

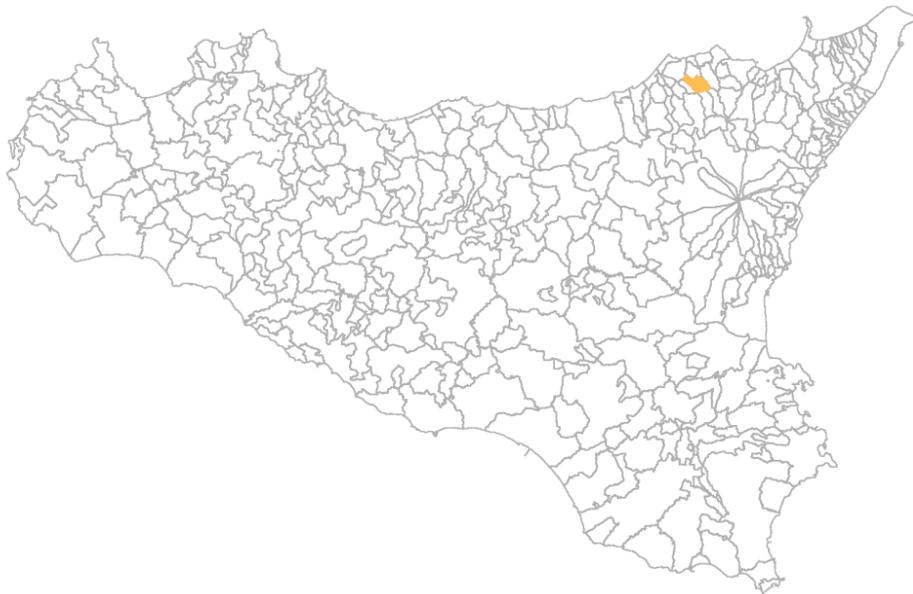
Attuazione dell'Articolo 11 della Legge 24 giugno 2009, n.77

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

MS Livello 1

Regione Sicilia
Comune di SINAGRA (ME)



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: Novembre 2012</p>
--	---	--------------------------------

	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>	7
1.4	<i>Elenco archivi consultati</i>	7
1.5	<i>Definizione dell'area da sottoporre a microzonazione</i>	7
2.	Definizione della pericolosità di base ed eventi di riferimento	9
2.1	<i>Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale</i>	9
2.2	<i>Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Sinagra</i>	13
2.3	<i>Faglie attive</i>	19
2.4	<i>Pericolosità geo-idrologica</i>	20
3.	Assetto geologico e geomorfologico	21
3.1	<i>Inquadramento geologico</i>	21
3.2	<i>Assetto tettonico</i>	22
3.2.1	<i>Neotettonica</i>	24
3.3	<i>Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Sinagra</i>	27
3.3.1	<i>Caratteri morfologici</i>	27
3.3.2	<i>Litostratigrafia</i>	31
3.3.3	<i>Lineamenti tettonici di Sinagra</i>	35
4.	Dati geotecnici e geofisici	36
4.1	<i>Il database</i>	36
4.2	<i>Unità geologico – litotecniche</i>	37
4.3	<i>Indagini geofisiche precedenti</i>	37
4.4	<i>Il metodo HVSR</i>	38
4.5	<i>Indagini HVSR</i>	41
5.	Modello del sottosuolo	45
5.1	<i>Il modello e le sezioni rappresentative del sottosuolo</i>	45
5.2	<i>Stime della profondità del tetto del bedrock sismico ottenute da misure HVSR</i>	47
6.	Interpretazioni e incertezze	49
6.1	<i>Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo</i>	49
6.2	<i>Breve analisi dei vantaggi e svantaggi dei metodi d'indagine con microtremori</i>	50
6.3	<i>Incertezze sulle stime della profondità del bedrock sismico</i>	50
7.	Metodologie di elaborazione e risultati	52
7.1	<i>Criteri per l'elaborazione della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	52
7.2	<i>Standard di archiviazione informatica degli elementi morfologici</i>	53
7.3	<i>Elementi di amplificazione topografica</i>	54
7.4	<i>Criteri adottati per la costruzione della carta delle frequenze</i>	59
8.	Elaborati cartografici	60
8.1	<i>Carta delle indagini</i>	60
8.2	<i>Carta geologico – tecnica</i>	61

8.3	<i>Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica</i>	63
8.4	<i>Carta delle frequenze</i>	76
9.	Confronto con la distribuzione dei danni degli eventi passati	78
10.	Bibliografia	79
11.	Allegati	84

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 ricostruzione ed alla elaborazione della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica del comune di SINAGRA (Provincia Regionale di Messina) redatta sulla base di carte tematiche, indagini esistenti (carte 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 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, L. 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 utilizzato già in fase di pianificazione urbanistica. Risulta essere, quindi, un supporto fondamentale per indirizzare le scelte urbanistiche comunali 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 MS 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 dal testo *"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 monitoraggio degli studi di microzonazione sismica (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 di Sinagra si estende su di una superficie di 23,92 km² sui versanti in destra e sinistra della Fiumara di Naso che, nella sua porzione mediana prende nome di Fiumara di Sinagra. Il territorio comunale confina a nord con i Comuni di Ficarra e Sant'Angelo di Brolo, ad ovest con i Comuni di Naso e Castell'Umberto, a sud con i Comuni di Tortorici, Ucria e Racchia (Fig. 1.1).

Il centro urbano principale di Sinagra è ubicato nel fondovalle dell'omonima Fiumara e risulta schematicamente suddiviso in due porzioni: La prima, che comprende il nucleo urbano più antico, si sviluppa in sinistra orografica della Fiumara, mentre la seconda, di più recente sviluppo, si estende a sud della prima, in destra orografica nella Contrada San Biagio. Il territorio comunale comprende altri nuclei abitati quali Martini, Baronìa, Faranò, S. Eupleo, Crispo, Candelora, Contura e Milia. Altri nuclei abitati sono quelli di Cicala, San Pietro, Limari, Zigale, Case Rolletta, S. Leone, S. Maria Xilonia e Maimona.



Fig. 1.1 – Modello digitale del territorio sul quale si estende il centro abitato di Sinagra (vista da sud, esagerazione verticale x1,5).

1.3 Definizione della cartografia di base

Copertura topografica	Carta Tecnica Regionale scala 1:10.000 - ediz. 2008 – sezione n. 599110
	Fogli IGMI 1:50.000 n. 599 “Patti”
Cartografia geologica	Carta Geologica Provincia di Messina scala 1:50.000 – Lentini F., Catalano S., Carbone S.- SELCA Firenze 2000. CARG-ISPRA Foglio geologico n. 599 “Patti” scala 1:50.000 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 2m derivato da dati LIDAR volo ATA 2007-2008

1.4 Elenco archivi consultati

ISPRA	Progetto CARG - Catalogo delle formazioni italiane
ISPRA	<u>ITHACA (ITaly HAZards from CApable faults) - Catalogo delle faglie attive e capaci</u>
ISPRA	Archivio nazionale delle indagini del sottosuolo (Legge 464/1984)
ARTA SICILIA	Piano stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico (PAI) con aggiornamenti
ARTA SICILIA	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 Sinagra da sottoporre agli studi di MS di primo livello, in assenza di indicazioni da parte del Comune, è stato stabilito nella riunione tecnica del 24/04/2012 fra il Dipartimento Regionale della Protezione Civile e Università degli Studi di Palermo di procedere alla microzonazione sismica del centro urbano principale e della zona di espansione di Contrada San Biagio (Fig. 1.2).

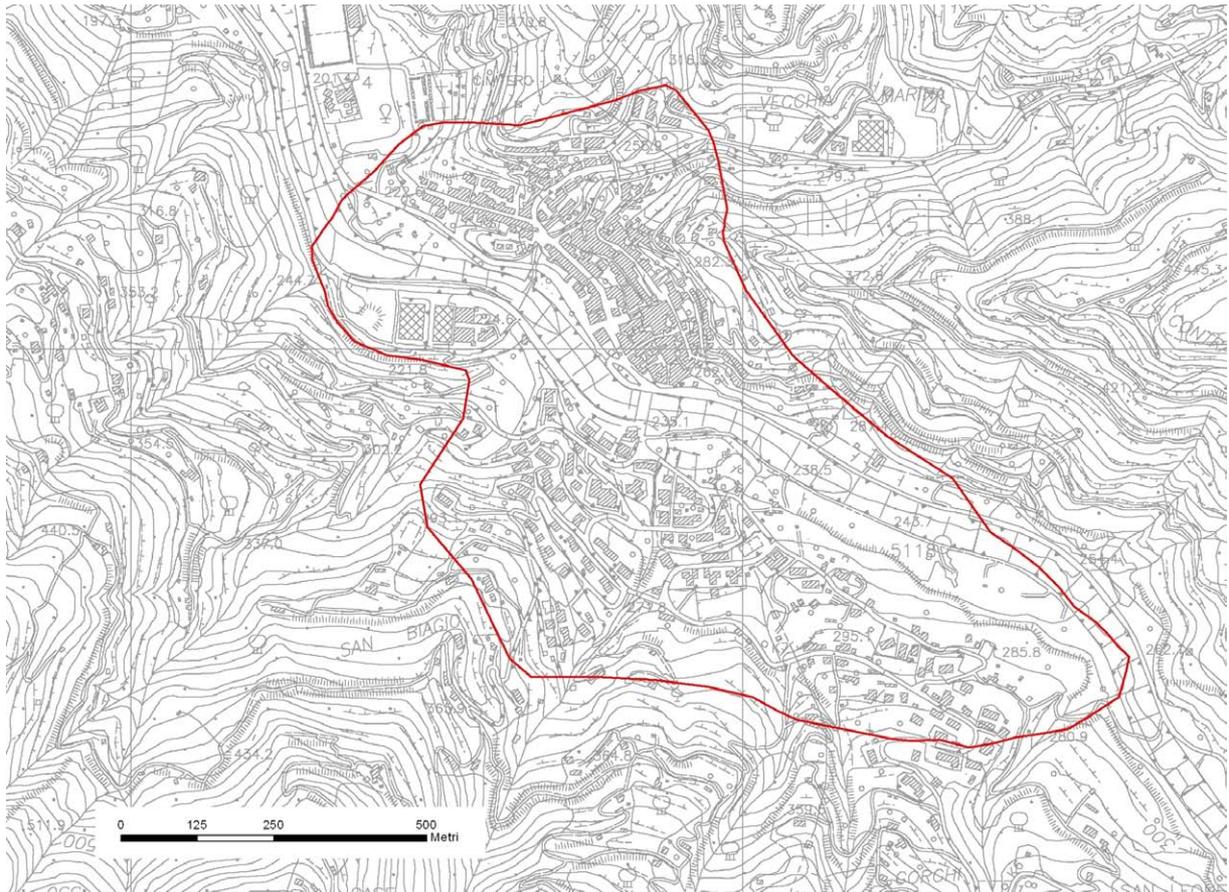


Fig. 1.2 – Comune di Sinagra: perimetrazione dell'area da sottoporre a MS.

2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE ED EVENTI DI RIFERIMENTO

2.1. Sismicità storica della Sicilia Nord – Orientale

Numerosi sono i grandi terremoti che hanno colpito la Sicilia Nord – Orientale in epoca storica. La mappa di sinistra di Fig. 2.1 (Guidoboni *et al.*, 2007) riporta le intensità epicentrali dei maggiori terremoti avvenuti in Sicilia Nord – Orientale dopo il 461 a.C., mentre quella di destra è estratta dal catalogo DBMI11 che contiene 86071 MDP (Macroseismic Data Points) relativi a 1684 terremoti avvenuti dopo il 1000. I dati sono riferiti a 15416 località (Locati *et al.*, 2011) e ad ogni punto riportato in figura è associata la massima intensità ivi risentita.

Di numerosi terremoti che hanno colpito la Sicilia Nord – Orientale prima del 1600, non si hanno informazioni sufficienti per ricostruire in maniera accurata gli effetti macrosismici e ciò è causa di imprecisione della mappa delle massime intensità. Tra questi terremoti sono comunque degni di nota il terremoto del 361 (lat=38.15°, lon=15.6°, $I_{max}=10$, $M_e=6.4$), il terremoto del 31.08.853 (lat=38.183°, lon=15.55°, $I_{max}=9.5$, $M_e=6.2$), il terremoto del 26.09.1172 (ore 13:40 lat=38.183°, lon=15.55°, $I_{max}=8$, $M_e=5.6$) e il terremoto del 29.05.1494 (ore 02:15, lat=38.183°, lon=15.55°, $I_{max}=8$, $M_e=5.6$).

La magnitudo macrosismica equivalente M_e (Gasperini e Ferrari, 1995, 1997) è stata calcolata attraverso il metodo delle aree di risentimento che si basa su un adeguato campionamento del campo macrosismico.

Vengono di seguito descritti i principali terremoti storici che a partire dal 1600 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.

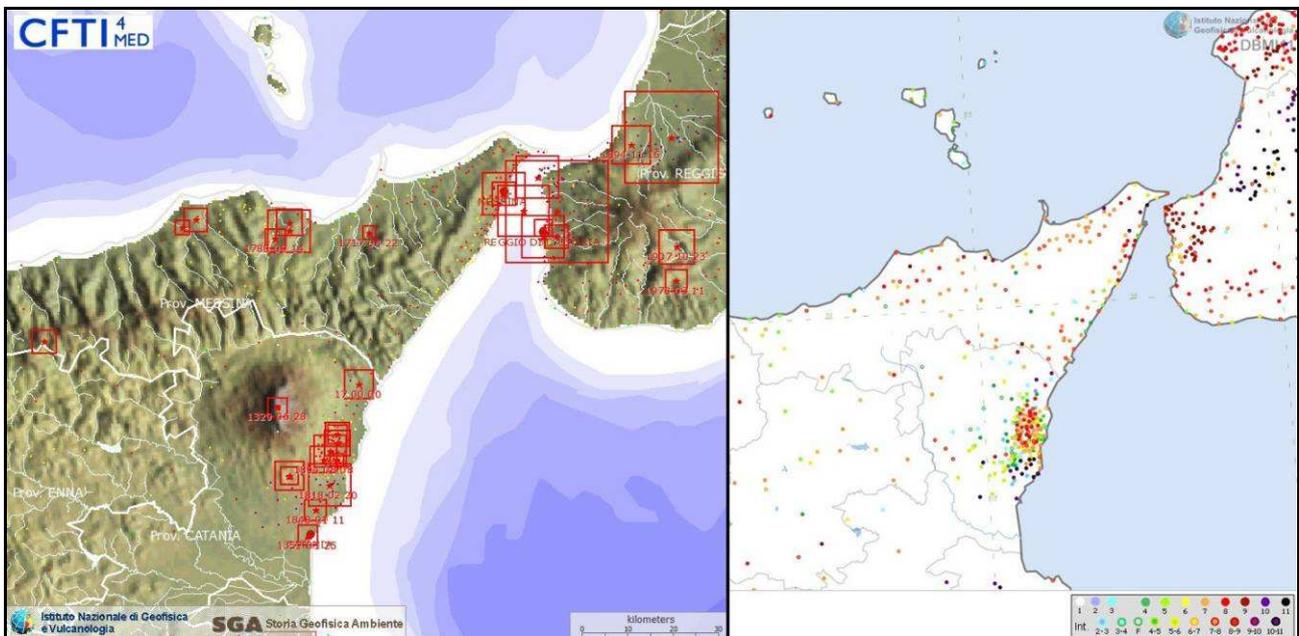


Fig. 2.1 – Epicentri dei forti terremoti (sinistra, Guidoboni *et al.*, 2007) e massime intensità macrosismiche risentite (destra, Locati *et al.*, 2011) in Sicilia Nord – Orientale

Terremoto del 25.08.1613, ore 05:00, lat=38.117°, lon=14.783°, $I_{max}=9$, $M_e=5.6$: il terremoto avvenne all'alba del 25 agosto (alla latitudine della Sicilia settentrionale, all'incirca le ore 5:00 GMT). Gli effetti più gravi risulterono concentrati nella città di Naso, dove crollarono oltre 200

abitazioni e tutte le altre furono gravemente danneggiate. I morti furono 103 (53 persone morirono nel crollo della chiesa di S.Pietro dei Latini); numerosi i feriti. A Messina la scossa fu sentita violentemente e con grande panico, e causò qualche leggero danno.

Terremoto del 22.04.1717, ore 05:20, lat=38.1°, lon=15.217°, $I_{max}=8.5$, $M_e=5$: il terremoto avvenne all'alba del 22 aprile (ore 5:20 GMT ca.) e colpì gravemente Castoreale, che all'epoca era un centro di media grandezza con 8.400 abitanti e probabilmente non più di 1.500 case. Alcuni edifici furono distrutti completamente e molti altri gravemente danneggiati; complessivamente 632 case furono dichiarate da ricostruire, perché crollate o demolite, o da restaurare. Furono completamente distrutti gli acquedotti che garantivano il rifornimento idrico della città. La scossa fu sentita fortemente, ma senza danni, a Messina e in alcuni altri centri della Sicilia nord – orientale.

Terremoto del 10.05.1739, ore 15:25, lat=38.1°, lon=14.75°, $I_{max}=8.5$, $M_e=5.1$: le scosse iniziarono il 9 maggio e fino al 19 dello stesso mese furono avvertite oltre 100 repliche. La scossa principale avvenne il 10 maggio alle ore 21 italiane (15:25 GMT ca.); causò danni gravi e diffusi a Naso, dove varie case crollarono e la maggior parte delle altre rimasero cadenti e inabitabili; 2 monasteri e 6 chiese subirono gravi lesioni e crolli parziali. A San Marco d'Alunzio alcune abitazioni crollarono e altre furono gravemente lesionate. La scossa fu avvertita in alcune località della Sicilia nord – orientale, per le quali non furono segnalati danni.

