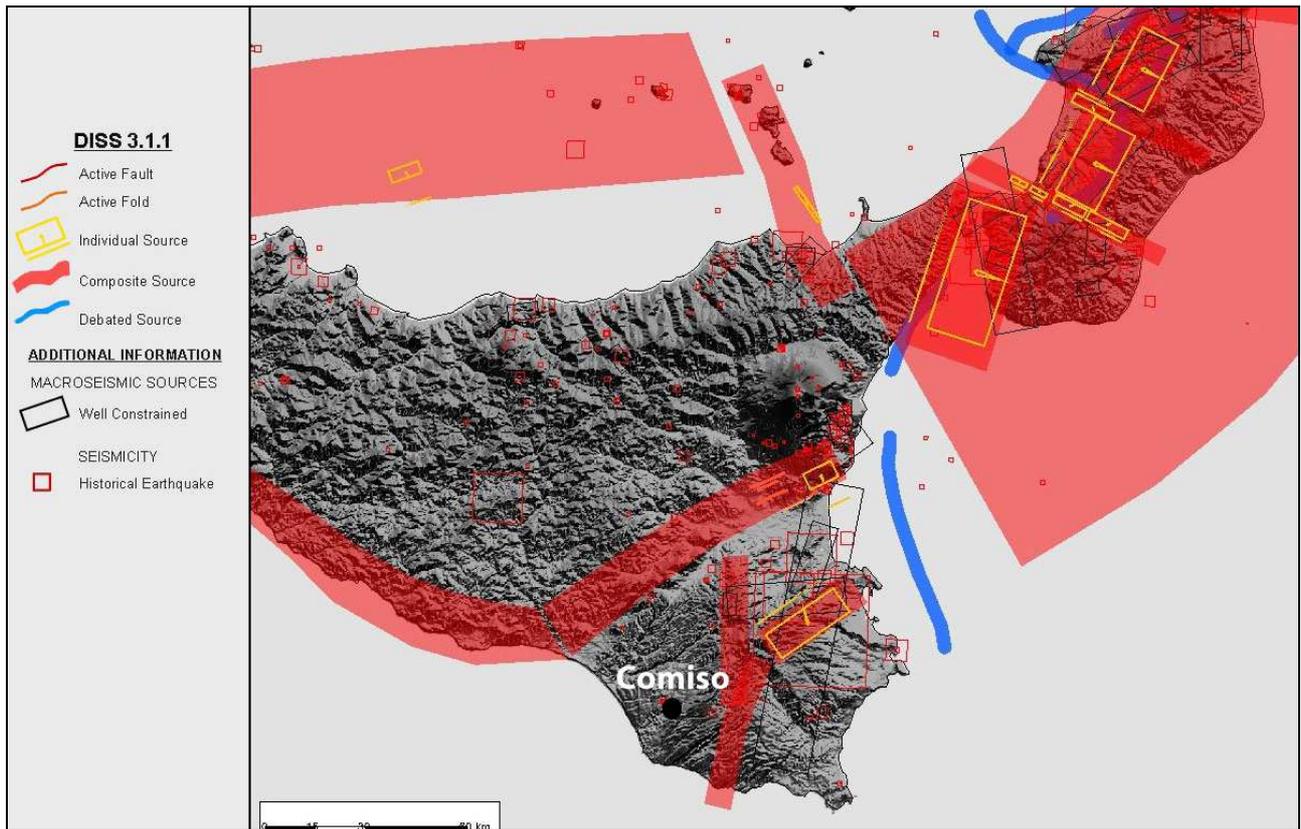


Figura 2.6 - Mappa delle strutture sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili et al., 2008).

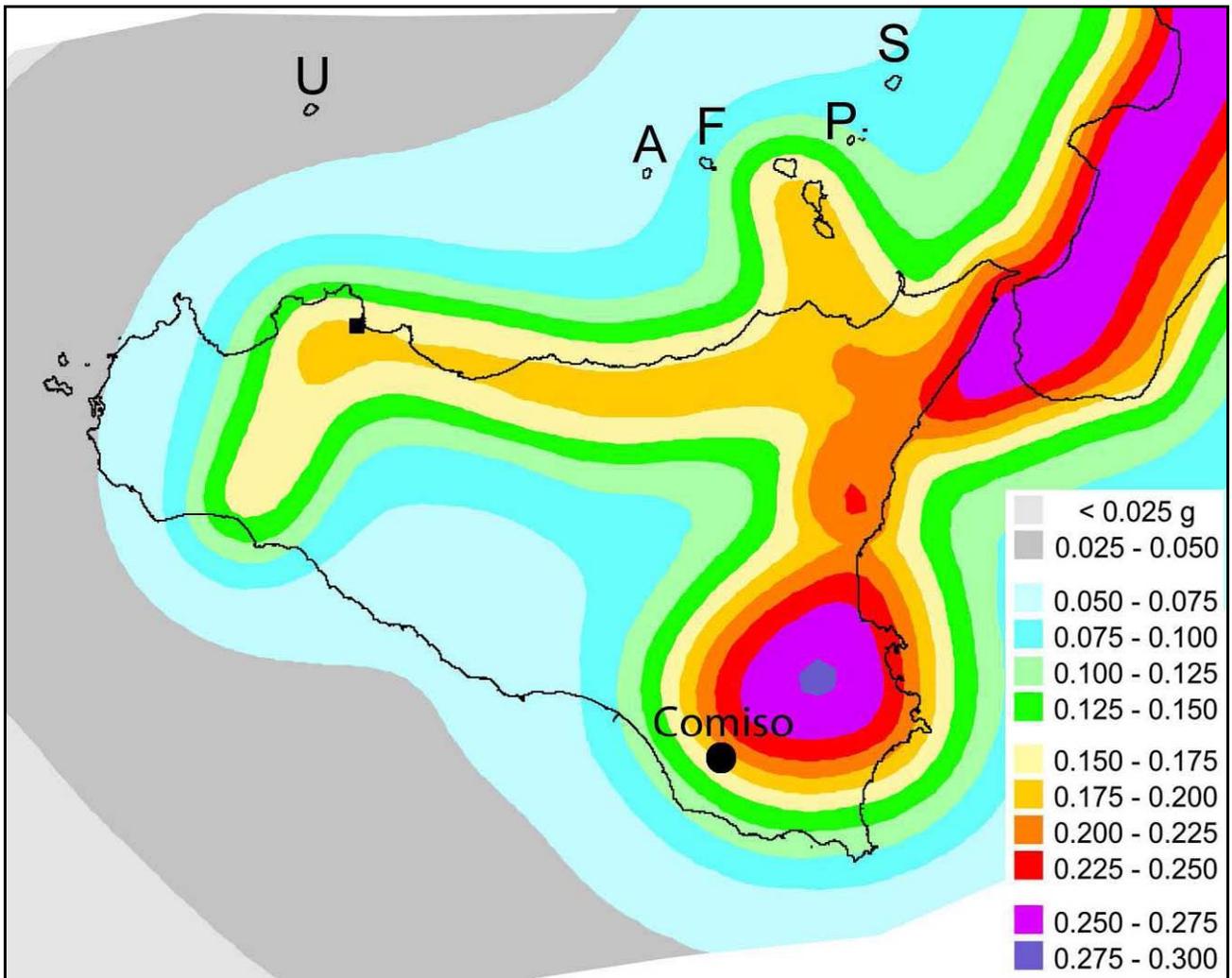


Figura 2.7 - Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800\text{ m/s}$), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.



Figura 2.8 - Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003.

Parametro di scuotimento PGA (g)		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0,3634	0,2347	0,1495	0,1026	0,0837
	50	0,4722	0,2938	0,1883	0,1260	0,0980
	84	0,5689	0,3628	0,2227	0,1454	0,1169

Tabella 2.1 - Valori di PGA stimati per il comune di Comiso per differenti livelli di probabilità in 50 anni, o differenti periodi di ritorno, e percentile. I dati sono stati estratti dalla mappa digitale della pericolosità sismica presente al sito <http://esse1.mi.ingv.it/> e risultano riferiti a suoli rigidi ($V_s > 800/m$).

2.3 Faglie attive

Rispetto al pericolo derivante dalla presenza di faglie attive e capaci si è fatto riferimento al database on-line predisposto dall'ISPRA. Il progetto **ITHACA** (**IT**aly **H**azard from **CA**pable faults), prevede un database per la raccolta e la facile consultazione di tutte le informazioni disponibili riguardo le strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali. Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione cosismica permanente in superficie. Molte faglie sono state nuovamente analizzate e, rispetto alla versione precedente del database, alcune strutture sono

state eliminate ed altre aggiunte. Un miglioramento significativo al database si ha avuto per le regioni Calabria e Sicilia, per le quali sono state aggiunte alcune strutture a mare (Mar Ionio e Canale di Sicilia) che, nonostante le modeste conoscenze, sono certamente attive e capaci di produrre significativi effetti sulle aree costiere circostanti, compresi gli tsunami.

Secondo il succitato catalogo il centro abitato di Comiso sorge nelle vicinanze di una faglia ritenuta attiva. Questa struttura denominata nel catalogo "Comiso" è orientata circa NNE-SSO con immersione ONO ed è caratterizzata da cinematica di tipo transtensivo; nessuna informazione viene fornita riguardo all'entità dei rigetti. Questa faglia, borda il limite occidentale dell'altipiano Ibleo, ed interessa il settore orientale dell'area da sottoporre agli studi di microzonazione (Fig. 2.9).

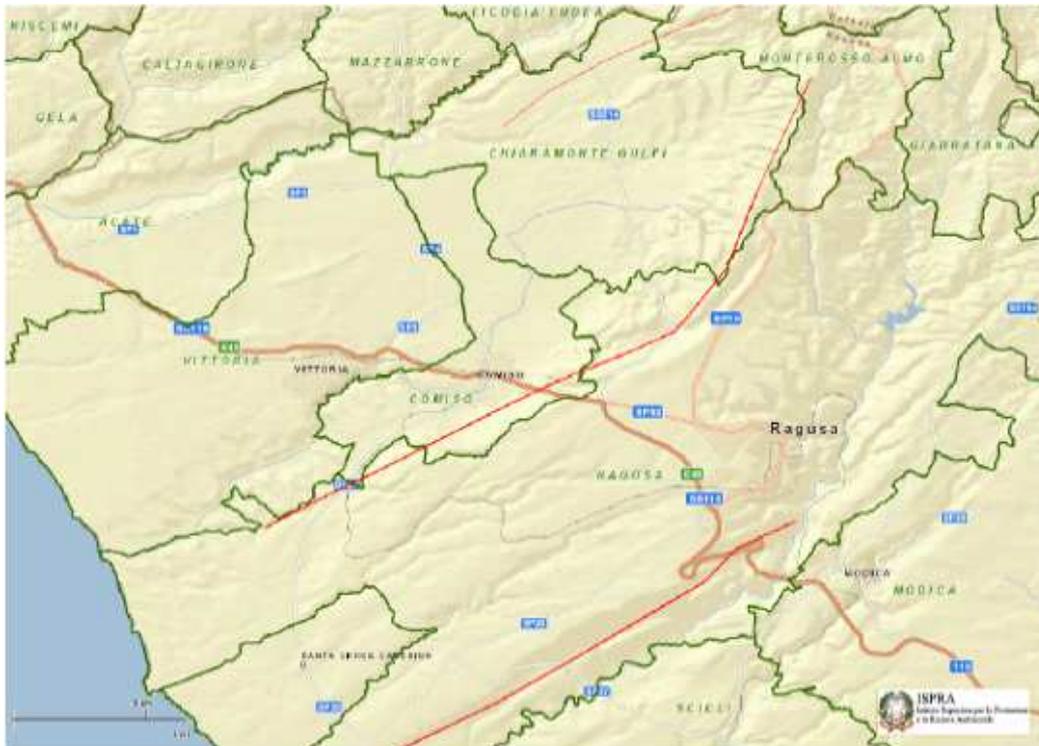


Figura 2.9 – Ubicazione delle faglie attive nel settore occidentale dell'altipiano Ibleo (da Catalogo Ithaca –ISPRA).

Nessuna informazione è fornita riguardo alle faglie che bordano il settore meridionale del centro abitato, segnalate anche negli studi per il PRG, per le quali non è stato possibile dai dati disponibili ricostruirne, l'entità dei rigetti, la geometria, i meccanismi cinematici e l'età della dislocazione.

2.4 Pericolosità geo-idrologica

Per quanto riguarda la pericolosità derivante da fattori idrogeologici si è tenuto conto del Piano per l'Assetto Idrogeologico (PAI) elaborato ed aggiornato nel corso di questi anni dalla Regione Sicilia. Come previsto dall'OPCM 3907/2010 art. 5 comma 4, sono da escludere dalla microzonazione le aree classificate come R4, qualora non ricadano all'interno dei centri urbani. All'interno dell'area sottoposta agli studi di microzonazione sismica per il Comune di Comiso non sono presenti aree soggette a rischio molto elevato (R4). Tuttavia una vasta area

caratterizzata da scorrimenti rotazionali e da fenomeni di crollo e ribaltamento a pericolosità moderata (P2), comprendente una zona a rischio medio (R2), viene segnalata a sud del centro abitato.

Sono inoltre segnalate delle aree a rischio Idrologico R4 (aree soggette a rischio esondazione) lungo le zone occidentali lambite dal Fiume Ippari e nelle zone depresse del centro abitato solcate da torrenti a luoghi parzialmente ricoperti.

Una disamina puntuale dei dissesti censiti, viene comunque svolta al cap. 8.

3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1 Inquadramento geologico

Il territorio comunale di Comiso si estende nel settore sud-occidentale dell'area Iblea, ai piedi della scarpata che collega l'altipiano con l'adiacente piana di Vittoria. Gli Iblei insieme alle aree sommerse del Canale di Sicilia costituiscono un settore dell'avampaese africano ("Blocco Pelagiano", Burolet et al., 1978). Questa è una zona stabile a crosta continentale africana spessa circa 30 km che dalla scarpata Ibleo-maltese si estende attraverso il Canale di Sicilia fino in Tunisia ed in Libia.

Il Blocco Ibleo-Pelagiano è costituito da una spessa sequenza carbonatica, clastico carbonatica, calcareo-marnosa e marnosa meso-cenozoica con intercalazioni di vulcaniti basiche a vari livelli stratigrafici. Sul substrato pre-triassico, si hanno poche informazioni, dai dati provenienti dalla geofisica è possibile ipotizzare la presenza di un intervallo carbonatico del Trias medio che poggerebbe su una successione clastica Permo-Triassica (Fig.3.1).

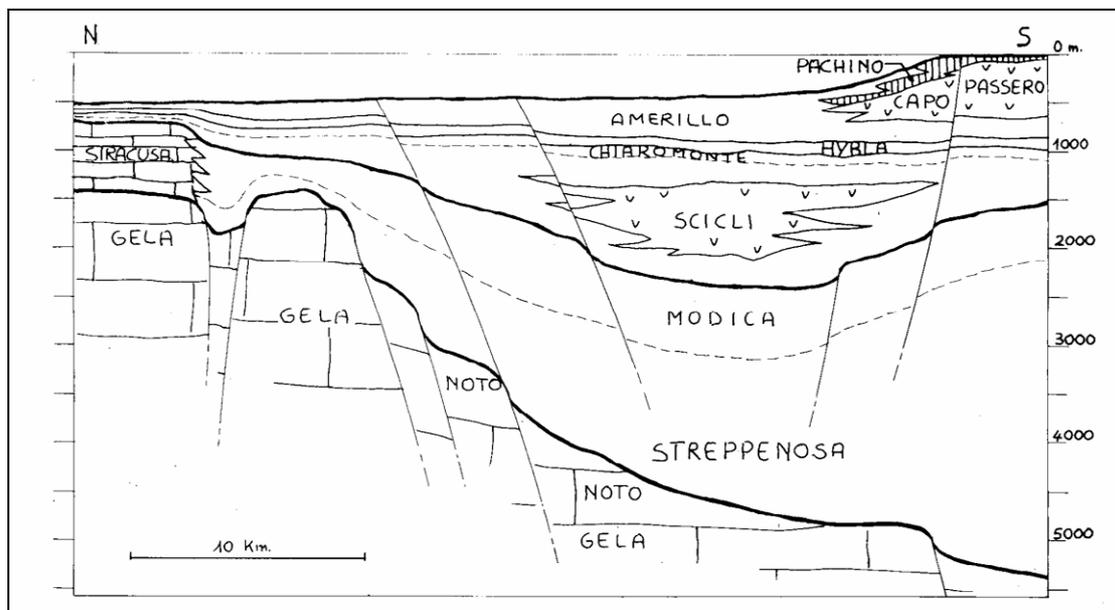


Figura 3.1 - Schema dei rapporti stratigrafici e strutturali dell'area iblea durante il mesozoico (da Catalano & D'Argenio, 1982)

Gli Iblei costituiscono l'avampaese dell'orogene siciliano e verso Nord e Nord-Ovest si inflettono nel sottosuolo al di sotto delle coltri della falda di Gela che rappresenta il fronte più esterno della catena Maghrebide (Bianchi et al., 1987) dando luogo ad una depressione nota come avanfossa Gela-Catania (Fig.3.2)

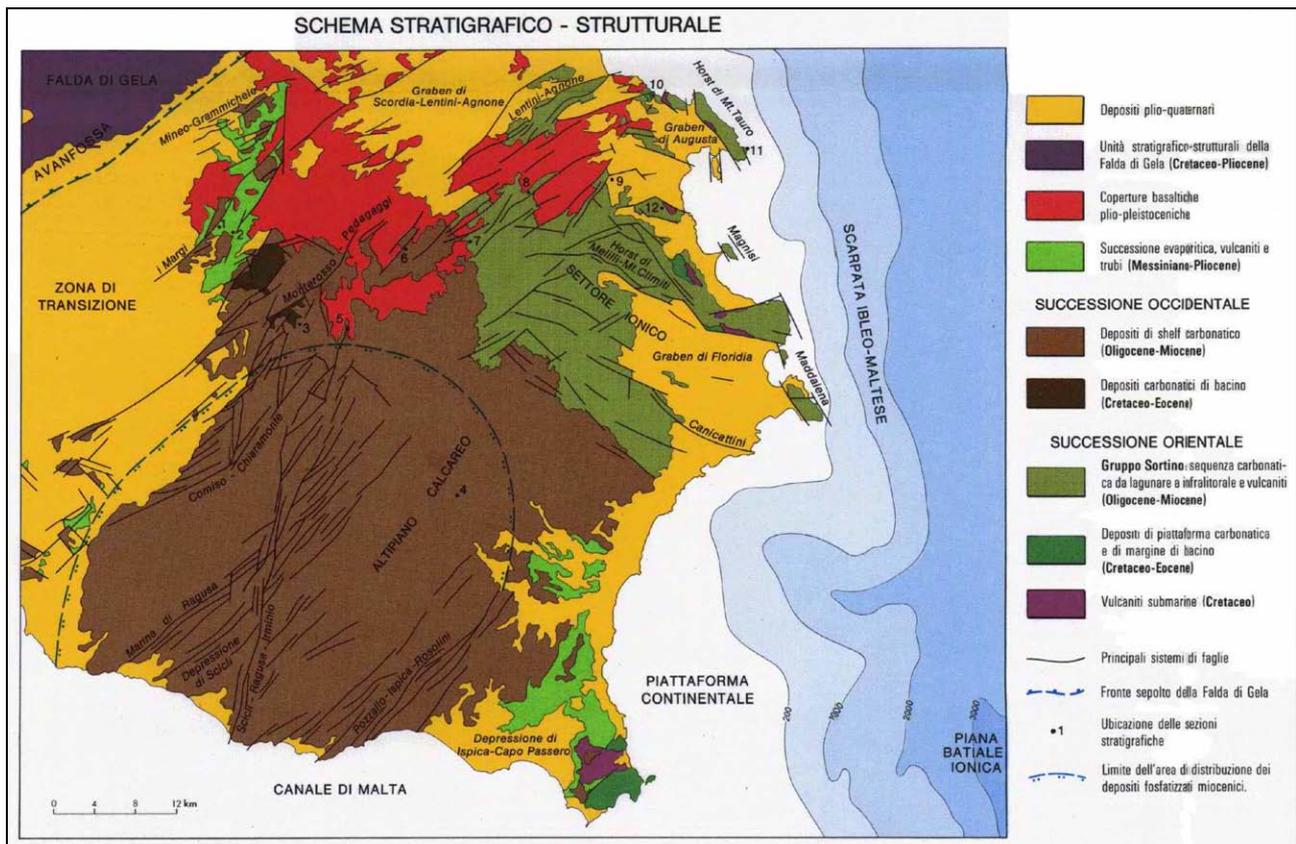


Figura 3.2 – Schema geologico della Sicilia sud-orientale (da Lentini et al 1984)

3.2 Aspetto tettonico

Gli Iblei nel loro complesso rappresentano un alto morfostrutturale allungato in senso NE-SO, la cui parte centrale, la più elevata, costituisce un altipiano carbonatico delimitato ad Ovest e Nord-Ovest dal sistema di faglie noto in letteratura come “Comiso-Chiaramonte” che ribassano gli iblei verso la piana di Gela-Catania, mentre ad Est e Sud-Est è limitato dai sistemi di faglie di Ispica e Rosolini che ribassano verso la Scarpata di Malta (Fig. 3.3).

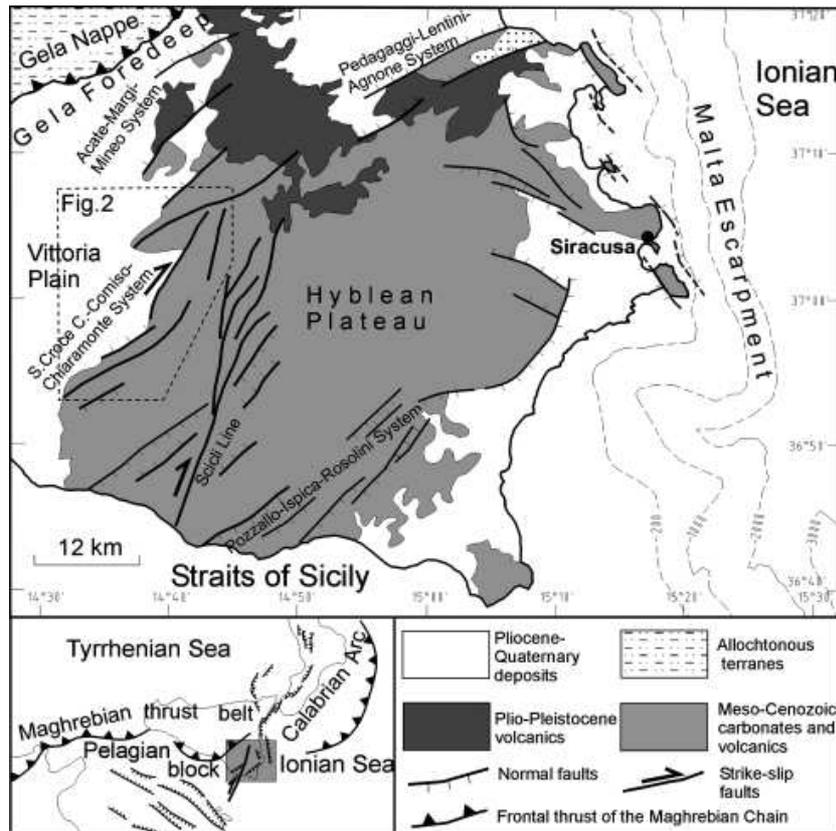


Figura 3.3 - Schema tettonico della Sicilia sud-orientale. Il riquadro in basso a sinistra mostra l'area del Mediterraneo centrale con il sovrascorrimento frontale dell'orogene (linee con triangoli) e le principali faglie quaternarie (linee con tratti). (mod. da Monaco et al 2003)

I depositi prevalentemente carbonatici affioranti mostrano una giacitura sub orizzontale o inclinata di pochi gradi che danno luogo ad estese monoclinali.

Gli Iblei sono dislocati da vari sistemi di taglio alcuni dei quali recenti, considerati sismogenetici, orientati NNE-SSO, NO-SE ed E-O.

L'altipiano Ibleo è interessato nella sua porzione centrale da una zona di taglio orientata NNE-SSO ritenuta trascorrente da vari Autori. Questa zona di taglio è costituita da una faglia principale (master fault) nota come "Scicli-Ragusa-Giarratana" cui sono associate numerose strutture di ordine minore sintetiche ed antitetiche (Fig.3.3).

Questa fascia di deformazione attraversa tutto l'altipiano generando una ampia struttura positiva al cui interno sono presenti sia strutture estensionali e/o transtensionali con geometrie di Horst e Graben, sia strutture compressionali minori con geometrie di tipo fiore positivo.

L'area che comprende il territorio comunale di Comiso è caratterizzata da una zona di taglio destra orientata SSO-NNE e da un sistema di faglie estensionali a gradinata che ribassano le successioni carbonatiche Oligo-Mioceniche verso nord-ovest ed ovest da quota 500-700 metri a quota 200-300 metri s.l.m. (MONACO et al., 2003). La zona di taglio principale è caratterizzata da almeno tre strutture trascorrenti disposte con geometrie en echelon con parziali sovrapposizioni sinistre. Le zone di sovrapposizione sono caratterizzate da strutture compressionali quali fiori positivi e faglie inverse con associate strutture estensionali quali faglie normali, fratture e joint. (MONACO et al., 2003) (Fig. 3.4).

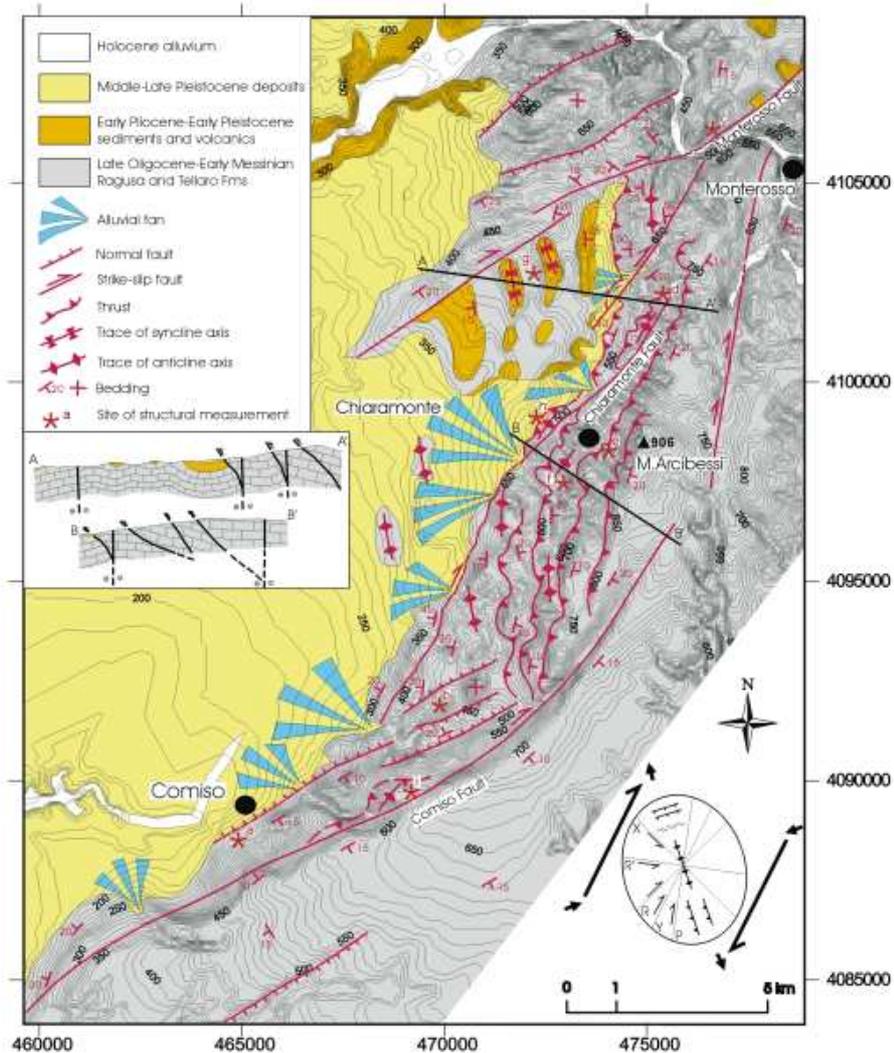


Figura 3.4 - Carta geologico-strutturale del margine occidentale del Plateau Ibleo dove è visibile la zona di taglio Comiso- Chiaramonte ed il sistema di strutture estensionali e contrazionali associate. (mod. da Monaco et al.2003).

L'età di attivazione della zona di taglio secondo MONACO et al., (2003) è contemporanea alla zona di taglio Scicli-Ragusa e sarebbe riferibile al Pleistocene inferiore in quanto taglia i depositi del Pliocene sup.-Pleistocene inferiore e non interessa i depositi alluvionali del Pleistocene medio. Secondo DI GRANDE & GRASSO, (1977) invece questa struttura sarebbe stata attiva dal messiniano superiore al Pleistocene e sarebbe responsabile del sollevamento del plateau ibleo e della sedimentazione pleistocenica lungo i bordi ribassati. Locali riattivazioni durante il pleistocene con meccanismi trascorrenti avrebbero prodotto sollevamenti di blocchi (GRASSO & REUTHER, 1988) e la formazione di strutture tipo pull-apart (GRASSO et al., 2001)

La faglia di Comiso-Chiaramonte, secondo MONACO et al. 2003, insieme al sistema Scicli-Ragusa potrebbero essere considerate come strutture di accomodamento a terra dello spreading che caratterizza il rift di Pantelleria (Canale di Sicilia) durante il Plio-Pleistocene (GHISSETTI & VEZZANI, 1980; REUTHER & EISBACHER, 1985; GRASSO et alii, 1986; REUTHER, 1987; REUTHER et alii, 1993).

3.2.1. Neotettonica

I depositi che caratterizzano gli Iblei sono prevalentemente carbonatici e mostrano una giacitura sub orizzontale o inclinata di pochi gradi che danno luogo ad estese monoclinali.

Gli Iblei, come già citato nei precedenti paragrafi, sono dislocati da vari sistemi di taglio alcuni dei quali recenti, considerati sismogenetici, orientati NNE-SSO, NO-SE ed E-O note come "S. Croce Camerina- Comiso- Chiaramonte", "Scicli-Ragusa-Giarratana", "Ispica- Rosolini". Alcune di queste strutture, a cui sono associate numerose strutture di ordine minore sintetiche ed antitetiche, nella letteratura geologica sono ritenute attive.

In questo quadro le faglie rilevate nel territorio di Comiso prevalentemente orientate in senso NE-SO ed in minor misura NNO-SSE e N-S generano un sistema di dislocazioni estensionali e/o transtensionali compatibile con il sistema di taglio principale Comiso-Chiaramonte disponendosi con geometrie sintetiche ed antitetiche alla master fault che oltre a dar luogo ad una gradinata morfostrutturale hanno influenzato in maniera significativa l'evoluzione plio-pleistocenica dell'area ed hanno condizionato lo sviluppo del reticolo idrografico.

Alcuni autori riconoscono lungo questa zona di deformazione delle riprese di movimento recenti ascrivibili al tardo quaternario. (Grasso *et alii*, 1986;; Catalano *et al.*, 2010 con bibliografia) Inoltre lungo la fascia di deformazione da essa sottesa sono posizionati diversi epicentri di terremoti avvenuti negli ultimi decenni. Deformazioni recenti che dislocano i depositi limnici pleistocenici del lago Casmene vengono segnalate da Conti *et al.*, (1979), mentre Grasso *et al.*, (2000) documentano una fase tettonica tardo pleistocenica che disloca i depositi calcarenitici della piana Vittoria –Comiso ipotizzando che alcune di queste faglie possono essere considerate ancora attive.

3.3 Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Comiso

3.3.1 Caratteri morfologici

I Monti Iblei costituiscono il settore sud-orientale della Sicilia, delimitato a Sud dal Mare Mediterraneo (Canale di Sicilia), a Est dal Mare Ionio, a Nord dalla piana di Catania e a Ovest dalla piana di Gela. Essi formano un altipiano che dal settore settentrionale, (Monte Lauro 986 metri s.l.m.) degrada verso sud e verso Est fino al livello del mare, a tratti interrotto da valli e scarpate abbastanza ripide.

L'altipiano, prevalentemente carbonatico, è interessato da una rete di valli molto incise disposte, nei settori occidentali, all'incirca in senso meridiano che drenano ed incanalano il deflusso superficiale verso sud sfociando nel canale di Sicilia, mentre nel settore settentrionale e orientale si sviluppano principalmente in senso Ovest-Est con recapito nel mare Ionio.

Aree pianeggianti si sviluppano localmente nel settore occidentale (piana di Comiso–Vittoria), nel settore sud-occidentale (dintorni dell'abitato di Pachino) e lungo la costa del settore orientale.

Dal punto di vista idrografico l'area presenta un buon sviluppo della idrologia superficiale con la presenza di diversi corsi d'acqua, talvolta perenni, che incidono profondi *canyon* (localmente denominati "cave") nei depositi carbonatici a giacitura prevalentemente tabulare.

Lo sviluppo di alcuni di questi corsi d'acqua, in particolare nella zona settentrionale dell'altopiano, suggerisce una genesi dovuta a controllo strutturale visto il parallelismo esistente tra le valli ed il lineamento tettonico (Scicli-Ragusa) di direzione NNE-SSO e nella porzione sud-occidentale con le faglie ad essa coniugate orientate NE-SO (Fig. 3.5).

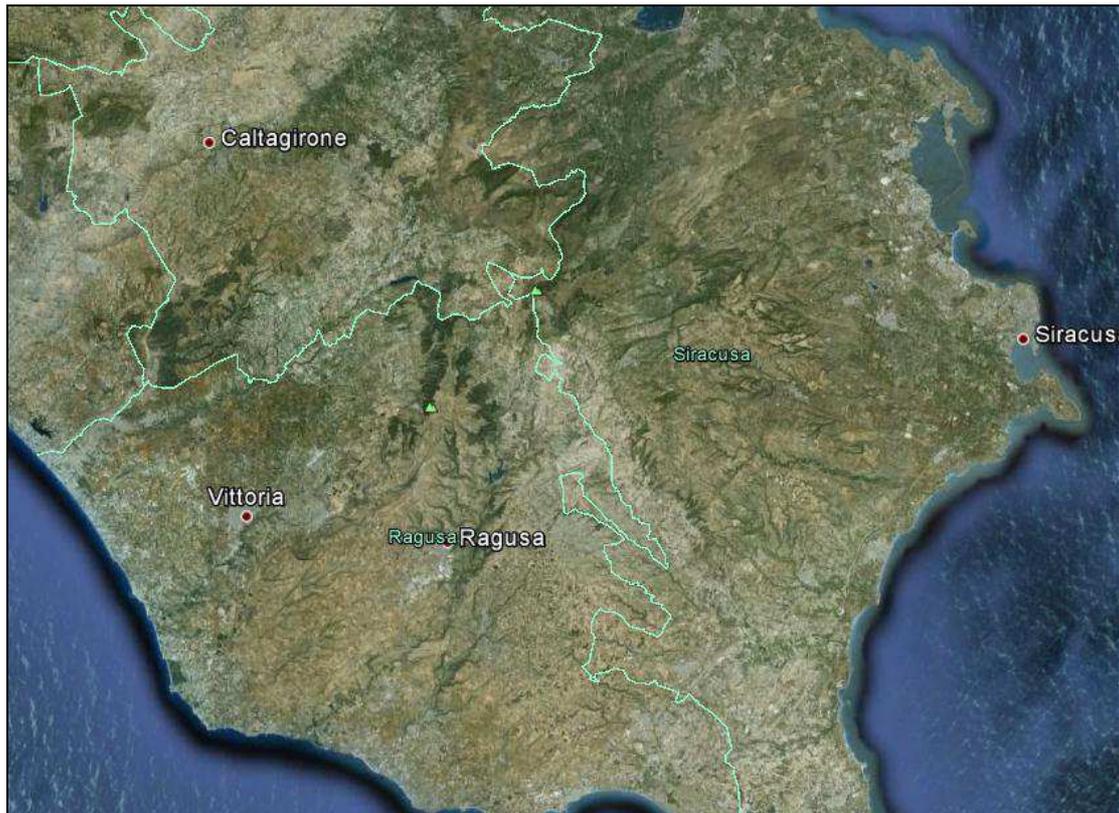


Figura 3.5 - Foto da satellite del settore Ibleo-ragusano che evidenzia le principali direttrici morfologiche che per lo più coincidono con i principali lineamenti tettonici

La natura prevalentemente carbonatica degli Iblei e l'abbondante circolazione idrica sia superficiale che sotterranea ha determinato lo sviluppo di numerosi processi carsici testimoniati sia da diffuse forme superficiali (*karren*, vaschette di dissoluzione, solchi, forre etc.), che ipogee (grotte, condotti carsici, a volte fossili, a vari livelli stratigrafici).

A luoghi sui fondovalle sono presenti inghiottitoi, sovente sepolti al di sotto di coltri alluvionali, dove spesso sono presenti sorgenti che alimentano il deflusso superficiale, emergenti in corrispondenza dei punti di affioramento dei locali livelli piezometrici, oppure attraverso polle ubicate in corrispondenza di fratture lungo il subalveo.

Il carsismo inizia nel Miocene superiore e continua per tutto il Pliocene fino al Quaternario generando un complesso sistema carsico con condotti e gallerie interconnessi, probabilmente controllato dall'attività tettonica e dalle fluttuazioni glacio-eustatiche plio-pleistoceniche. (Grasso et al., 2000).

Il centro abitato di Comiso ricade nel margine occidentale dei Monti Iblei, al piede della scarpata che si sviluppa in direzione NE-SO che raccorda il settore rialzato (altipiano) dei Monti Iblei con l'antistante piana di Vittoria.

Il settore della piana degrada verso Ovest e Nord-Ovest (Fiume Ippari) con forme ondulate, e la continuità topografica è interrotta a tratti da alcuni gradini morfologici, che rappresentano l'espressione superficiale di dislocazioni neotettoniche o di margini di piattaforme di abrasione marina, prodotte dalle oscillazioni eustatiche pleistoceniche.

L'altipiano, prevalentemente carbonatico, è interessato da una rete di valli incise disposte, all'incirca in senso NE-SO ed E-O che drenano ed incanalano il deflusso superficiale verso i quadranti occidentali e sono tributari del Fiume Ippari.

Alcune di queste incisioni denominate Torrente Cucca, Torrente Porcaro e Torrente Petrarò attraversano il centro abitato di Comiso lungo le vie Papa Giovanni XXIII°, Casmene e Petrarò.

L'abitato di Comiso posto al piede della scarpata è contraddistinto nel settore orientale dalla presenza di valli incassate caratterizzate allo sbocco dalla presenza di conoidi alluvionali abbastanza sviluppate (es. in corrispondenza della valle Cava Porcaro si sviluppa una conoide abbastanza consistente sulla quale si estende parte della porzione meridionale del centro abitato). Sbalzi di dislivello, a luoghi accentuati da tagli di fronti di cava, sono frequenti alla periferia meridionale e sud-orientale dell'abitato con il conseguente sviluppo di versanti molto acclivi, dove a luoghi pareti sub verticali presentano fenomeni di dissesto, tipo crollo, (Fig. 3.6) diffusi specialmente in corrispondenza delle aree intensamente fratturate. Aree a rischio crolli sono segnalate nel piano regolatore del 2007.



Figura 3.6 - Comiso: periferia sud-occidentale. Fronte di cava attualmente dismessa. Calcari della formazione Ragusa interessati da faglie e fratture ricoperti da una coltre metrica di detrito.

Il comune di Comiso ricade nella parte settentrionale del bacino del Fiume Ippari, in sinistra idraulica dell'omonimo corso d'acqua. In particolare, la città sorge al

marginale dell'altipiano calcareo ibleo, il cui limite geografico corrisponde alle scarpate che sorgono immediatamente ad Est dell'abitato, e la pianura incisa dal fiume Ippari, alla base di una scarpata morfologica a direzione SSW - NNE. Gli attuali dislivelli topografici sono il prodotto di un'intensa attività tettonica che ha sollevato l'insieme delle aree dell'altipiano rispetto a quella su cui sorge l'abitato stesso.

Altimetricamente la città si presenta in declivio da SE a NW, con dislivello massimo di circa 75 m. Il territorio è compreso nel Foglio I.G.M.I n. 647.

Il Fiume Ippari, costeggia Comiso e Vittoria, segnandone nella parte finale il confine comunale, e sfociando nel Mare Mediterraneo tra Scoglitti e Punta Braccetto. Le aree di interesse, oggetto di ulteriori analisi ai fini degli studi utili alla MS perimetrata sono: l'area corrispondente al centro abitato principale e l'area corrispondente alla località "Pedalino", situata a Nord-Ovest (Figg. 3.7, 3.8 e 3.9). Per le due aree individuate sono stati realizzati sei profili topografici di inquadramento, quattro per il centro abitato principale e due per la frazione di Pedalino (Fig. 3.7).

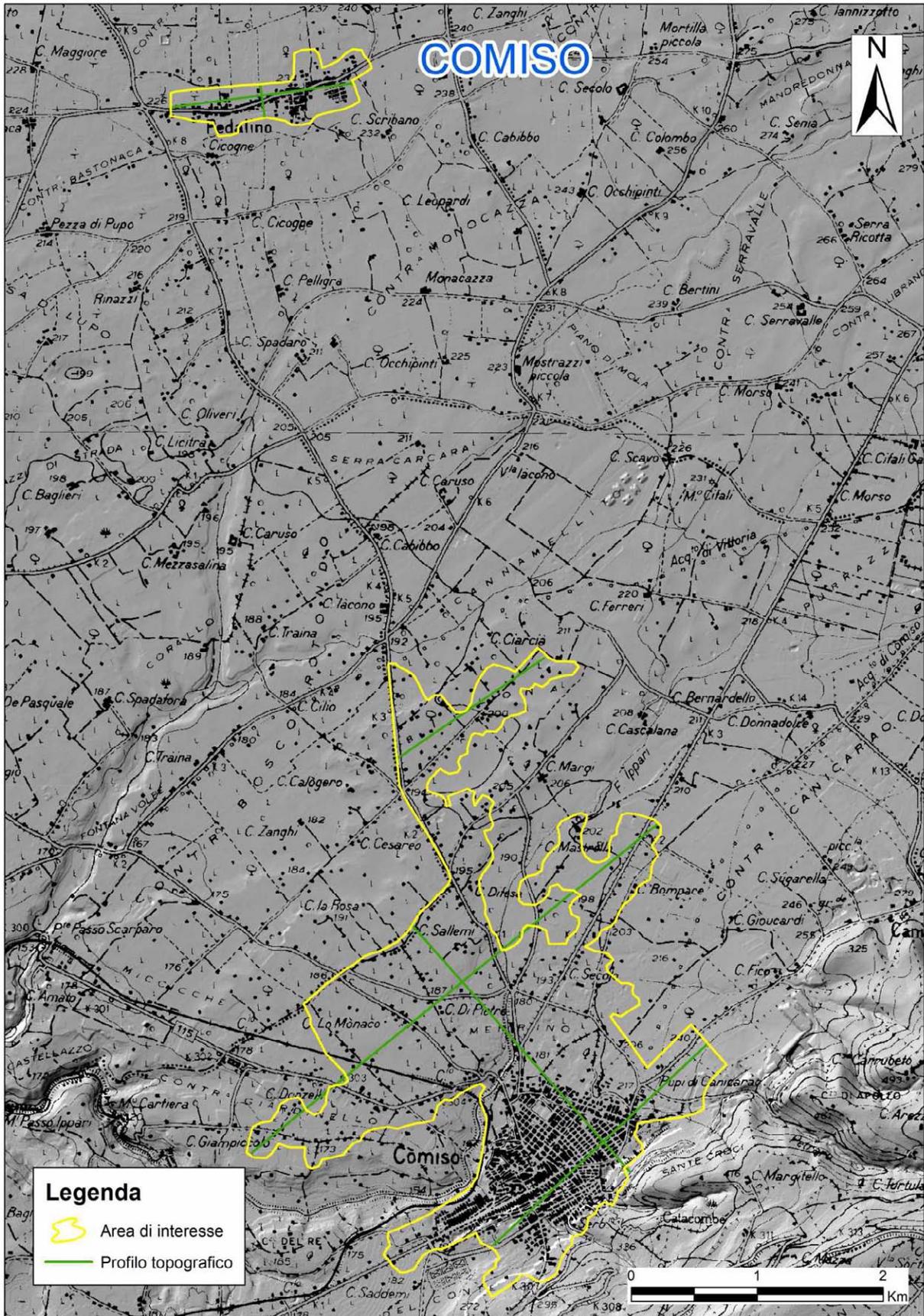


Figura 3.7 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 647: assetto morfologico del territorio di Comiso (Rg) e identificazione del Centro abitato principale e della località Pedalino.

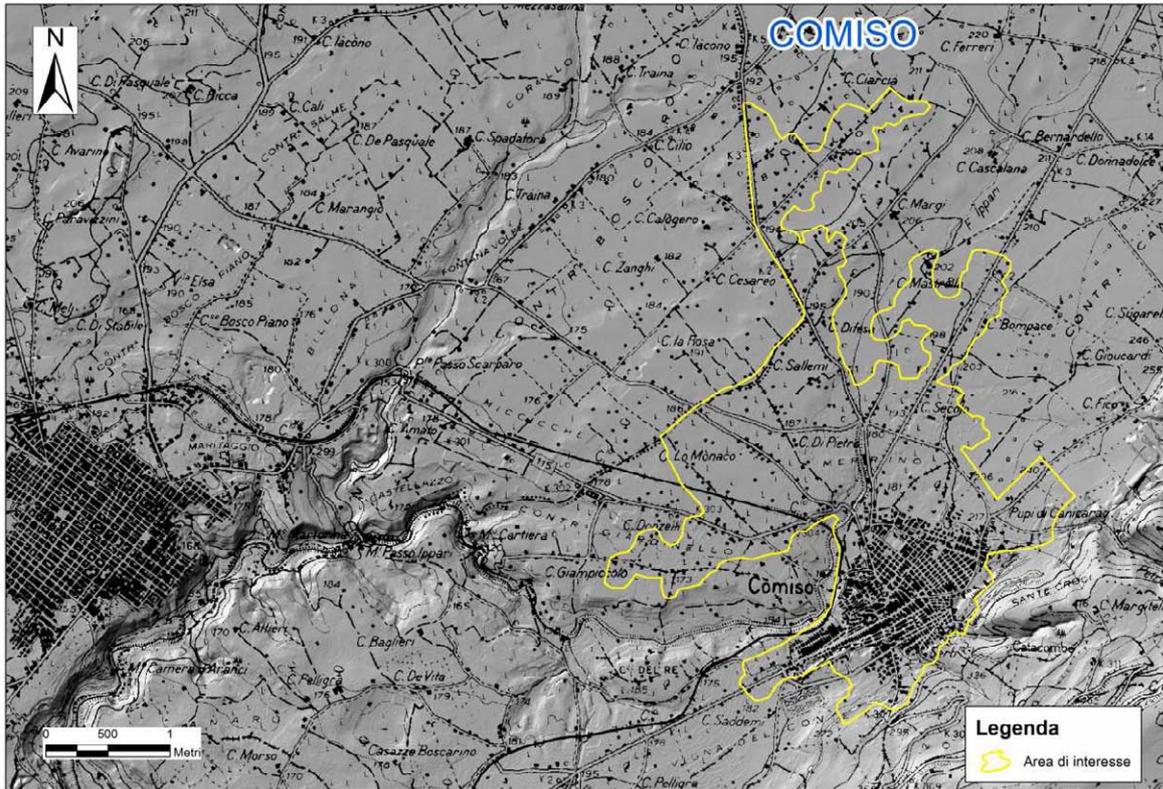


Figura 3.8 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 647: assetto morfologico del territorio di Comiso (Rg).

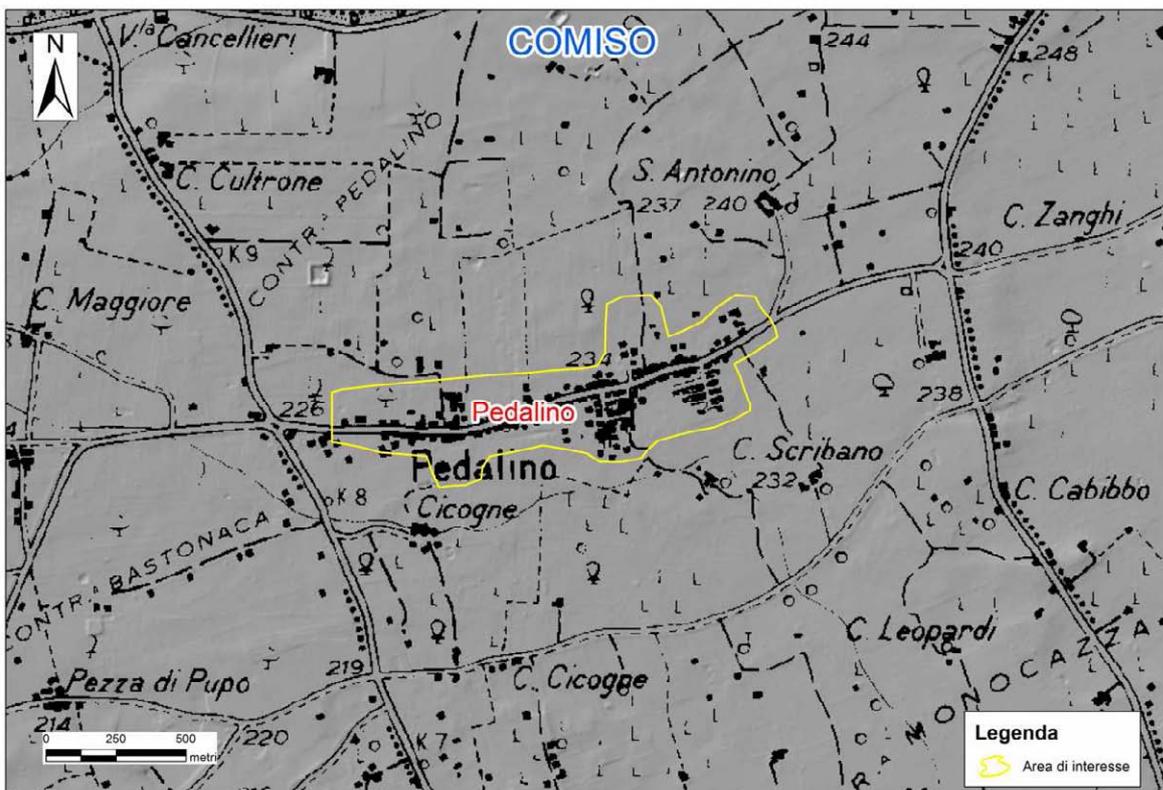


Figura 3.9 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 612: assetto morfologico del territorio della località Pedalino

Profili topografici di inquadramento: Centro abitato principale

Volendo evidenziare le caratteristiche morfologiche e topografiche dell'area d'interesse, si sono ricostruiti quattro profili topografici d'inquadramento, in corrispondenza dell'area interessata dal centro urbano di Comiso (Fig. 3.10). Il primo di questi profili, contrassegnato con il codice "Comiso 1" si sviluppa in direzione NO-SE. Questo interseca ortogonalmente gli altri profili "COMISO 2" e "COMISO 3" E "COMISO 4". Questi ultimi hanno sviluppo in direzione SO-NE, e permettono di ricostruire l'assetto morfologico e topografico dell'area di studio.

L'esame dei profili d'inquadramento (Figg. 3.11a-3.11d) evidenzia la morfologia dell'area di interesse, all'interno della quale si trova l'edificato principale del Comune di Comiso, caratterizzato da uno sviluppo asse principale longitudinale lungo più di 2500 metri (profilo 1, Fig. 3.11a), e da una oscillazione altimetrica nell'ordine di 60-70 metri (Figg. 3.11b, c, d). Dai profili topografici realizzati si evince con chiarezza che il centro abitato di Comiso è limitato nel suo sviluppo a Sud-Est dall'allineamento della scarpata fluviale generata dalla valle incassata del Fiume Ippari.

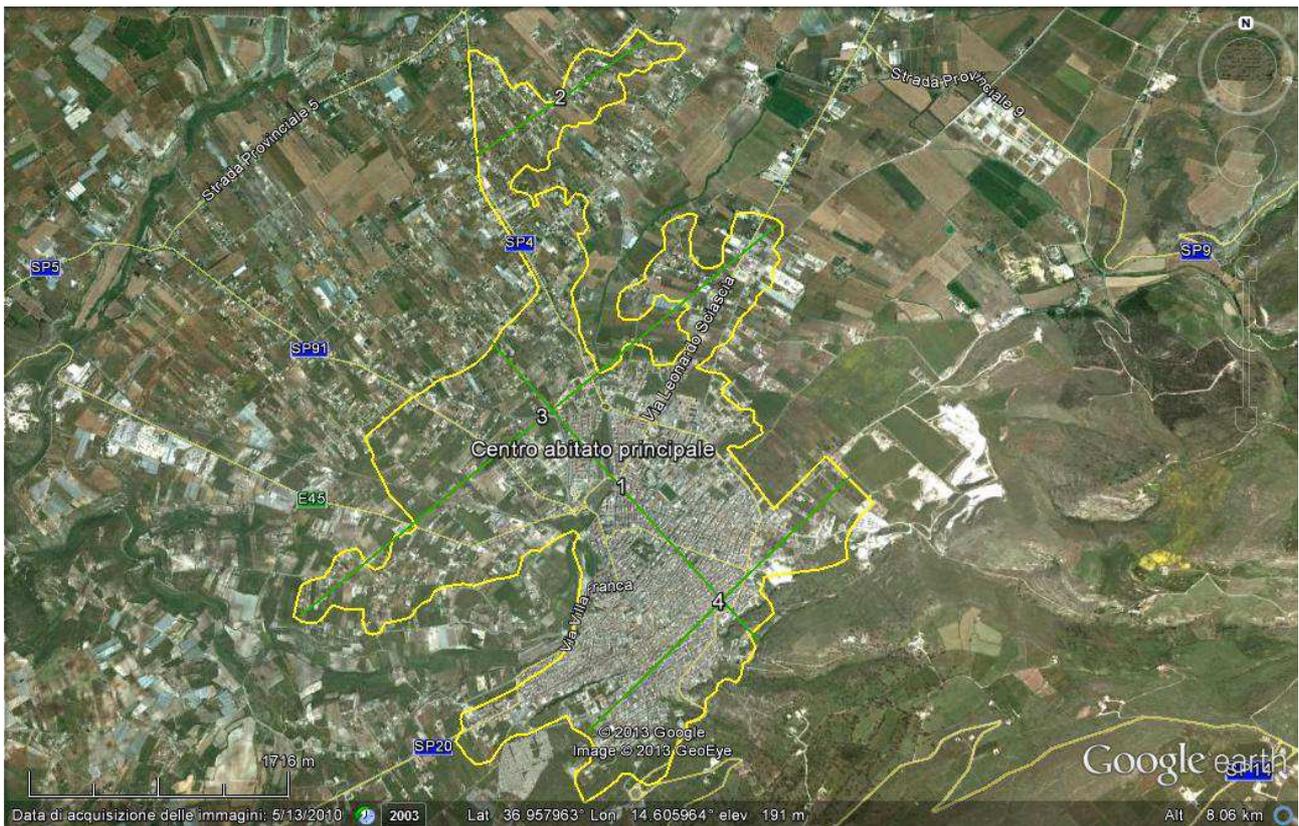


Figura 3.10 – Area di interesse di Comiso: profili topografici di inquadramento.

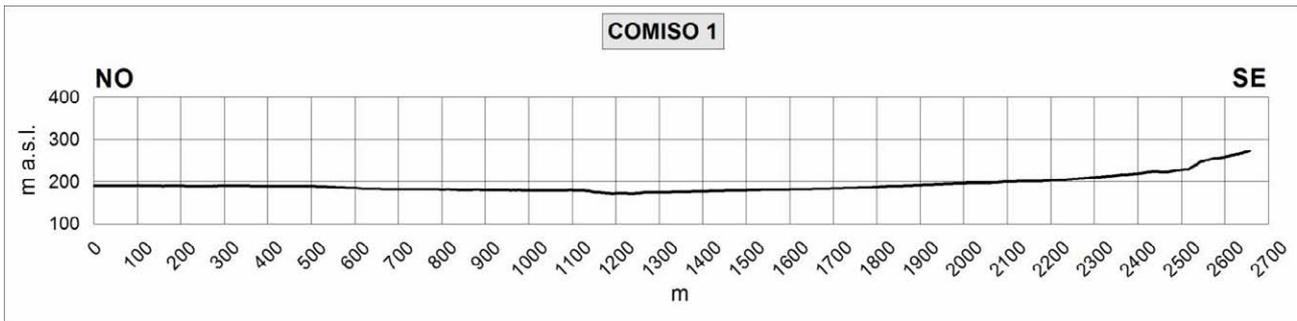


Figura 3.11a – Profilo topografico di inquadramento Comiso 1.