Terremoto del 14.09.1780, ore 17:20, lat=38.083°, lon=14.983°, $I_{max}=8$, $M_e=5.4$: il terremoto avvenne il 14 settembre 1780 e colpì le località della Sicilia nord – orientale situate nell'entroterra del golfo di Patti. La prima scossa fu sentita alle ore 15:05 GMT circa (ore 21 e mezza in uso orario "all'italiana"): a Patti la popolazione spaventata abbandonò le abitazioni rifugiandosi all'aperto. Poco più di due ore dopo, alle 17:20 GMT circa (ore 23 e tre quarti "all'italiana"), avvenne la scossa più forte. La località più colpita fu Raccuja dove il terremoto danneggiò gravemente le abitazioni e gran parte degli edifici pubblici, civili ed ecclesiastici, causando la morte di due persone. La chiesa madre, le altre chiese parrocchiali e filiali, un monastero e il convento dei padri Basiliani subirono crolli e risultarono in gran parte rovinati; danni molto gravi subirono anche il palazzo baronale e il castello. A Patti due case crollarono quasi totalmente e molte altre subirono crolli parziali. Danni notevoli furono riscontrati nella cattedrale e nel palazzo vescovile; gravi lesioni alle murature e alle volte si aprirono nei conventi dei Riformati, Osservanti, Cappuccini e Francescani Conventuali. Danni rilevanti avvennero anche a Milazzo Montalbano Elicona, San Piero Patti e in altri paesi della zona non menzionati. Nei giorni seguenti furono sentite repliche leggere.

Terremoto del 06.02.1783, ore 00:20, lat=38.217°, lon=15.633°, $I_{max}=9.5$, $M_e=6.2$: il 5 febbraio 1783 iniziò un periodo sismico, protrattosi per più di tre anni, che presentò 5 massimi di attività: 5 febbraio, 6 febbraio, 7 febbraio, 1 marzo e 28 marzo 1783, e varie centinaia di scosse minori, che ebbero effetti cumulativi devastanti su un territorio di varie migliaia di km². In meno di due mesi, a partire dal 5 febbraio fino al 28 marzo, gli epicentri delle scosse principali si spostarono dalla regione dell'Aspromonte all'istmo tra il golfo di Sant'Eufemia e il golfo di Squillace. La scossa del 5 febbraio 1783 ebbe un'area di risentimento estesa a tutta la Sicilia e a gran parte dell'Italia meridionale, dalla costa amalfitana al Salento. L'area dei maggiori effetti si situa nel versante tirrenico dell'Appennino calabrese, in una regione corrispondente ai Piani d'Aspromonte e alla Piana di Gioia Tauro, delimitata a sud dal massiccio aspromontano e a nord dalla catena delle Serre. Il terremoto ebbe effetti devastanti in 25 paesi; in altri 23 ci furono crolli estesissimi; in 49 località vi furono crolli gravi diffusi; altre 117 località subirono effetti distruttivi. La scossa del 6

febbraio 1783 causò danni gravissimi a Scilla e a Messina; la scossa del giorno successivo, 7 febbraio, fu avvertita in una vasta area compresa tra Messina e Matera e causò nuove distruzioni nei centri dei Piani d'Aspromonte e della Piana di Gioia Tauro, già gravemente danneggiati dalla scossa del 5 febbraio. L'area epicentrale di questa scossa si spostò in direzione nord – est rispetto a quelle dei terremoti precedenti, verso le valli del Mesima e del Marepotamo, sul versante tirrenico della catena delle Serre. Il terremoto fu completamente distruttivo in 20 località; altre 28 subirono crolli gravi diffusi; in 47 località causò effetti distruttivi diffusi. La scossa dell'1 marzo 1783 fu avvertita in un'ampia regione compresa tra Messina e Scalea e, rispetto ai precedenti eventi sismici, ebbe l'area dei massimi effetti spostata ancora più a nord, lungo la dorsale appenninica. A causa di questa scossa si ebbero effetti distruttivi a Polia e a Poliolo e danni molto gravi a Castelmonardo e Francavilla Angitola, centri del bacino dell'Angitola. La scossa del 28 marzo fu sentita in tutta l'Italia meridionale, dalla Sicilia a Napoli, alla Puglia meridionale. L'area dei massimi effetti è collocata nella regione istmica a sud di Catanzaro, sia sul versante ionico che su quello tirrenico: rappresenta la localizzazione più settentrionale tra le aree di maggiore danneggiamento dell'intero periodo sismico. La scossa ebbe effetti catastrofici in 12 località; altre 25 subirono effetti distruttivi; gravi danni si registrarono in 71 paesi. La scossa del 26 aprile 1783, in precedenza classificata di VIII – IX grado MCS, causò danni soltanto a Milazzo e fu sentita fortemente a Messina; si tratta perciò di un evento piuttosto marginale e notevolmente sovrastimato. La successione delle violentissime scosse avvenute tra il 5 febbraio e il 28 marzo 1783, caratterizzata da una migrazione degli epicentri lungo la catena appenninica in direzione nord – est, diede luogo ad ampie aree di sovrapposizione degli effetti distruttivi. Il quadro degli effetti che si è delineato è quindi, per alcune località, il risultato dell'azione cumulativa di più scosse. Quando la documentazione lo ha consentito, sono stati distinti gli effetti di danno relativi ai singoli eventi sismici. Rimane tuttavia aperta la questione relativa alla eventuale sovrastima dei danni non quantificabile indotta dalla vulnerabilità di un patrimonio edilizio fortemente indebolito da numerosissime e ravvicinate scosse e già di per sé di cattiva qualità.

Terremoto del 10.03.1786, ore 14:10, lat=38.1°, lon=15.017°, $I_{max}=9$, $M_e=6.2$: la scossa avvenne alle ore 20:45 italiane (14:10 GMT ca.) del 10 marzo e colpì soprattutto le località della Sicilia settentrionale affacciate sul golfo di Patti. Gravi distruzioni si ebbero, in particolare, a Oliveri, San Piero Patti e Scala; crolli e gravi dissesti a Milazzo e a Patti. A Naso furono notevolmente danneggiate 72 case e vari edifici religiosi; a Messina caddero alcuni muri degli edifici in ricostruzione dopo i terremoti del 1783.

Terremoto del 28.12.1908, ore 04:20:27, lat=38.15°, lon=15.683°, $I_{max}=11$, $M_e=7.1$: il terremoto del 28 dicembre 1908 è considerato uno degli eventi di più elevata magnitudo della storia sismica italiana e, dal punto di vista degli effetti, rappresentò una autentica catastrofe, sia per l'altissimo numero di morti, sia perché distrusse due città importanti come Messina e Reggio Calabria. La ricostruzione del quadro complessivo di un disastro di tale portata è influenzata da alcuni fattori preesistenti. Per comprendere adeguatamente l'impatto di questo evento sismico è infatti necessario ricordare che, se si escludono le due città dello Stretto e poche altre zone più sviluppate, la regione su cui si abbatté il terremoto era un'area caratterizzata da un'economia molto povera. Questo inevitabilmente si ripercuoteva sulla qualità dell'edilizia: i materiali impiegati erano scadenti e le tecniche costruttive molto vulnerabili dal punto di vista sismico; l'età e il degrado dei manufatti erano elevati; la manutenzione scarsa o inesistente. Inoltre, in molte località calabresi, gli effetti di questo terremoto si sovrapposero ai danni, non adeguatamente riparati, dei terremoti degli anni precedenti (1894, 1905 e 1907) aumentando l'entità delle distruzioni. La scossa avvenne alle ore 4:20 GMT e, per quanto riguarda i danni più gravi, colpì

un'area di circa 6000 km². In circa 80 località delle province di Messina e Reggio Calabria gli effetti furono devastanti, con distruzioni estese dal 70 al 100% delle costruzioni. Nel Messinese l'area delle distruzioni pressoché totali fu ristretta e comprese, oltre a Messina, 13 località dell'immediato entroterra della città e delle estreme propaggini settentrionali dei monti Peloritani, fino alla costa tirrenica. Per quanto riguarda la città di Messina, il terremoto, con il maremoto e gli incendi che lo seguirono, distrusse completamente il tessuto urbano (abitazioni, edifici pubblici civili ed ecclesiastici, infrastrutture). Le costruzioni che resistettero furono incredibilmente poche: secondo le statistiche ufficiali del Ministero dei Lavori pubblici, soltanto due case risultarono illese. Tutti gli altri fabbricati furono o distrutti totalmente o completamente sventrati: ne rimasero in piedi solo le pareti esterne, mentre collassarono tetti, solai, muri divisorii, scale. In Calabria il terremoto ebbe effetti distruttivi in una regione molto più estesa, comprendente tutto il versante occidentale del massiccio dell'Aspromonte. A Reggio le distruzioni furono di entità leggermente inferiore rispetto a Messina; tuttavia nei rioni più popolari della città i crolli totali furono estesissimi e in molti edifici sprofondarono tutte le strutture interne. Il terremoto fu quasi totalmente distruttivo in diversi centri abitati importanti come Calanna, Sant'Alessio e Sant'Eufemia in Aspromonte, Villa San Giovanni, e in tutte le località della riviera sia a nord che a sud di Reggio, che furono devastate anche dal grande tsunami che seguì la scossa. Distruzioni estese fino a circa il 50% degli edifici furono riscontrate in 35 località, fra cui, in Calabria, alcuni paesi posti sul versante ionico dell'Aspromonte. L'area all'interno della quale gli effetti del terremoto furono gravi, con crolli totali limitati, ma molti edifici gravemente lesionati e resi inagibili, fu molto vasta e comprese oltre 170 località. Tale area include, in Calabria, la piana di Gioia Tauro, la Grecanica, la Locride e arriva fino alla penisola di capo Vaticano e alle località dell'istmo di Marcellinara, in provincia di Catanzaro; in Sicilia, comprende tutto il versante ionico dei Peloritani fino alle pendici nordorientali dell'Etna. Secondo i dati statistici rilevati dal Ministero dei Lavori pubblici, approssimati per difetto, nelle tre province di Messina, Reggio Calabria e Catanzaro (che all'epoca comprendeva anche l'attuale provincia di Vibo Valentia), le case distrutte o demolite furono oltre 40.000; quelle gravemente danneggiate e rese totalmente o parzialmente inabitabili circa 33.000; quelle lesionate circa 68.000. La popolazione rimasta senza tetto fu certamente superiore a 120.000 persone. Danni più leggeri, con lesioni in genere non gravi e in un numero complessivamente limitato di case o edifici pubblici, furono rilevati in oltre 350 centri abitati sparsi su un'area estesa a nord fino alle province di Crotone e Cosenza; in Sicilia fino ad alcune località delle province di Enna, Caltanissetta, Agrigento e Ragusa. La scossa fu sentita dalle persone in un'area vastissima: in direzione nord fino all'isola d'Ischia e alla provincia di Campobasso; verso est fino al Montenegro, all'Albania e alle isole Ionie della Grecia; verso sud fu sensibile fino all'arcipelago maltese; a ovest fino a Ustica.

Terremoto del 31.10.1967, ore 21:08:07, lat=37.867°, lon=14.417°, I_{max}=8, M_e=5.6: la scossa principale avvenne il 31 ottobre alle ore 21:08 GMT e fu avvertita in due fasi della durata complessiva di 15 secondi. Fu seguita da numerose repliche che durarono fino oltre la metà di dicembre.

Il terremoto colpì la regione occidentale dei Monti Nebrodi, al confine tra le province di Messina e di Enna, causando gravi danni nei centri abitati del versante settentrionale e del versante meridionale. Nei giorni seguenti, e fino oltre la metà di dicembre, furono avvertite numerose repliche che, seppure più leggere, aggravarono progressivamente le condizioni statiche degli edifici, causando nelle località più colpite un diffuso stato di inagibilità. A Mistretta, su 2.700 abitazioni, 2.286 (85%) furono danneggiate più o meno gravemente e circa 300 (11%) furono dichiarate inabitabili e fatte sgomberare. A Capizzi, su 1.100 abitazioni, 907 (82%) risultarono danneggiate e più di 100 (9%) furono dichiarate inabitabili. A Santo Stefano di Camastra il 70%

delle abitazioni fu lesionato e oltre il 10% divenne inabitabile; a Nicosia quasi tutte le abitazioni furono lesionate e alcune dovettero essere demolite; a Cerami le abitazioni crollate o pericolanti furono 40 e quelle gravemente danneggiate più di 400; a Castel di Lucio 2 case crollarono e 225 furono danneggiate, di queste 22 furono fatte sgomberare e 17 furono dichiarate solo parzialmente abitabili. In una quindicina di altri comuni gli edifici subirono lesioni rilevanti, e in altrettanti si ebbero danni più leggeri. Complessivamente, secondo le stime governative, più di 6.000 abitazioni urbane e rurali e numerose chiese, scuole, ospedali, sedi di enti pubblici e strade subirono danni di varia entità. La scossa fu avvertita in tutta la Sicilia: a Palermo, Trapani e Agrigento causò notevole panico nella popolazione; a Messina, Catania, Siracusa e Ragusa fu sentita più leggermente. A Nicosia, tra il 31 ottobre e il 9 novembre, furono avvertite 27 scosse.

Terremoto del 15.04.1978, ore 23:33:47, lat=38.117°, lon=15.017°, $I_{max}=8$, $M_e=5.7$: la scossa avvenne il 15 aprile 1978 alle ore 23:34 GMT ca.; colpi, l'area tirrenica della Sicilia nord – orientale e fu risentita in quasi tutta la Sicilia, esclusa la provincia di Trapani, e nella Calabria centro – meridionale. Furono riscontrati danni apprezzabili in circa 100 località. Gli effetti più gravi riguardarono una ventina di centri situati lungo la costa e nell'immediato entroterra del golfo di Patti e sul versante nord – orientale dei Monti Nebrodi (Barcellona Pozzo di Gotto, Castoreale, Falcone, Oliveri, Patti, Brolo, Gioiosa Marea, Naso, San Piero Patti, Sant'Agata di Militello, Sant'Angelo di Brolo, etc.). Danni notevoli furono riscontrati anche in alcuni paesi delle isole Eolie, in particolare sulle isole di Vulcano e di Lipari. Complessivamente, oltre 70 edifici crollarono totalmente, 650 furono giudicati da demolire totalmente o parzialmente e altri 2.000 circa furono gravemente danneggiati. Le distruzioni più rilevanti riguardarono i centri storici, dove le caratteristiche costruttive e urbanistiche produssero un'amplificazione degli effetti sismici. Nelle località principali dell'area colpita (Patti, Barcellona Pozzo di Gotto, Castoreale, Milazzo), la parte antica degli abitati era costituita da edifici costruiti in muratura di pietre legate da malta comune; soffitti alti generalmente più di 4 metri, spesso con volte d'incannucciato; sezioni portanti costituite da archi in mattoni e tetti esercitanti una notevole spinta laterale. La rete stradale era principalmente costituita da vie strette e vicoli; gli edifici, spesso uniti tra loro da strutture murarie in comune, erano staticamente e dinamicamente interdipendenti. Negli edifici più recenti e in quelli costruiti secondo norme antisismiche i danni furono minori e riguardarono soprattutto tramezzature e pareti divisorie.

2.2. Sismicità storica e pericolosità sismica del comune di Sinagra

Il comune di Sinagra è situato in un'area caratterizzata da un'intensa attività sismica generata dalle faglie sismogenetiche presenti nel territorio circostante. La Fig. 2.2 mostra la distribuzione degli epicentri dei terremoti avvenuti nell'area tra il 1981 e il 2011 con una indicazione della classe di magnitudo. Questa attività è caratterizzata da un'elevata frequenza di eventi di bassa energia (solo 5 eventi con epicentro distante da Sinagra meno di 20 km negli ultimi 30 anni hanno avuto una magnitudo locale maggiore di 4) e da profondità ipocentrale variabile da alcuni chilometri ad alcune decine di chilometri.

Il *“Catalogo dei forti terremoti dal 461 a.C. al 1997”* dell'INGV permette di individuare più di venti forti terremoti con epicentro in Sicilia che, ipotizzando normali leggi di attenuazione dell'Intensità macrosismica, dovrebbero avere avuto a Sinagra effetti macrosismici di notevole intensità ($I > 6$ MCS) ma, mancando documentazioni storiche che consentano di effettuare attendibili stime di intensità macrosismica, essi sono trascurati nella descrizione seguente.

La Fig. 2.3, estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011) mostra la distribuzione di eventi sismici storici, con epicentro distante meno di 100 km da Sinagra e magnitudo momento $M_W > 5.5$.

In Fig. 2.4 è riportata la storia sismica del comune di Sinagra estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Da questa si evince come dagli inizi del 1900 sei eventi sismici abbiano prodotto a Sinagra effetti che hanno condotto a stime dell'intensità macrosismica. Il primo terremoto storico di cui si conosca il risentimento a Sinagra è quello del 28 dicembre 1908 ($M_W = 7.10$) che ha avuto massima intensità macrosismica risentita nel comune pari a VII-VIII grado MCS. La Fig. 2.5 mostra la distribuzione delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1908.

L'evento recente che tuttavia ha avuto massimo risentimento sismico a Sinagra è quello del 15 aprile del 1978. Tale evento di magnitudo $M_W = 6.06$ è stato localizzato nel Golfo di Patti e la stima della sua intensità macrosismica media nel comune di Sinagra è pari al VII grado MCS. La scossa causò numerose fessurazioni in strutture pubbliche comunali ed alcuni piccoli danni al cimitero.

Questo terremoto è stato attribuito alla struttura sismogenetica "Patti Eolie" che si estende dai Monti Peloritani sino alle Isole Eolie (DISS, Database of Individual Seismogenic Sources, Basili *et al.*, 2008).

Il comune di Sinagra sorge in prossimità della su menzionata struttura sismogenetica ed in prossimità di altre due importanti zone sismogenetiche, quella Sud Tirrenica e quella Calabria (Fig. 2.6, DISS, Basili *et al.*, 2008) che hanno in passato generato forti terremoti (Guidoboni *et al.*, 2007; Rovida *et al.*, 2011).

In Tab. 2.1 sono riportati i valori della pericolosità sismica relativi al comune di Sinagra; questa è espressa in termini di accelerazione orizzontale massima al suolo (PGA) con probabilità di eccedenza del 2, 5, 10, 22, 30% in 50 anni, su suoli rigidi ($V_S > 800$ m/s), come previsto dall'Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All. 1b, estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>. Le stime di PGA sono state determinate con la tecnica di analisi statistica degli effetti stimati sulla base dei dati contenuti nei cataloghi sismici, proposta da Cornell (Cornell, 1968; Bender & Perkins, 1987; Gruppo di Lavoro MPS, 2004) e la loro incertezza è espressa mediante percentili, considerando il catalogo un campione rappresentativo dell'intera popolazione di eventi possibili con effetti significativi nel luogo.

La mappa riportata in Fig. 2.7 mostra come il comune di Sinagra ricada in un'area con PGA con probabilità di eccedenza del 10 % in 50 anni, cioè periodo di ritorno 475 a, compresa fra 0.175 g e 0.200 g. Questa è una scelta di parametri convenzionale ed in particolare è il valore di riferimento per l'Eurocodice8 (EC8), nel quale vengono stabilite le norme per il progetto e la costruzione di strutture.

Vista l'elevata pericolosità sismica, il comune di Sinagra risulta inserito in Zona Sismica 2.

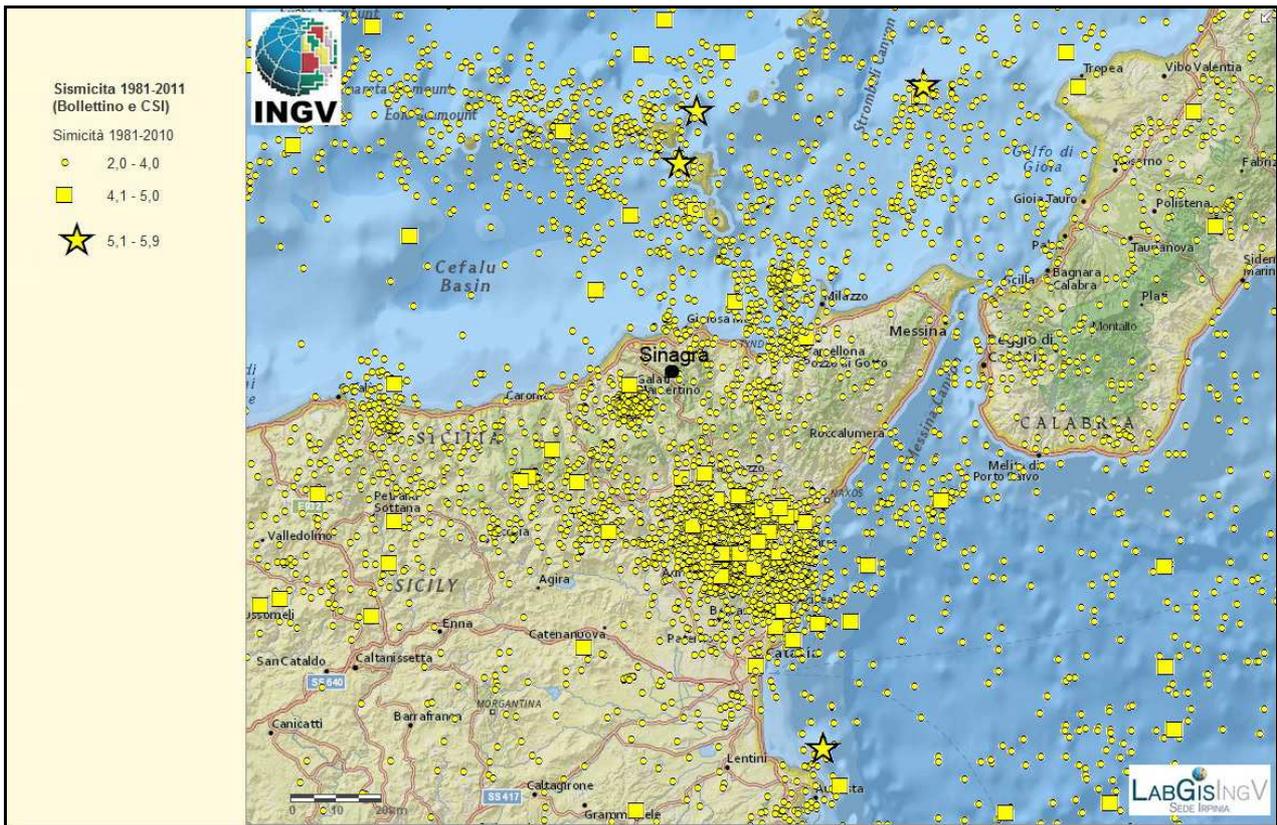


Fig. 2.2 - Distribuzione degli epicentri dei terremoti strumentali localizzati dall'INGV tra il 1981 e il 2011.

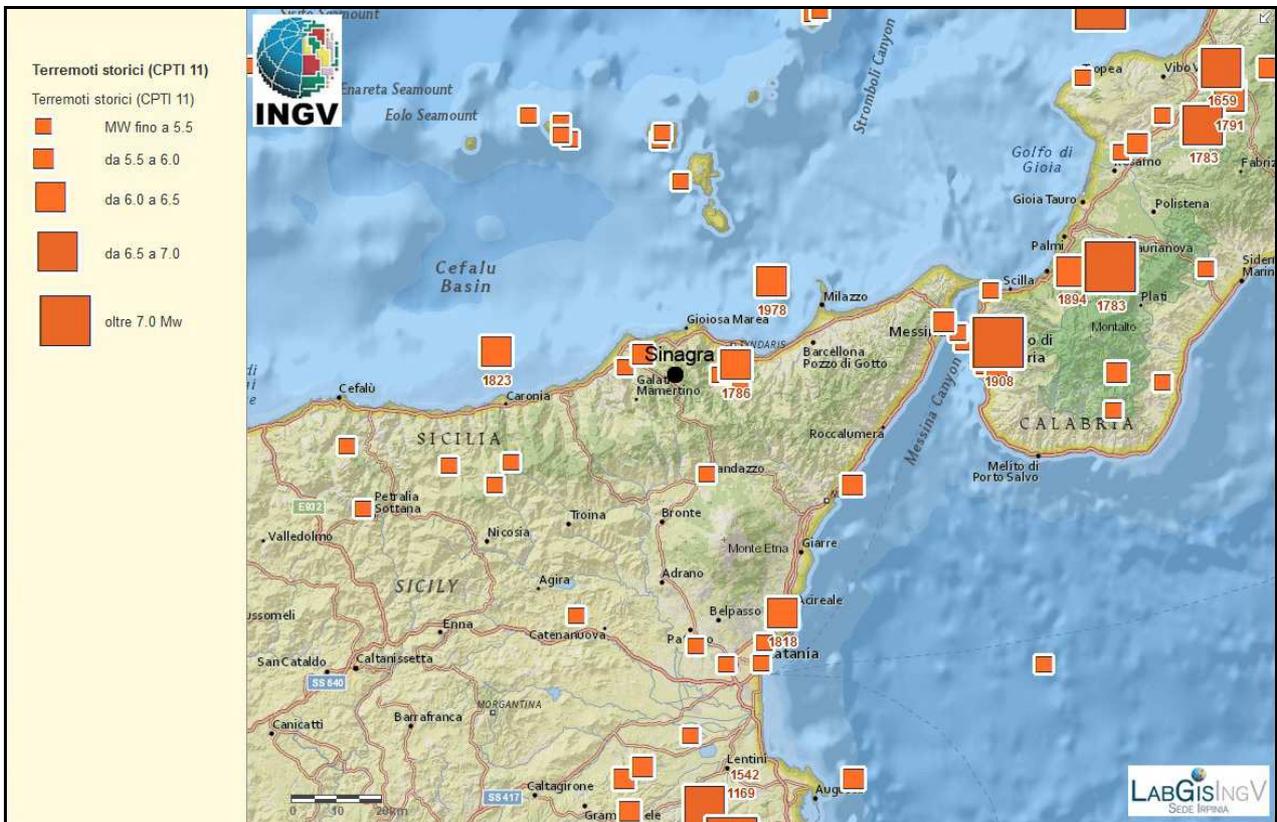


Fig. 2.3 - Mappa della distribuzione degli epicentri degli eventi sismici storici estratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI11, Rovida *et al.*, 2011).

Storia sismica di Sinagra [38.083, 14.849]

Numero di eventi: 6

Effetti

In occasione del terremoto del:

I [MCS]	Data	Ax	Np	I ₀	M _w	
7-8	1908 12 28 04:2	Calabria meridionale-Messina	800	11	7.10	±0.15
3-4	1977 06 05 13:5	MISTRETTA	108	6	4.72	±0.11
7	1978 04 15 23:3	Golfo di Patti	332		6.06	±0.09
4-5	1990 12 13 00:2	Sicilia sud-orientale	304	7	5.64	±0.09
5-6	1999 02 14 11:4	Patti	101		4.69	±0.09
4	2001 05 08 03:5	Entroterra di Patti	21	5	3.88	±0.21

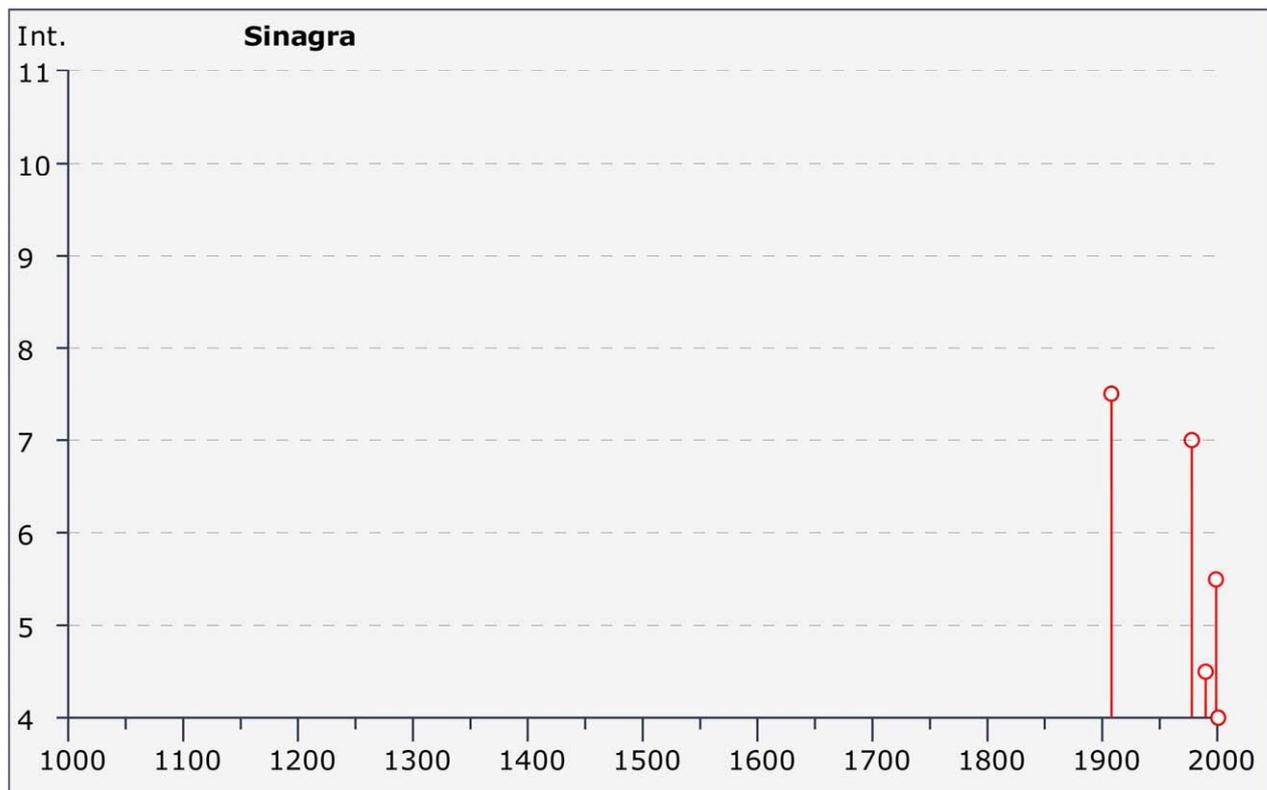


Fig. 2.4 - Storia sismica del comune di Sinagra estratta dal Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011); I_s è l'intensità macro-sismica risentita (MCS); Ax indica l'area epicentrale; Np è il numero di località per le quali è stata determinata l'intensità macro-sismica; I₀ è l'intensità macro-sismica epicentrale (MCS); M_w è la magnitudo momento dell'evento; L'ultima colonna indica il valore di incertezza della stima di M_w.

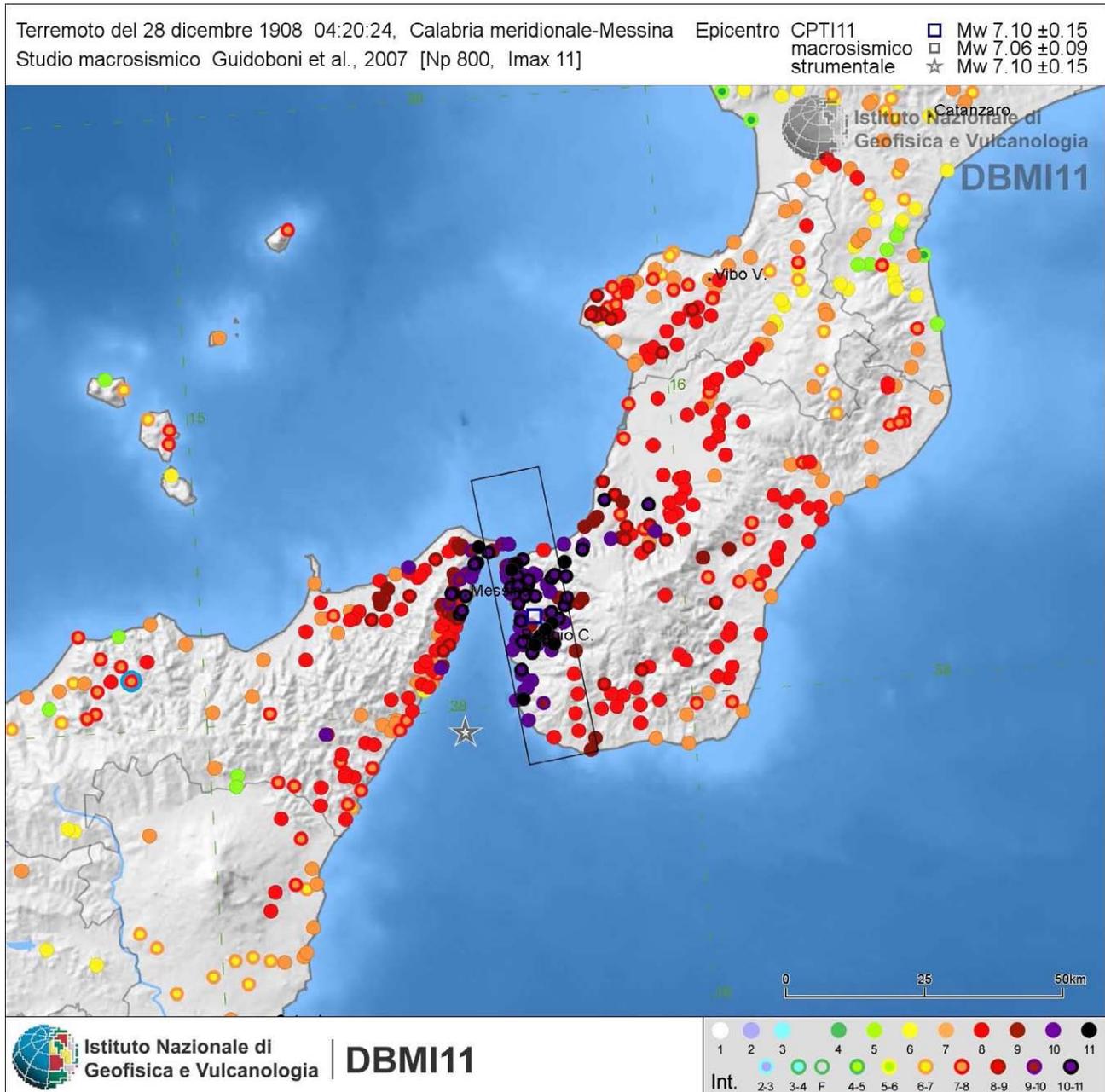


Fig. 2.5 - Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1908, estratta dal catalogo Database Macrosismico Italiano (DBMI11, Locati *et al.*, 2011). Il cerchio azzurro indica il comune di Sinagra.

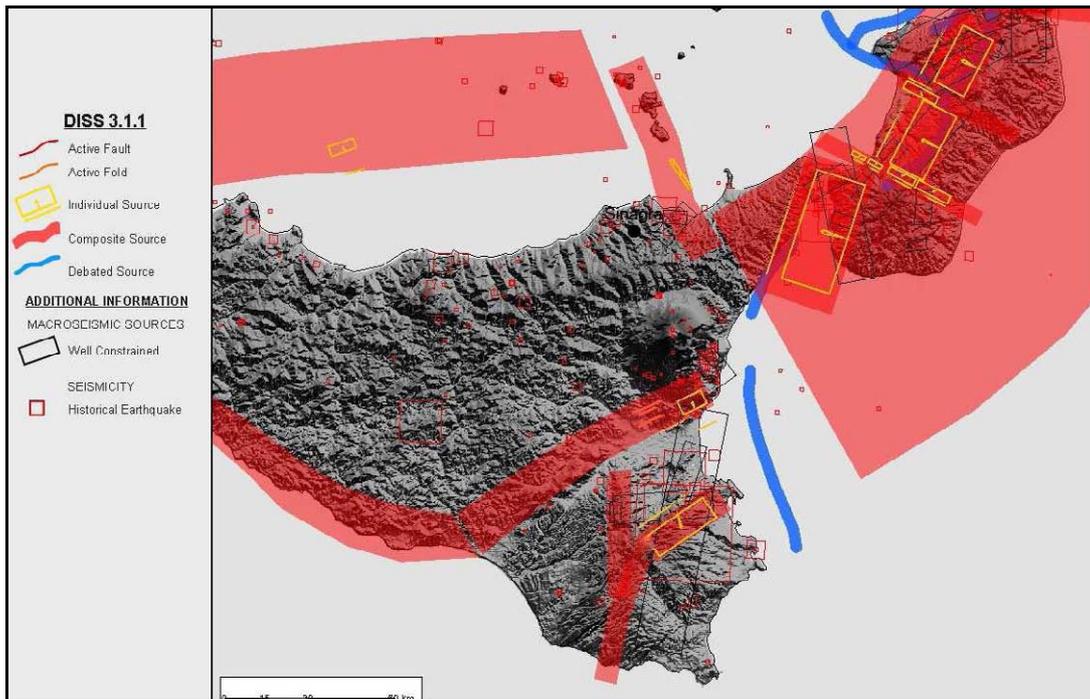


Fig. 2.6 - Mappa delle principali zone sismogenetiche estratte dal Database of Individual Seismogenic Sources (Basili *et al.*, 2008).