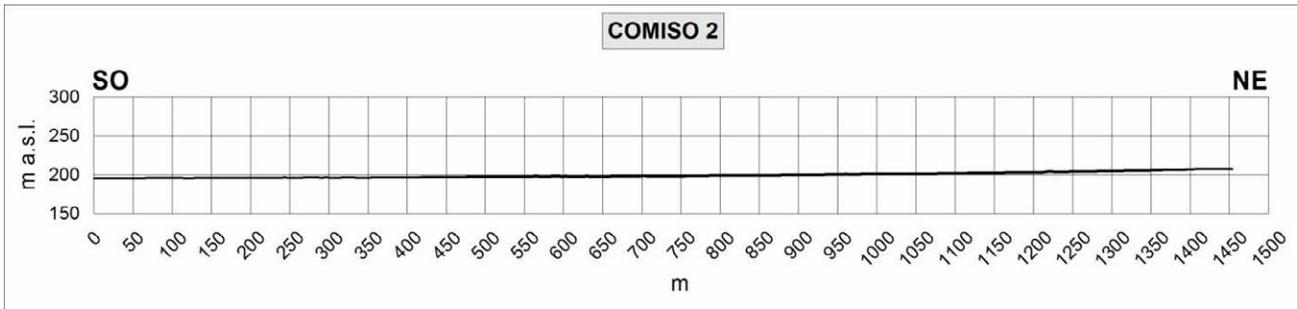


Figura 3.11b – Profilo topografico di inquadramento Comiso 2.

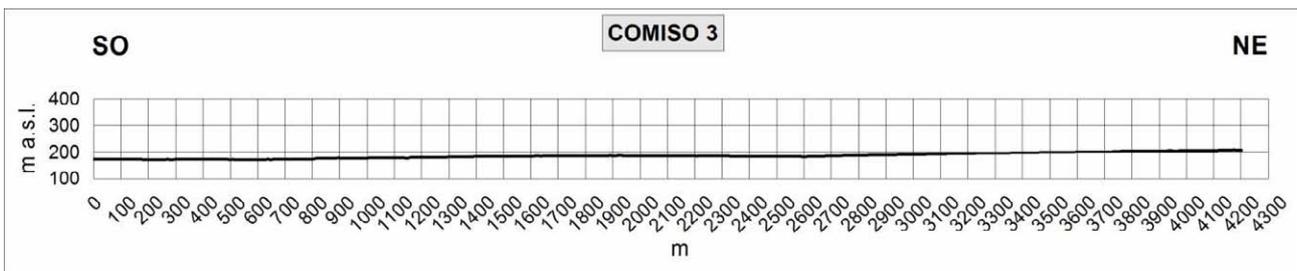


Figura 3.11c – Profilo topografico di inquadramento Comiso 3.

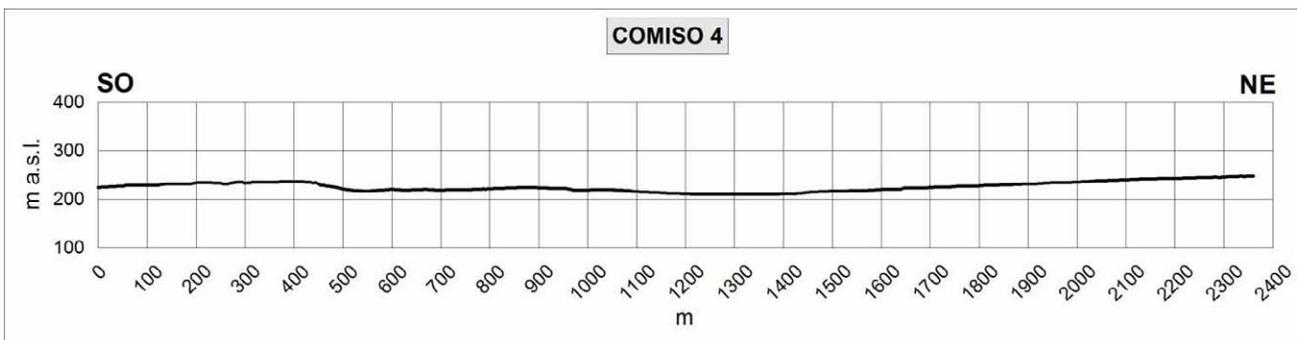


Figura 3.11d – Profilo topografico di inquadramento Comiso 4.

Profili topografici di inquadramento: Località Pedalino

A circa 6000 metri a Nord-Ovest del centro di Comiso, si trova un frazione abitata corrispondente con la località Pedalino. Questa è stata perimetrata e riconosciuta come nuova area di interesse. Per la località Pedalino sono stati realizzati due profili topografici ortogonali tra loro: "Comiso 5" che si sviluppa in direzione Ovest-Est, e "Comiso 6" che si estende da Nord verso Sud (Fig. 3.12). I profili mostrati nelle figure 3.13a e 3.13b confermano l'assetto pianeggiante della località Pedalino.

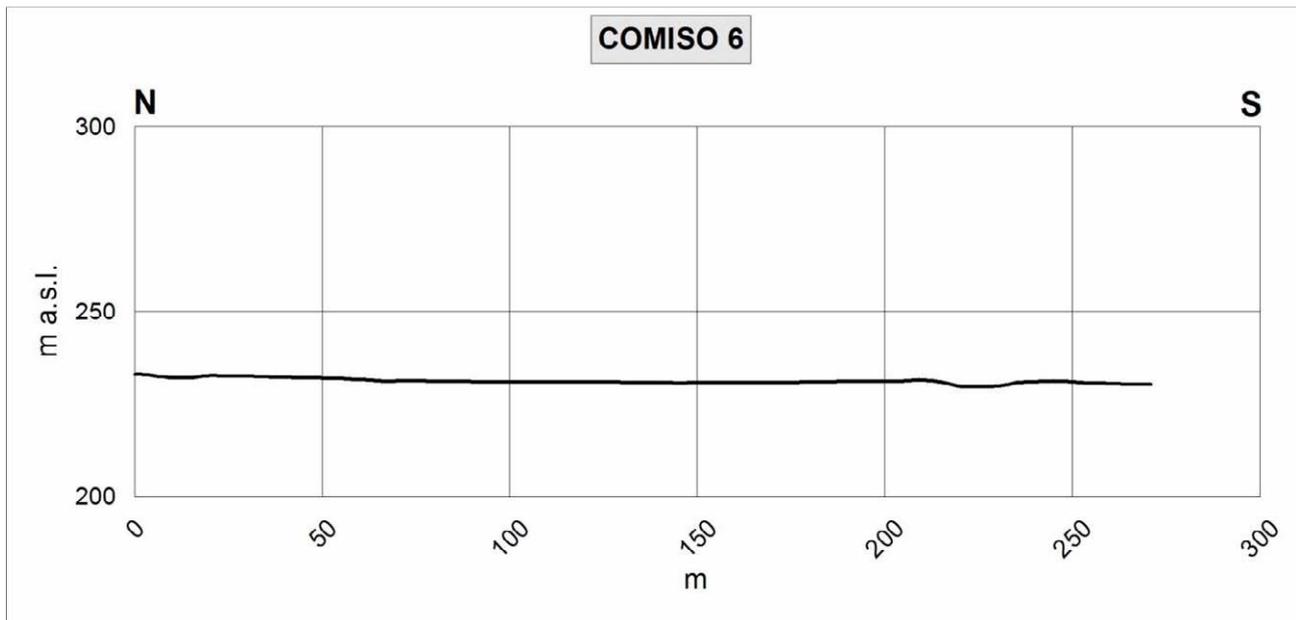


Figura 3.13b – Profilo topografico di inquadramento Comiso 6.

3.3.2 Litostratigrafia

Nell'area interessata affiorano le successioni cenozoiche prevalentemente carbonatico-marnose Oligo-Mioceniche riferibili alla formazione Ragusa (carta geologica Grasso, 1997, Fig. 3.14) e depositi eterogenei costituiti da calcari marnosi e marne con intercalazioni di calcareniti, limi e silt giallastri, calcareniti giallastre o bianche con intercalazioni di livelli marnosi e/o argillosi, travertini e depositi alluvionali nella piana di Vittoria-Comiso. Ancora depositi etero metrici e eterogenei grossolani caratterizzano le conoidi alluvionali presenti, al piede della scarpata Iblea, allo sbocco dei torrenti provenienti dall'altipiano. Depositi di copertura e falde detritiche sono ampiamente diffuse specialmente lungo i versanti e nelle zone di raccordo tra la piana e il rilievo degli Iblei.

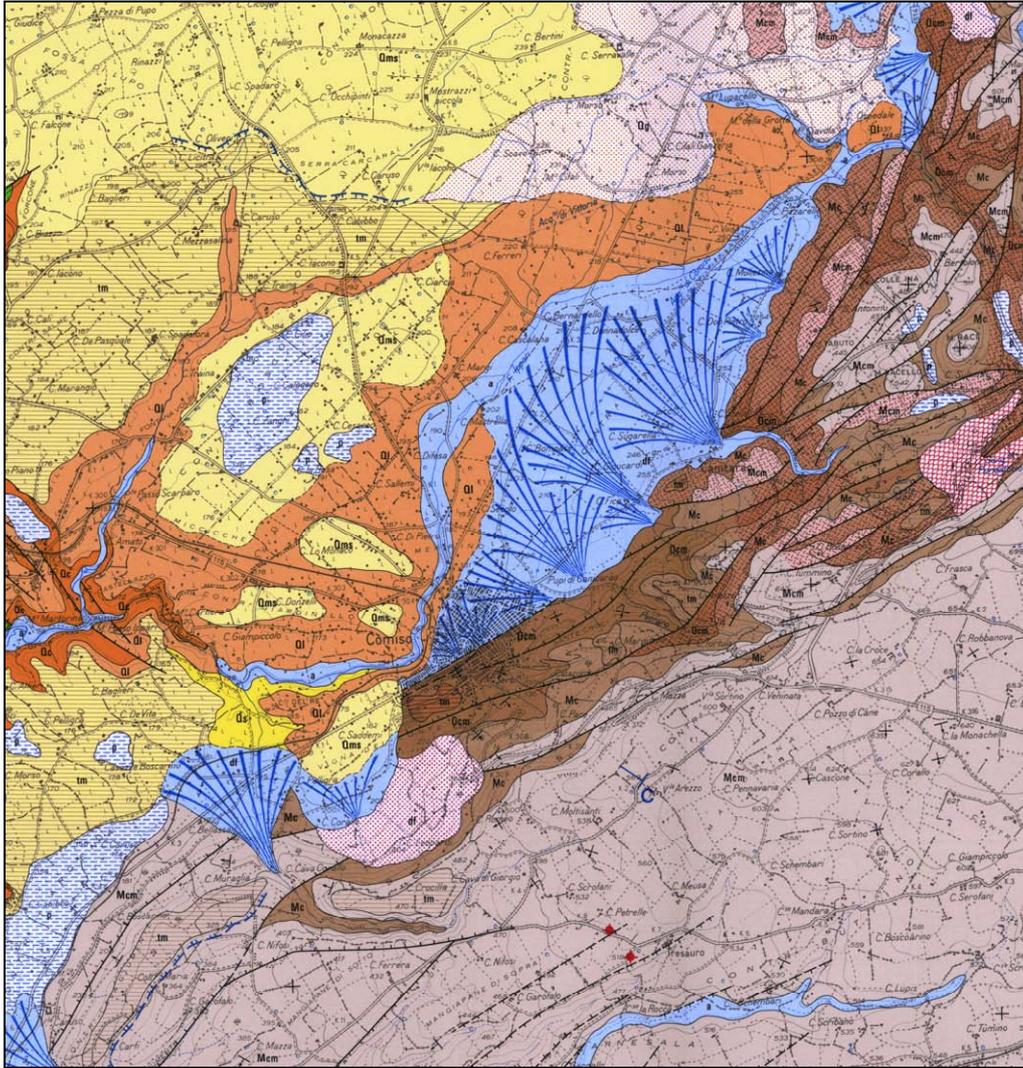


Figura 3.14 – Carta geologica dell'area di Comiso. Stralcio della "Carta geologica del settore centro-meridionale dell'altipiano ibleo" scala 1:50.000 – M. Grasso - SELCA Firenze (1997).

Legenda:

- a) alluvioni fluviali, fondi palustri recenti ed attuali - Olocene
- df) detrito di falda – Pleistocene medio-superiore
- p) depositi palustri antichi – Pleistocene superiore
- tm) terrazzi marini disposti in più ordini – Pleistocene medio
- Qg) brecce ad elementi carbonatici alternate a sabbie e limi fluvio-lacustri – Pleistocene medio
- Qms) Sabbie marine, fini, gialle e rossastre- Pleistocene medio
- Ql) sedimenti limnici – Pleistocene inferiore
- Qs) sabbie gialle di mare basso – Pleistocene inferiore
- Qc) Calcareni bianco-giallastre – Pleistocene inferiore
- Mm) marne grigio azzurre a frattura subconcoide - *Formazione Tellaro* - Serravalliano-Tortoniano superiore
- Mcm) *Formazione Ragusa* – Mb. *Irminio medio* – Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore
- Mc) *Formazione Ragusa* – Mb. *Irminio inferiore* – Aquitaniano-Burdigaliano inferiore
- Ocm) *Formazione Ragusa* – Mb. *Leonardo* – Oligocene superiore
- Em) *Formazione Amerillo* – Eocene medio

La successione litostratigrafica affiorante nel territorio di Comiso (Tab. 3.1) è costituita da:

3.3.2.1 Formazione Ragusa

La successione che caratterizza questa formazione nella letteratura geologica viene suddivisa in due intervalli: uno inferiore (Membro Leonardo) costituita prevalentemente da calcilutiti e marne di età Oligocene sup., ed una superiore (Membro Irminio) costituita da calcareniti e marne di età Miocene inferiore.

- **Mb. Leonardo** : è data dall'alternanza di calcisiltiti e calcilutiti biancastre in strati potenti 30-100 cm e di marne e calcari marnosi biancastri di 5-20 cm di spessore. L'intervallo basale è caratterizzato da estesi fenomeni di *slumping* .

Lo spessore medio complessivo affiorante è di circa 100 m.

Le associazioni faunistiche a foraminiferi planctonici sono indicative dell'Oligocene sup.

- **Mb. Irminio**: la parte inferiore di questo membro è costituito da calcareniti e calciruditi bianco-grigiastre o bianco-giallastre di media durezza, in banchi di spessore variabile talvolta fino a 10 m, separati da sottili livelli marnoso-sabbiosi. Localmente presenta stratificazione incrociata con struttura a spina di pesce o *hummocky*. A luoghi contiene, nella parte alta, un *hardground* fosfatifero di spessore da pochi centimetri fino a qualche decimetro di colore giallo-brunastro. Microfaune scarse e non determinabili ad eccezione di *Miogypsina sp.* e *Amphistegina sp.* e rari echinoidi.

La parte mediana è costituita da strati di calcareniti grigiastre spesse in media da 30 a 60 cm alternati a strati calcareo-marnosi di uguale spessore. Gli strati calcareo-marnosi contengono faune planctoniche a *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, *Praeorbulina sicana*.

Lo spessore dell'intera formazione è di circa 300 metri e, in accordo con i dati di letteratura, è riferibile all'intervallo Oligocene sup-Langhiano.

3.3.2.2 Calcareniti, calciruditi, sabbie e calcareniti organogene

Affiorano lungo la vallata del Fiume Ippari, poggiano in discordanza sui Trubi e sul substrato Miocenico, hanno aspetto estremamente vario ed inoltre costituiscono il substrato dei depositi limnici. Buoni affioramenti sono presenti lungo la vallata del fiume Ippari (ovest di Comiso) in C.da Giardinello. Sono costituite da calcareniti molto friabili di colore biancastro alternate a livelli sabbiosi giallastri con livelli riccamente fossiliferi contenenti pectinidi, ostreidi, clamys e gasteropodi. A luoghi alternate si rinvengono intercalazioni da centimetriche a decimetriche di marne grigio-verdi, che diventano prevalenti verso ovest dove raggiungono spessori di qualche centinaio di metri. In affioramento mostrano un alto grado di friabilità e fratturazione.

Generalmente presentano giacitura sub-orizzontale. Lo spessore varia da pochi metri a circa 30-40 metri nei dintorni di Comiso. L'età è attribuibile al Pleistocene inferiore (Grasso, 1997).

3.3.2.3 Marne, calcari marnosi, limi, limi sabbiosi, sabbie, calcareniti e travertini (complesso limnico)

Sono costituiti da una alternanza irregolare di calcari marnosi, marne grigio-azzurre, brecce e conglomerati poligenici, sabbie siltose, silts, argille, calcareniti

e travertini. Sono caratterizzati dalla presenza di una abbondante fauna costituita da molluschi sia dulcicoli che terrestri. Sono depositi di transizione tra l'ambiente marino ed il continentale e all'interno delle successioni sono presenti diversi passaggi laterali e verticali costituiti da interdigitazioni di limi, sabbie, ghiaie con calcareniti e sabbie talora grossolane. Poggiano in discordanza angolare su un substrato costituito dai Trubi del Pliocene inferiore e dalle biocalcareni del Pleistocene inferiore. A luoghi raggiungono una potenza di circa 40-50 m. L'età di questi depositi è ascrivibile alla parte terminale del Pleistocene inferiore (Grasso, 1997).

3.3.2.4 Sabbie gialle e calcareniti con intercalazioni di marne

Questi depositi sono costituiti principalmente da sabbie fini di colore giallastro a luoghi rossastri. Affiorano ad ovest dell'Abitato di Comiso e nell'area di Pedalino, poggiano in discordanza su varie unità pleistoceniche. Litologicamente sono costituite da sabbie medio-fini di colore giallo con a luoghi sfumature rossastre alternate a livelli da centimetrici a decimetrici di marne grigio-verdi ed intercalazioni di calcareniti in sottili strati o livelli lenticolari centimetrici. La stratificazione è poco marcata e dove presente è centimetrica. Lo spessore di questi depositi è estremamente variabile ed è compreso tra 20 e 40 m. L'età è ascrivibile al Pleistocene medio (Grasso, 1997).

3.3.2.5 Detrito di versante, fanglomerati e conoidi alluvionali

Sono depositi clastici continentali presenti lungo la rottura di pendenza tra l'altopiano Ibleo e la sottostante piana, depositi, per lo più, durante il Pleistocene superiore-Olocene.

Allo sbocco dei corsi d'acqua provenienti dall'altipiano sono presenti conoidi di detrito costituiti da brecce carbonatiche, con a luoghi elementi sub-arrotondati, immersi in una scarsa matrice sabbiosa e/o limosa nera. Litologicamente sono costituiti principalmente da depositi incoerenti, eterometrici ed eterogenei formati in massima parte da brecce, ghiaie e blocchi di natura calcarea in matrice sabbiosa e/o limosa. Questi depositi principalmente sono distribuiti lungo una fascia allungata circa NE-SO, posta al piede della scarpata occidentale Iblea, area di raccordo tra la piana di Vittoria e l'altipiano. Hanno notevole estensione areale specialmente in corrispondenza dell'abitato di Comiso (dove prendono il nome dialettale di "Girera"), dove si espandono per superfici a luoghi superiori ai 2 km di larghezza, con spessori che a volte raggiungono e superano i 35 m. L'età di questi depositi sembra ascrivibile al Pleistocene superiore-Olocene (Grasso, 1997).

3.3.2.6 Alluvioni : ghiaie, limi, sabbie e sabbie limose.

Si tratta di depositi fluviali presenti nei fondovalli, all'interno del centro abitato, costituiti da una alternanza irregolare di ghiaie, sabbie, limi, limi sabbiosi con a luoghi intercalazioni di brecce e ciottoli sub-arrotondati di dimensioni centimetriche e lenti di ghiaie miste a limi che nelle aree di fondovalle raggiungono spessori superiori ai tre metri mentre superano i dieci metri nelle aree di confluenza dei torrenti con il fiume Ippari. Anche se in massima parte non sono affioranti per l'intensa urbanizzazione, alcuni sondaggi e l'indagine geofisica

hanno permesso di ricostruirne lo spessore e l'estensione. Hanno spessori variabili e sono ascrivibili all'Olocene.

	Unità litostratigrafica	età	litologia	spessore
	Alluvioni : ghiaie, limi, sabbie e sabbie limose	Olocene	Alternanza irregolare di ghiaie, sabbie, limi, limi sabbiosi con a luoghi intercalazioni di brecce e ciottoli sub- arrotondati di dimensioni centimetriche e lenti di ghiaie miste a limi	3-10 m
	Detrito di versante, fanglomerati e conoidi alluvionali	Pleistocene superiore-Olocene	Depositi incoerenti, eterometrici ed eterogenei formati in massima parte da brecce, ghiaie e blocchi di natura calcarea in matrice sabbiosa e/o limosa.	3-35 m
	Sabbie gialle e calcareniti con intercalazioni di marne	Pleistocene medio	Sabbie medio-fini di colore giallo con a luoghi sfumature rossastre alternate a livelli da centimetrici a decimetrici di marne grigio-verdi ed intercalazioni di calcareniti in sottili strati o livelli lenticolari centimetrici	20-40 m
	Marne, calcari marnosi, limi, limi sabbiosi, sabbie, calcareniti e travertini (complesso limnico)	Pleistocene inferiore	alternanza irregolare di calcari marnosi, marne grigio-azzurre, brecce e conglomerati poligenici, sabbie siltose, silts, argille, calcareniti e travertini	10-50 m
	Calcareniti, calciruditi, sabbie e calcareniti organogene	Pleistocene inferiore	calcareniti molto friabili di colore biancastro alternate a livelli sabbiosi giallastri con livelli riccamente fossiliferi contenenti pectinidi, ostreidi, clamys e	30-40 m

			gasteropodi. A luoghi alternate si rinvengono intercalazioni da centimetriche a decimetriche di marne grigio-verdi.	
	Formazione Ragusa: Membro Irminio Membro Leonardo	Oligocene superiore – Miocene inferiore/medio	prevalenti calcari e calcari marnosi in strati da decimetrici a metrici con intercalazioni di marne calcaree in strati da centimetrici a decimetrici.	50-200m

Tabella 3.1- Rappresentazione schematica della successione litostratigrafica dell'area di Comiso.

3.3.3. Lineamenti tettonici di Comiso

Il centro abitato di Comiso è ubicato subito ad ovest di una faglia attiva e capace, segnalata nel catalogo del progetto **ITHACA (Italy HAZard from CApable faults)**, si trova sul prolungamento di alcune faglie di ordine minore coniugate ad essa e sorge su un substrato in parte carbonatico a luoghi fratturato, in parte su depositi di conoide alluvionale ed in parte su depositi di copertura pleistocenici di varia natura, limnici, detritici e/o alluvionali.

Le successioni carbonatiche presenti nell'area orientale e meridionale di Comiso hanno avuto un comportamento prevalentemente fragile in risposta alle sollecitazioni tettoniche che hanno interessato la zona, con la conseguente formazione di fratture, joint e faglie estensionali e/o transtensionali ad alto angolo.

Mentre le dislocazioni nell'area della piana di Vittoria – Comiso hanno accomodato le dislocazioni con alti e bassi strutturali che hanno influenzato l'andamento del reticolo idrografico e l'evoluzione morfostrutturale dell'area.

Le successioni carbonatiche affioranti nell'abitato di Comiso e nelle immediate vicinanze mostrano una giacitura sub-orizzontale e/o leggermente monoclinica immergente verso Est e Sud-Est, con valori di inclinazione che oscillano tra 5° e circa 15°.

Questa variazione di pendenza può essere dovuta alla presenza delle faglie estensionali e transtensionali ad alto angolo, orientate circa NE-SO e ENE-OSO.

La prima di queste faglie orientata ENE-OSO intercetta le quote più elevate del centro abitato e produce una dislocazione all'interno dei carbonati della formazione Ragusa, ribassando verso nord-ovest.

Questa zona di taglio indicata come "Comiso-Chiaramonte" lambisce il settore sud-orientale del centro abitato, è stata interpretata, insieme alla zona di taglio Scicli-Ragusa come continuazione *onshore* del sistema trasforme destro, orientato SSO-NNE, che nel canale di Sicilia ha accomodato l'apertura del rift di Pantelleria durante il Plio-Pleistocene. (Ghisetti & Vezzani, 1980; Grasso *et alii*, 1986 e Grasso & Reuther, 1988, Monaco *et alii.*, 2003).

Nell'abitato di Comiso questa zona di taglio è espressa da una faglia con rigetto verticale di circa 150 m che nei pressi del cimitero mostra un andamento sub verticale con direzione N70E°, caratterizzata da fratture ed indicatori cinematici indicanti un movimento estensionale.

Una seconda faglia normale posta più ad est mostra anch'essa rigetto verticale non quantificabile e disseca il membro Irminio della fm Ragusa ribassando verso nord-ovest

Le faglie e fratture di ordine minore, nei dintorni e nel centro abitato di Comiso, sono prevalentemente orientate in senso NE-SO ed in minor misura ONO-ESE e N-S. In generale si tratta di dislocazioni estensionali e/o transtensionali che danno luogo ad una sequenza di alti e bassi strutturali o a geometrie tipo en echelon che tra l'altro hanno influenzato in maniera significativa l'evoluzione del versante e del reticolo idrografico dell'area.

Tutto il sistema deformativo che interessa Comiso ed i suoi immediati dintorni sembra inquadrabile all'interno della zona di taglio transtensivo "Comiso-Chiaramonte" un' ampia fascia di deformazione, che si sviluppa dal Canale di Sicilia fino alle propaggini settentrionali dell'altipiano Ibleo, ritenuta nella letteratura geologica struttura sismo genetica, all'interno della quale le faglie e le fratture di ordine minore possono essere interpretate, come strutture sintetiche ed in minor misura antitetiche della stessa.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Il database

I dati geotecnici e geofisici di base utilizzati per lo studio consistono di:

- 1) Dati pregressi ritenuti utili ai fini degli studi tra quelli resi disponibili da Amministrazioni pubbliche (Tabb. 4.1 e 4.2);
- 2) Rilevamenti geologici di controllo sul terreno;
- 3) Misure passive del rumore ambientale, mediante tecnica a stazione singola (HVSr).

I dati geotecnici raccolti ai fini dello studio derivano da:

- a) Comune di Comiso - Studio geologico – geomorfologico – idrogeologico, ai sensi della C.A. TT.AA. Regione Siciliana n° 2222 del 31/0195, relativo alla revisione del P.R.G. redatto dal Dott. Geol. F. Senia
- b) Comune di Comiso – Studio Geologico per il Progetto esecutivo dell’impianto di distribuzione urbana del gas metano nella frazione di Pedalino;
- c) Comune di Comiso – Studio Geologico per il Progetto di messa in sicurezza ed adeguamento sismico della scuola materna “Monserrato” sita in via Roma a Comiso (RG) redatto dal Dott. Geol. C. Lo Presti;
- d) Comune di Comiso – Studio geologico per il Progetto per la realizzazione di un muro di contenimento e di un rilevato stradale in via Villafranca redatto dal Dott. Geol. N. Bencivinni;
- e) Azienda U.S.L. n.7 – Studio geologico per i lavori di costruzione di una Residenza Sanitaria Assistita per anziani del Comune di Comiso (RG) redatta dal Dott. Geol. M. Drago;
- f) Provincia Regionale di Ragusa – 19° Settore
Lavori di adeguamento alle norme di sicurezza e di prevenzione incendi presso gli istituti scolastici provinciali. Scala di emergenza a servizio dell’Istituto d’Arte di Comiso;
- g) Provincia Regionale di Ragusa – 19° Settore
Lavori di adeguamento alle norme di sicurezza e di prevenzione incendi presso gli istituti scolastici provinciali. Liceo Scientifico Comiso.

Indagini Comiso	QUANTITA'
Lavori commissionati dalla U.S.L. n 7	
Sondaggi a carotaggio continuo	3
Prelievo campioni nei sondaggi	7
Prove penetrometriche del tipo SPT	3
Analisi di laboratorio (analisi granulometriche ed indagini geotecniche)	21
Indagini sismiche di tipo Down Hole	1
Lavori commissionati dal Comune	
Sondaggi a carotaggio continuo	23
Prelievo campioni nei sondaggi	27
Analisi di laboratorio (analisi granulometriche ed indagini geotecniche)	31
Prove penetrometriche del tipo SPT	13
Indagini sismiche di tipo Down Hole	1
MASW	1

Altri lavori commissionati dalla Provincia	
Sondaggi a carotaggio continuo	8
Prelievo campioni nei sondaggi	16
Indagini idrogeologiche	1
Indagini sismiche di tipo Down Hole	1
Microtremori a stazione singola (HVSR) Unipa	
Indagini sismiche di tipo HVSR	54

Tabella 4.1 - Prove geognostiche, geofisiche e di laboratorio disponibili e di nuova acquisizione che riguardano il territorio comunale di Comiso con indicazione della provenienza dei dati.

TOTALE PROVE: Comiso	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	34
Prelievo campioni nei sondaggi	50
Analisi di laboratorio (analisi granulometriche ed indagini geotecniche)	52
Prove penetrometriche del tipo SPT	16
Indagini idrogeologiche	1
MASW	1
Indagini sismiche di tipo Down Hole	3
Indagini sismiche di Microtremori stazione singola (HVSR)	54

Tabella 4.2 - Sintesi delle prove geognostiche, geofisiche e di laboratorio che riguardano il territorio comunale di Comiso

4.2. Unità geologico-litotecniche

Sulla base delle caratteristiche litotecniche dei terreni affioranti, dei dati di sottosuolo, delle caratteristiche meccaniche sono state distinte le unità geologico-litotecniche presenti nel territorio di Comiso.

Le unità geologico-litotecniche sono state differenziate tra terreni di copertura e substrato geologico.

I terreni del substrato, in base a le loro caratteristiche meccaniche ricavate dai dati preesistenti, e in considerazione dei dati geofisici raccolti e interpretati in questa prima fase di studio (cfr. Par.5.1), sono stati distinti in due differenti tipologie:

- alternanza litologica stratificata (ALS - non affiorante), a questa classe sono stati attribuiti i terreni calcareo e calcareo-marnosi della Formazione Ragusa
- substrato geologico non rigido stratificato (NRS), costituito dalle porzioni di alterazione superficiale e/o di intensa fratturazione dei litotipi calcareo e calcareo marnosi della Formazione Ragusa (Tab. 4.3).

Il contatto tra queste due tipologie di substrato come già accennato nei paragrafi precedenti non è dato da un limite stratigrafico ma si individua, all'interno della stessa formazione geologica (Fm. Ragusa), a profondità variabili in funzione di diversi fattori, quali alterazione della successione carbonatica e/o intensità della fratturazione. Di norma, sulla base delle indagini geofisiche esistenti (Down Hole) e di quelle realizzate ex novo dall'Università (HVSR), in situazioni di substrato geologico affiorante costituito dalle successioni carbonatiche della Fm. Ragusa, il passaggio da $V_s < 800$ m/s a $V_s > 800$ m/s è stato riscontrato a profondità variabili da 2-3 m fino a 13 m, per arrivare in alcuni casi a profondità superiori ai 30 m.

Per le coperture è stato considerato uno spessore minimo di 3 m. Per descrivere la litologia dei terreni è stato utilizzato l'*Unified Soil Classification System* (leggermente modificato, ASTM, 1985), un sistema di classificazione dei suoli, utilizzato sia in ingegneria che in geologia, che può essere applicato alla maggioranza dei materiali non consolidati ed è composto da una sigla formata da 2 lettere.

Nell'area studiata sono state distinte quattro differenti tipologie di coperture in funzione delle caratteristiche granulometriche e della loro genesi: "Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo" (GM), "Sabbie limose, miscela di sabbia e limo" (SM), "Limi inorganici, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità" (ML) e "argille inorganiche, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose" (CL). (Tab. 4.4).

La distinzione tra le diverse tipologie di copertura non sempre è risultata agevole, in quanto soprattutto i terreni che ricoprono le zone più occidentali dell'area di studio sono caratterizzati da una marcata variabilità litostratigrafica sia verticale che orizzontale.

In funzione di ciò i limiti delle diverse coperture individuate e riportate nella carta geologico-tecnica, sono da intendere come presunti. La localizzazione corretta va rimandata ai successivi gradi di approfondimento degli studi di microzonazione, così come una più precisa definizione degli spessori, soprattutto nelle aree caratterizzate dall'assenza di indagini.

Terreni di substrato

Unità litostratigrafica	Tipologia di substrato	Sigla	stratificazione	Grado di fratturazione
Porzione superficiale dei calcari marnosi e marne della Formazione Ragusa	Substrato geologico non rigido	NRS	stratificato	Medio-alto
Porzione profonda dei calcari, calcari marnosi e marne della Formazione Ragusa	Alternanza di litotipi	ALS	stratificato	Medio a tratti medio-alto

Tabella 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato

Terreni di copertura

Depositi alluvionali attuali e recenti	ML - Limi inorganici, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità.
Detrito di versante, fanglomerati e conoidi alluvionali	GM - Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo
Sabbie gialle e calcareniti con intercalazioni di marne	SM - Sabbie limose, miscela di sabbia e limo; CL - Argille inorganiche, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose
Marne, calcari	CL - Argille inorganiche, argille ghiaiose o sabbiose,

marnosi, limi, limi sabbiosi, sabbie, calcareniti e travertini (complesso limnico)	argille limose - ML - Limi inorganici, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità
---	--

Tabella 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura

4.3 Indagini geofisiche precedenti

Il Settore Geologia e Geofisica della Provincia Regionale di Ragusa ha eseguito una indagine sismica verticale di tipo Down Hole (088003P6DH34) per la realizzazione di una scala d'emergenza e servizio dell'Istituto d'Arte di Comiso, nell'ambito dei "Lavori di adeguamento alle norme di sicurezza e di prevenzione incendi presso istituti scolastici provinciali".

Sono presentati i tempi di percorso verticale, le velocità di intervallo, nonché i modelli di velocità in funzione della profondità ottenuti con il metodo delle velocità d'intervallo e con il metodo delle dromocrone. Tuttavia una valutazione delle indagini riportate richiederebbe l'analisi dei dati sperimentali che non sono riportati, per cui l'attendibilità di queste indagini va comunque considerata limitata.

Nella relazione per le indagini geognostiche-geotecniche relative ai lavori di costruzione di una residenza sanitaria assistita per anziani nel Comune di Comiso è riportata n° 1 indagine sismica verticale di tipo Down Hole (088003P6DH145) e n. 1 misura di microtremore. Anche per questo down-hole vengono presentati i tempi di percorso verticale, le velocità di intervallo, nonché i modelli di velocità in funzione della profondità ottenuti con il metodo delle velocità d'intervallo e con il metodo delle dromocrone. Una valutazione corretta delle indagini riportate richiederebbe l'analisi dei dati sperimentali che non sono riportati, per cui l'attendibilità di queste indagini va comunque considerata limitata. La misura di microtremore è stata interpretata con il metodo di Nakamura e l'analisi spettrale risulta compatibile con i risultati delle nuove misure HVSR effettuate per questo studio di microzonazione.

Nella relazione per le indagini geognostiche per la messa in sicurezza della scuola materna Monserrato in via Roma a Comiso è riportata n° 1 indagine sismica verticale di tipo Down Hole (088003P6DH4). Anche in questo caso valgono le considerazioni fatte per i precedenti indagini dello stesso tipo.

Infine è riportata anche una indagine sismica di tipo MASW (088003L1-MASW1). La curva di dispersione sperimentale presenta un elevato rumore per frequenze minori di 30 Hz che rendono in pratica non interpretabile questa parte della curva. Inoltre i valori numerici del modello interpretativo risultano poco compatibili con i dati sperimentali ottenuti e con il grafico della variazione della velocità di taglio con la profondità.

4.4. Il metodo HVSR

Il rumore sismico naturale è presente in qualsiasi punto della superficie terrestre e consiste per lo più di vibrazioni del suolo prodotte dall'interferenza di onde di volume e di superficie, prodotte da sorgenti che si ipotizza siano distribuite con caratteristiche di relativa omogeneità e isotropia sulla superficie del suolo e nel sottosuolo. Le sorgenti principali del rumore sismico consistono in fenomeni atmosferici, idrodinamici e processi di circolazione di fluidi e micro-fratturazione nel sottosuolo. Esistono anche sorgenti di natura antropica che producono localmente rumore sismico generalmente a frequenze relativamente alte rispetto a quelle del rumore di origine naturale (superiori in genere a 10 Hz).

Nelle zone in cui non è presente alcuna sorgente di rumore locale e nel caso in cui il basamento roccioso sia affiorante o superficiale, un'analisi statistica degli spettri di potenza dei segnali accelerometrici osservati per tempi di registrazione molto lunghi, ha permesso di definire le curve limite (Peterson, 1993) mostrate in Fig. 4.1. La curva blu rappresenta il rumore di fondo "minimo" di riferimento secondo il Servizio Geologico Statunitense (USGS) mentre la curva verde rappresenta il "massimo" di tale rumore.

L'andamento dello spettro del rumore di fondo è certamente influenzato dalle caratteristiche delle sorgenti e dal loro peso relativo, ma è anche influenzato da effetti di amplificazione che in certi intervalli di frequenze possono essere prodotti da eterogeneità della distribuzione dei parametri meccanici nel sottosuolo e da complessità della morfologia della superficie del suolo.

Si può dimostrare che in corrispondenza alle frequenze di risonanza di una sequenza di strati, il rapporto tra gli spettri delle componenti orizzontale e verticale delle vibrazioni del suolo prodotte da sorgenti naturali, che viene indagato nel metodo HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) presenta dei picchi generalmente indicativi delle frequenze di risonanza (Fig. 4.2). Ma è ovvio che non necessariamente un picco del segnale HVSR debba essere attribuito ad una frequenza di risonanza di strutture sepolte. Esso potrebbe dipendere da caratteristiche delle sorgenti del rumore o da complessi fenomeni interferenza e focalizzazione di onde P ed S. Opportune tecniche di analisi dei dati permettono, comunque, di discriminare con buona frequenza di successo i picchi spettrali da attribuire alla propagazione ondosa dagli effetti di sorgente.

È comunemente accettato che le caratteristiche dello scuotimento prodotto dalle onde generate da un terremoto sono quasi uniformi al tetto del basamento sismico (*bedrock*) in un'area con dimensioni lineari molto minori della distanza epicentrale. Queste caratteristiche possono essere notevolmente alterate dallo strato di sedimenti che ricopre il *bedrock*, con possibili effetti di amplificazione delle vibrazioni, che assumono valori particolarmente grandi a frequenze prossime alle principali frequenze proprie degli strati di copertura, detti effetti di sito (Ben-Menahem e Singh, 1981; Yuncha e Luzon, 2000). Il metodo dei rapporti spettrali si basa sull'idea che se si individuasse un sito di riferimento, presumibilmente privo di effetti di sito rilevanti, si potrebbero stimare le amplificazioni prodotte da differenti coperture sedimentarie confrontando, per ogni componente del moto, gli spettri del rumore sismico misurato nel sito indagato e in quello di riferimento. Nakamura (1989) propose una tecnica per l'analisi dei microtremiti che permette stime attendibili di effetti di amplificazione di sito o almeno delle loro frequenze

principali senza l'utilizzo di una stazione di riferimento, permettendo così di operare in campagna con una sola stazione sismica. Nakamura (1989) interpreta i microtremori come il risultato dalla sovrapposizione di onde sismiche superficiali e di volume, considerando che l'effetto di sito sia causato dalla presenza di uno strato sedimentario giacente su di un semispazio rigido (Fig. 4.3).

In queste condizioni si possono definire due spettri relativi alle misure delle vibrazioni superficiali orizzontale (H_f) e verticale (V_f) (Fig. 4.3); tali spettri sono legati agli spettri delle onde di volume e di quelle di superficie dalle seguenti formule:

$$\begin{cases} H_f = A_h * H_b + H_s \\ V_f = A_v * V_b + V_s \end{cases}$$

dove A_h ed A_v sono i fattori di amplificazione del moto orizzontale e verticale delle onde di volume; H_b e V_b sono gli spettri orizzontale e verticale del moto nel *bedrock* e H_s e V_s sono gli spettri del moto orizzontale e verticale delle onde di superficie.

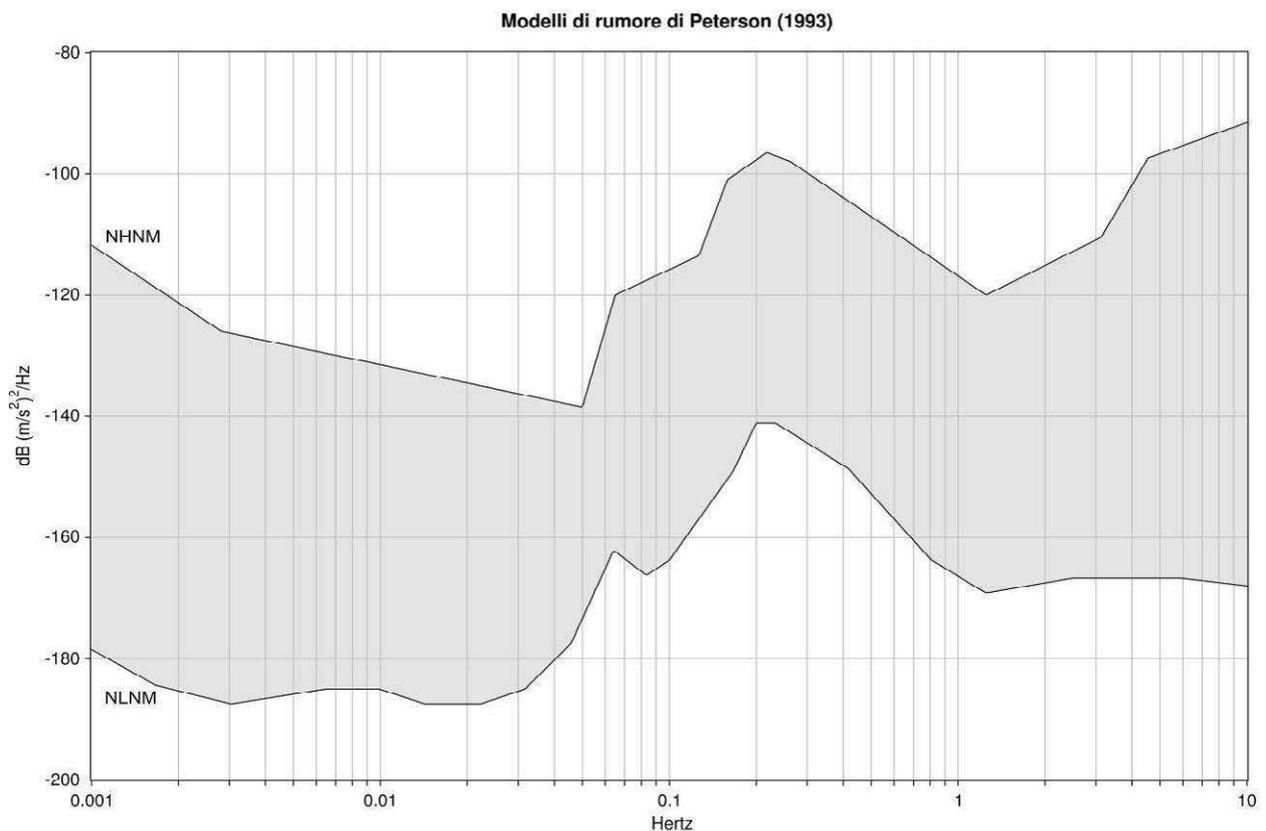


Figura 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993)

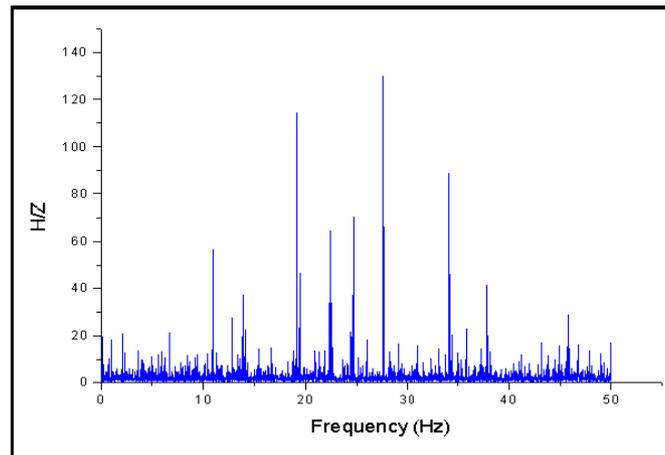


Figura 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito

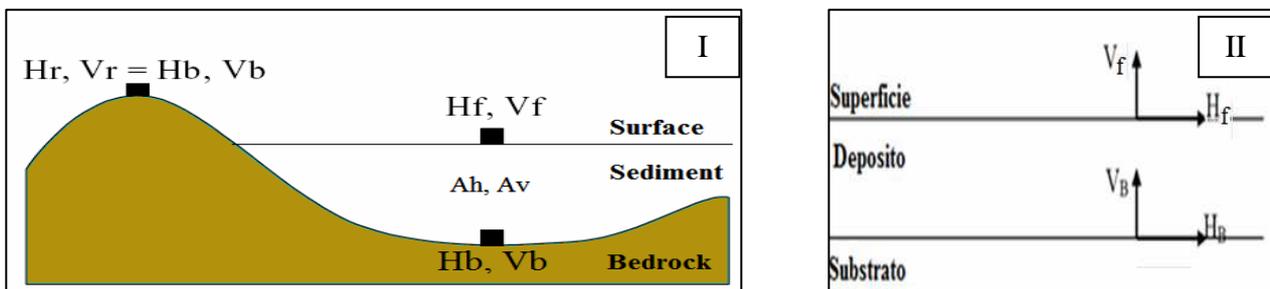


Figura 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

Nakamura al fine di rimuovere l'effetto della sorgente nella stima della funzione di amplificazione propose la stima di un QTS (Quasi Transfer Spectrum) dall'analisi del rapporto spettrale.

Nel caso in cui il contributo delle onde di Rayleigh sia preponderante, si ha apparentemente:

$$QTS \approx H_s / V_s.$$

Nel caso in cui il contributo delle onde di volume sia pari a quello delle onde superficiali si ha:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]}$$

Tenendo conto del fatto che l'ampiezza della componente verticale delle onde di volume non risente di effetti di amplificazione locale, che il rapporto H/V al tetto del basamento è ≈ 1 e che le ampiezze delle componenti orizzontali e verticali delle onde di Rayleigh diminuiscono bruscamente in corrispondenza alla frequenza fondamentale di risonanza delle onde SH nello strato superficiale, si ottiene: $QTS \approx A_h$.

La tecnica sismica HVSR è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali di risonanza del sottosuolo. Se è nota la velocità delle onde elastiche nei

diversi strati di copertura, le frequenze di risonanza possono essere convertite nello spessore degli strati e quindi in un modello stratigrafico.

4.5 Indagini HVSR

La scelta dell'ubicazione dei punti di misura HVSR è stata eseguita secondo quanto specificato nel "Documento Tecnico per l'elaborazione delle indagini e degli studi di microzonazione sismica" secondo le specifiche e le condizioni stabilite dall'OPCM 3907/2010. Considerando l'estensione e la topografia dell'area soggetta alle indagini, sono stati ubicati 10 punti di misura HVSR, come riportato nella carta di ubicazione delle indagini.

Tutte le misure sono state eseguite utilizzando il rilevatore sismico digitale TROMINO® della Micromed s.p.a., che utilizza una terna di sensori velocimetrici, smorzati criticamente, la cui funzione di trasferimento è dichiarata costante dal costruttore nell'intervallo di frequenze (0.1 ÷ 200) Hz. Il sistema di acquisizione digitale è a basso rumore con dinamica non inferiore a 23 bit. L'accuratezza relativa alle componenti spettrali, dichiarata dalla casa costruttrice, è maggiore di 10^{-4} al di sopra di 0.1 Hz.

Per ogni punto di misura sono state eseguite registrazioni di noise della durata complessiva di 46 minuti, con una frequenza di campionamento pari a 256 Hz. I dati di rumore sismico sono stati elaborati con il software GRILLA della Micromed s.p.a., che consente di eseguire l'analisi HVSR delle tracce acquisite. La trasformata di Fourier viene calcolata su ogni singola traccia suddivisa in finestre temporali non sovrapponibili. Per ogni segnale registrato la scelta delle finestre temporali da analizzare, di durata di 50 s ciascuna, è stata effettuata manualmente, analizzando i grafici della variazione temporale e di quella azimutale dello spettro H/V e scegliendo soltanto le finestre temporali di noise caratterizzate da stime spettrali stazionarie temporalmente e non caratterizzate da chiara dipendenza direzionale, situazioni nelle quali è ipotizzabile una forte dipendenza degli spettri dal fenomeno che genera il noise. Gli effetti di direzionalità spettrale sono stati attribuiti alle caratteristiche del sottosuolo solo se stabilmente osservate nell'arco dei 46 minuti di registrazione. La scelta di estendere la durata della registrazione a 46 minuti, è stata fatta in modo da ottenere un segnale utile, generalmente non inferiore a 30 minuti, (Sesame, 2004). I dati nel dominio della frequenza sono stati filtrati con finestra triangolare per ottenere uno smussamento del 10 %. Un esempio di elaborazione di dati è riportato nella Fig. 4.4.

Le misure HVSR acquisite nel centro abitato di Comiso hanno evidenziato la presenza di possibili fenomeni di amplificazione del moto del suolo dovute a fenomeni di risonanza su gran parte del territorio urbano (Fig. 4.5).

Tutti i picchi significativi relativi alle curve HVSR del centro abitato di Comiso sono stati inseriti nella Tab. 4.5. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.5. Dopo avere attribuito ad ogni punto di misura uno o più vettori a 4 componenti contenenti: frequenza del picco, ampiezza dello stesso e coordinate del punto di misura, si è proceduto ad

individuare nell'insieme totale di vettori eventuali cluster relativi a insiemi di punti che ricoprissero porzioni significative dell'area totale indagata (Fig. 4.6). Nel caso specifico si è ritenuto di potere discriminare tre cluster.

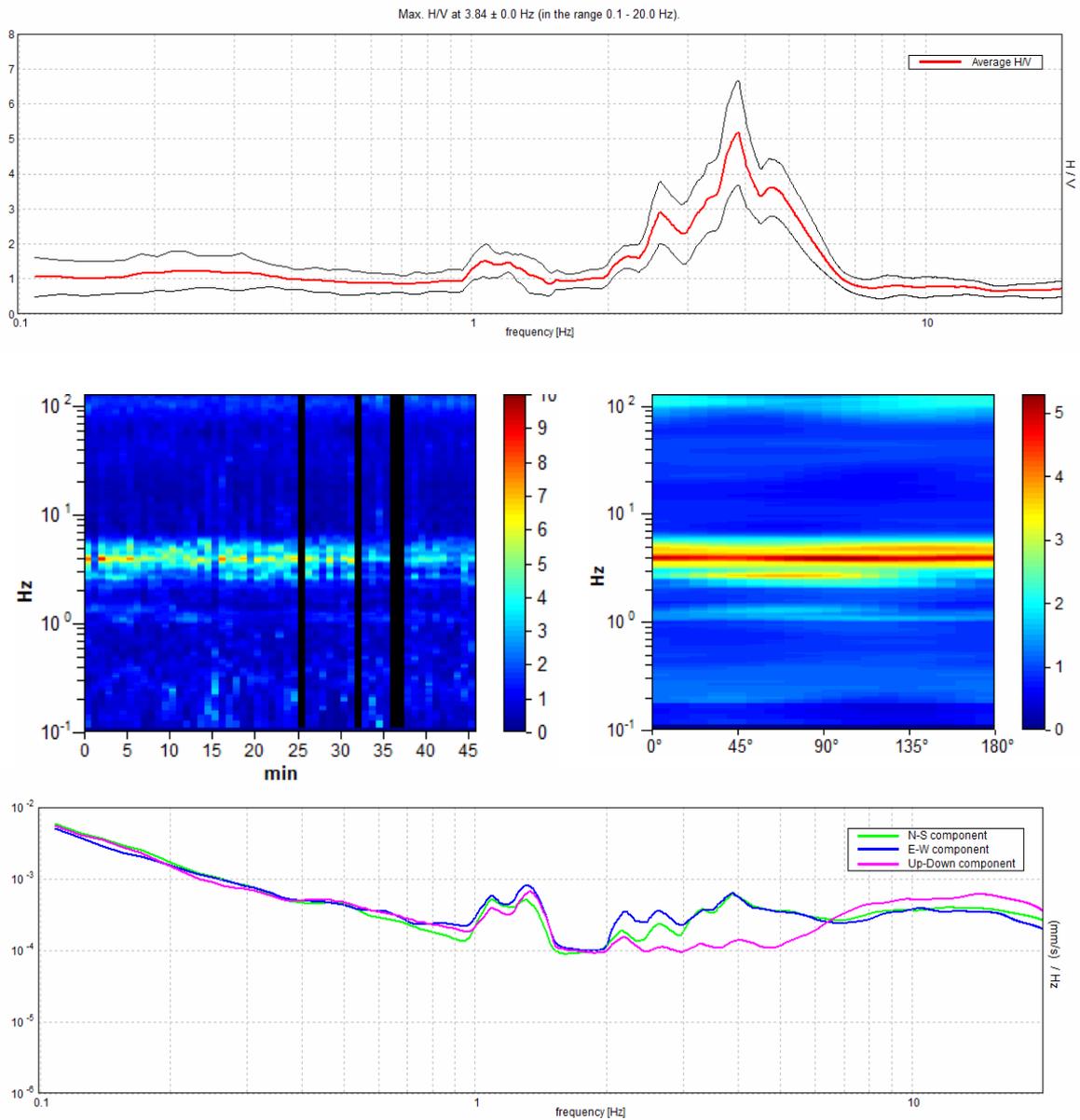


Figura 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 088003P77-HVSR199.

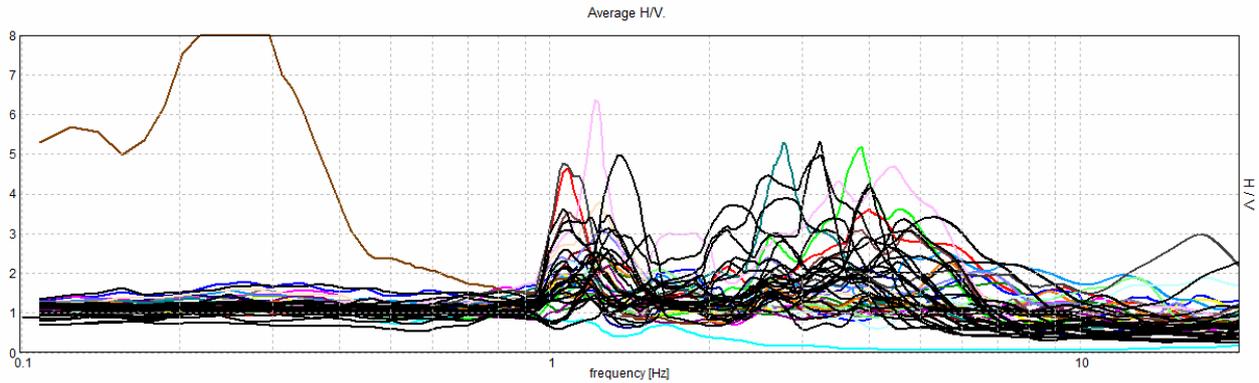


Figura 4.5 – Segnali HVSR registrati da 44 stazioni singole nel centro abitato di Comiso.