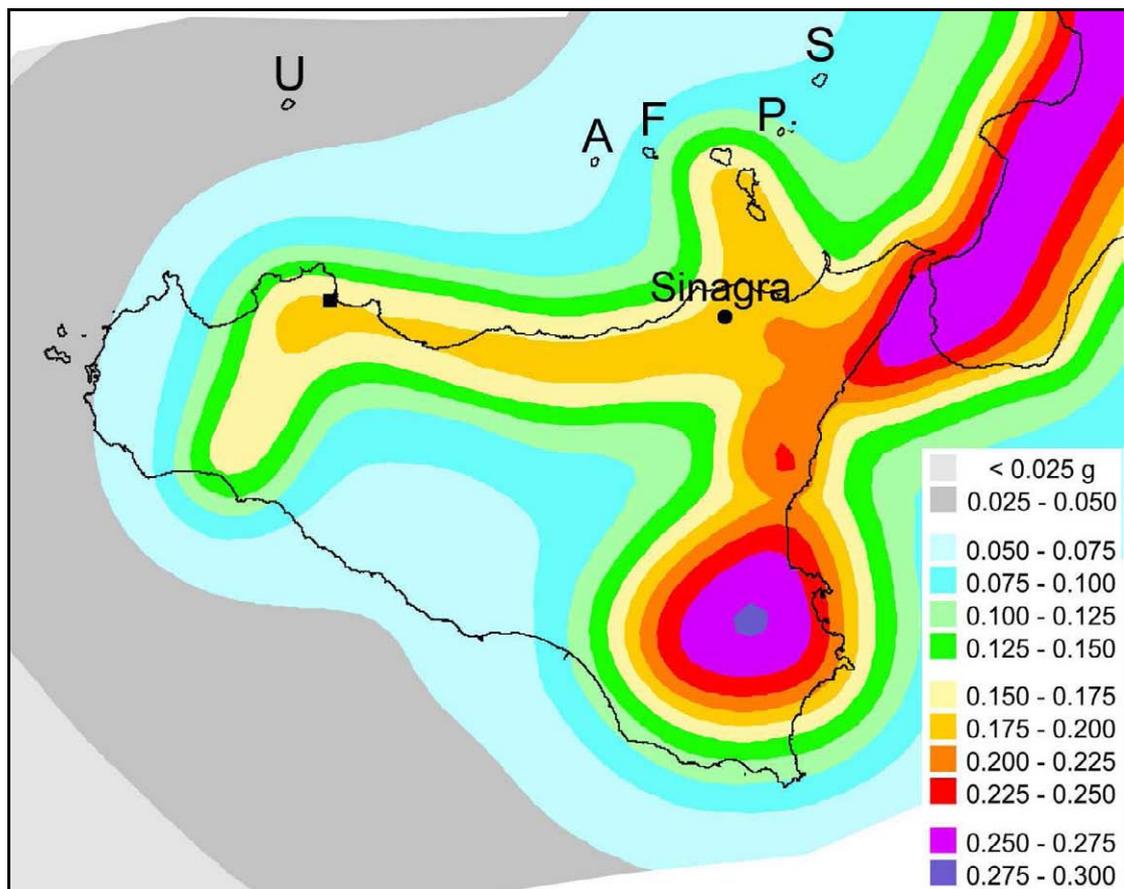


Fig. 2.7 - Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800$ m/s), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.

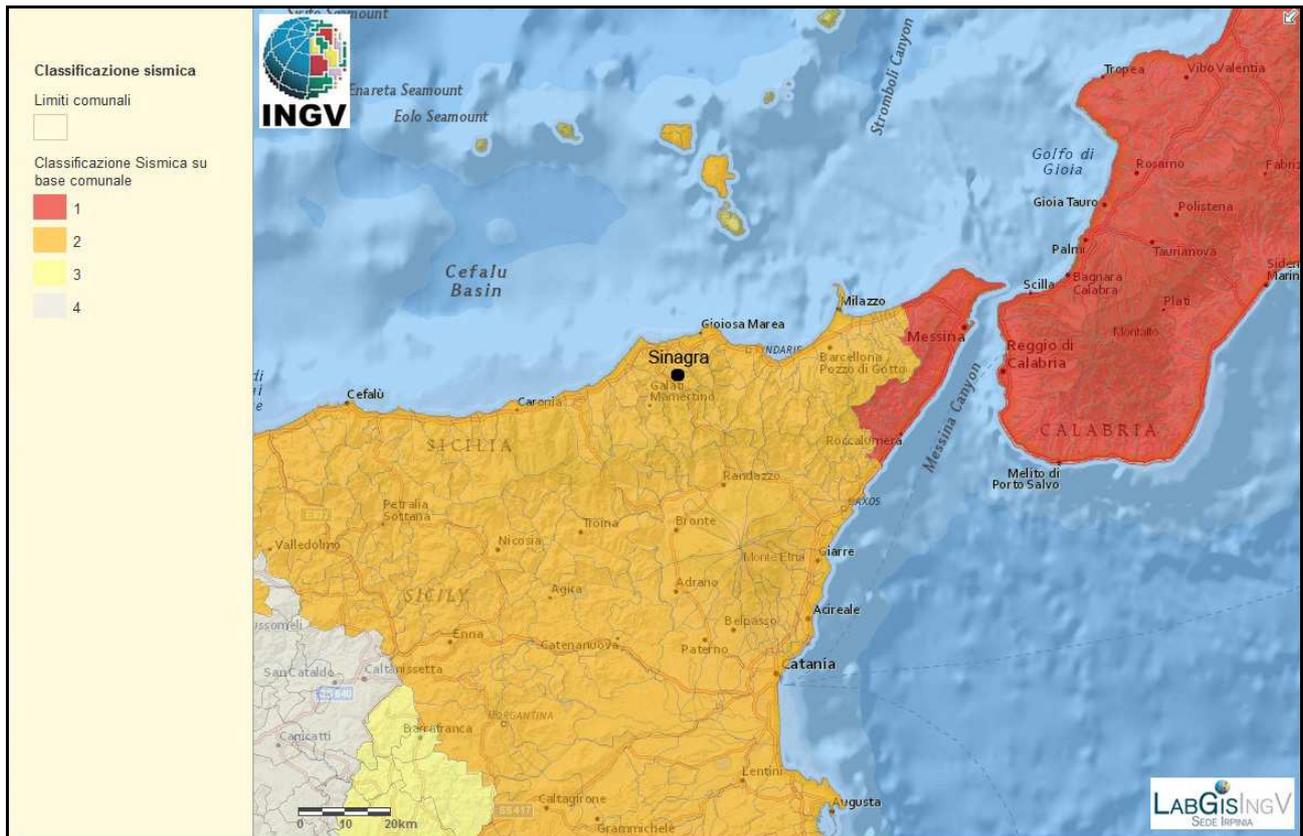


Fig. 2.8 - Classificazione sismica comunale 2010, Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la delibera della Giunta Regionale della Sicilia n. 408 del 19.12.2003.

Parametro di scuotimento PGA (g)		Probabilità in 50 anni/Periodo di ritorno				
		2%	5%	10%	22%	30%
		2475a	975a	475a	201a	140a
Percentile	16	0.2783	0.2088	0.1615	0.1154	0.0978
	50	0.3103	0.2334	0.1843	0.1362	0.1184
	84	0.3676	0.2655	0.2029	0.1446	0.1248

Tab. 2.1 - Valori di PGA stimati per il comune di Sinagra per differenti livelli di probabilità in 50 anni o, equivalentemente, differenti periodi di ritorno, e per diverso 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/s).

2.3 Faglie attive

Per quanto riguarda il pericolo derivante dalla presenza nel territorio di faglie attive e capaci, si può affermare che non risultano nei cataloghi consultati (ITHACA-ISPRA, INGV etc...) strutture di tale tipo. Tuttavia il territorio di Sinagra ricade in prossimità di una zona di deformazione attiva (v. Fig. 2.6), e pertanto non si può escludere la possibile presenza di tali strutture nell'area in oggetto.

2.4 Pericolosità geo-idrologica

Per quanto riguarda la pericolosità derivante da fattori geo-idrologici 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 MS le aree classificate come soggette a rischio idrogeologico molto elevato (R4), qualora non ricadano all'interno di centri urbani. Al fine di ricostruire in modo completo il quadro dei dissesti eventualmente presenti nelle aree studiate, sono state inoltre acquisite tutte le ulteriori informazioni aggiuntive eventualmente disponibili all'interno di altri elaborati tecnici quali ad esempio le relazioni geologiche allegate ai piani regolatori dei Comuni.

3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1 Inquadramento geologico

Il territorio di Sinagra ricade nel comparto geologico dei Monti Peloritani. L'edificio tettonico del settore peloritano è costituito da un set di corpi tettonici formati in prevalenza da rocce metamorfiche di basso ed alto grado, a luoghi con resti di coperture sedimentarie meso – cenozoiche.

Secondo le ricostruzioni più recenti (Giunta *et al.*, 1998) questo settore corrisponde nel suo insieme ad una zona della Catena Appenninico–Maghrebide, nella quale sono rappresentate le unità tettono–stratigrafiche di primo ordine più elevate che dal basso verso l'alto sono (Fig. 3.1.1): Unità Longi-Taormina: affiora nei settori frontali dell'elemento peloritano secondo un andamento NW-SE da S. Agata di Militello fino a Taormina; è costituita da un basamento epimetamorfico ricoperto da una successione sedimentaria meso – cenozoica, che mostra marcate differenze di facies correlabili con differenti storie tettono–sedimentarie;

Unità Fondachelli: costituita da un basamento epimetamorfico pre-alpino dato da filladi, metareniti e rare metabasiti e metacalcari;

Unità Mandanici: costituita da un basamento pre-alpino composto da filladi, quarziti, metabasiti, marmi e porfiroidi;

Unità Mela: costituita da un basamento pre-alpino polimetamorfico, rappresentato da paragneiss passanti a micascisti, con intercalazioni di metabasiti e marmi (unità di recente istituzione);

Unità Aspromonte: formata da un basamento varisco metamorfico di medio-alto grado, costituito da paragneiss e micascisti, gneiss occhiadini e metagraniti, anfiboliti, ultramafiti e marmi, intrusi da plutonici tardo–varisiche, e riequilibrato in età alpina.

In discordanza su queste unità tettoniche poggia estesamente la Formazione Stilo – Capo d'Orlando, di età Oligocene sup. (?) – Miocene inf., costituita essenzialmente da torbiditi silico–clastiche, il cui significato paleo-tettonico è di controversa interpretazione. La sedimentazione di questa formazione si interrompe durante il Langhiano, a seguito del ricoprimento tettonico da parte di una coltre di argille variegata (Unità Antisicilidi), di dubbia provenienza. In discordanza sulle Unità Antisicilidi e sui terreni sottostanti, giace la formazione miocenica delle Calcareniti di Floresta, costituita da arkose a cemento carbonatico, ricche di briozoi.

I depositi tortoniano-messiniani affiorano prevalentemente nella parte settentrionale dei Monti Peloritani e poggiano in discordanza su tutti i terreni più antichi. Le successioni plioceniche affiorano in modo discontinuo ed arealmente molto limitato nei settori settentrionali dei Monti Peloritani, mentre le successioni plio–pleistoceniche occupano le depressioni costiere a pronunciato controllo neotettonico.

SCHEMA STRATIGRAFICO DEI CORPI ROCCIOSI COMPONENTI L'EDIFICIO TETTONICO DEI MONTI PELORITANI

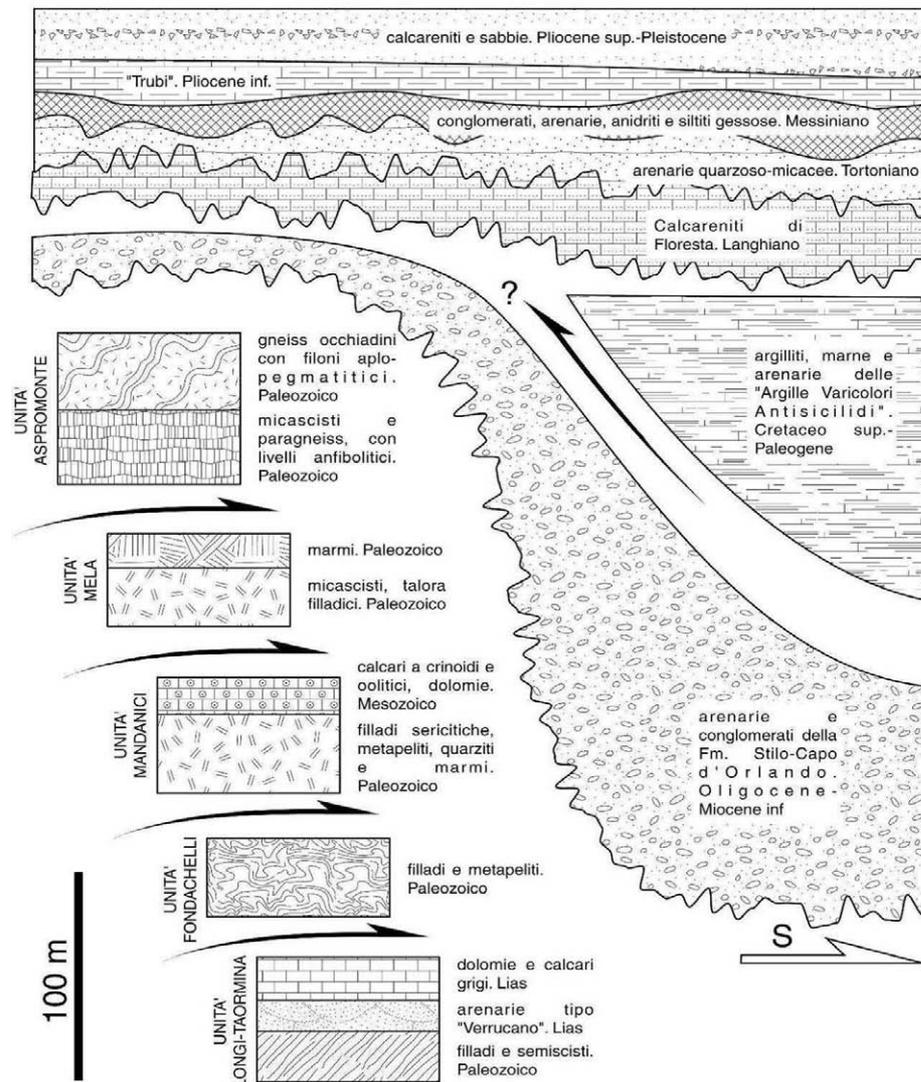


Fig. 3.1 – Schema tettono – stratigrafico dei Monti Peloritani (modificato Giunta & Nigro, 1998)

3.2 Assetto tettonico

I Monti Peloritani costituiscono l'elemento tettonico geometricamente più elevato dell'edificio strutturale siciliano. Le unità tettoniche rappresentano il settore meridionale dell'Arco Calabro compreso tra il Bacino Tirrenico caratterizzato da processi di assottigliamento crostale a partire dal Miocene superiore ed il Bacino Ionico in subdizione al di sotto dell'Arco Calabro (Scandone et al, 1979).

Nei Monti Peloritani oltre alle deformazioni duttili varisiche sono presenti strutture ascrivibili alle diverse fasi deformative alpine che si sono succedute durante la costruzione dell'edificio tettonico dall'Oligocene fino all'attuale (Fig. 3.2).

Il sovrascorrimento delle unità peloritane inizia nell'Oligocene superiore (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Bonardi *et al.*, 1976) e si protrae nel Miocene attraverso diverse fasi deformative (Giunta

e Nigro, 1998).

La deformazione oligo–miocenica dell'area peloritana è stata contraddistinta da diversi momenti nei quali si è avuta la formazione di pieghe associate a sistemi di sovrascorrimenti che hanno frammentato ed impilato con polarità meridionale le diverse unità tettoniche.

Il fronte esterno dell'Arco Calabro, nei settori ionici sommersi antistanti la Calabria è attualmente soggetto a processi di sovrascorrimento (Finetti, 1982; Finetti *et al.*, 1996), mentre nei settori tirrenici sono in atto processi di assottigliamento crostale iniziati a partire dal Miocene superiore probabilmente conseguenti a fenomeni di collasso della catena legati alla dinamica di apertura del Bacino Tirrenico (Giunta *et al.*, 2000a, Pepe *et al.*, 2000). Le unità tettoniche di primo ordine sono limitate da estese superfici di *thrust* a basso angolo, e spesso mostrano piegamenti alla meso- e macroscala e delle dislocazioni fragili successive. Le superfici di sovrascorrimento principali esprimono l'effetto della fase deformativa alpina oligo – miocenica, attraverso la quale si è determinata la sovrapposizione tettonica delle unità di primo ordine, mentre le dislocazioni successive (mediamente ad angolo più elevato) ed i piegamenti delle superfici di sovrascorrimento appaiono riferibili alle fasi tettoniche del Miocene sup. e del Plio – Pleistocene. Lungo i contatti tettonici di primo ordine, specie tra le unità Fondachelli e Mandanici, e tra queste e l'Unità Aspromonte, sono presenti lembi di successioni sedimentarie meso – cenozoiche (“trucioli tettonici” degli Autori), interessati a luoghi da metamorfismo alpino di basso grado.