	F_0	H/V di F_0	F_1	H/V di F_1	F_2	H/V di F_2	Profondità bedrock sismico
088003P35-HVSR157	1.57	1.82	2.76	2.82			
088003P36-HVSR158	2.41	1.67	4.16	2.16			
088003P37-HVSR159	1.23	2.1	2.79	2.18	3.4	2.37	
088003P38-HVSR160	1.31	3.1	3.25	2.28	4.47	2	28.15
088003P39-HVSR161	1.13	1.98	3.56	2	4.6	3.4	
088003P40-HVSR162							
088003P41-HVSR163	1.15	1.8					49
088003P42-HVSR164	1	2.1	1.7	1.74	4.7	3.1	32
088003P43-HVSR165	2.39	1.87	3.47	2.17			
088003P44-HVSR166	1	2.6	2.12	2.21	3.43	3.4	24
088003P45-HVSR167	1.04	3.48	2.14	3.1	11	1.44	13
088003P46-HVSR168	1.3	2.5	2.57	1.45	4.43	2.62	12.5
088003P47-HVSR169	1.26	3.3	2.52	4.4	3.22	4.95	38
088003P48-HVSR170	1.16	2.45	2.24	2.4			41
088003P49-HVSR171							33.5
088003P50-HVSR172							37
088003P51-HVSR173	1.32	2.25	2.61	1.9	5.3	3.4	
088003P52-HVSR174							42
088003P53-HVSR175	1.07	3.31	4.04	4.16			
088003P54-HVSR176	1.09	2.29	1.8	1.8	5.3	1.61	
088003P55-HVSR177	1.06	4.75	2.64	2.1	16.7	2.96	
088003P56-HVSR178	1.37	2.4	2.16	2.45	11.5	2.62	
088003P57-HVSR179	2.64	2.3	4.47	2.8	8.3	3.6	
088003P58-HVSR180	1.17	2.64					
088003P59-HVSR181	1.23	3.1	2.59	2.4	6.75	2	
088003P60-HVSR182	1.2	2.18	2.61	1.82	13	1.86	31
088003P61-HVSR183	1.26	2.37	2.57	1.6	3.6	2.3	34.6
088003P62-HVSR184	1	1.84					
088003P63-HVSR185	1.16	1.9	2.74	5.1	4.85	1.51	
088003P64-HVSR186	1.27	2.18					89
088003P65-HVSR187	1.15	2.3	3.87	2.2			
088003P66-HVSR188	1.23	2.5	7.24	1.7			58.4
088003P67-HVSR189	1.16	2.6	2.57	1.5			
088003P68-HVSR190	1.2	1.9	2.61	1.53			55
088003P69-HVSR191							54

088003P70-HVSR192	1.09	2	2.59	1.54			
088003P71-HVSR193	1.07	1.86	5.51	2.55			
088003P72-HVSR194	1.22	2					24
088003P73-HVSR195	1.24	3.25	10.5	2			
088003P74-HVSR196							
088003P75-HVSR197	0.82	1.63	1.1	1.98			40
088003P76-HVSR198	1.03	1.97	1.74	2.05	6.43	1.93	
088003P77-HVSR199	1.08	1.5	2.59	2.88	4.59	3.6	38
088003P78-HVSR200	1.09	4.52					

Tabella. 4.6 – Coordinate dei punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi significativi individuati, per il centro abitato di Comiso.

Anche le misure HVSR acquisite nella frazione di Pedalino hanno messo in evidenza la presenza di possibili fenomeni di amplificazione del moto del suolo dovute a fenomeni di risonanza (Fig. 4.7).

I picchi significativi relativi alle curve HVSR della frazione di Pedalino sono stati inseriti nella Tab. 4.6. In considerazione delle informazioni geologiche disponibili, alcune delle misure effettuate sono state invertite per stimare la profondità del bedrock sismico, riportata in Tab. 4.6. Anche per la frazione di Pedalino si è proceduto ad individuare nell'insieme totale di vettori eventuali cluster relativi a insiemi di punti che ricoprissero porzioni significative dell'area totale indagata (Fig. 4.8). Nel caso specifico si è ritenuto di potere discriminare due cluster.

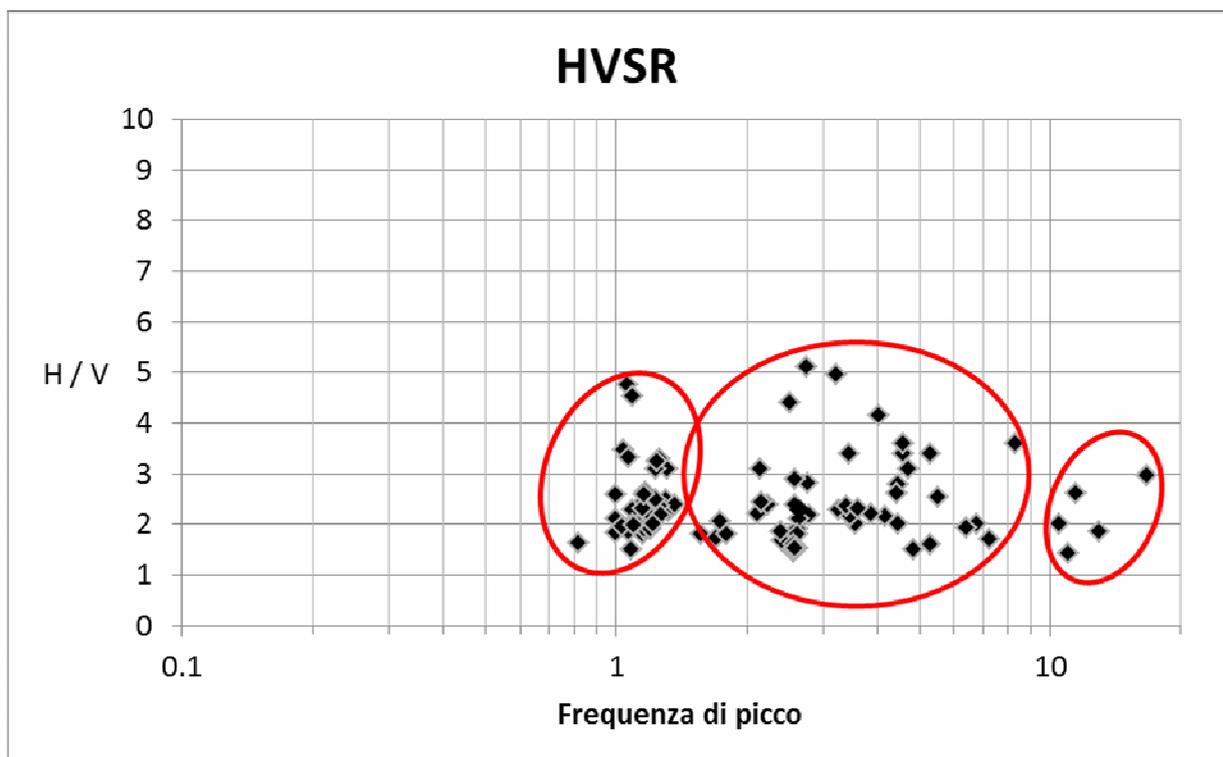


Figura. 4.6 – Frequenze di picco registrate nel centro abitato di Comiso e indicazione dei cluster utilizzati per la costruzione delle carte delle frequenze.

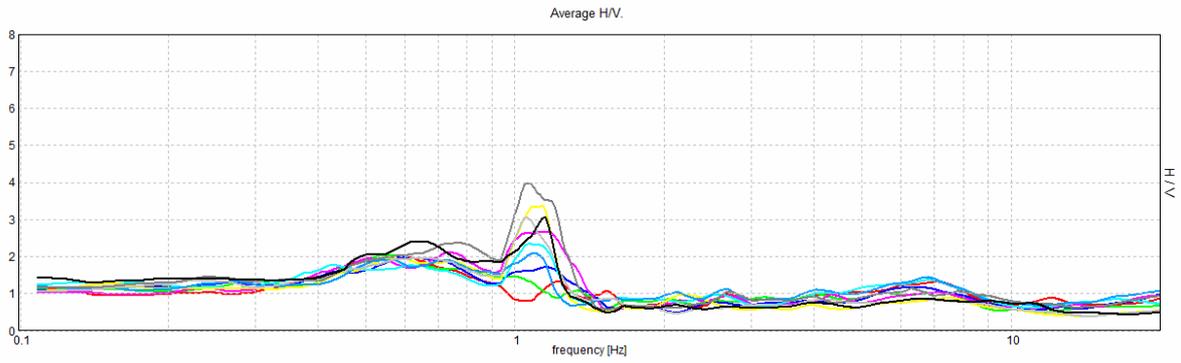


Figura 4.7 – Segnali HVSR registrati da 10 stazioni singole nella frazione di Pedalino.

	F_0	H/V di F_0	F_1	H/V di F_1	F_2	H/V di F_2	Profondità bedrock sismico
088003P79-HVSR201	0.64	2.4	1.15	3.04			120
088003P80-HVSR202	0.75	2.36	1.07	3.03			131.5
088003P81-HVSR203	0.66	1.94	1.05	3			121.3
088003P82-HVSR204	0.53	1.9	0.73	1.9	1.09	2.1	142.2
088003P83-HVSR205	0.56	1.95	0.75	1.86	1.09	3.3	
088003P84-HVSR206	0.44	1.76	0.61	1.76	1.07	2.34	122.8
088003P85-HVSR207	0.51	1.95	0.75	2.4	1.09	2.6	
088003P86-HVSR208	0.61	1.97	1.15	1.71			
088003P87-HVSR209	0.55	2.04					
088003P88-HVSR210	0.56	1.98					226

Tabella. 4.7 – Coordinate dei punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi significativi individuati, per la frazione di Pedalino.

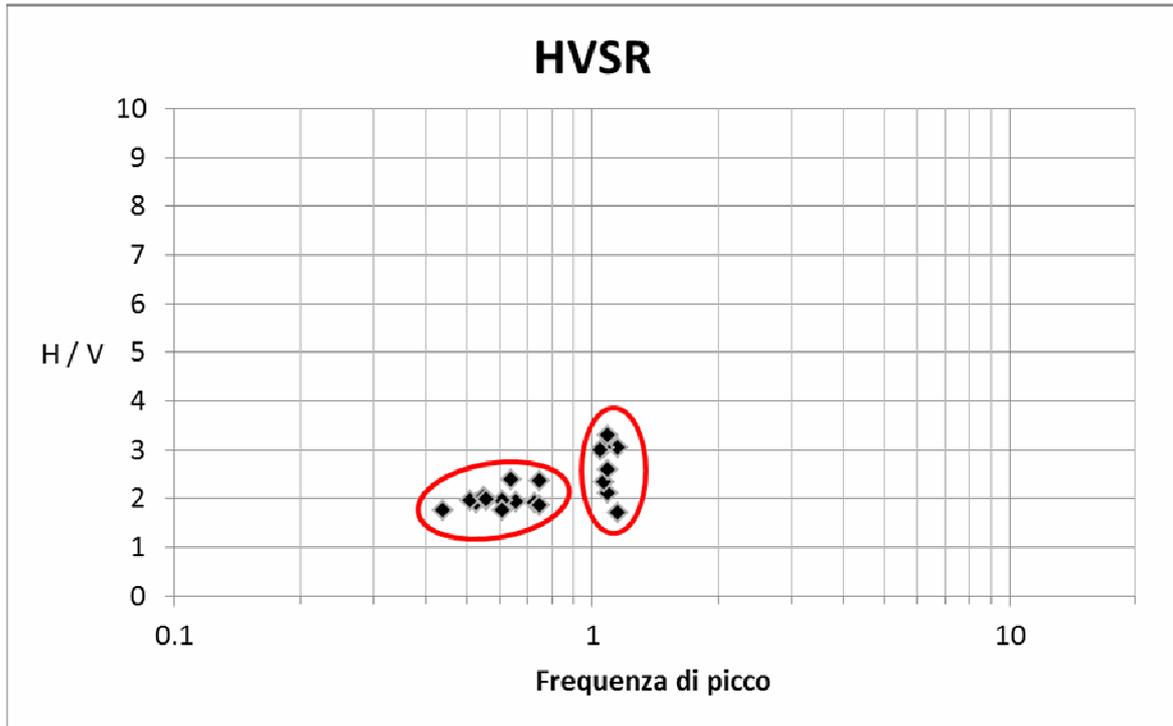


Figura 4.8 – Frequenze di picco registrate nel centro abitato di Pedalino e indicazione dei cluster utilizzati per la costruzione delle carte delle frequenze.

5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

5.1 Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo

L'integrazione di tutte le informazioni tratte dalla geologia di superficie e dai dati di sottosuolo provenienti dai sondaggi e dalle indagini HVSR realizzate nell'ambito del presente studio hanno permesso la ricostruzione di un modello geologico-tecnico del sottosuolo presente al di sotto del centro urbano di Comiso e della frazione di Pedalino. Il modello è da ritenersi preliminare e la distribuzione e le caratteristiche geotecniche dei corpi rocciosi presenti nel sottosuolo sono da approfondire mediante indagini dirette nei livelli di studio successivi.

Tale modello è rappresentato da 3 sezioni litotecniche. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta Geologico-Tecnica, mentre nella Fig.5.1 sono riportate le sezioni stesse.

Le sezioni evidenziano come il substrato geologico rigido (ALS), costituito dall'alternanza di litotipi della formazione Ragusa non risulta essere mai affiorante, ma sempre ricoperto da uno spessore variabile (da 2 m a più di 30 m) di substrato geologico non rigido (NRS). Il passaggio da substrato geologico non rigido ($V_s < 800$ m/s) ad alternanza litologica stratificata ($V_s > 800$ m/s) è variabile da zona a zona in funzione di diversi fattori, quali il grado di alterazione della roccia, la densità di fratturazione, la presenza di cavità carsiche e/o antropiche.

Il substrato nella parte orientale e sudorientale dell'area studiata, alla base della scarpata che congiunge l'altipiano con la piana di Vittoria-Comiso, è ricoperto da conoidi di detrito costituite da brecce, ghiaie e blocchi di natura calcarea in matrice sabbiosa e/o limosa (GM) e da depositi del complesso limnico a prevalenza sabbiosa e sabbioso/limosa (SM).

Allontanandosi dalla scarpata e spostandosi attraverso la piana, nelle zone più occidentali dell'area studiata le coperture sono formate da depositi alluvionali limosi, limoso-sabbiosi o limoso-argillosi (ML) e da depositi limnici a prevalente componente argillosa (CL). In queste aree, così come nell'area della frazione di Pedalino, il substrato, nonostante non si disponga del dato diretto, dovrebbe essere costituito dalle calcareniti, calciruditi, sabbie e calcareniti organogene del Pleistocene inferiore ("Carta geologica del settore centro-meridionale dell'altipiano ibleo" scala 1:50.000 – M. Grasso - SELCA Firenze, 1997 e Studio geologico – geomorfologico – idrogeologico, ai sensi della C.A. TT.AA. Regione Siciliana n° 2222 del 31/0195, relativo alla revisione del P.R.G. redatto dal Dott. Geol. F. Senia).

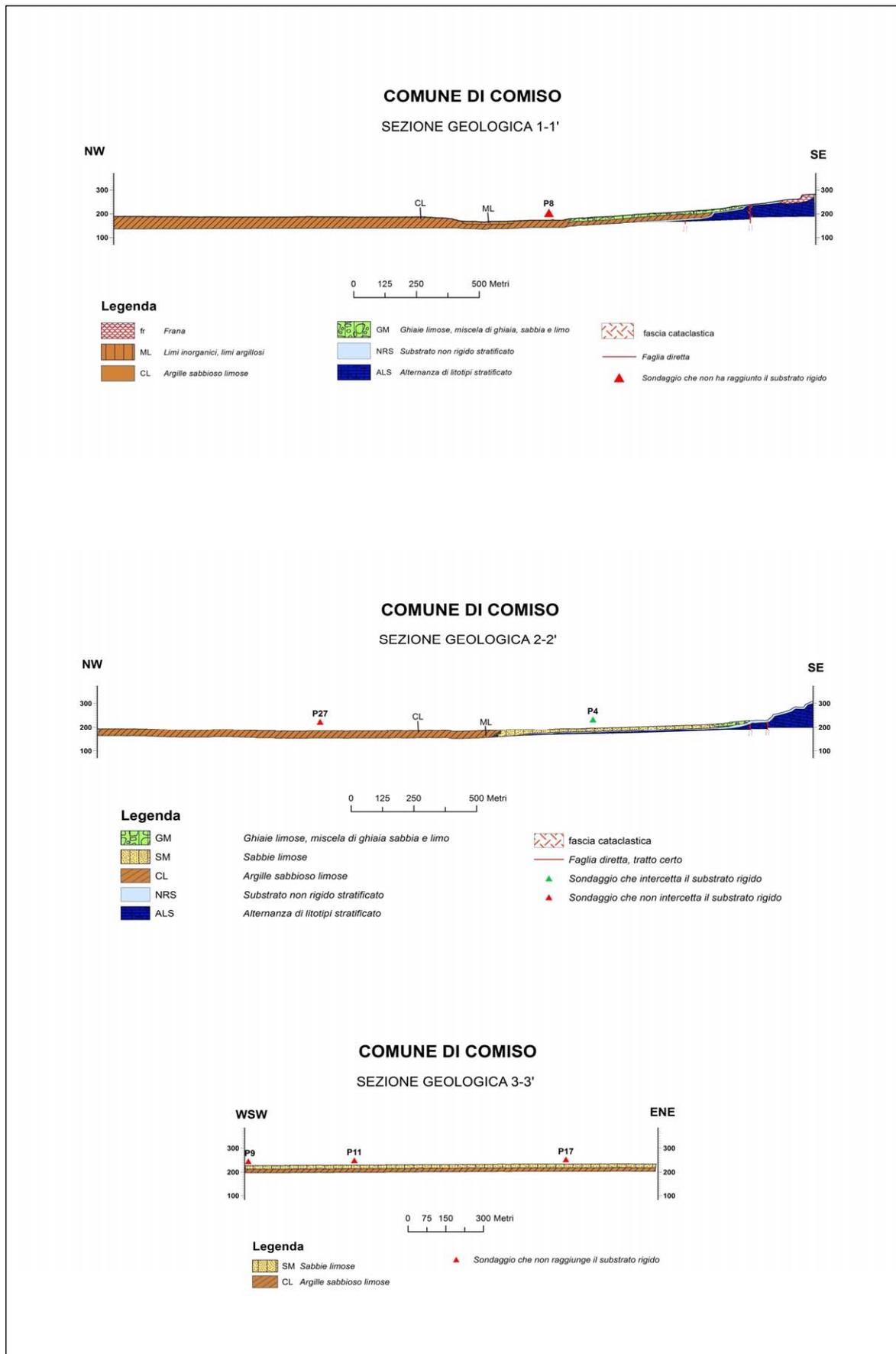


Figura 5.1 – Sezioni geologiche interpretative

5.2 Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR

Sulla base di dati pregressi relativi alla configurazione geologica del sottosuolo, delle informazioni ottenute dai sondaggi geognostici e, parzialmente, anche dei sondaggi sismici di tipo Down Hole disponibili, è stato possibile tentare una prima identificazione e modellazione dell'interfaccia geologica responsabile dei fenomeni di risonanza che hanno generato i picchi osservati nel segnale HVSR.

Il problema inverso per stimare i parametri geometrici delle strutture del sottosuolo e la loro velocità di propagazione delle onde S dalle curve HVSR è ampiamente sotto determinato, anche se si ipotizza un sottosuolo rappresentabile mediante strati orizzontali perfettamente elastici, omogenei ed isotropi. E' quindi necessario integrare l'insieme di equazioni di osservazione con equazioni vincolari provenienti da altri tipi di indagine o da ragionevoli ipotesi geologiche e/o fisiche.

Per le motivazioni indicate nel par. 4.3, per l'inversione delle curve HVSR non è stato possibile utilizzare nessun vincolo per i valori di velocità delle onde S superficiali. Le stime di V_s sono state eseguite tenendo in considerazione le informazioni disponibili in letteratura, con i valori di velocità di propagazione delle onde di taglio delle litologie presenti nell'area esaminata. Le stime ottenute sono riportate nella Tab. 4.5.

La ricostruzione lungo determinati profili della profondità dal piano di campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall'inversione di alcuni sondaggi HVSR (Fig. 5.2) vicini ai profili, grazie alla relazione che lega i valori della frequenza fondamentale di risonanza alla profondità del bedrock sismico (Aki, 1964; Fäh et al., 2002; Wathelet et al., 2004) e ipotizzando una trascurabile variabilità della velocità delle onde S all'interno di ogni strato. Le inversioni dei dati HVSR hanno tenuto in considerazione tutti i picchi significativi individuati, per ogni punto di misura (Fig. 4.6, 4.8).

In quasi tutte le misure HVSR, si evidenzia la presenza di un massimo intorno ad 1.08 Hz, che sembra essere correlato ad una variazione delle velocità di propagazione delle onde di taglio in profondità. Tuttavia velocità attribuibili ad un bedrock sismico (circa 800 m/s) si riscontrano a minori profondità. Per la determinazione della profondità del substrato sismico sono quindi state considerate le profondità relative alla frequenza **F₁** e **F₂**, indicate in tabella 4.5 e in due casi (088006P166 HVSR617 e 088006P110 HVSR561), massimi con frequenze maggiori di 20 Hz.

In quasi tutte le misure HVSR relative al centro abitato di Comiso si evidenzia la presenza di un massimo nella banda di frequenza compresa tra 1 Hz e 2.64 Hz, che sembra essere correlato ad una variazione delle velocità di propagazione delle onde di taglio in profondità. Tuttavia velocità attribuibili ad un bedrock sismico (circa 800 m/s) si riscontrano a minori profondità. Per la determinazione della profondità del substrato sismico sono quindi state considerate le profondità relative alla frequenza **F₁** e **F₂**, indicate in tabella 4.5.

Tutte le misure HVSR relative alla sezione di Pedalino evidenziano la presenza di un massimo nella banda di frequenza compresa tra 0.44 Hz e 0.75 Hz, che sembra essere correlato ad una variazione delle velocità di propagazione delle onde di taglio molto profonda (Fig. 4.8). Tuttavia picchi di maggior ampiezza sono presenti in una banda di frequenza **F₁** contigua, tra 0.61 Hz e 1.15 Hz. Quest'ultima banda di frequenza è stata considerata per la determinazione della profondità del bedrock sismico indicate in tabella 4.6.

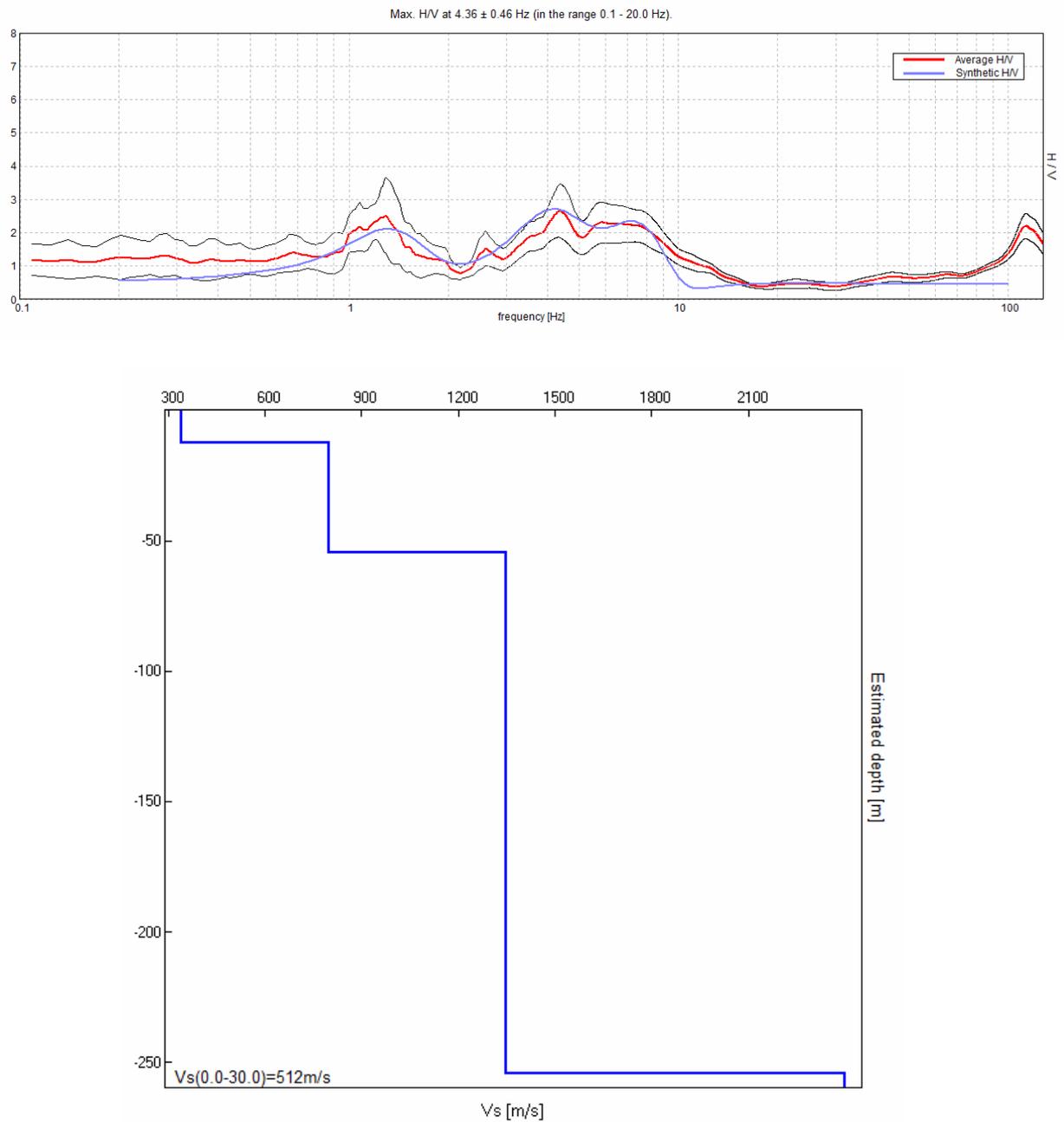


Figura 5.2 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio (in basso) ottenuta dall'inversione del sondaggio 088003P46-HVSR168 (in alto).

6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

6.1 Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

Le indagini HVSR realizzate e alcune delle indagini già esistenti (carotaggi e prove sismiche Down-Hole) evidenziano la presenza del *bedrock* sismico a profondità variabili da 3 m fino a più di 30 m.

Questo orizzonte non sempre è da intendersi come un a variazione litologica bensì come una superficie di variazione della velocità delle onde di taglio, supposta in base alle misure HVSR (cfr. Par. 5.1 e 6.3) e sulla base degli altri dati a disposizione, quali sondaggi meccanici, prove sismiche in foro (Down Hole), ecc.

Fra gli elementi di incertezza si segnalano:

- a) Caratteristiche geotecniche e spessore dei depositi;
- b) Litologia e geometria dei corpi rocciosi al di sotto della coltri di copertura;
- c) Localizzazione di eventuali discontinuità tettoniche nel sottosuolo e quantificazione dei rigetti.
- d) Estensione delle aree interessate da cavità.

E' evidente come le sezioni geologiche elaborate sulla base dei dati disponibili e con distribuzione irregolare, possano essere considerate soltanto come una prima approssimazione alla definizione di un modello geologico-tecnico di sottosuolo di Comiso.

Sarà opportuno pertanto definire per il secondo livello di indagini di microzonazione un piano di indagini geofisiche e geotecniche in grado di integrare ed estendere le informazioni acquisite nella fase precedente, al fine di giungere ad una caratterizzazione geometrica e fisico-meccanica del sottosuolo.

Un primo passo nella programmazione delle indagini di esplorazione multidisciplinare del sottosuolo sarà quello di programmare indagini sismiche a rifrazione in onde P ed SH, in grado di:

- a) definire particolari geometrie sepolte potenzialmente amplificanti, attraverso una capacità di definizione bidimensionale degli elementi sepolti;
- b) giungere a profondità d'indagine sufficiente al computo delle Vs30 (tramite misure dirette in termini di Vsh) e relative Categorie di suolo di fondazione.

6.2. Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremitori

Il microtremore o rumore sismico naturale è il risultato della sovrapposizione di diverse fasi di onde di volume P ed S e di diversi modi di onde di superficie di Rayleigh e di Love generate da sorgenti distribuite in modo continuo e imprevedibile nel mezzo di propagazione. Malgrado ciò alcune sue caratteristiche spettrali e di correlazione spaziale possono fornire informazioni su caratteristiche medie della sorgente, sulla distribuzione della velocità delle onde P ed S nel sottosuolo, indagato con opportuni array di sismografi a 3 componenti, e sulla funzione di trasferimento di strutture anomale sepolte e topografiche locali. I metodi di indagine che utilizzano i microtremitori sono molteplici e tutti presentano alcuni vantaggi rispetto ai metodi sismici attivi:

- 1) sono applicabili ovunque, data l'ubiquità del rumore microsismico;
- 2) hanno impatto ambientale pari a zero perché non è necessario generare campi d'onda caratterizzati da ampiezze delle fasi principali molto maggiori

di quelle tipiche del rumore, almeno fino a offset di alcune centinaia di metri;

- 3) il loro uso ha costi molto bassi per quanto appena detto e perché necessitano di strumentazioni relativamente semplici;
- 4) consentono di stimare l'andamento di parametri come la velocità delle onde S, fondamentale per la stima degli effetti sismici di sito, anche in presenza di inversioni di velocità a differenza dei metodi sismici cinematici a grande angolo con sorgenti e stazioni in superficie;

Fra i metodi basati sull'analisi del rumore sismico il metodo HVSR, basato sull'analisi del rapporto spettrale H/V , è in assoluto il più economico e speditivo, e ciò è alla base della sua crescente diffusione. Questa tecnica, sebbene non consenta di determinare un modello esaustivo del sottosuolo e della risposta sismica locale, fornisce un'informazione diretta sulle frequenze alle quali sono attesi effetti di amplificazione di sito.

Il limite principale di questo metodo, ma che in parte caratterizza anche gli altri metodi basati sull'analisi del microtremore è legato all'aleatorietà della distribuzione spaziale delle sorgenti ed all'incertezza relativa alla composizione del rumore microsismico in termini di onde di superficie e di volume. Tali caratteristiche del rumore microsismico, che rendono necessarie alcune ipotesi sulla stazionarietà nel tempo e nello spazio del segnale, impongono un approccio statistico, oltre che nella fase della sua caratterizzazione anche in quella dell'interpretazione mediante risoluzione di opportuni problemi inversi. Questi comunque in generale risultano sotto determinati rispetto a qualche parametro incognito piuttosto instabili.

6.3. Incertezze sulle stime della profondità del bedrock sismico

Sebbene il rapporto spettrale H/V dipenda dalla distribuzione verticale delle medie orizzontali dei principali parametri meccanici delle strutture geologiche ed in modo particolare da quella della velocità delle onde di taglio, una attendibile interpretazione stratigrafica è possibile solo quando dati stratigrafici relativi ad qualche perforazione vicina al punto di misura e, possibilmente, risultati di misure sismiche in foro permettono di vincolare le stime di un certo numero di parametri incogniti.

La limitata disponibilità di dati geognostici e geofisici nell'area di Modica non ha consentito una corretta taratura delle misure eseguite. Inoltre per le considerazioni espresse nel par. 4.3, le velocità di propagazione delle onde di taglio compatibili con i vincoli sugli spessori degli strati e sulle litologie presenti nell'area sono stati adottati nell'inversione di alcune curve HVSR.

Nella valutazione dell'attendibilità della stima della profondità del bedrock sismico (interfaccia litostratigrafica caratterizzata dal passaggio da una velocità delle onde di taglio minore di 800 m/s ad una maggiore), bisogna considerare che gli andamenti rappresentati sono fortemente condizionati dal processo di interpolazione tra i punti di misura HVSR. I valori tra i punti di misura sono infatti da considerarsi solo delle possibili stime nell'ipotesi di minime variazioni laterali. Per evitare interpolazioni tra profondità di interfacce dovute a strutture di diversa natura geologica e stratigrafica, si è deciso di raggruppare e correlare frequenze relative ad uno stesso cluster (Fig. 4.6). Tuttavia non è possibile escludere che

anche frequenze appartenenti allo stesso cluster siano dovute a strutture differenti o viceversa.

Nei grafici dei rapporti spettrali HVSR relativi a ogni punto di misura sono stati individuati tutti i picchi significativi. Questi sono stati caratterizzati mediante la loro frequenza centrale e ampiezza. L'insieme delle coppie frequenza di picco/ampiezza HVSR, relative a tutte le misure di microtremore eseguite, è stato rappresentato in un grafico a dispersione per individuare, se possibile in modo puramente visivo, clusters di punti con probabile omogeneità del fenomeno generatore e pertanto interpolabili in una singola mappa, nell'ipotesi di lievi variazioni continue dei parametri meccanici del mezzo di propagazione. Nell'analisi effettuata ci si è limitati ad individuare non più di tre cluster significativi. Nel grafico frequenza di picco/ampiezza possono essere altresì individuati punti anomali, attribuibili a effetti topografici o alla predominanza di sorgenti antropiche, che non vengono considerati per la costruzione delle carte.

È bene infine precisare che, a causa di variazioni laterali di parametri fisico – meccanici (porosità, contenuto d'acqua, grado di fratturazione, ecc.), non sempre gli spessori determinati attraverso questa tecnica interpretativa, coincidono con gli spessori litologici.

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

7.1. Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La metodologia adottata per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica si basa sugli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica Parti I, II e III a cura di Bramerini *et al.* (2008).

La Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva sismica di Livello 1 costituisce il livello propedeutico per affrontare i successivi livelli di approfondimento. Pertanto la raccolta ed elaborazione dei dati non possono essere considerati esaustivi e definitivi.

Al fine di individuare le microzone soggette a comportamento omogeneo, sulla base di osservazioni geologiche, geomorfologiche, litostratigrafiche e geofisiche disponibili sulla base di dati pregressi, tali da produrre diversi effetti all'azione sismica, si è proceduto ad individuare tre differenti categorie di zone: a) zone stabili; b) zone stabili suscettibili di amplificazioni locali; c) zone suscettibili di instabilità.

Le informazioni utilizzabili per la loro identificazione sono state ricavate da:

- morfologia di superficie, ricavata dalla Cartografia Tecnica Regionale in scala 1:10.000 aggiornata al 2008 e dal modello digitale del terreno (DEM) passo 2 m, ricavato dal volo LIDAR effettuato nel 2007-2008;
- litostratigrafia dell'area ricavata dalle carte geologiche fin qui prodotte (CARG, Carta geologica della Provincia di Messina) e dai sondaggi messi a disposizione;
- profondità e morfologia del bedrock sismico ricavato dalle indagini HVSR effettuate e calibrate dai dati di sottosuolo a disposizione;
- distribuzione delle aree interessate da frane attive, inattive e quiescenti così come indicate nella cartografia geologica e geomorfologica ad oggi presente,

I criteri adottati per identificare le **zone stabili**, per le quali non si ipotizzano effetti locali di rilievo di alcuna natura, sono basati sulla presenza in affioramento del substrato geologico con morfologia pianeggiante o con inclinazione inferiore a 15° e con litologie caratterizzate da $V_s > 800$ m/s.

A tal fine si è ricavata, attraverso l'estrazione dal DEM con l'utilizzo di procedure di analisi spaziale GIS, la carta delle acclività di versante. Per ogni cella, è stata calcolata la massima variazione di valore tra la cella centrale e le otto presenti al suo intorno utilizzando la tecnica di media massima (Burrough & McDonell, 1998).

Successivamente, è stata riclassificata la carta delle acclività in due classi di valori (<15° e >15°) e la si è incrociata con la carta geologico tecnica. L'intersezione tra le aree con acclività minore di 15° e i substrati affioranti caratterizzati da $V_s > 800$ m/s fornisce le aree da considerare stabili a meno di condizioni di alterazione superficiale e/o fratturazione particolarmente pervasive.

Al fine di individuare le **zone stabili suscettibili di amplificazioni locali** si è tenuto conto dell'assetto stratigrafico e della morfologia locale.

I criteri adottati per individuare le zone soggette ad **amplificazione stratigrafica** si sono basati su l'individuazione dei terreni di copertura con spessori superiori ai 3 metri e dei substrati affioranti caratterizzati da velocità di propagazione delle onde di taglio $V_s < 800$ m/s, a causa delle loro caratteristiche litologiche o dello stato di alterazione e/o fratturazione.

Le **discontinuità morfologiche** in grado di determinare l'amplificazione del moto del suolo in seguito a meccanismi di focalizzazione delle onde sismiche, sono state individuate attraverso diverse fasi di lavoro. In una prima fase è stato acquisito ed elaborato il modello digitale di terreno con cella 2 metri (A.R.T.A. 2007/2008), allo scopo di ottenere per le aree studiate la carta delle acclività. A partire da quest'ultima è stato possibile, utilizzando semplici strumenti di analisi spaziale e 3D, individuare le rotture di pendenza significative, in corrispondenza delle quali sono stati delimitati gli eventuali elementi di amplificazione quali linee di scarpata, creste, selle e cime isolate. A questa prima fase di analisi remota della topografia dell'area, è seguita una fase di verifica diretta sul campo e/o remota, in quest'ultimo caso utilizzando strumenti di visualizzazione quali Google Earth™. Infine, sono state verificate le informazioni ottenute, mediante sovrapposizione degli elementi individuati sulle foto aeree e delle informazioni litologiche, in particolare verificando:

- la congruenza tra le forme individuate e le tipologie e geometrie dei depositi presenti;
- la significatività degli elementi individuati nel contesto urbano;
- la consistenza degli elementi cartografati sulla base delle foto aeree, così da escludere eventuali morfologie legate alla presenza di forme antropiche.

7.2 Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici

La tipologia di elementi morfologici mappati fa riferimento alle specifiche tecniche, descritte negli *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*, definiti dal Gruppo di lavoro Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile (di seguito, ICMS). Tutti gli elementi sono stati cartografati su sistemi GIS in formato vettoriale (shape file), utilizzando quale struttura di archiviazione, quella indicata negli *Standard dalla Commissione Tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica* (di seguito, SCTMS).

A ciascun elemento mappato è dunque associato un record all'interno di una tabella delle proprietà degli elementi, che vengono differenziate a seconda che si tratti di elementi lineari (Tabb. 7.1 a-b) o puntuali (Tabb. 7.2a-b).

Nome del campo	Tipo	Note
ID_el	numero intero	Descrizione: identificativo univoco progressivo dell'elemento lineare
Tipo_el	numero intero	Tipo dell'elemento lineare

Tab. 7.1a – Tabella attributi degli elementi lineari (SCTMS).

Descrizione degli altri elementi lineari	Tipo_el
Orlo di scarpata morfologica (10-20m)	5041
Orlo di scarpata morfologica (>20m)	5042
Orlo di terrazzo fluviale (10-20m)	5051
Orlo di terrazzo fluviale (>20m)	5052
Cresta	5060
Scarpata sepolta	5070
Valle sepolta stretta ($C \geq 0.25$)*	5081
Valle sepolta larga ($C < 0.25$)*	5082

* $C=H/L/2$ con H profondità della valle e L semilarghezza della stessa

Tab. 7.1b – Descrizione per la tipologia degli elementi lineari (SCTMS).

Nome del campo	Tipo	Note
ID_ep	numero intero	Descrizione: identificativo univoco progressivo dell'elemento puntuale
Tipo_ep	numero intero	Tipo dell'elemento puntuale

Tab. 7.2a – Tabella attributi degli elementi puntuali (SCTMS).

Descrizione	Tipo_ep
Picco isolato	6010
Cavità sepolta isolata	6020

Tab. 7.2b – Descrizione per la tipologia degli elementi puntuali (SCTMS).

7.3. Elementi di amplificazione topografica

Secondo la definizione individuata negli ICMS, gli elementi di amplificazione topografica sono discontinuità morfologiche che possono comportare l'amplificazione del moto del suolo a seguito della focalizzazione delle onde sismiche, quali:

- pendii con inclinazione $> 15^\circ$ e dislivello superiore a circa 30 m;
- bordi di terrazzo o zone di ciglio ($H > 10$ m);
- creste rocciose sottili (larghezza in cresta molto inferiore alla larghezza alla base e pendenza media $> 30^\circ$).

Per quanto riguarda le creste (Fig. 7.2), il rilievo è identificato sulla base di cartografie a scala almeno 1:10.000 e la larghezza alla base è scelta in corrispondenza di evidenti rotture morfologiche: sono da considerare creste solo quelle situazioni che presentano il dislivello altimetrico minimo (h) maggiore o uguale a un terzo del dislivello altimetrico massimo (H), con angoli al piede dei due versanti che delimitano la cresta pari almeno a 10°

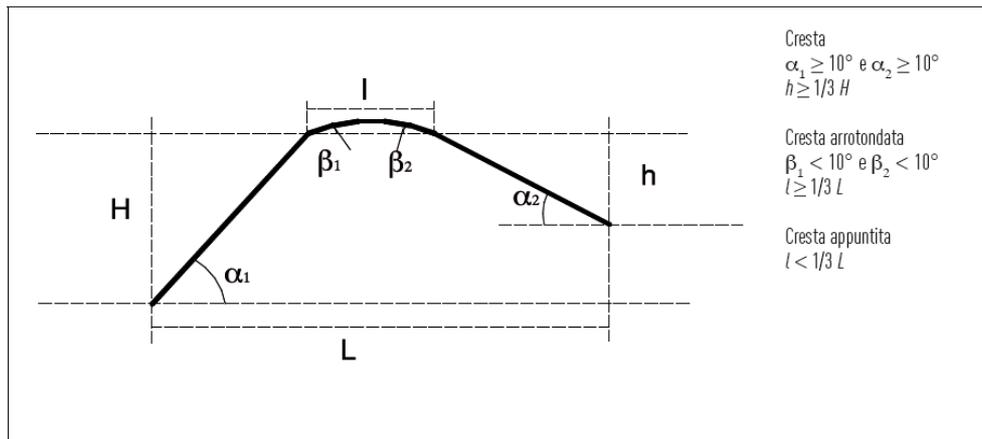


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

Per quanto riguarda il riconoscimento delle scarpate, sono state considerate tali quelle situazioni che presentano (Fig. 7.3): un'altezza H , pari almeno a 10m; un fronte superiore di estensione paragonabile al dislivello altimetrico massimo (H) o comunque non inferiore ai 15-20 m; l'inclinazione (β) del fronte superiore, inferiore o uguale a un quinto dell'inclinazione (α) del fronte principale, nel caso delle scarpate in pendenza (per $\beta > \alpha/5$ la situazione è da considerarsi pendio); il dislivello altimetrico minimo (h) minore di un terzo del dislivello altimetrico massimo (H), nel caso di scarpate in contropendenza (per $h \geq H/3$ la situazione è da considerarsi una cresta appuntita); un'inclinazione al piede del fronte principale a pari almeno a 10° .

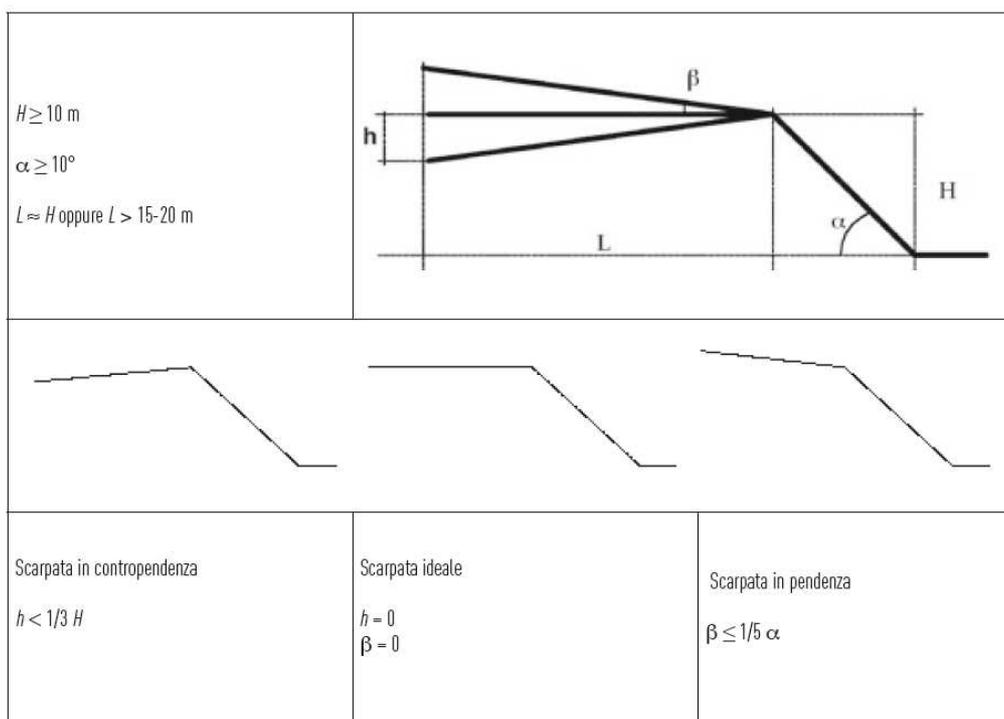


Fig. 7.3 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

I criteri morfometrici e le soglie che connotano gli elementi morfologici di interesse, in quanto potenzialmente in grado di determinare condizioni di amplificazione

sismica, suggeriscono come i concetti di scarpata o cresta normalmente utilizzati in ambito geomorfologico, richiedano nelle applicazioni finalizzate alla microzonazione un adattamento. Infatti, in geomorfologia si intende per scarpata una porzione di versante ad elevata acclività. Non esistono standard assoluti di riferimento circa l'angolo di inclinazione minimo per poter classificare un versante o una sua porzione come scarpata, ma è ben evidente come i valori di riferimento siano nell'ordine delle diverse decine di gradi.

Per questa ragione, il simbolo utilizzato nelle carte geomorfologiche per indicare un elemento che in realtà ha una struttura topologica di tipo areale, è costituito da un elemento lineare, coincidente con l'orlo superiore o linea di scarpata, al quale è poi associato un simbolismo, in direzione di valle, specificativo della morfogenesi associata alla forma. La linea di scarpata può limitare superiormente un versante, che viene classificato in funzione del processo che controlla l'insieme morfogenetico scarpata-versante. Le elevate inclinazioni delle scarpate, d'altra parte, fanno sì che l'estensione areale (su carta) del versante acclive che in realtà rappresentano sia talmente limitata da rendere poco severa l'imprecisione cartografica derivata dall'uso di un elemento lineare nella rappresentazione di una forma areale.

Nel caso dei criteri definiti per la MS, il problema si amplifica, in ragione delle soglie minime sufficienti a definire le scarpate (10° di inclinazione al piede del fronte principale).

In questa sede, si è scelto dunque di seguire una procedura che individua le linee di scarpata, corrispondenti a brusche variazioni di inclinazione, spesso associate a tratti di versante costituenti scarpate "in senso classico" (in parete o con inclinazioni tra 45° e 90°), ancorché, frequentemente, con altezze anche inferiori ai 10 m, procedendo poi ad analizzare, mediante la realizzazione di sezioni topografiche di dettaglio, le caratteristiche morfometriche dei versanti, che vengono limitati superiormente dalle linee di scarpata riconosciute. Per ciascuna linea di scarpata, vengono realizzati uno o più profili, in modo da fornire un'indicazione della variabilità spaziale delle caratteristiche morfometriche; queste ultime dipendono infatti dall'assetto geomorfologico del versante lungo cui si imposta la linea di scarpata, così come dalla morfodinamica del versante stesso.

Analisi delle pendenze

Per l'individuazione degli elementi morfologici quali scarpate, creste e cime isolate sono stati realizzati degli elaborati intermedi, confrontando i quali è stato poi possibile pervenire ad una individuazione sistematica degli elementi di interesse, da condursi all'interno del perimetro del centro abitato. Un primo elaborato preso in considerazione è il modello digitale di terreno ad alta risoluzione. A partire da questo, sono stati realizzati, lungo le principali direttrici di sviluppo dei centri abitati analizzati, alcuni profili topografici di inquadramento, utili al riconoscimento dei principali motivi topografici caratterizzanti l'area indagata (creste, rilievi isolati, pendii, scarpate).

Parallelamente, ricavando dal modello digitale di terreno la carta delle pendenze (Fig. 7.4) ed incrociandola con la base topografica in scala 1:10.000, è stato possibile individuare tutti gli allineamenti marcati da notevoli variazioni di

pendenza in senso longitudinale. Le classi sono state individuate a partire dalla classe 0-15°, per incrementi successivi di 1/5 del valore soglia della classe precedente, cosicché ad ogni variazione di colore corrisponda una scarpata o pendio significativa in termini di pendenza (Fig. 7.2). Si è deciso di individuare le scarpate a partire dai 15° perché al di sotto dei 15° gli effetti litologici prevalgono sempre su quelli topografici (ICMS).

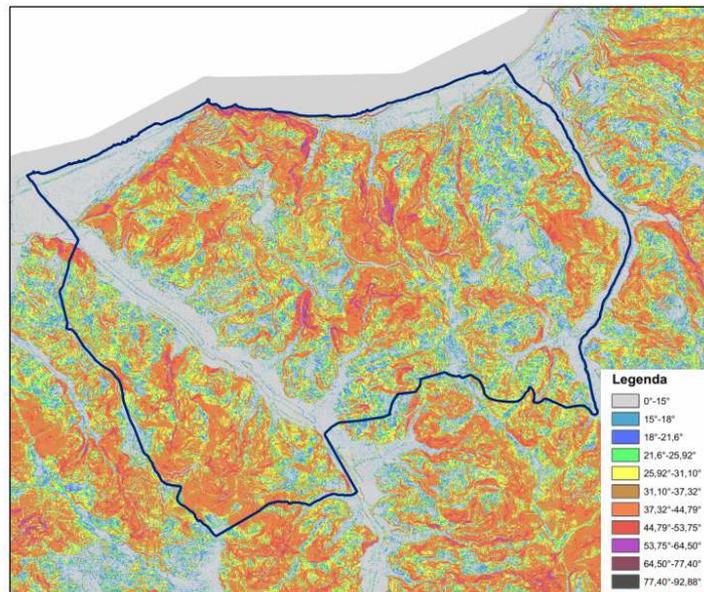


Fig. 7.4 – Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

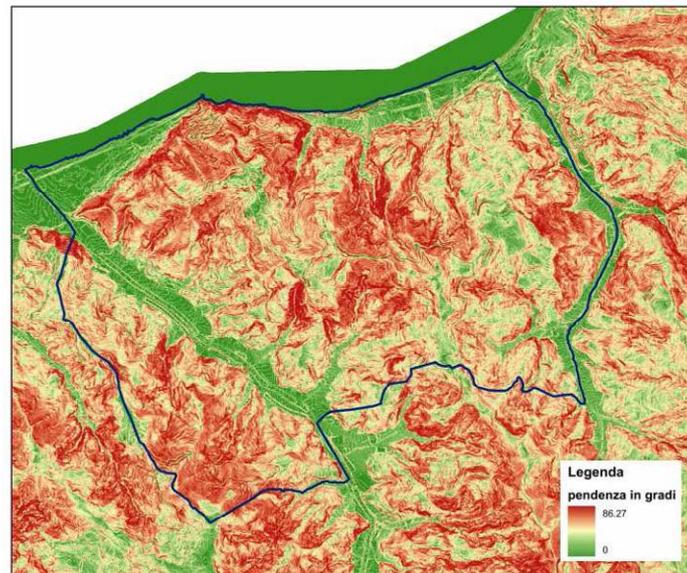


Fig. 7.5 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

Individuazione degli elementi morfologici

Laddove, ad un'analisi aerofotografica e topografica, questi allineamenti sono risultati limitare superiormente versanti aventi caratteristiche morfometriche

rientranti all'interno dei criteri di sopra descritti, si è dunque passati al tracciamento delle linee di scarpata o di cresta o all'indicazione del rilievo isolato (Fig. 7.6).

Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze (Fig.7.7).

Le aree considerate come zone suscettibili di instabilità sono quelle in cui gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio.

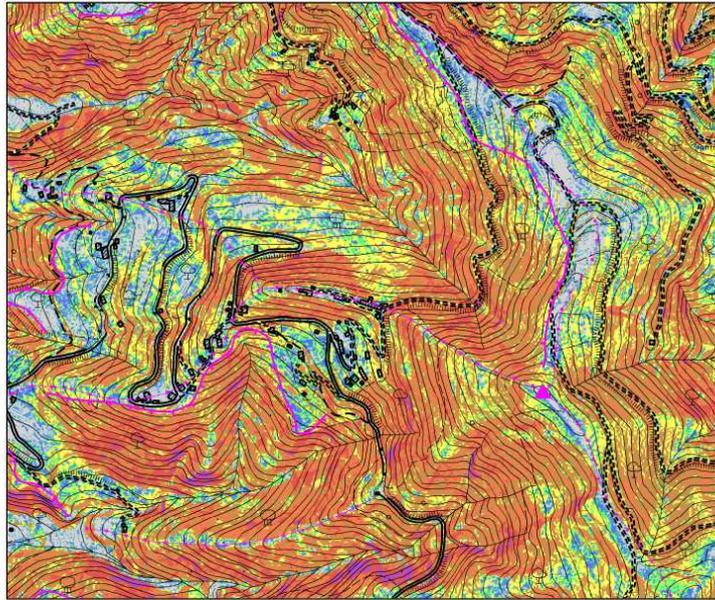
Le zone identificano quattro categorie di effetti deformativi:

instabilità di versante, distinte per tipologia di frana (crollo/ribaltamento, scorrimento, colamento, frana complessa) ed attività (attiva, quiescente, inattiva); liquefazione, aree caratterizzate da terreni sabbiosi, sabbiosi – limosi, o sabbiosi – ghiaiosi con superficie della falda < di 15 m

Faglie attive e capaci, distinte per tipologia (diretta, inversa, trascorrente) e individuazione (accertata, inferita):

Cedimenti differenziali, aree di contatto tra litotipi con caratteristiche fisico meccanica molto differenti.

Le instabilità di versante sono state ricavate dal PAI, dalle carte geologiche fin qui prodotte e dal PRG del comune e riclassificate secondo le tipologie adottate dagli standard di rappresentazione.



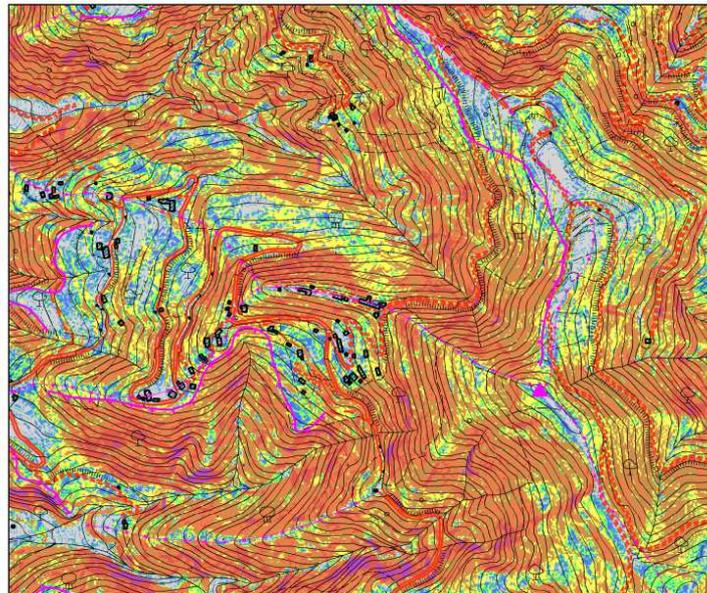
Legenda

0°-15°
15°-18°
18°-21,6°
21,6°-25,92°
25,92°-31,104°
31,10°-37,32°
37,32°-44,79°
44,79°-53,75°
53,75°-64,50°
64,50°-77,40°
77,40°-92,88°

Elementi morfologici

▲	6010 - cime isolate
—	5041 - scarpate con altezza inferiore a 20 metri
—	5042 - scarpate con altezza superiore a 20 metri
- - -	5060 - creste

Fig. 7.6 – Individuazione di elementi morfologici di interesse (esempio: Sant' Angelo di Brolo, Me).



Legenda

0°-15°
15°-18°
18°-21,6°
21,6°-25,92°
25,92°-31,104°
31,10°-37,32°
37,32°-44,79°
44,79°-53,75°
53,75°-64,50°
64,50°-77,40°
77,40°-92,88°

Elementi morfologici

▲ 6010 - cime isolate
— 5041 - scarpate con altezza inferiore a 20 metri
— 5042 - scarpate con altezza superiore a 20 metri
— 5060 - creste
— elementi antropici

Fig. 7.7 – Sovrapposizione degli elementi antropici (esempio: Sant' Angelo di Brolo, Me).

7.4 Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze

La costruzione delle carte delle frequenze di picco del segnale HVSR, redatte a partire dalle misure di microtremore sismico, tenendo conto della complessità dei fenomeni genetici e di propagazione e quindi della molteplicità delle possibili cause di amplificazione del rapporto H/V , è stata realizzata adottando criteri di analisi del segnale finalizzati a discriminare picchi causati da fenomeni di tipo differente (interfacce sismiche più o meno profonde, elevati gradienti topografici, cause antropiche,...) per trascurare quelli attribuibili al fenomeno sorgente e separare quelli attribuibili a diversi aspetti della propagazione ondosa. Per ogni comune indagato, è stata quindi elaborata, la carta delle frequenze, per rappresentare la distribuzione spaziale delle frequenze dei picchi del segnale HVSR. Per ogni punto di misura HVSR viene rappresentata sulla carta l'esatta ubicazione con simbologia definita da protocollo. Inoltre, se lo spettro di H/V presenta picchi significativi compresi nell'intervallo 0.6-20 Hz, per ogni picco la frequenza e l'ampiezza viene riportata numericamente immediatamente al di sopra dell'ubicazione.