Nei Monti Peloritani le geometrie dei sovrascorrimenti sono spesso di tipo *ramp – flat – ramp* (Nigro, 1994; Giunta & Nigro, 1998) o date da strutture di tipo duplex di vario ordine (Nigro, 1994; Giunta & Somma, 1997). Tali geometrie, e la presenza di una pronunciata disarmonia nel piegamento, sono determinate dalla presenza di una serie di superfici di scollamento ad andamento regionale che si impostano sia all'interno dei basamenti prealpini sia all'interno delle loro coperture sedimentarie mesozoico-terziarie.

Nell'intervallo Burdigaliano superiore – Langhiano, unità costituite da Argille varicolori (“Antisicilidi”) sovrascorrono su tutto il settore peloritano.

Nell'intervallo Langhiano – Serravalliano ulteriori strutture fuori sequenza coinvolgono anche le coltri “antisicilidi”. Durante questo periodo si realizza la progressiva sovrapposizione tra le due porzioni di catena (peloritana e nebrodica), attraverso la linea di Taormina che inizia ad assumere l'attuale significato di sovrascorrimento.

A partire dal Miocene superiore l'edificio tettonico così costruito viene interessato da sistemi di faglie inverse ad alto angolo (*breaching*) che determinano modesti raccorciamenti (Giunta & Nigro, 1998).

Questo tipo di raccorciamenti si sarebbero protratti fino alla fine del Miocene quando i primi effetti connessi con l'evoluzione del Bacino Tirrenico meridionale hanno determinato l'attivazione di fasci di faglie estensionali a basso angolo, che invertendo il movimento di alcune superfici di *thrust* avrebbero determinato un generale assottigliamento della catena, stirando l'edificio tettonico con una generale vergenza settentrionale.

Questa fase tettonica estensionale sarebbe responsabile della enucleazione di strutture quali *ramp décollement*, *roll – over anticline* e sovrapposizioni di tipo *younger on older*: osservabili sia nei Monti Peloritani che in buona parte delle magrebi siciliane.

Nell'intervallo Pliocene – Pleistocene una fase tettonica a marcato carattere trascorrente ha generato una complicata griglia di faglie *strike – slip* ad alto angolo rappresentata da due distinti sistemi: uno sintetico a cinematica destrale orientato da NO – SE a E – O e uno antitetico, prevalentemente sinistro e prevalentemente orientato da N – S e NE – SO Tali strutture osservabili dalla scala chilometrica a quella metrica, hanno controllato la genesi e l'evoluzione di depressioni tettoniche sedi di sedimentazione clastica, presenti sia lungo le aree costiere della Sicilia settentrionale che negli antistanti settori sommersi tirrenici.

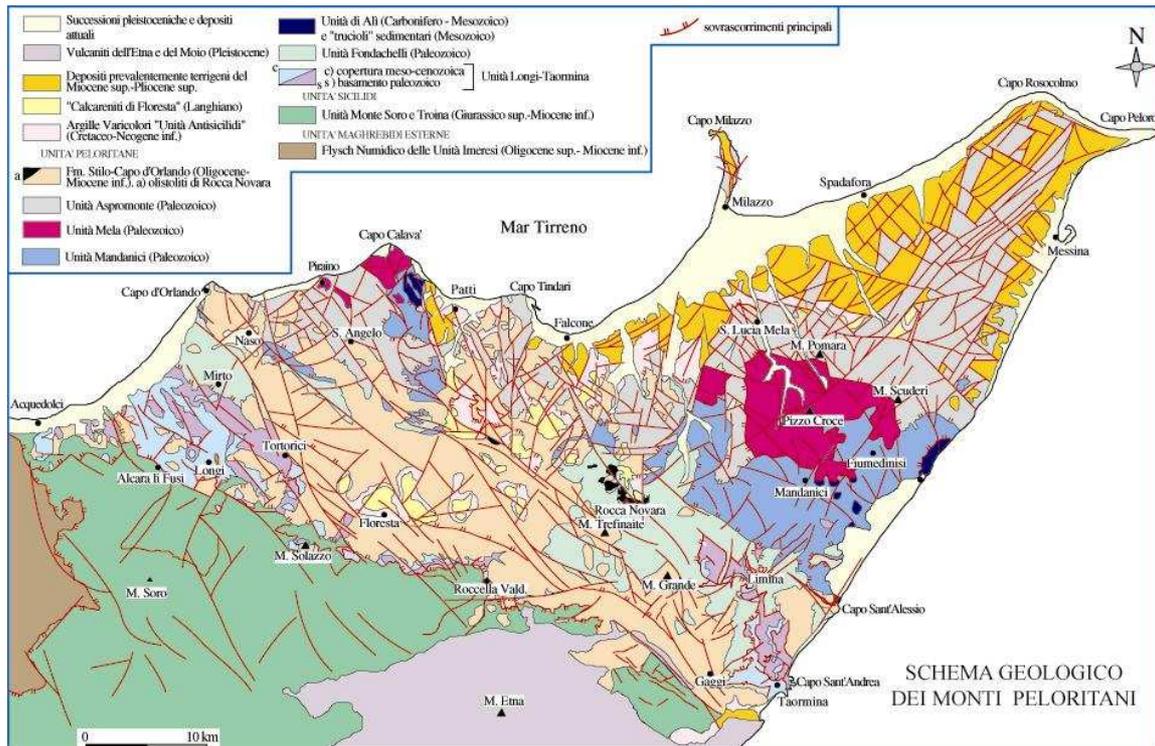


Fig 3.2 – Schema geologico dei Monti Peloritani (modificato da: Giunta & Nigro, 1998; Somma, 1998).

3.2.1 Neotettonica

Le deformazioni legate agli eventi neotettonici sono in parte ancora attive e alle zone di taglio ad essa collegate sono da imputarsi gli eventi sismici dell'area (Fig. 3.3).

Dal Pliocene Superiore al Pleistocene la tettonogenesi coinvolge le aree più meridionali e il fronte della catena si sposta nelle aree marine del canale di Sicilia (Nigro & Renda, 1999).

Nel settore sud-tirrenico prospiciente la costa settentrionale della Sicilia i processi di assottigliamento crostale, che a partire dal Miocene superiore hanno condotto alla formazione del Bacino Tirrenico, sarebbero stati accoppiati, nel corso del Pliocene, ad un regime tettonico trascorrente che ha causato l'attivazione di un'ampia fascia di taglio trascorrente destro orientata circa E – O (Selli, 1974; Ghisetti & Vezzani, 1977, 1984; Ghisetti, 1979; Boccaletti *et al.*, 1986; Finetti & Del Ben, 1986; Malinverno & Ryan, 1986; Giunta, 1991; Mauz & Renda, 1995; Nigro & Sulli, 1995; Abate *et al.*, 1998; Nigro, 1998; Nigro & Renda, 1999, 2000, 2001b, 2005)

Il limite settentrionale di questa zona di taglio si estende, da Ustica alle Eolie (Boccaletti & Dainelli, 1982; Boccaletti *et al.*, 1984, 1990; Renda *et al.*, 2000), mentre il più meridionale si estende lungo il Canale di Sicilia e comprende alcune strutture di primo ordine tra cui la Linea Kumeta – Alcantara (Ghisetti & Vezzani, 1984; Renda *et al.*, 2000), che si estende per oltre 300 km dai Monti di Trapani fino al Monte Etna.

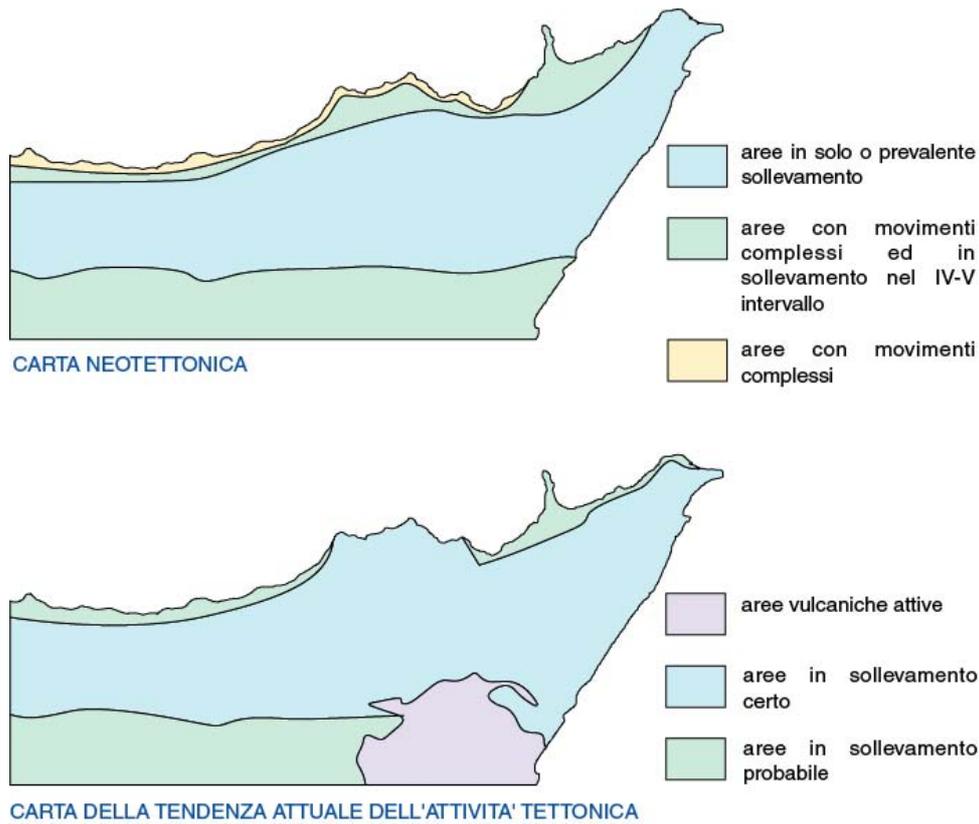


Fig. 3.3 – Carta dei sollevamenti neotettonici.

Le superfici di taglio, che hanno attivato le zone di trasferimento della deformazione, (Nigro & Renda, 2001a), durante il Plio – Pleistocene distribuiscono la deformazione attraverso l'attivazione di strutture transtensive nei settori costieri tirrenici e in quelli sommersi ed attivano strutture compressive, a luoghi con componente obliqua del rigetto, nei settori del fronte di sovrascorrimento e lungo la zona assiale della catena (Fig. 3.4).

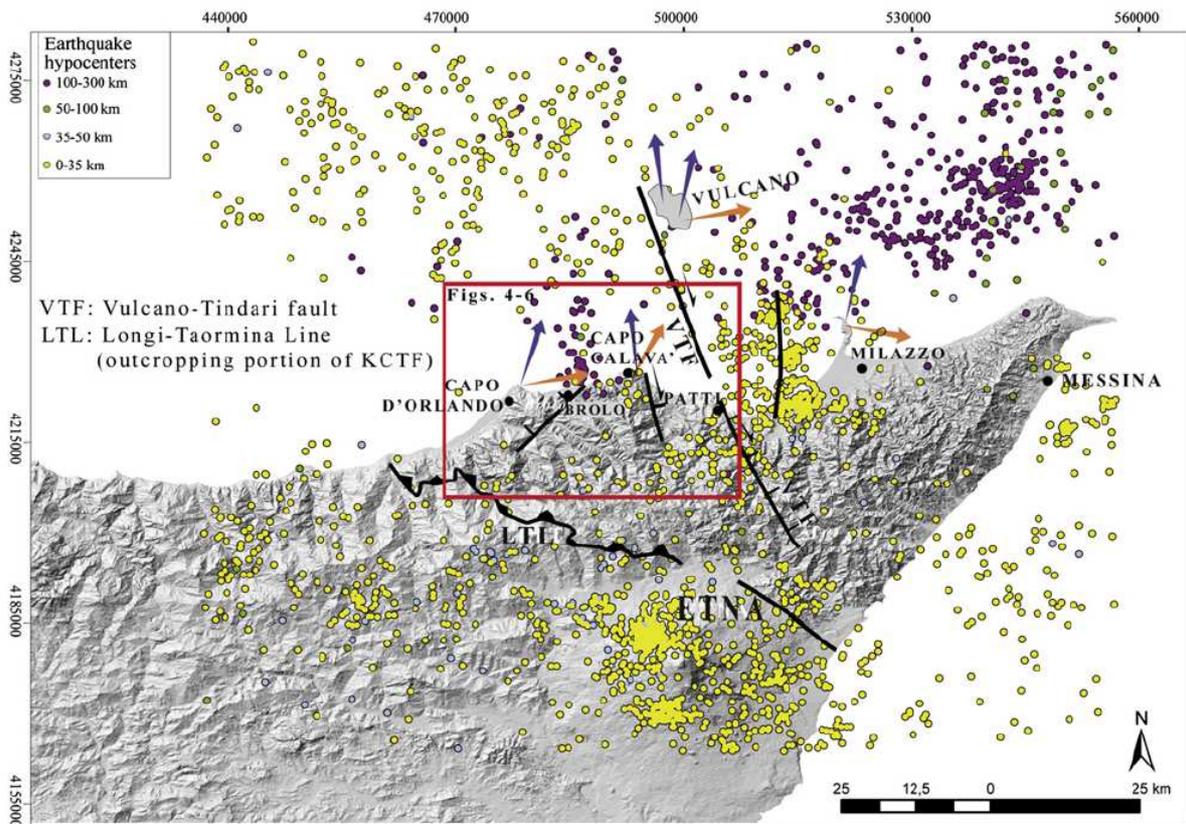


Fig 3.4 – Carta della sismicità e delle principali faglie attive della Sicilia nord-orientale (da Sulli *et al.*, 2012 sulla base dei dati forniti da Bigi *et al.*, 1992; Working Group CPTI, 2004.; Billi *et al.*, 2006; Argnani, 2009).

Le zone di taglio (laddove a volte sono concentrate le deformazioni sismiche) sono orientate NO-SE e, morfologicamente, danno luogo a dorsali a controllo strutturale (Dorsale di Capo Calavà, Dorsale di Tindari e Dorsale di Messina) e a bacini sedimentari dove sono preservati lembi di successioni pleistoceniche, le cui geometrie stratali indicano un carattere sin tettonico della deposizione (Ghisetti, 1979; Monaco *et al.*, 1996a; Catalano & Di Stefano, 1997; Lentini *et al.*, 2004; Nigro & Renda, 2005).

Lungo il versante orientale delle dorsali di Capo Calavà e di Tindari prevalgono faglie trascorrenti destre e faglie dirette a componente obliqua del rigetto orientate NO – SE, mentre lungo i loro versanti occidentali prevalgono faglie inverse e subordinatamente faglie trascorrenti sinistre orientate N – S, NNE – SSO.

Nelle depressioni tettoniche le faglie estensionali a luoghi mostrano geometrie listriche, con i tratti a basso angolo che spesso si raccordano a preesistenti superfici di sovrascorrimento. Le strutture neotettoniche corrispondono per lo più a sistemi net- e strike – slip che nel complesso sembrerebbero potersi riferire al meccanismo di taglio semplice destrale di primo ordine ad andamento circa O – E, che controlla lo sviluppo recente del margine meridionale del bacino tirrenico, e contribuisce all'apertura del Bacino Tirrenico, ed alla rotazione antioraria dell'Africa stabile (Giunta *et al.*, 1998; Renda *et al.*, 2000).

3.3 Caratteri morfologici, stratigrafici e tettonici del territorio di Sinagra

3.3.1. Caratteri morfologici

L'intero territorio comunale di Sinagra (Me), ricade completamente nel Foglio I.G.M.I n. 599. Il centro abitato principale, del Comune di Sinagra, è interamente compreso nel bacino idrografico della Fiumara di Naso e ne ricopre la porzione mediana della valle che prende il nome appunto di "Fiumara di Sinagra". Dal punto di vista orografico, il territorio comunale è definito da due dorsali di alto collinare che rappresentano il limite destro e sinistro della Fiumara stessa, che si sviluppa da Sud-Ovest verso Nord-Est nel settore settentrionale dei Monti Peloritani (Fig. 3.5). I versanti delle colline che definiscono la Fiumara sono caratterizzati da pendenze medie abbastanza elevate che sono spesso accentuate anche dalla presenza di valli strette e profonde generate da un reticolo idrografico ben sviluppato. Nella porzione alto collinare, le pendenze elevate determinano una forte energia del rilievo che attribuisce un grande potere erosivo alle acque di dilavamento conferendo alle aree adiacenti alle fasce alluvionali una morfologia debolmente pendente.

Il substrato litologico principale è costituito da metamorfiti di vario grado, appartenenti alle unità tettoniche peloritane dell'Unità dell'Aspromonte e dell'Unità Mandanici sulle quali sovrascorrono le sequenze torbiditiche del Flysch di Capo d'Orlando. Tale sequenza è stata interessata da eventi tettonici che hanno reso complessa la struttura tettonica del territorio, a giustificare le variazioni di pendenza dei versanti e la presenza di corpi detritici di notevole spessore, derivanti dalla disgregazione dei substrati fratturati ed alterati. Nella zona meridionale del territorio comunale in adiacenza alle fasce alluvionali sono presenti depositi terrazzati sabbioso-limosi o ghiaiosi che determinano superfici sub-pianeggianti o a debole declivio verso l'alveo e limitati a valle da scarpate di erosione verticali.