8. ELABORATI CARTOGRAFICI

8.1- Carta delle indagini

Le indagini presenti all'interno del territorio del Comune di Comiso sono state ricavate da precedenti campagne di indagini, rese disponibili da pubbliche amministrazioni e da nuove acquisizioni effettuate per il presente studio (cfr. par. 4.1).

La distribuzione delle indagini esistenti all'interno del territorio studiato è poco omogenea, in quanto le indagini raccolte presso gli enti pubblici risultano perlopiù concentrate nelle aree del centro storico e negli immediati dintorni dell'abitato principale e nella piccola frazione di Pedalino (Fig. 8.1). Risultano quasi completamente sprovviste di indagini esistenti le zone più a Nord e a nord-ovest del centro abitato principale.

Le indagini di microtremore sismico (HVSR), realizzate ex novo dal Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare (DiSTeM) dell'Università di Palermo, sono invece distribuite in maniera abbastanza uniforme all'interno del territorio indagato a formare una maglia di 54 punti di acquisizione divisi tra l'abitato principale (44) e la frazione di Pedalino (10) (Fig. 8.1).

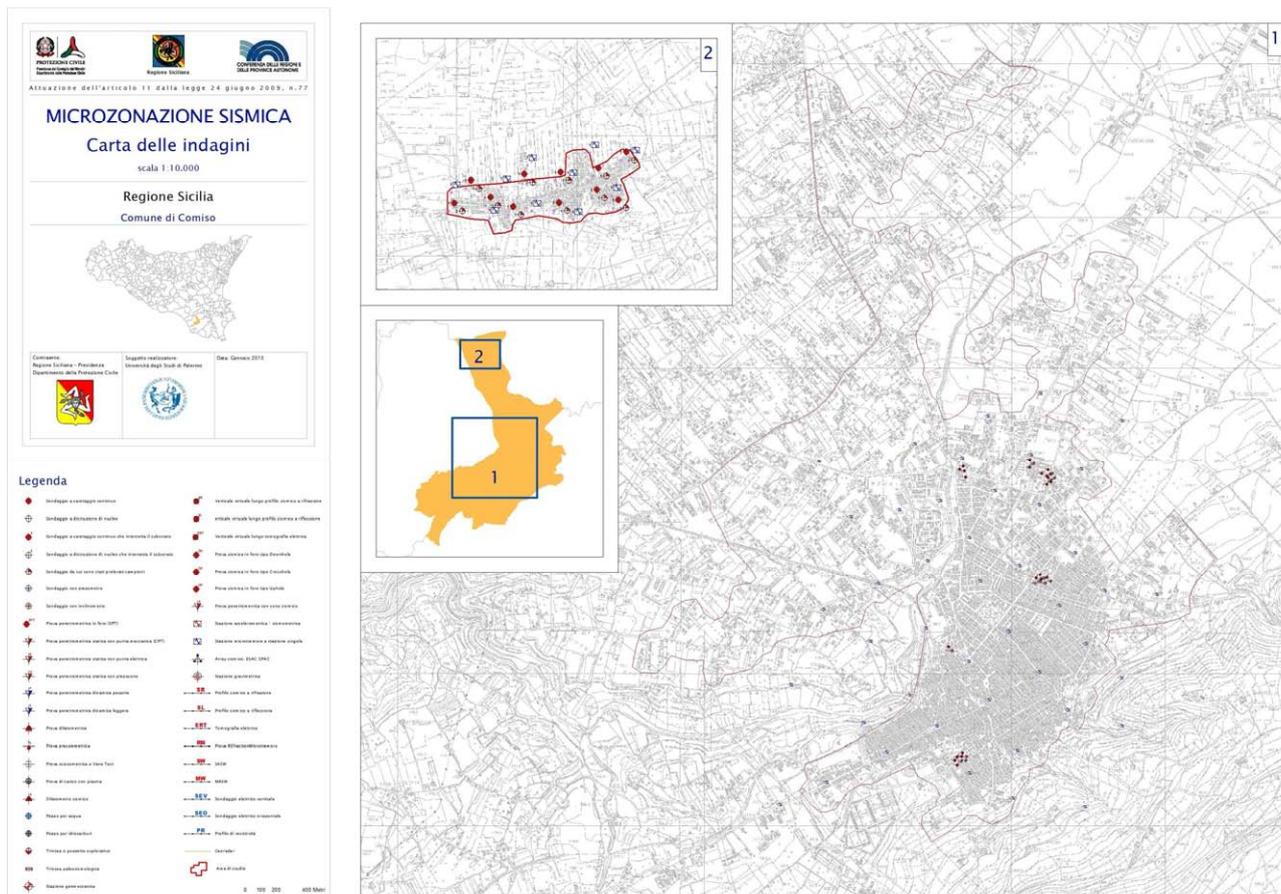


Figura 8.1 – Riduzione della carta delle indagini del territorio di Comiso (v. PDF cartella plot in banca dati).

8.2 Carta geologico tecnica

La caratterizzazione dei terreni nei dintorni del centro urbano di Comiso unitamente ai dati di sottosuolo e geofisici ha permesso di cartografare la distribuzione degli affioramenti del substrato geologico e delle coperture oltre agli elementi tettonici e morfologici caratterizzanti l'area.

8.2.1 Il substrato geologico

Come già accennato nei precedenti capitoli nell'area studiata il substrato geologico è rappresentato dalle successioni calcaree e calcareo marnose della Formazione Ragusa nell'area di raccordo tra l'altipiano e la piana e dalle calcareniti, calciruditi, sabbie e calcareniti organogene del Pleistocene inferiore nelle aree pianeggianti più occidentali e nell'area di Pedalino.

Per quanto riguarda le successioni carbonatiche della Fm. Ragusa le indagini preesistenti e quelle di nuova realizzazione mostrano che non sempre tali depositi sono caratterizzati da velocità di propagazione delle onde $S V_s > 800$ m/s, non sempre quindi possono essere definiti come substrato geologico rigido (ALS). L'analisi delle indagini già esistenti raccolte presso i diversi enti e i risultati della campagna di indagini HVSR realizzata ex novo hanno mostrato come questi depositi raggiungono la velocità di 800 m/s a profondità variabile in funzione di diversi fattori, quali il grado di alterazione, la densità di fratturazione, la presenza di cavità carsiche o antropiche. In funzione di ciò, il substrato geologico rigido non risulta essere mai affiorante ma sempre sepolto al di sotto di un orizzonte di spessore variabile (da 1/2 m a 30/35) di substrato geologico non rigido (NRS) (Figg. 8.2 e 5.1). Quest'ultimo affiora in lembi discontinui, interrotti da alcune frane e dalle conoidi di detrito, all'estremità sudorientale dall'area studiata, lungo la scarpata su cui sorge parte dell'abitato di Comiso (Fig. 8.2)

Le calcareniti, calciruditi, sabbie e calcareniti organogene del Pleistocene inferiore, che dovrebbero costituire il substrato geologico dei quadranti più occidentali dell'area urbana principale e della frazione di Pedalino, non vengono mai raggiunte dai pochi sondaggi esistenti raccolti presso gli enti per la realizzazione del presente lavoro (Figg. 8.2 e 5.1).

8.2.2 I terreni di copertura

I terreni di copertura occupano buona parte del territorio studiato.

La scarpata che collega l'altipiano alla piana adiacente è in parte ricoperta da delle conoidi alluvionali a componente prevalentemente ghiaiosa, ghiaioso-limosa (GM).

Allontanandosi dalla scarpata le aree pianeggianti dei quadranti più occidentali dell'area studiata sono caratterizzate dall'affioramento di coperture formate da depositi limnici a tratti prevalentemente sabbiosi e sabbioso-limosi (SM), a tratti a prevalente componente argillosa, argillo-sabbiosa o argillo-limosa (CL).

L'alternanza tra queste due coperture, è interrotta dalla presenza di una fascia di depositi alluvionali a componente prevalente limosa, limoso-argillosa (CL), in corrispondenza del corso del Fiume Ippari (Fig. 8.2).

Nella carta sono anche riportate le tracce delle sezioni geologiche e i sondaggi che intercettano il substrato.

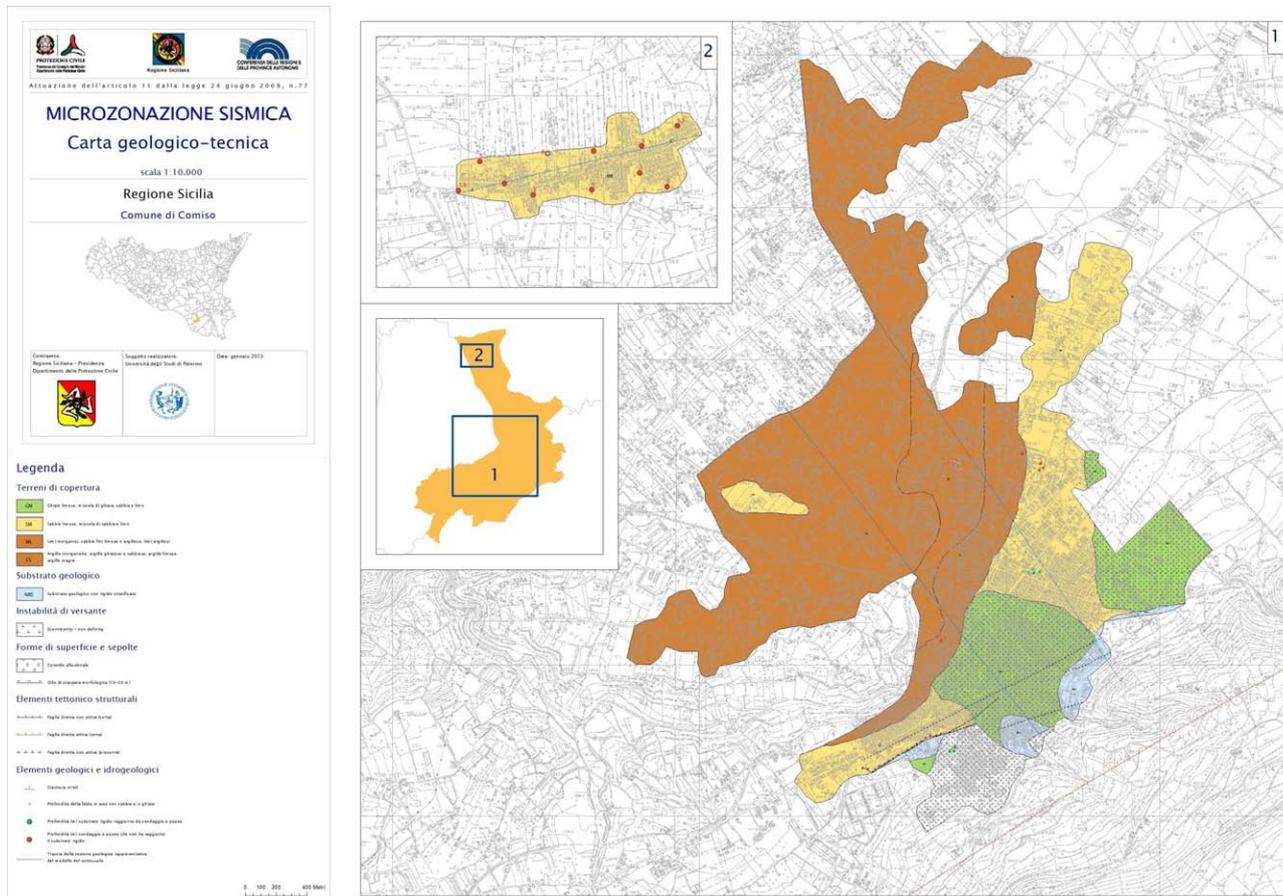


Figura 8.2 – Riduzione della carta Geologico-Tecnica delle aree perimetrate del territorio del Comune di Comiso (v. PDF cartella plot in banca dati).

8.2.3 Dissesti

In questa sede sono stati presi in considerazione tutti i dissesti segnalati nel PAI (Piano Assetto Idrogeologico), predisposto dall'Assessorato regionale Territorio e Ambiente. Facendo riferimento alle aree di interesse segnalate dall'amministrazione del Comune di Comiso, si procede dunque alla analisi/revisione dei dissesti segnalati all'interno del centro abitato principale. Nessun dissesto viene segnalato per la frazione di Pedalino.

COMISO: CENTRO ABITATO

All'interno del perimetro del centro abitato principale, l'analisi del P.A.I. evidenzia che i dissesti che insistono all'interno del territorio Comunale di Comiso devono essenzialmente essere considerati come processi di scorrimento.

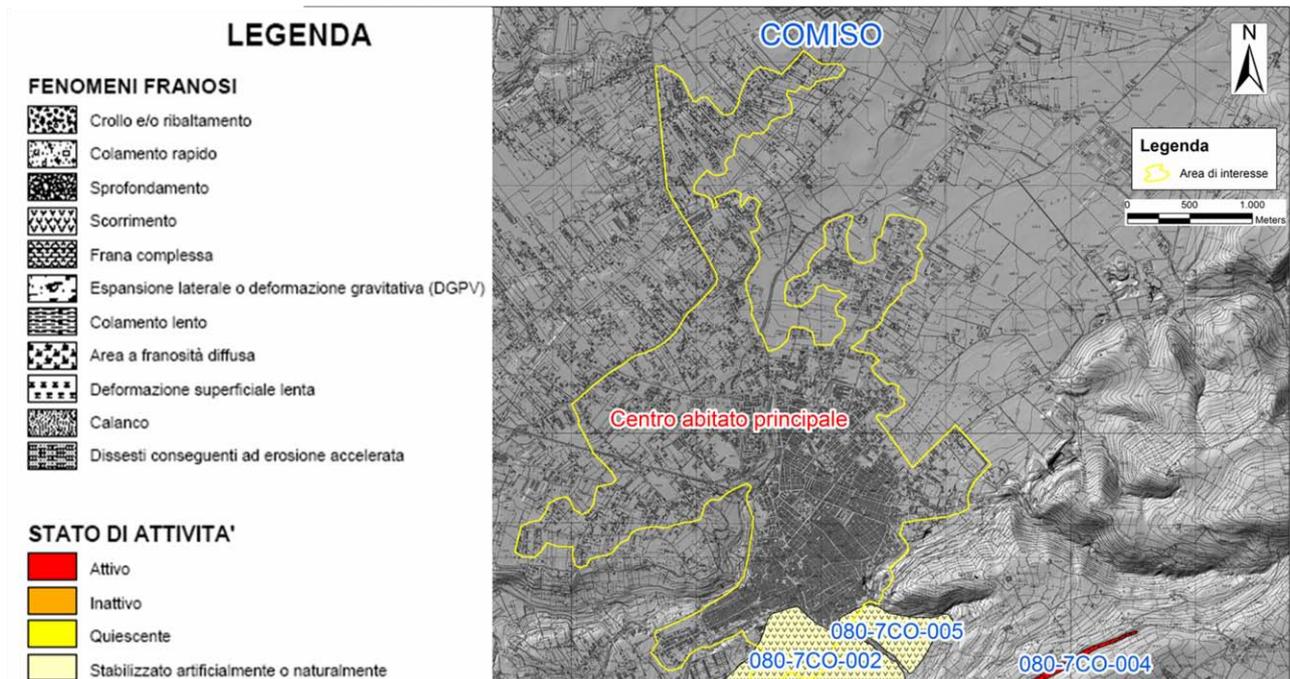


Figura 8.3 – Comune di Comiso – area di interesse: estratto della carta dei dissesti censiti nel PAI.

Fenomeni PAI 080-7CO-002 – PAI 080 -7CO-005

Nel settore Sud-orientale del centro abitato, sono state censite due aree di scorrimento (PAI 080-7CO-002 – PAI 080 -7CO-005) che al momento del rilievo si presentavano stabilizzate, non configurando quindi nessun pericolo per l'edificato sottostante.

8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

La carta delle microzone del comune di Comiso, ha un'estensione totale di circa 783,7 ettari; 57,4 ettari la frazione di Pedalino e 726,3 ettari il centro abitato principale e le aree limitrofe (Fig. 8.4).

Non è stata individuata alcuna zona che può essere considerata stabile.

Sono state distinte sette zone stabili suscettibili di amplificazioni locali e due tipologie di zone suscettibili di instabilità; zone soggette a instabilità di versante e zone soggette a fenomeni di liquefazione.

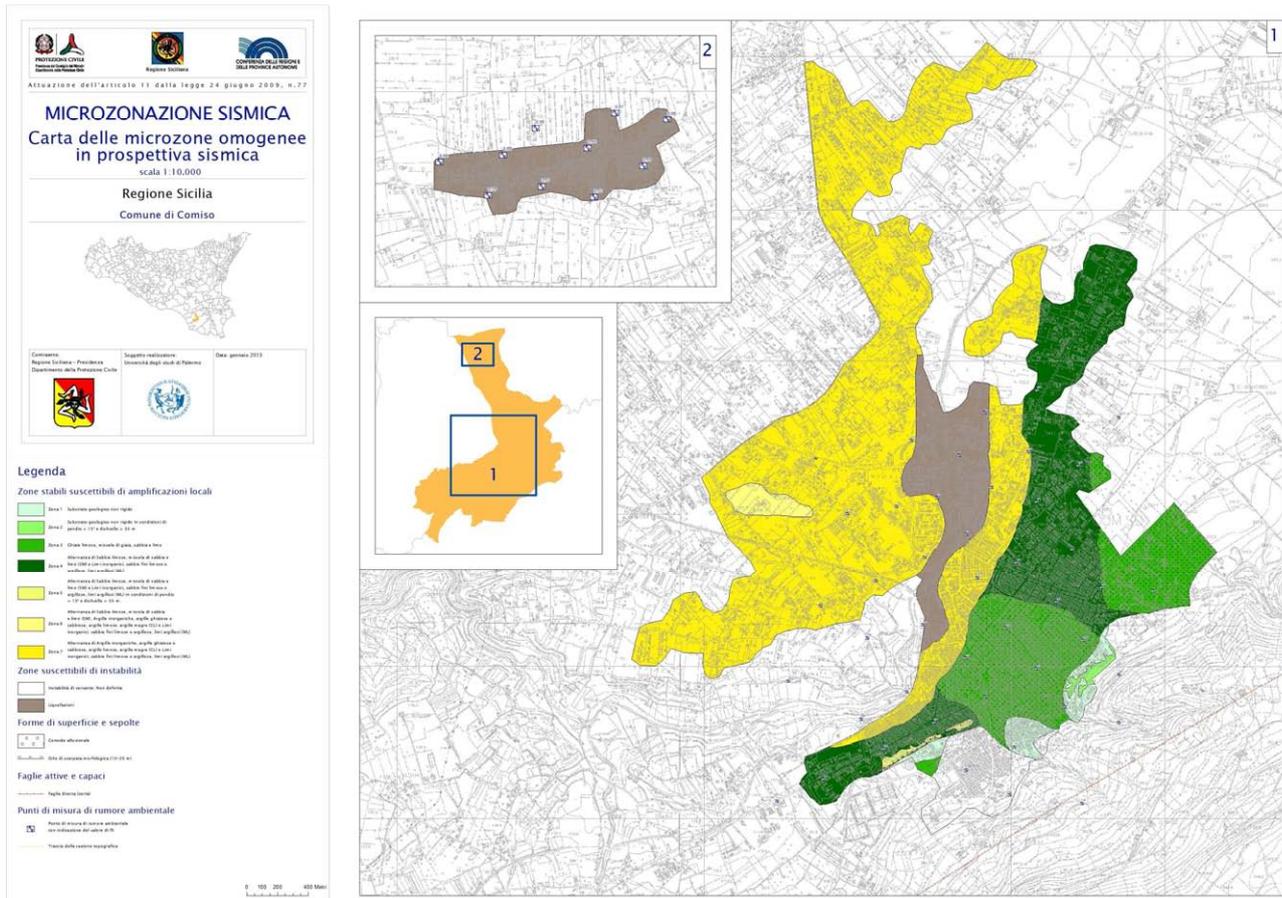


Fig. 8.4 – Riduzione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica delle aree perimetrate relative ai dei centri urbanizzati del Comune di Comiso (v. PDF cartella plot in banca dati).

In Figura 8.5 sono state ricostruite sette colonne stratigrafiche esemplificative delle diverse condizioni di amplificazione locale presenti.

Nella tabella 8.1 vengono differenziate le tipologie di zone stabili suscettibili di amplificazione locali e le zone suscettibili di instabilità presenti nel territorio comunale di Comiso. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di microzonazione sismica.

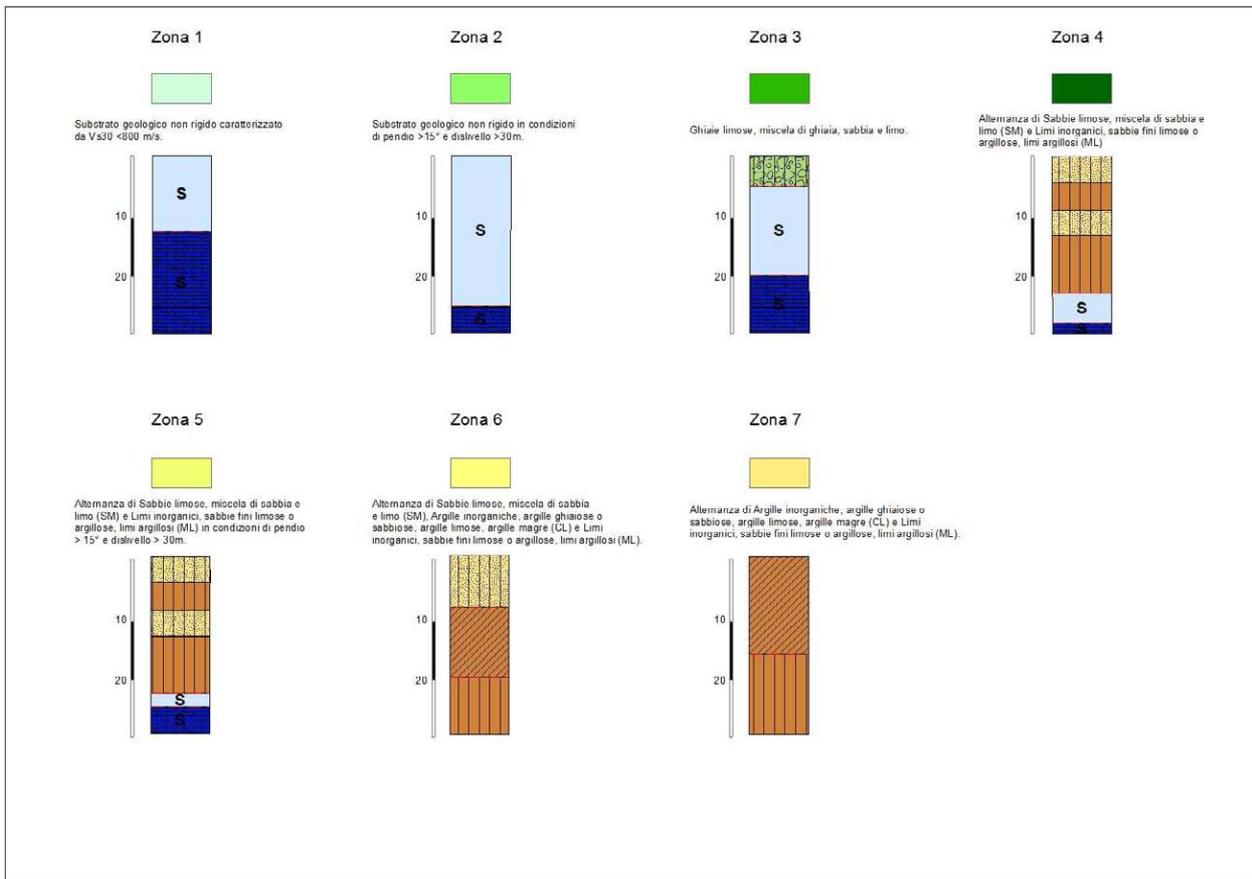


Fig. 8.5 – Colonne stratigrafiche esemplificative delle possibili condizioni di amplificazione locale presenti nel territorio di Comiso.

ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI				
	Condizioni geologiche e geomorfologiche	Classe litologica	Effetti attesi	Livello di approfondimento
Zona 1	Substrato geologico non rigido affiorante caratterizzato da $V_{s30} < 800$ m/s.	NRS	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 2	Substrato geologico non rigido affiorante caratterizzato da $V_{s30} < 800$ m/s in condizioni di pendio $> 15^\circ$ e dislivello > 30 m.	NRS	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 3	Ghiaie limose,	GM	Amplificazione	Secondo livello ed

	miscela di ghiaia, sabbia e limo > 3m.		stratigrafica	eventuale terzo livello
Zona 4	Alternanza di "Sabbie limose, miscela di sabbia e limo" e "Limi inorganici, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi"	SM/ML	Amplificazione topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 5	Alternanza di "Sabbie limose, miscela di sabbia e limo" e "Limi inorganici, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi" in condizioni di pendio > 15° e dislivello > 30 m	SM/ML	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 6	Alternanza di "Sabbie limose, miscela di sabbia e limo", "Argille inorganiche, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre" e "Limi inorganici, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi"	SM/CL/ML	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 7	Alternanza di "Argille inorganiche, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre" e "Limi inorganici, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi"	CL/ML	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello

Codice	Condizioni geologiche	DESCRIZIONE	Livello di approfondimento
--------	-----------------------	-------------	----------------------------

3050	Fenomeni di liquefazione	Liquefazione	Secondo livello ed eventuale terzo livello
3042	Instabilità di versante	Scorrimento/Non definita	Secondo livello ed eventuale terzo livello

Tabella 8.1 - Condizioni geologiche e morfologiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Comiso. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di microzonazione sismica

8.3.1 Profili topografici di dettaglio

L'individuazione degli assetti topografici in grado di condizionare la risposta sismica di sito richiede il riconoscimento di tutti gli elementi morfologici di attenzione (dorsali, creste, scarpate, selle, cime isolate), che intersechino le aree d'interesse, e la successiva analisi e caratterizzazione morfometrica degli stessi.

L'approccio utilizzato nella predisposizione del presente elaborato (cfr. Cap. 7), si è dunque articolato in due fasi: una prima fase di riconoscimento sistematico degli elementi morfologici lineari e puntuali che intersechino le aree di interesse proposte dalle amministrazioni comunali; la successiva analisi degli assetti morfologici e delle caratteristiche morfometriche dei versanti delimitati al piede o in scarpata dagli elementi riconosciuti, condotta attraverso la analisi di profili topografici di dettaglio rappresentativi.

Specificatamente al territorio comunale di Comiso, sono stati riconosciuti e cartografati gli elementi morfologici che ricadono all'interno dell'area d'interesse perimetrata.

COMISO: CENTRO ABITATO

All'interno del territorio comunale di Comiso è stata riconosciuta e cartografata una sola linea principale di scarpata utilizzando i criteri di riconoscimento illustrati al capitolo 7. La carta degli elementi morfologici presentati in Fig. 8.6 mostra gli elementi che possono dar luogo a effetti di amplificazione sismica, configurandosi come potenziali siti di attenzione nello studio delle condizioni di microzonazione sismica.

Scarpata A

La linea di scarpata A (Figg. 8.6 e 8.7), si sviluppa per circa 600 metri, a quote comprese tra 150 m e i 250 m s.l.m., in direzione OSO-ENE rappresentando il limite Sud-Orientale del centro abitato (Fig. 8.6). Dai profili di dettaglio "Comiso A1" e "Comiso A2" (Figg. 8.8 e 8.9), si evince che, in questo tratto, la scarpata A si caratterizza per avere un valore angolare della pendenza al piede del versante superiore a 50°. I due profili di dettaglio mostrati, evidenziano che in queste porzioni la Scarpata A è contrassegnata da un fronte principale con un dislivello che va dai 18 ai 25 metri.

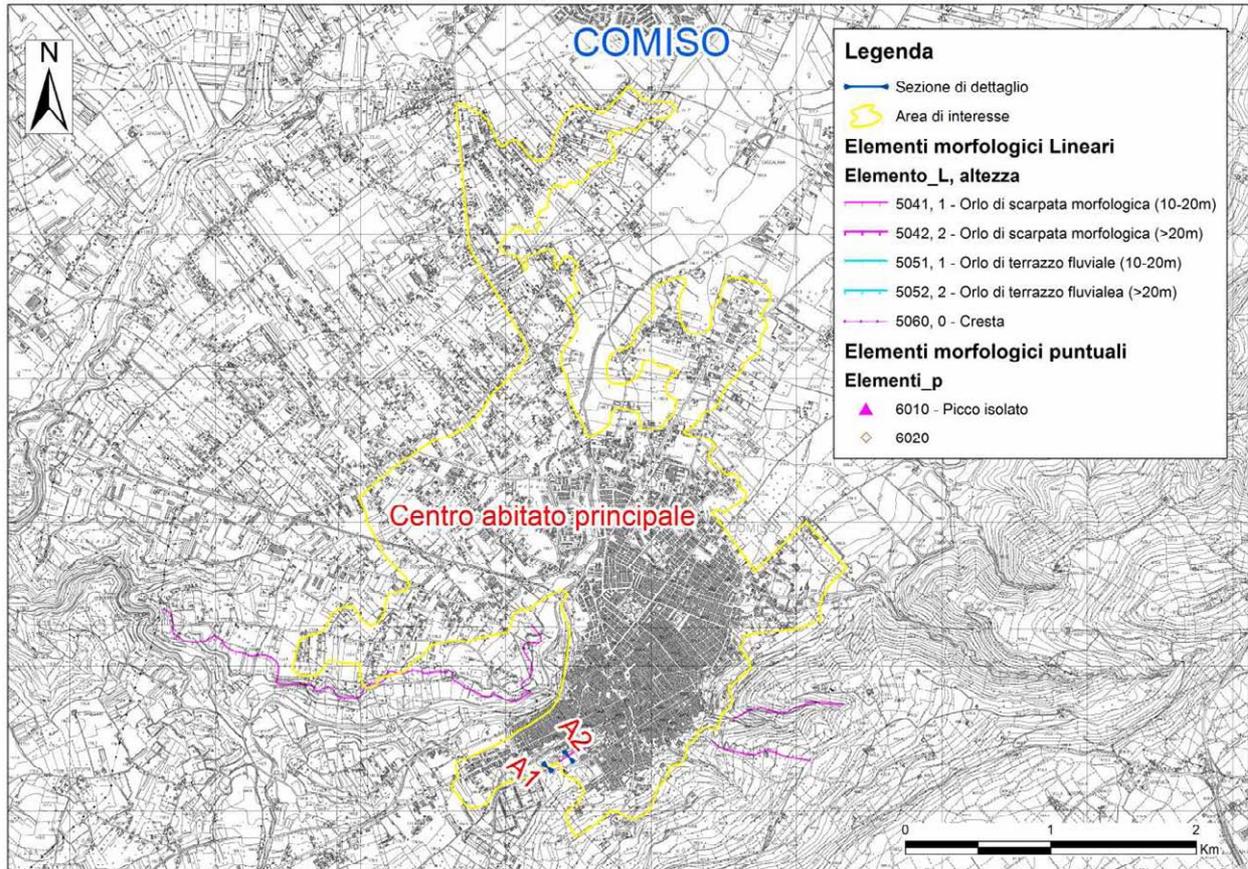


Figura 8.6 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio della scarpata A.



Figura 8.7 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata A.

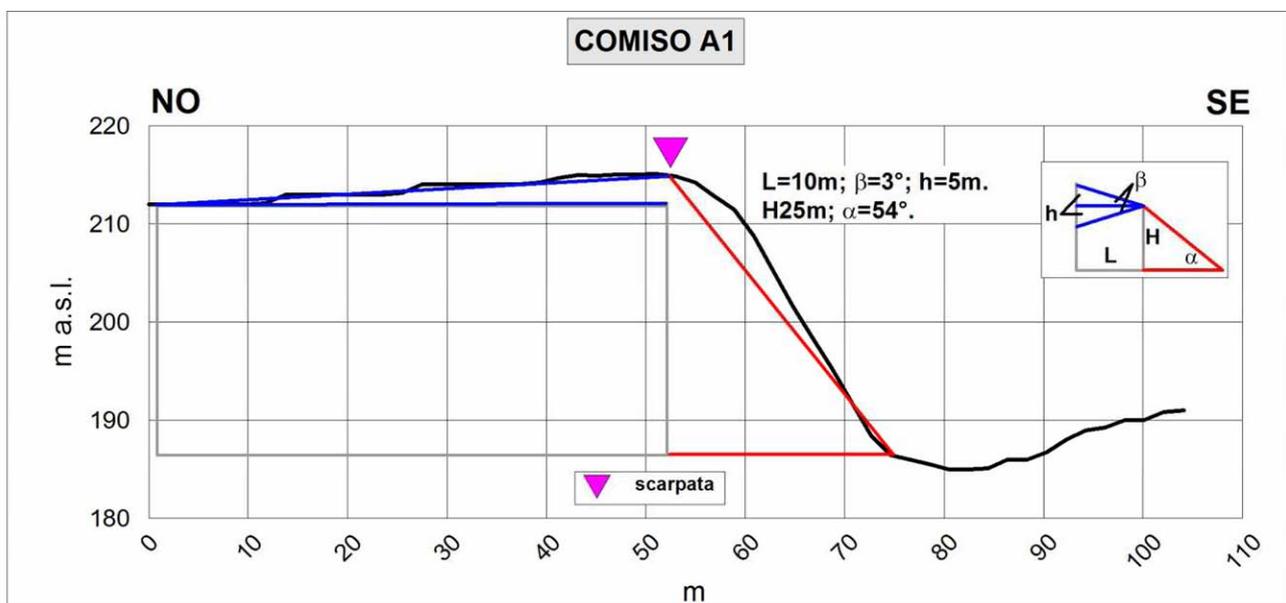


Figura 8.8 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Comiso A1.

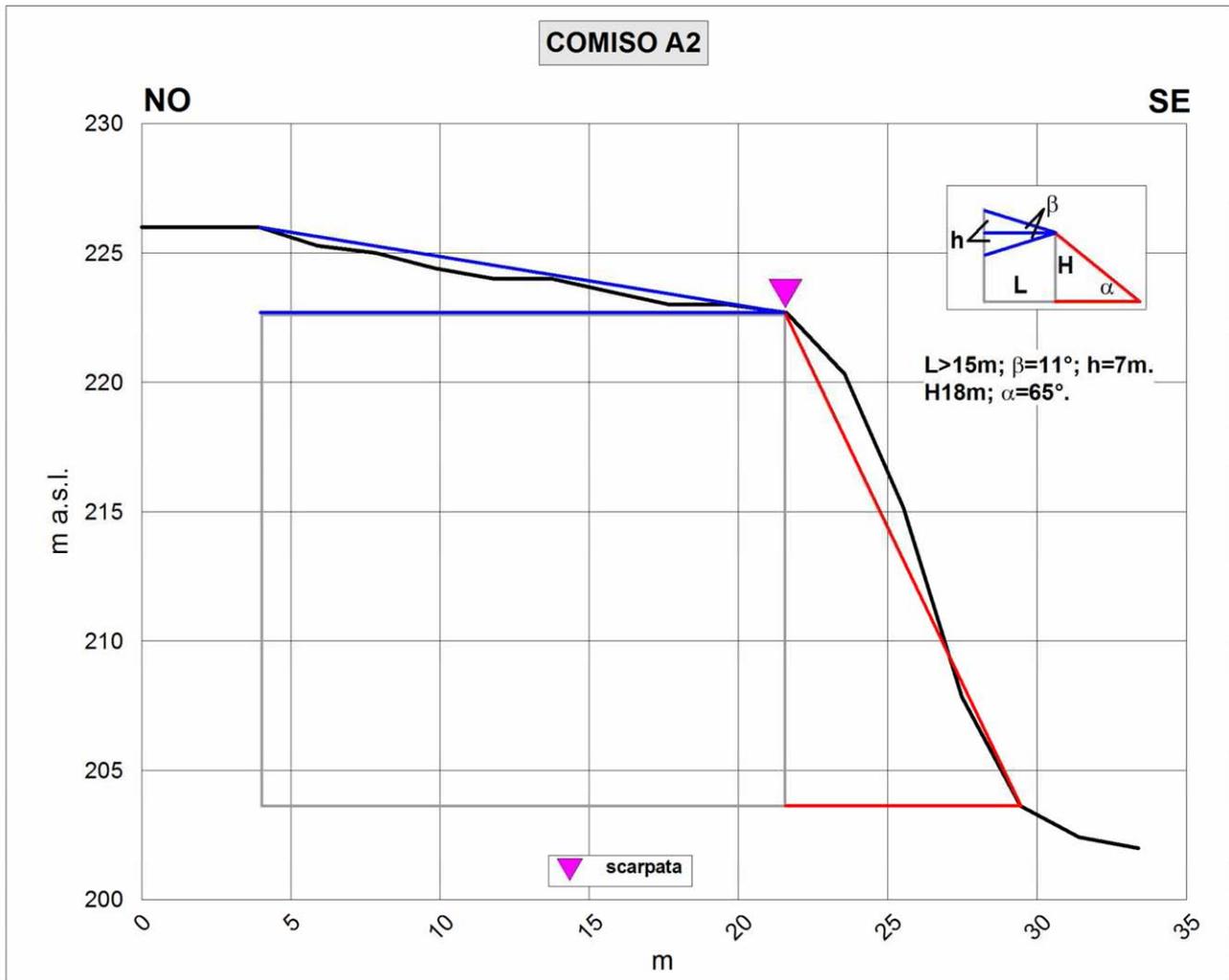


Figura 8.9 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Comiso A2.

COMISO: LOCALITÀ PEDALINO

L'assetto essenzialmente planare dell'area di interesse coincidente con la località Pedalino, determina la mancanza di elementi che possono dar luogo a effetti di amplificazione sismica. Nella tabella 8.2 sotto riportata viene indicata la corrispondenza fra profili topografici e codici identificativi in banca dati.

Profilo topografico	Codice identificativo in banca dati
A1	1
A2	2

Tabella 8.2 - Corrispondenza fra profili topografici e codici identificativi in banca dati.

8.4. Carta delle frequenze

La maggior parte dei punti di misura ubicati nel centro abitato di Comiso mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico del suolo a bassa frequenza (1.00 - 2.64 Hz) e quindi di scarso interesse ingegneristico se non per manufatti di grandi dimensioni. Inoltre in 25 misure sono presenti fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico a media frequenza (2.5 – 6 Hz). Poche

misure mostrano infine fenomeni di risonanza anche a maggiori frequenze, fino a 16.7 Hz.

Tutte le misure eseguite nella frazione di Pedalino mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico del suolo a frequenza molto bassa (0.44 - 1.15 Hz) e quindi di scarso interesse ingegneristico se non per manufatti di grandi dimensioni. Non sono presenti fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico a frequenze maggiori.

Tutte le frequenze riconosciute sono state riportate in una mappa delle frequenze di vibrazione misurate in sito attraverso l'esecuzione di prove HVSR (Fig. 8.10).

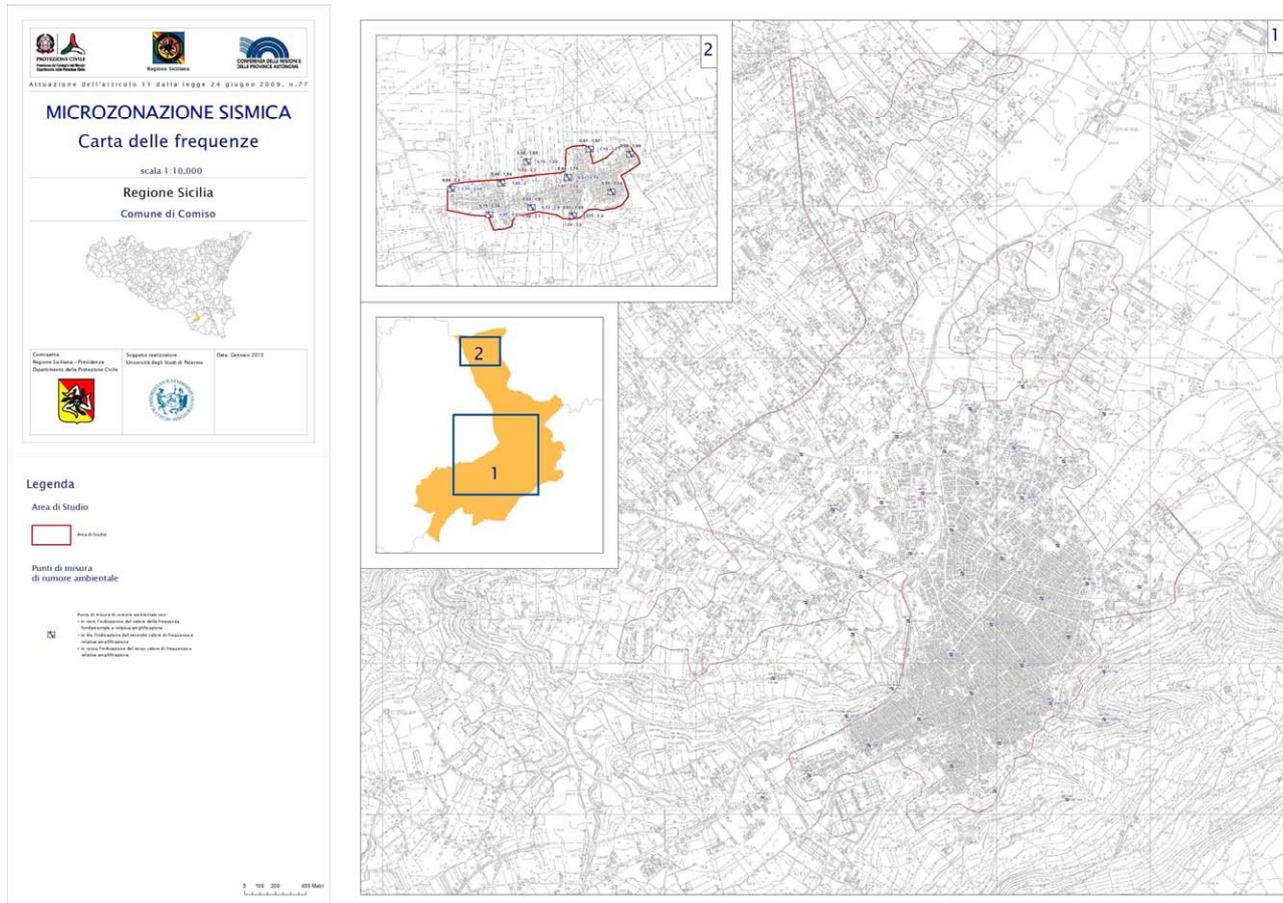


Figura 8.10 – Riduzione della carta delle frequenze delle aree perimetrare relative ai dei centri urbanizzati del Comune di Comiso (v. PDF cartella plot in banca dati).

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI DANNI PER EVENTI PASSATI

L'11 gennaio del 1693 anche Comiso fu colpita dal tremendo terremoto che distrusse la Sicilia orientale. I danni ai manufatti furono rilevanti, come riportato da diversi resoconti storici, ma rispetto agli altri centri della provincia di Ragusa la cittadina contò poche perdite in termini di vite umane, gli stessi resoconti riportano da 90 a 269 morti.

Nell'area del territorio comunale di Comiso non sono presenti dati macrosismici, con una densità spaziale sufficiente per distinguere aree con diversa risposta sismica locale.

10. BIBLIOGRAFIA

AKI K. (1964) - *A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust.* *Geophysics*, 29, 665–666.

ALBARELLO D., CESI C., EULILLI V., GUERRINI F., LUNEDEI E., PAOLUCCI E., PILEGGI D., PUZZILLI L.M. (2010) - *The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the 26th April 2009 l'Aquila (Italy) earthquake.* *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, Vol. 52, n.3, pp. 513-538.

AMATO, A., AZZARA, R., BASILI, A., CHIARABBA, C., COCCO, M., DI BONA, M. & SELVAGGI, G., 1995: *Main shock and aftershocks of the December 13, 1990, Eastern Sicily earthquake,* *Annali di Geofisica*, 38 (2), 255-266.

ANTONELLI M., FRANCIOSI R., PEZZI G., QUERCI A., RONCO G.P. & VEZZANI F. (1988) - *Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel.* *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 141-157, 5 ff., 3 tavv.

AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000a) - *Analysis of seismicity of southeastern Sicily: proposal of a tectonic interpretation.* *Annali di geofisica*, 43 (1), 171-188.

AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000b) - *Contributo alla compilazione della carta delle faglie attive della Sicilia. Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-99),* CNR – Gruppo Nazionale per la difesa dai Terremoti, Roma 227-235.

AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000c) - *Seismogenic features of SE Sicily and scenario earthquakes for Catania. The Catania project: earthquake damage scenarios for high risk area in the Mediterranean,* CNR – Gruppo Nazionale per la difesa dai Terremoti, Roma, 9-13.

AZZARO R., BARBANO M.S., RIGANO R. & ANTICHI B. (2000) - *Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia. Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-99),* CNR – Gruppo Nazionale per la difesa dai Terremoti, Roma.

BARBANO M.S. & RIGANO R. (2001) - *Earthquake sources and seismic hazard in south-eastern Sicily.* *Annali di geofisica*, 44 (4), 723-738.

BARNETT J.A.M., MORTIMER J., RIPPON J.H., WALSH J.J. & WATTERSON J. (1987) - *Displacement geometry in the volume containing a single normal fault.* *A.A.P.G. Bulletin*, Vol. 71-8, 925-937.

BASILI R., G., VALENSISE, P., VANNOLI, P., BURRATO, U., FRACASSI, S., MARIANO, M.M., TIBERTI, E., BOSCHI (2008), *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology,* *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.04.014.

BENDER B., AND PERKINS, D.M.,(1987). *SEISRISK III: a computer program for seismic hazard estimation*. U.S. Geological Survey Bulletin, 1772, 48 pp.

BEN-MENACHEM A. E SINGH S.J., 1981. *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, New York.

BEN AVRAHAM Z. & GRASSO M. (1990) – *Collisional zone segmentation in Sicily and surrounding areas in the Central Mediterranean*. *Annales Tectonicæ*, special issue – Vol. IV – n. 2: 131-139.

BIANCA M., MONACO C., TORTORICI L. & CERNOBORI L. (1999) - *Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy)*. A seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophys. J. Int.*, 139, 370-394.

BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) – *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 429-458, 8ff., 1 tav. f.t.

BILLI A., PORRECA M., FACCENNA C. & MATTEI M. (2006) – *Evoluzione non-cilindrica del rialzo periferico dell'avampese Ibleo (Sicilia) da dati magnetici e strutturali*. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, Nuova Serie, 82.

BOSCHI E. (1994) - "*Sismicità storica della Sicilia: le ricerche dell'Istit. Naz. Geofisica dal 1987 al 1994*". *Atti "1° Congresso Reg.le dell'ordine dei Geologi di Sicilia"*, Marina di Ragusa (Rg).

BUROLLET P.F., MUGNIOT J.M. & SWEENEY P. (1978) – *The geology of the Pelagian block: the margin and basins off southern Tunisia and Tripolitania*. *The ocean basins and margins. The western Mediterranean*. Vol. 4/B, 330-359.

CARBONE S. & LENTINI F. (1981) – *Rapporti tra vulcanesimo miocenico e tettonica nel settore orientale dei M. Iblei (Sicilia sud-orientale)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, 4, 245-248, 2 ff.

CARBONE S., COSENTINO M., GRASSO M., LENTINI F., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1982) – *Elementi per una prima valutazione dei caratteri sismotettonici dell'avampese ibleo (Sicilia sud-orientale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 507-520, 6 ff.

CARBONE S., GRASSO M., LENTINI F. & PEDLEY H. M. (1987) – *The distribution and palaeoenvironment of early Miocene phosphorites of southeast Sicily and their relationships with the maltese phosphorites*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 58: 35-53.

CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1987) – *Lineamenti geologici del Plateau Ibleo (Sicilia S.E.)*. *Presentazione delle carte geologiche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 127-135.

CASHMAN S. & CASHMAN K. (2000) - *Cataclasis and deformation band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California*. *Geology*, 28, 111-114.

CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema Geologico della Sicilia*. In CATALANO R & D'ARGENIO (eds) : "Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale", Guide geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It. Suppl. A, 24, 9-41.

CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000) – *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 5-16, 8 ff., 1 tab., 2 tavv. f.t.

CATALANO S., DE GUIDI G., LANZAFAME G., MONACO C., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2006) – *Inversione tettonica positiva tardo-quadernaria nel Plateau Ibleo (Sicilia SE)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, Nuova Serie, 118-120, 1 f.

CATALANO S., ROMAGNOLI G., DE GUIDI G., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2007) – *Evoluzione neogenico-quadernaria della Linea del Tellaro: relazioni con la dinamica del Plateau Ibleo (Sicilia SE)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, Nuova Serie, 118-120, 1 fig.

CATALANO S., ROMAGNOLI G., DE GUIDI G., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2008) – *The migration of plate boundaries in SE Sicily: influence on the large-scale kinematic model of the African promontory in southern Italy*. *Tectonophysics* 449, 41-62.

CORNELL, C. A., (1968)- *Engineering seismic risk analysis*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.

D'ADDEZIO G. & VALENSISE G. (1991) – *Metodologie per l'individuazione della struttura sismogenetica responsabile del terremoto del 13 dicembre 1990*. In: "Contributi allo Studio del Terremoto della Sicilia Orientale del 13 Dicembre 1990", edited by E. BOSCHI and A. BASILI, Publication of Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, No. 537, 115-125.

FÄH D., KIND F. AND GIARDINI D. (2002)- *Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site effects*. *Journal of Seismology*, 7, 449-467.

FINETTI I.R. & DEL BEN A. (1996) – *Crustal tectono-stratigraphic setting of the Pelagian foreland from new CROP seismic data*. In: Finetti I.R. (Ed.), CROP PROJECT: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, pp. 581-595. Chapter 26.

GELI L., BARD P.Y., JULLIEN B. (1988). *The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new result*. *Bull. Seism. Soc. of America*, Vol.78, No.1.

GHISETTI F. & VEZZANI L. (1980) – *The structural features of the Hyblean Plateau and the Mount Judica area (South-Eastern Sicily): a microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 57-102.

GHISETTI F. & VEZZANI L. (1981) – *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian arc (Southern Italy)*. Journal Structural Geology, 3 (4), 371-381.

GRASSO M. (1997) - *Carta geologica del settore centro-meridionale dell'altopiano ibleo*. Università di Catania, Istituto di geologia e geofisica.

GRASSO M., PHILIPS B., REUTHER C.D., GAROFALO P., STAMILLA R., ANFUSO G., DONZELLA G. & CULTRONE G. (2000) – *Pliocene-Pleistocene tectonics on the western margin of the Hyblean Plateau and Vittoria Plain (SE Sicily)*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 35-44, 9 ff.

GRASSO M., PEDLEY H.M., MANISCALCO R. & RUGGIERI R. (2000) – *Geological context and explanatory notes of the «Carta Geologica del settore centro-meridionale dell'Altopiano Ibleo»*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 45-52, 1 tav. f.t.

GRASSO M., REUTHER C.D., BAUMANN H. & BECKER A. (1986) – *Shallow crustal stress and neotectonic framework of the Malta Platform and the Southeastern Pantelleria Rift*. Geol. Romana, 25, 191-212.

GRASSO M. & REUTHER C.D. (1988) – *The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on the S.E. Sicilian foreland*. Annales Tectonicae, 2, 107-120.

GRUPPO DI LAVORO MPS (2004)- *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.*

GRUPPO DI LAVORO MS (2008) *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Cdrom*

GUIDOBONI, E., FERRARI, G., MARIOTTI, D., COMASTRI, A., TARABUSI, G., VALENSISE, G. (2007), *Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (CFTI), 461 B.C. - 1997 and Mediterranean Area 760 B.C. - 1500*, <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.

KAFKA F.T. & KIRKBRIDE R.K. (1959) – *The Ragusa oil field, Sicily*. Fifth World Petr. Congr. Sect. 1/12. New York.

INGV, SEZIONE DI PALERMO (2004) - *“Piano di Tutela delle Acque della Regione Sicilia”* Palermo.

LENTINI F., DI GERONIMO I. GRASSO M., CARBONE S., SCIUTO F., SCAMARDA G., CUGNO G., IOZZIA S. ROMEO M. (1984) - *Carta geologica della Sicilia sud-orientale*. Scala 1:100.000. SELCA, Firenze

LOCATI, M., CAMASSI, R., E STUCCHI, M., (2011) - (a cura di), DBMI11, *la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.

LONGARETTI G. & ROCCHI S. (1990) – *Il magmatismo dell'Avampese Ibleo (Sicilia Orientale) tra il Trias e il Quaternario: dati stratigrafici e petrologici di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 911-925, 10 ff., 5 tabb. 1 tav.

MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) – *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5, 227-245.

MONACO C., ALICATA A., DE GUIDI G. & NUCIFORA S. (2003) - *Tettonica trascorrente pleistocenica lungo il margine occidentale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 122, 355-364, 10 ff.

MUSUMECI C., PATANÈ D., SCARFI L. & GRESTA S. (2005) – *Stress directions and shear-wave anisotropy: observations from local earthquakes in Southeastern Sicily, Italy*. Bull. Seism. Soc. Amer. 95 (4), 1359-1374.

MYERS R. & AYDIN A. (2004) – *The evolution of faults by shearing across joint zones in sandstone*. Journal of Structural Geology 26, 947-966.

NAKAMURA, Y. (1989) - *A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface*. Quarterly Report of RTRI, 30 (1), 25-33.

NIGRO F. & RENDA P. (2000) – *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 667-686.

PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily)*. Geol. Romana, 18, 331-369.

PATANÈ G. & IMPOSA S. (1987) – *Tentativo di applicazione di un modello reologico per l'Avampese Ibleo ed aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., 38, 341-359, 8 ff., 1 tab.

PETERSON, J. (1993), *Observations and modeling of seismic background noise*, Open-File Report, 93-322, US Geological Survey, Albuquerque, NM.

PIATANESI A. & TINTI S. (1998) – *A revision of 1693 Sicily earthquake and tsunamis*. J. Geophys. Res., 103 (B2), 2749-2758.

REUTHER C.D., AVRAHAM Z.B. & GRASSO M. (1993) - *Origin and role of major strike-slip transfers during plate collision in the central Mediterranean*. Terra Nova, 5, 249-257.

RIGO M. & BARBIERI R. (1959) – *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. Ital., 80, 1-92.

ROMAGNOLI G., CATALANO S., RIGANO A., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2008) – *Tettonica estensionale quaternaria del Plateau Ibleo*. Rend. online S.G.I., 1, Note Brevi, 148-152, 3 figg.

ROVIDA, A., CAMASSI, R., GASPERINI, P., E STUCCHI, M. (2011) -(a cura di) *CPT11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPT1>

RUGGIERI R. (1997) – *Il Carsismo negli Iblei (Sicilia sud-orientale)*. Atti del Convegno "Il carsismo nell'area mediterranea". Supplemento al n. 23 di Thalassia Salentina: 47-55.

RUGGIERI R. (2000) - *Studio sulle risorse idriche disponibili della Provincia di Ragusa*. Regione Siciliana, Ufficio del Genio Civile di Ragusa

RUGGIERI R. & GRASSO M., (2000) – *Caratteristiche stratigrafiche e strutturali dell'altipiano Ibleo ragusano e sue implicazioni sulla morfogenesi carsica*. Atti del 1° Seminario di Studi sul carsismo negli Iblei e nell'area sud Mediterranea. Speleologia Iblea, Vol. 8: 19-35.

SESAME Project (2004) - *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation*, WP12, deliverable no. D23.12, http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Papers/HV_User_Guidelines.pdf.

TORTORICI G., DE GUIDI G. & STURIALE G. (2006) – *Evoluzione tettonica quaternaria del margine settentrionale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 125, 21-37, 13 ff.

YUNCHA, Z.A., LUZON, F. (2000) - *On the horizontal-to-vertical spectral ratio in sedimentary basins*. Bulletin of the Seismological Society of America. 90, 4, 1101-1106.

WATHELET M., JONGMANS D., OHRNBERGER M. (2004) *Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements*. Near Surface Geophysics, 2004, 211-221.

Siti web consultati:

www.comune.Comiso.gov.it

www.ingv.it

www.isprambiente.gov.it

www.sitr.regione.sicilia.it/pai/

www.regione.sicilia.it/presidenza/protezionecivile/

11. ALLEGATI