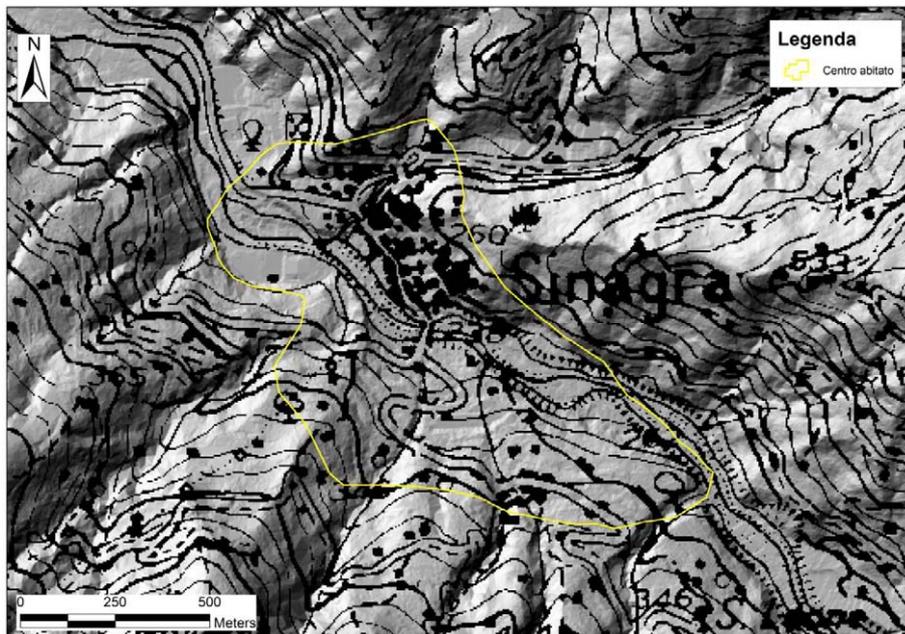


Fig. 3.5 – Stralcio del Foglio 1:50.000 n. 599: assetto morfologico del territorio di Sinagra (Me) e identificazione delle aree di interesse.

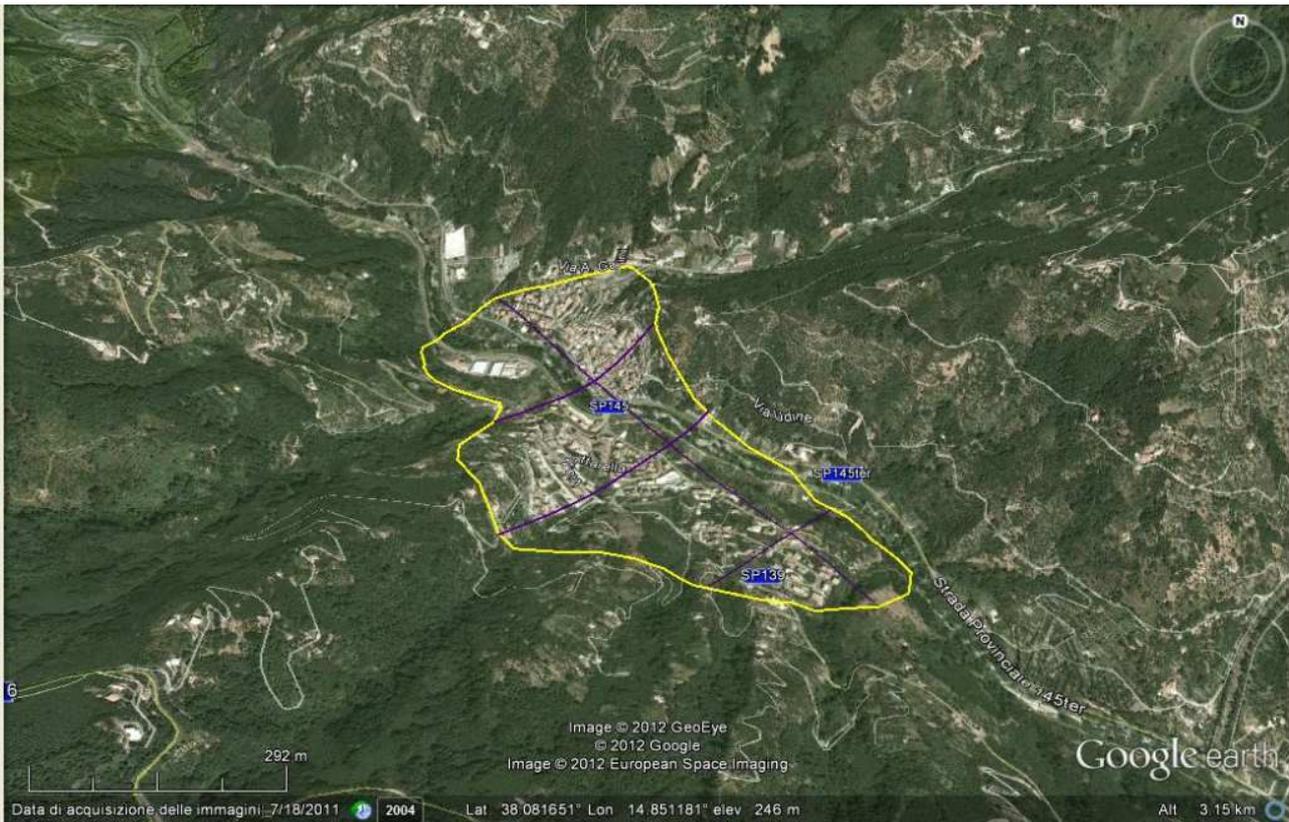


Fig. 3.6 – Immagine Google Earth™ di Sinagra con i profili topografici realizzati per il centro abitato.

Profili topografici di inquadramento

Volendo evidenziare le caratteristiche morfologiche e topografiche dell'area d'interesse, si sono ricostruiti quattro profili topografici di inquadramento in corrispondenza del centro abitato principale del Comune di Sinagra (Fig. 3.6). Il primo di questi profili, contrassegnato con il codice "Sinagra 1" si sviluppa in direzione NO-SE. Questo profilo, interseca ortogonalmente gli altri tre profili dal numero 2 al numero 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. 3.8 - 3.11) evidenzia la morfologia della Fiumara all'interno della quale insiste l'edificato principale del Comune di Sinagra, il cui sviluppo è caratterizzato da un'asse principale longitudinale lungo più di 1400 m (profilo 1, Fig. 3.8), e da una larghezza compresa tra 250 e 450 m (Figg. 3.9, 3.10, 3.11).

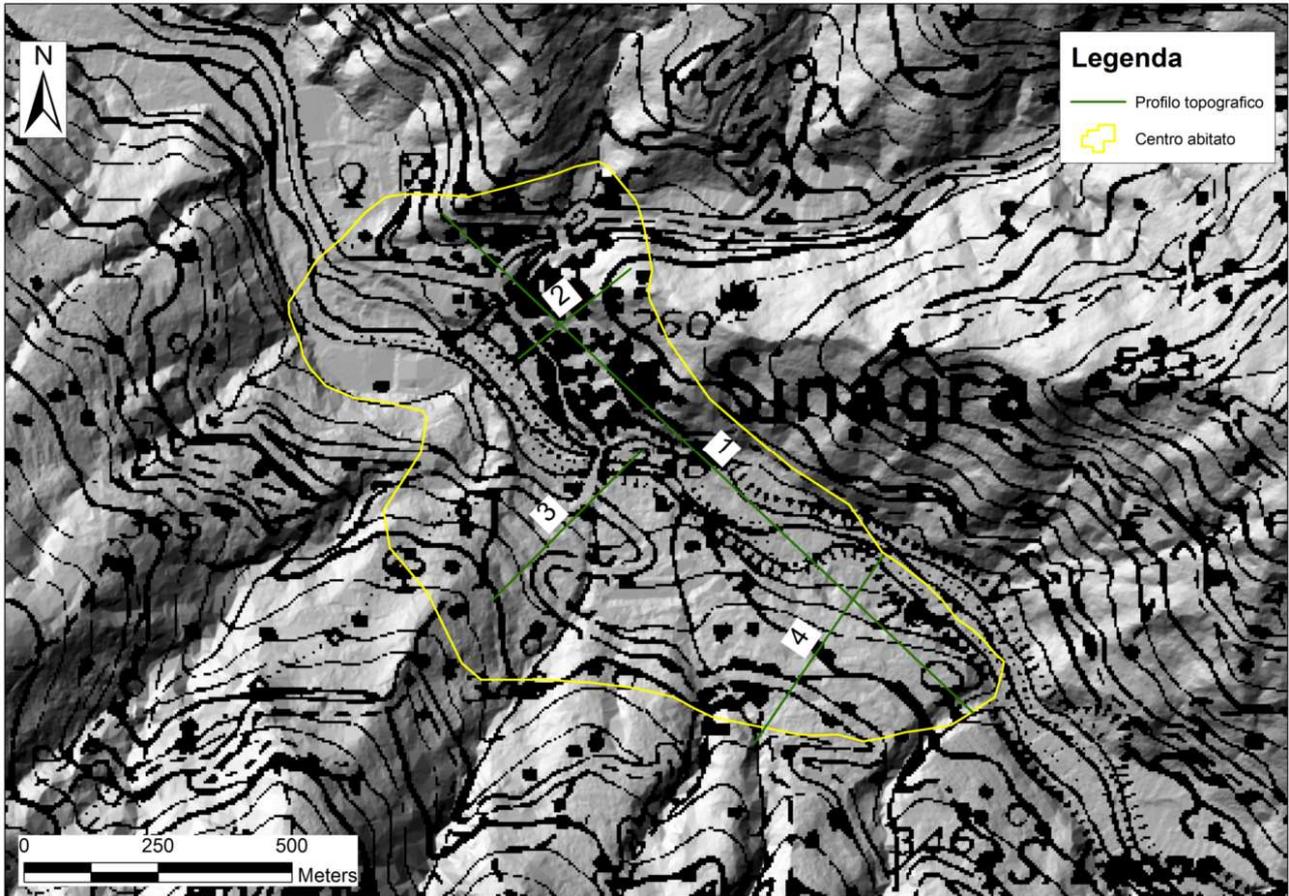


Fig. 3.7 – Centro abitato di Sinagra: profili topografici di inquadramento.

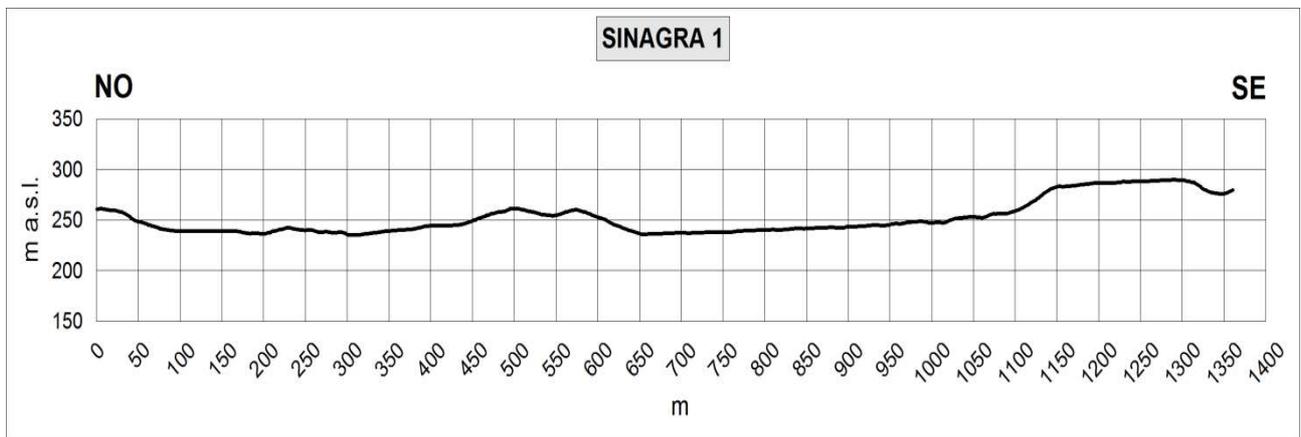


Fig. 3.8 – Profilo topografico di inquadramento Sinagra 1.

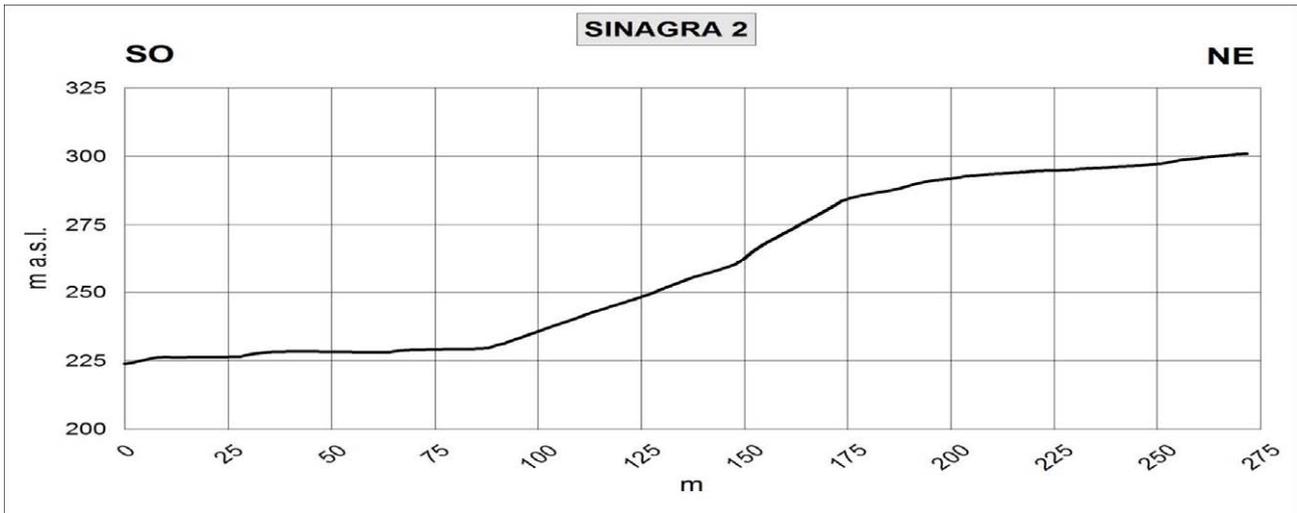


Fig. 3.9 – Profilo topografico di inquadramento Sinagra 2.

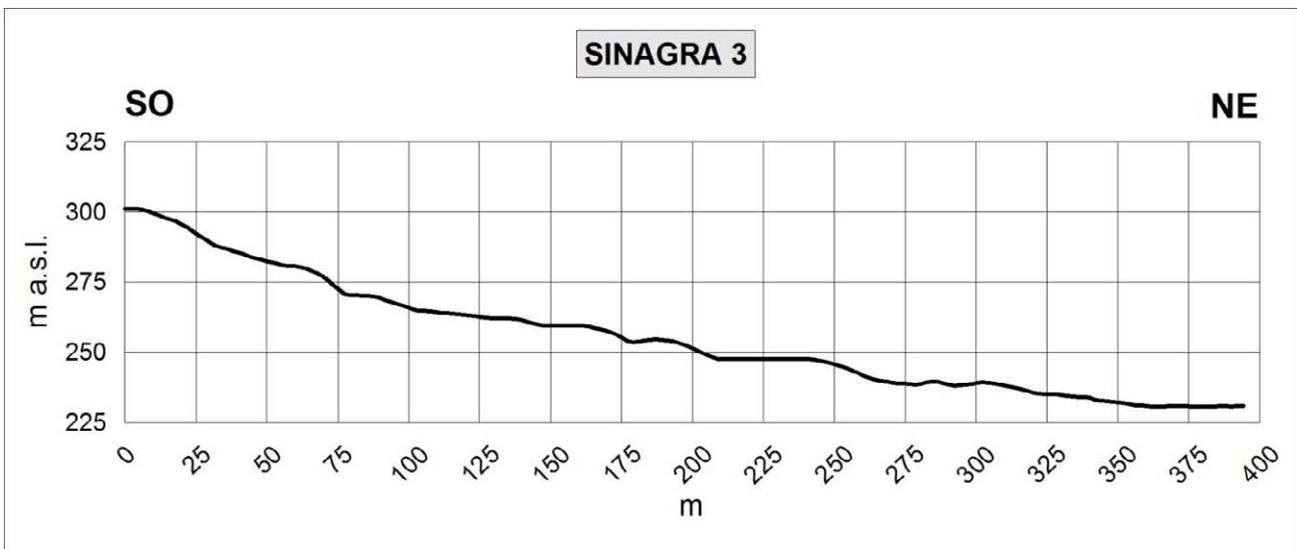


Fig. 3.10 – Profilo topografico di inquadramento Sinagra 3.

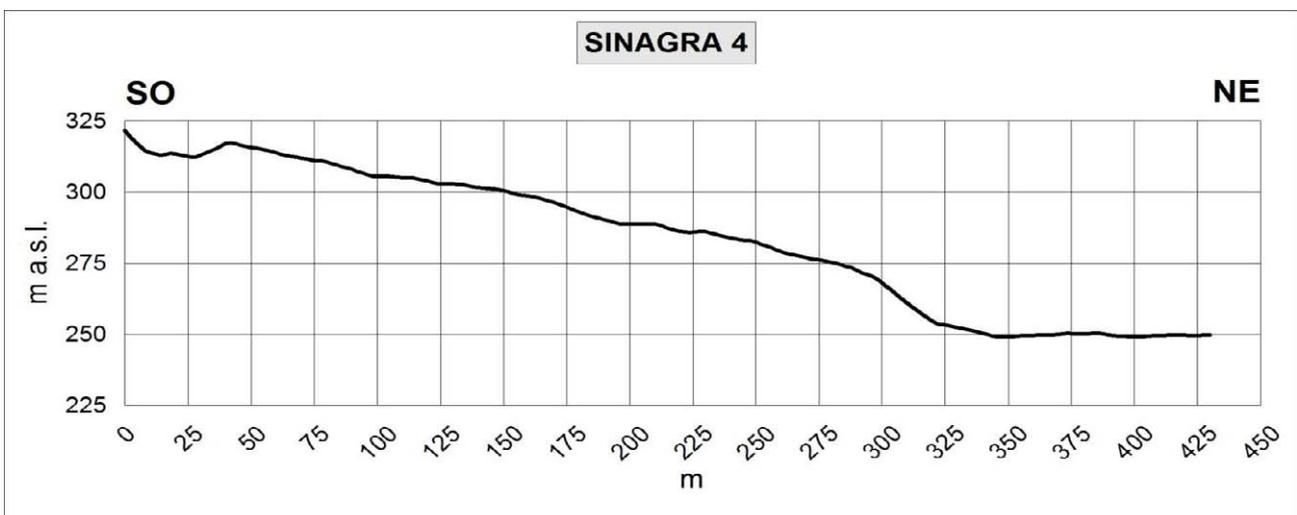


Fig. 3. 11 – Profilo topografico di inquadramento Sinagra 4.

3.3.2 Litostratigrafia

L'assetto geologico del territorio su cui gravita il centro urbano di Sinagra è caratterizzato da una successione che vede, in discordanza, al di sopra del basamento cristallino ercinico, le potenti coltri conglomeratiche e arenaceo-pelitiche del Flysch di Capo D'Orlando di età Oligocene superiore-Burdigaliano (Fig. 3.12).

Lo stralcio geologico del Foglio 599 "Patti", mostra come, all'esterno del centro urbano di Sinagra affiorino lembi di terreni metamorfici di alto grado pertinenti all'Unità di Aspromonte (in viola nella carta). A circa 1,5 km ad est del centro urbano affiorano anche i terreni metamorfici dell'Unità di Mandanici (FDNb).

Il centro urbano insiste invece principalmente sul basamento filladico dell'Unità di Fondachelli (FND), ricoperto in discordanza dai depositi del Flysch di Capo d'Orlando (COD) e da coltri alluvionali e detritiche. Questa successione è schematica rappresentata in Tab. 3.1.

3.3.2.1 Unità di Fondachelli

Questa unità è caratterizzata da un basamento epimetamorfico paleozoico, con lembi residuali di originarie coperture sedimentarie, rappresentate da una successione meso-cenozoica notevolmente condensata e lacunosa. Nell'area di Sinagra affiora soltanto il basamento filladico, costituito da metapeliti e metareniti in facies di scisti verdi con colorazione nera se grafitose e, subordinatamente, grigio-verdastra se cloritiche. Queste rocce hanno grana da fine a finissima, con cristallinità bassa, e presentano una foliazione regionale dovuta alle deformazioni erciniche e zone di taglio legate alle più recenti deformazioni alpine; localmente il reticolo di fratturazione è occluso da quarzo e/o calcite. Questa unità è stata precedentemente attribuita alle metamorfiti m3 dell'Unità di San Marco D'Alunzio (Lentini et al., 2000). Nell'area le metamorfiti di Fondachelli affiorano lungo la Fiumara di Sinagra.

3.3.2.2 Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore - Burdigaliano)

Sull'unità di Fondachelli poggia in trasgressione il Flysch di Capo d'Orlando. Questa formazione è conosciuta in letteratura anche come "Formazione di Stilo-Capo d'Orlando" (BONARDI *et al.*, 1980). Si tratta di una potente successione torbiditica costituita da depositi conglomeratici alla base, evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee e arenaceo-pelitiche, più raramente a facies pelitiche.

La facies conglomeratica è caratterizzata da depositi epiclastici grossolani quali conglomerati poligenici con ciottoli ben arrotondati di dimensioni molto variabili; i clasti, costituiti in prevalenza da graniti, gneiss, quarziti, porfidi, filladi e metabasiti, si presentano immersi in una matrice arcossico-litica di colore grigio-giallastro o grigio-verdastro.

La facies arenacea, di colore grigio-verdastro al taglio fresco e grigio-giallastro se alterata, è costituita da arkose a composizione quarzoso-feldspatico-micacea, organizzate in strati con spessori decimetrici che possono passare a banchi metrici; tale facies si presenta spesso come un'alternanza di strati arenacei e strati millimetrici o decimetrici a composizione argilloso-marnosa.

La facies pelitica, invece, si presenta come un'alternanza di strati sottili di argille siltose grigie o nerastre ed arenarie fini e produce rilievi a morfologia blanda.

Nell'area di Sinagra affiora la facies conglomeratica lungo un'ampia fascia che si estende in sinistra della Fiumara di Sinagra, mentre la facies arenacea si estende su entrambi i versanti della stessa Fiumara, ma ben al di fuori dell'area di studio.

3.3.2.3 Alluvioni terrazzate

Si tratta di depositi clastici costituiti da sabbie e ghiaie con tenori variabili di limo e ciottoli eterometrici di rocce metamorfiche ed arenarie. Questi depositi sono presenti, in particolare, al di sotto dell'edificato del nucleo storico di Sinagra a quote oscillanti fra 250 ed 220 m e si estendono verso la Vecchia Marina.

3.3.2.4 Coperture detritiche

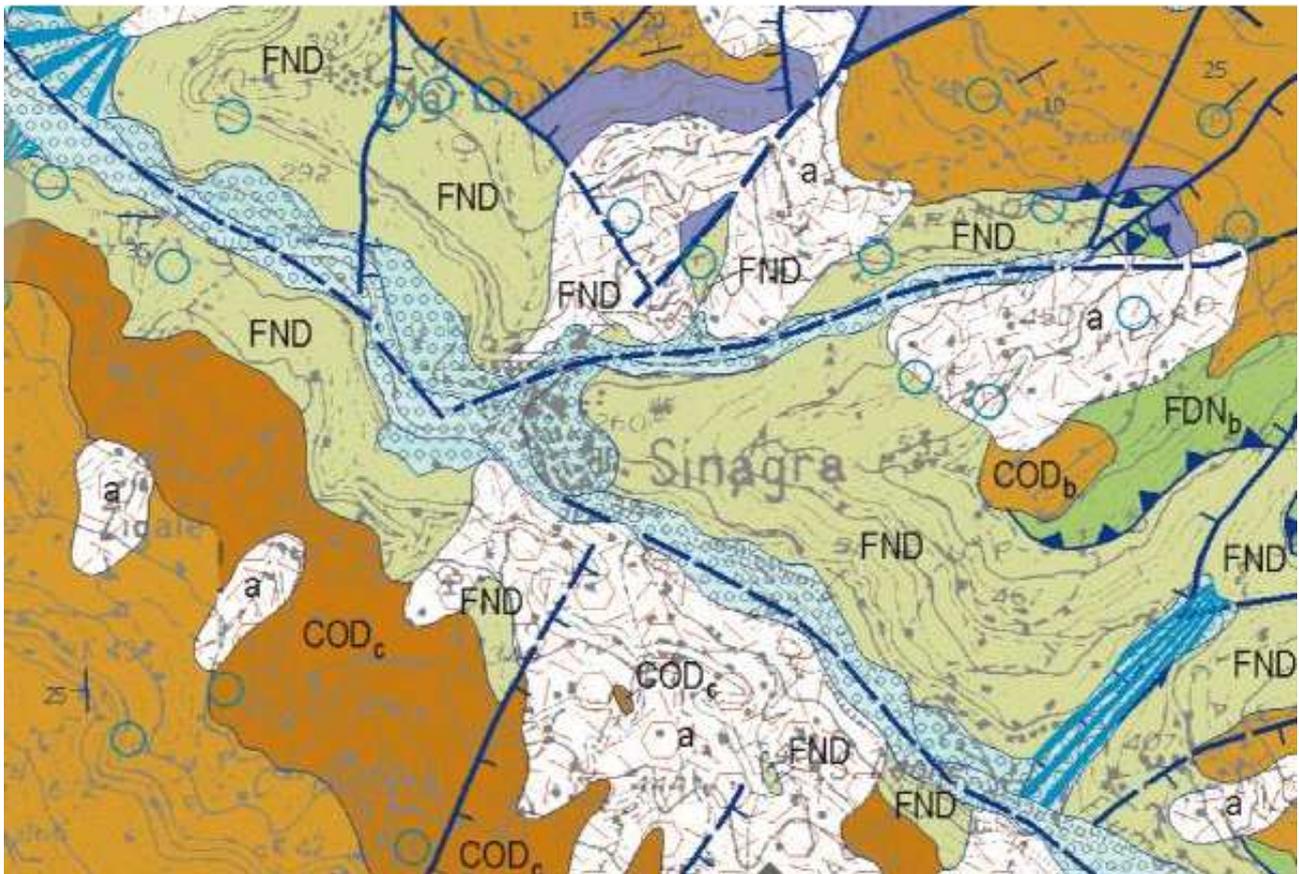
Si tratta di coltri eluvio colluviali e detritiche di versante costituite da limi sabbiosi e sabbie limose con ghiaie e blocchi di dimensioni eterometriche. Questi depositi risultano particolarmente estesi, a sud, nella zona di espansione di Contrada San Biagio. Significative coltri detritiche di versante sono anche presenti a nord di Sinagra nella zona di Vecchia Marina.

3.3.2.5 Depositi alluvionali attuali

Si tratta di miscele di ghiaie, sabbie e limi, in parte in rielaborazione, presenti nell'alveo della Fiumara di Sinagra.

Le diverse cartografie geologiche disponibili mostrano significative differenze nella perimetrazione e caratterizzazione delle coperture detritiche e dei depositi alluvionali. A tal fine è stata realizzata una cartografia geologica di sintesi (Fig. 3.13). E' tuttavia da evidenziare la difficoltà della valutazione dell'estensione laterale e verticale di tali coperture (cfr. cap. 5)

Per la descrizione delle caratteristiche e della distribuzione di questi terreni nell'area individuata per lo studio di microzonazione, si rimanda alla carta geologico-tecnica (Par. 8.2).



LEGENDA

a - depositi di versante

aa – depositi alluvionali

CODb - Flysch di Capo D'Orlando: facies arenacea (arkose e arkose litiche) con intercalazioni di livelli argillo-marnosi.

CODc – Conglomerati poligenici a clasti eterometrici
- Oligocene superiore – Burdigaliano

UNITA' TETTONICA DELL'ASPROMONTE

PMAb - Gneiss occhiadini, localmente co metamorfoidi - Metamorfiti dell'Aspromonte - Paleozoico

UNITA' TETTONICA DI MANDANICI

FDNb - Filladi e metareniti - Filladi di Mandanici - Paleozoico

UNITA' TETTONICA DI FONDACHELLI

FND - Filladi e metareniti - Metamorfiti di Fondachelli - Paleozoico

direzione, immersione ed inclinazione degli strati

+	strati orizzontali
20	strati diritti
20	strati rovesciati
•	strati verticali

— — —	contatto stratigrafico
— — —	faglia
— — —	faglia diretta

Fig. 3.12 –Stralcio del Foglio Geologico 599 “Patti” in scala 1:50.000 disponibile sul sito CARG-ISPRA che riguarda l’area di Sinagra.

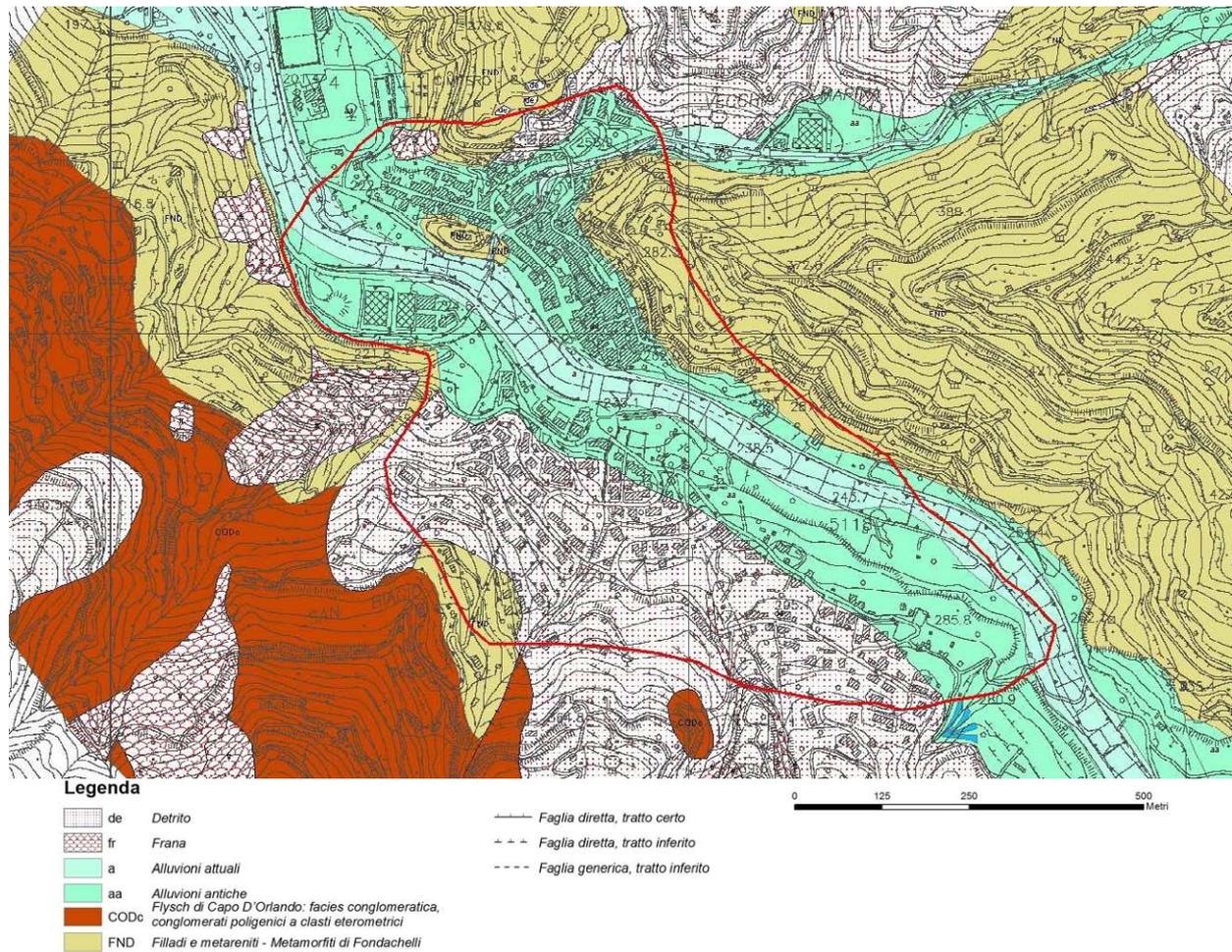


Fig. 3.13 – Carta geologica di Sinagra realizzata per lo studio di microzonazione sismica. La linea rossa rappresenta il perimetro dell'area di studio.

	Unità litostratigrafica	età	litologia	spessore
	Depositi alluvionali in evoluzione	Attuale	Depositi incoerenti con clasti eterometrici e poligenici a grana da medio a grossolana	
	Coperture detritiche, frane	Recente	Materiali incoerenti a tessitura caotica, costituiti da sabbie limose passanti a limi sabbiosi, con ciottoli e blocchi arenacei e metamorfici.	
	Alluvioni terrazzate		Sabbie e ghiaie con tenori variabili di limo e ciottoli eterometrici di rocce metamorfiche ed arenarie.	
	contatto stratigrafico discordante			
	Unità di Fondachelli	Paleozoico	Metapeliti e metareniti grigio scure o grigio verdaste, a clorite, Filladi grafitose, a luoghi presenza di quarziti, metacalcari e metabasiti.	

Tab. 3.1 – Tabella schematica della successione dei terreni presente all'interno dell'area perimetrata

3.3.3 Lineamenti tettonici di Sinagra

Il centro urbano di Sinagra è attraversato da tre principali lineamenti tettonici rappresentati da faglie ad alto angolo.

La prima di queste faglie è ipotizzata al di sotto delle coperture alluvionali della Fiumara di Sinagra. Questa faglia ha uno sviluppo chilometrico, in senso NW-SE, ed è riportata sia dalla cartografia del progetto CARG che dalla Carta geologica della Provincia di Messina come faglia indeterminata. La faglia disloca principalmente il substrato metamorfico rappresentato dalle Filladi dell'Unità di Fondachelli e potrebbe avere una componente trascorrente.

Una faglia diretta ortogonale alla precedente, decorre in senso NNE-SSW in prossimità di Contrada San Biagio. Questa faglia, mette a contatto il basamento filladico con i depositi del Flysch di Capo d'Orlando e, verso NNE è ipotizzata al di sotto delle coperture detritiche ed alluvionali.

Una terza faglia diretta ad alto angolo, con andamento ENE-WSW, è ipotizzata al di sotto delle coperture detritiche ed alluvionali presenti a nord del Centro Urbano. Questa faglia attraversa la Contrada Vecchia Marina e si interrompe lungo la faglia principale della Fiumara di Sinagra.

Non si hanno evidenze tuttavia che possano far considerare queste faglie come attive.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Il database

I dati geotecnici e geofisici di base utilizzati per lo studio consistono di (Tabb. 4.1 e 4.2):

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

I dati pregressi sono stati forniti dall'Ufficio Tecnico del Comune di Sinagra che ha mostrato grande disponibilità e fattiva collaborazione. L'elenco dei documenti è il seguente:

1	Relazione geologica C.E. N. 2/2011
2	Relazione geologica C.E. N. 58/2011
3	Relazione geologica C.E. N. 55/2011
4	Relazione geologica C.E. N. 53/2011
5	Relazione geologica C.E. N. 34/2011
6	Relazione geologica C.E. N. 10/2011
7	Relazione geologica C.E. N. 12/2011
8	Studio geomorfologico del territorio a corredo del P.R.G.
9	Relazione geologica integrativa allo studio geomorfologico
10	Relazione geologico-tecnica per i piani particolareggiati attuativi
11	Carta geologica
12	Carta acclività
13	Carta stabilità
14	Carta idrogeologica e geomorfologica

Degli studi sopra elencati soltanto alcuni hanno fornito dati che riguardano l'area perimetrata:

- a) studio geologico allegato al PRG redatto dal Dr. Geol. Giuseppe Caccetta nell'ottobre del 1992.
- b) Richiesta concessione preferenziale delle acque sotterranee a mezzo pozzo in località Costa Oliva. Dr. Geol. Michele Orifici, ottobre 2001;
- c) completamento lavori e manutenzione di un fabbricato in Via Addolorata. Dr. Geol. Salvatrice Sapienza (Agosto, 2011)
- d) realizzazione di un fabbricato in Via Messina. Dr. Geol. Marzia Mancuso (C.E. 58/2011).

Qui di seguito viene riportata una sintesi delle indagini pregresse disponibili.

INDAGINI PREGRESSE: SINAGRA	QUANTITA'
Sondaggi a carotaggio continuo	6
Indagini simiche passive del tipo HVSR	3
Sondaggi elettrici verticali	30
Traverse sismiche	8
Pozzetti geognostici	10
Sezioni geologiche	2

Tabella 4.1 – Sintesi delle prove geognostiche e geofisiche pregresse che riguardano il centro urbano di Sinagra.

Sono state inoltre realizzate n. 14 stazioni singole HVSR:

INDAGINI DI NUOVA ACQUISIZIONE	QUANTITA'
Indagini HVSR	14

Tabella 4.2 – Sintesi delle prove geofisiche di nuova acquisizione che riguardano il centro urbano di Sinagra.

4.2. Unità geologico - litotecniche

In base all'esame dei terreni affioranti e dei dati di sottosuolo nell'area perimetrata di Sinagra sono state distinte le unità geologico – litotecniche presenti nell'area da sottoporre a studi di microzonazione, differenziate tra terreni di copertura e substrato geologico rigido. 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 (Tabb. 4.3 e 4.4).

Terreni di substrato

Unità litostratigrafica	Tipologia di substrato	Sigla	stratificazione
Filladi di Fondachelli	Non rigido	NR	no
Filladi di Fondachelli	Lapideo	LP	no

Tab 4.3 – Classificazione dei terreni di substrato del centro urbano di Sinagra

Terreni di copertura

Tipologia	Sigla	Cod. ambiente gen/ dep	descrizione
Alluvioni terrazzate	GM	tf	Ghiaie limose, miscele di ghiaia, sabbia e limo
Coperture detritiche	SM	fd	Sabbie limose, miscele di sabbia, limo e ghiaia con ciottoli e blocchi poligenici
Alluvioni attuali	GM	es	miscele di ghiaia, sabbia e limo

Tab 4.4 – Classificazione dei terreni di copertura del centro urbano di Sinagra

4.3. Indagini geofisiche precedenti

Nella relazione geologica e sismica eseguita a supporto dei lavori di completamento dei lavori di manutenzione straordinaria di un fabbricato sito in via Addolorata, nel centro abitato di Sinagra, sono riportati i risultati di n° 3 indagini HVSR (083095P1-HVSR1, 083095P2-HVSR2 e 083095P3-HVSR3). Le curve H/V relative ai tre sondaggi possono essere considerate attendibili e mostrano una buona compatibilità con il sondaggio 083095P18-HVSR30 descritto nel paragrafo 4.5. Non

sono tuttavia specificati i vincoli utilizzati per la modellazione della curva H/V relativa al sondaggio 083095P2-HVSR2, per cui non è possibile valutare l'attendibilità del modello di velocità delle onde di taglio riportato. Nella tabella 4.5 sono riportati i valori dei picchi principali nell'intervallo 0.6-20 Hz, estrapolati dalle curva H/V dei sondaggi 083095P1-HVSR1, 083095P2-HVSR2 e 083095P3-HVSR3.

Sondaggio HVSR	F_0	H/V di F_0
083095P1-HVSR1	5.63	1.8
083095P2-HVSR2	5.72	1.6
083095P3-HVSR3	5.3	1.3

Tab. 4.5 – Punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi individuati per i sondaggi 083095P1-HVSR1, 083095P2-HVSR2 e 083095P3-HVSR3.

Nella relazione per lo Studio geomorfologico del territorio comunale per la progettazione del piano regolatore generale sono riportati i risultati di n°30 sondaggi elettrici verticali. In relazione non sono riportati il numero di dati acquisiti per ogni sondaggio e i relativi valori di resistività apparente. Sono infatti riportate solo le colonne elettrostratigrafiche dei modelli interpretativi. I modelli mostrano la presenza di 2-4 strati non specificando tuttavia in nessuno dei sondaggi il valore di resistività attribuito all'ultimo strato. In n°9 sondaggi (dal 083095L6-SEV6 al 083095L14-SEV14) è inoltre riportata la presenza di una falda acquifera, con profondità minime di 3 m e massime di 13 m. L'attendibilità di questi risultati è tuttavia limitata dal fatto che non sono riportati i dati e le incertezze sulle stime dei parametri che potrebbero essere significative per problemi di equivalenza dei modelli.

Infine nella relazione relativa allo studio geologico per la realizzazione di un fabbricato sito in via Messina, sono riportati i risultati di un sondaggio sismico a rifrazione (083095SL31-SR31), eseguito con un allineamento di 12 geofoni disposti con una interdistanza di 2 m. L'attendibilità del modello interpretativo a tre sismostrati è limitata dalla mancanza dei dati sperimentali. Vengono inoltre riportati i valori di velocità delle onde di taglio per i tre sismostrati utilizzando per la loro stima valori medi del rapporto di Poisson. Non sono tuttavia specificate le fonti bibliografiche o analitiche di questi valori e le motivazioni delle scelte effettuate. In considerazione della profondità di indagine ottenuta, risulta inoltre non accettabile l'estrapolazione della profondità del terzo sismostrato fino a 30 m, per la determinazione del parametro V_{s30} , richiesto dalle norme NTC2008.

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 microtremori 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.

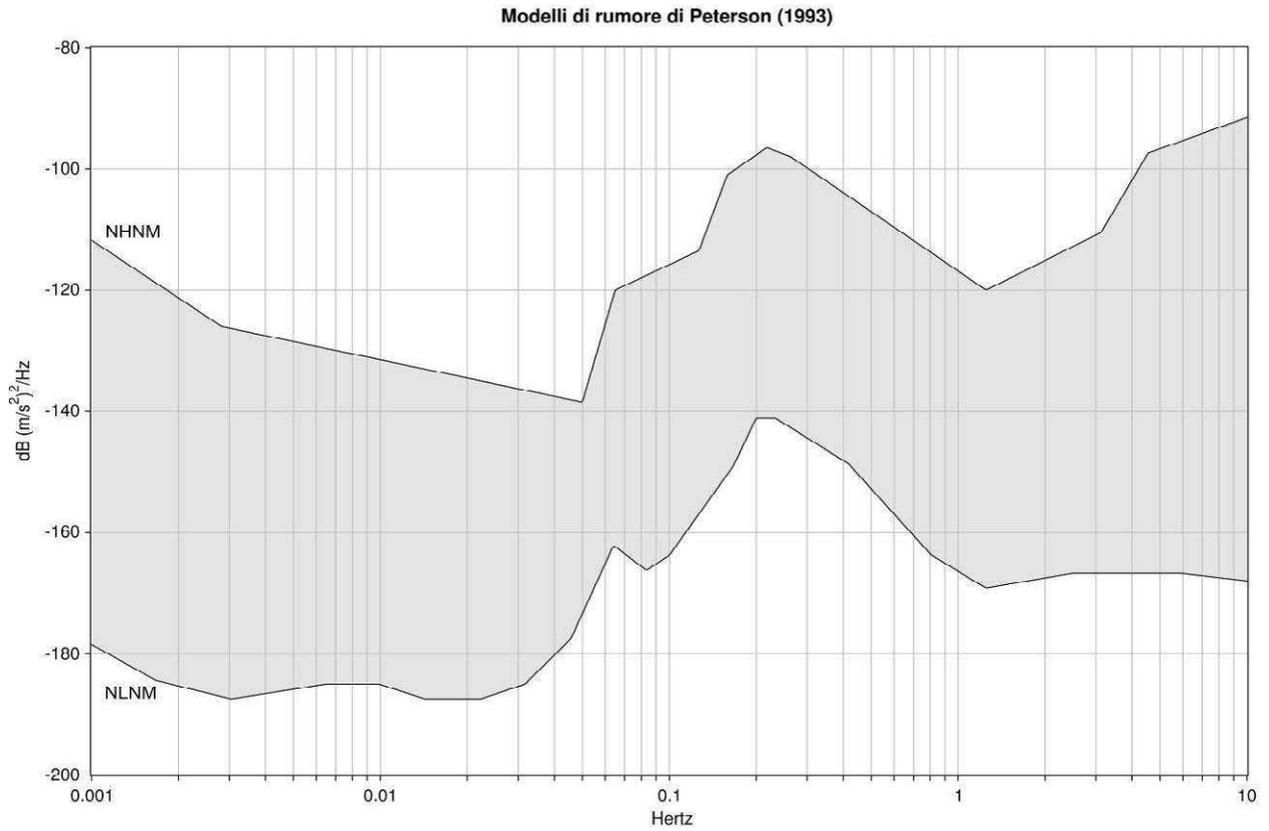


Fig. 4.1 – Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo Peterson (1993)

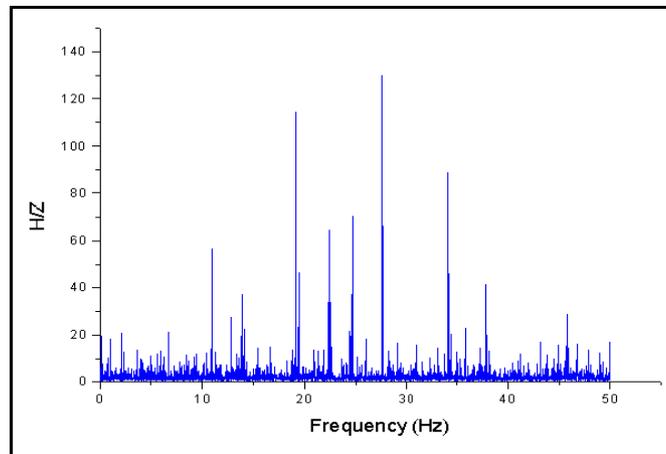


Fig. 4.2 – Esempio di spettro di ampiezza del rapporto H/Z di uno specifico sito

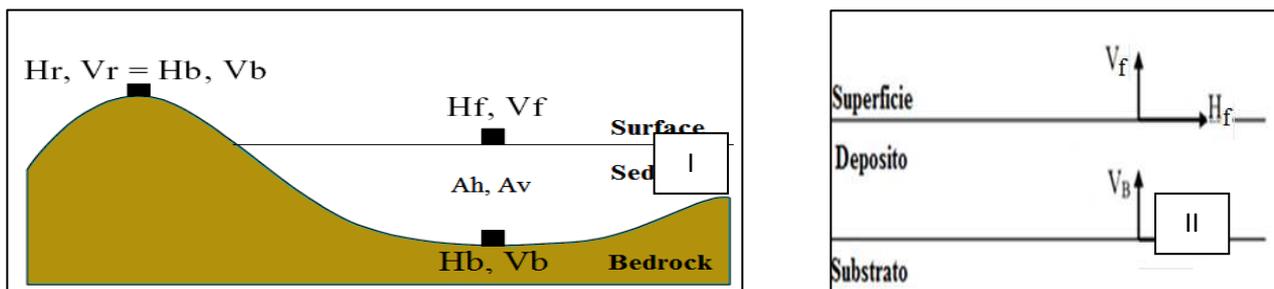


Fig. 4.3 – Schema del modello considerato da Nakamura (1989)

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 12 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 per 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.

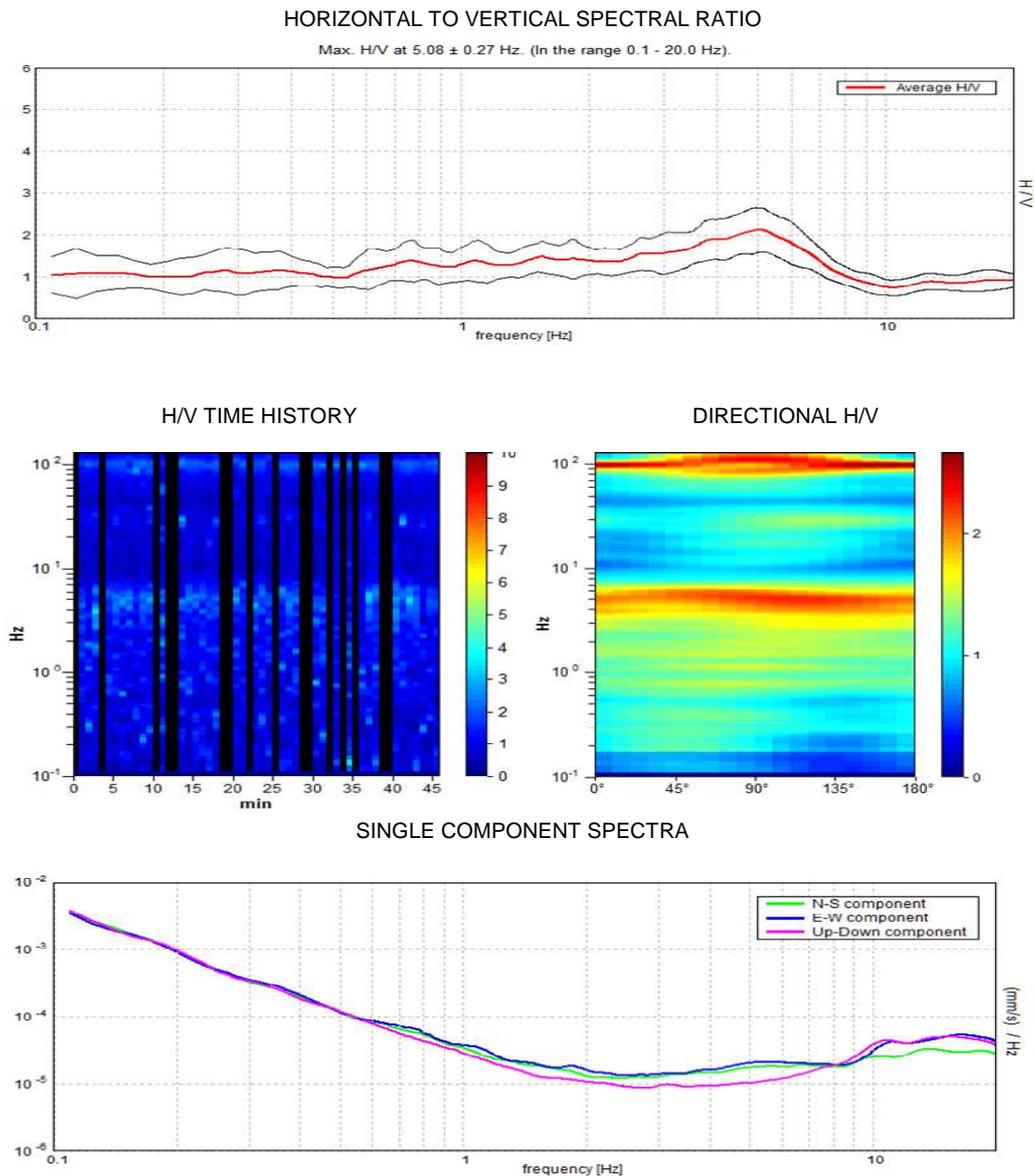


Fig. 4.4 – Analisi dei dati relativi al punto di misura 083095P23-HVSR35.

Le misure HVSR acquisite nel territorio comunale di Sinagra hanno messo in evidenza la presenza di possibili fenomeni di amplificazione del moto del suolo dovuti a fenomeni di risonanza su gran parte del territorio (Fig. 4.5). Tutti i picchi significativi relativi alle curve HVSR 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. 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 ricoprivano porzioni significative dell'area totale indagata (Fig. 4.6). Nel caso specifico si è ritenuto di potere discriminare un solo cluster.

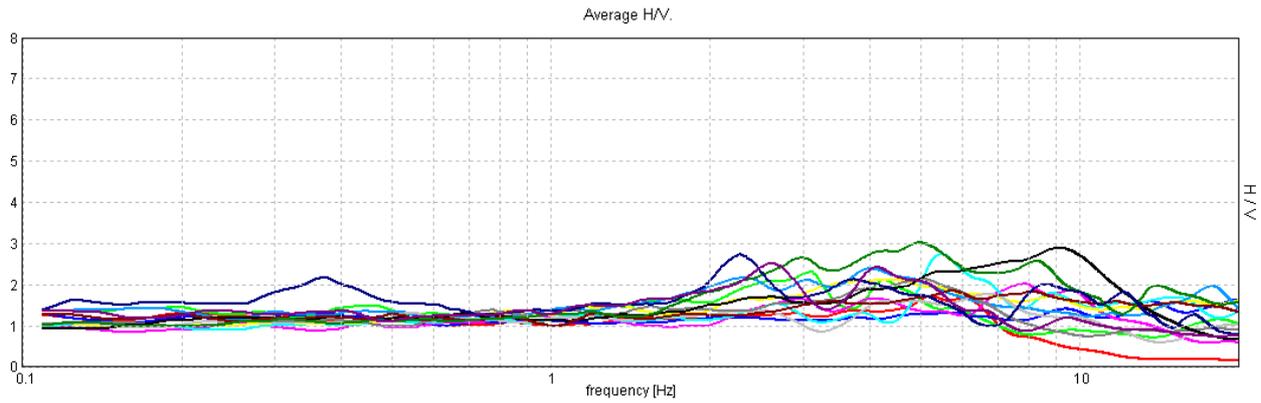


Fig. 4.5 – Segnali HVSR registrati dalle 14 stazioni singole

Misure HVSR	F_0	H/V di F_0	F_1	H/V di F_1	F_2	H/V di F_2	F_3	H/V di F_3	Profondità bedrock sismico
083095P18-HVSR30	5.25	1.73							22
083095P21-HVSR33	2.3	2.2	4.02	2.39	17.5	1.9			31
083095P17-HVSR29	6.72	1.77							
083095P23-HVSR35	5.08	2.13							22
083095P15-HVSR27	9.19	2.89							32
083095P16-HVSR28	5.72	1.86							
083095P13-HVSR25	3	2.7	4.95	3.03	8.2	2.6			21
083095P19-HVSR31	0.37	2.2	2.28	2.73	3.7	2.1	8.7	2	13
083095P22-HVSR34	2.61	2.52	4.1	2.5					23
083095P24-HVSR36	3.09	2.33	4.3	2.1					23
083095P14-HVSR26	-	-							
083095P26-HVSR38	4	1.6	7.81	2.01	9.5	1.8			
083095P25-HVSR37	5.47	2.75	8.9	1.8					
083095P20-HVSR32	4.28	2.12							

Tab. 4.6 – Punti di misura, frequenza e rapporto H/V dei picchi significativi individuati.

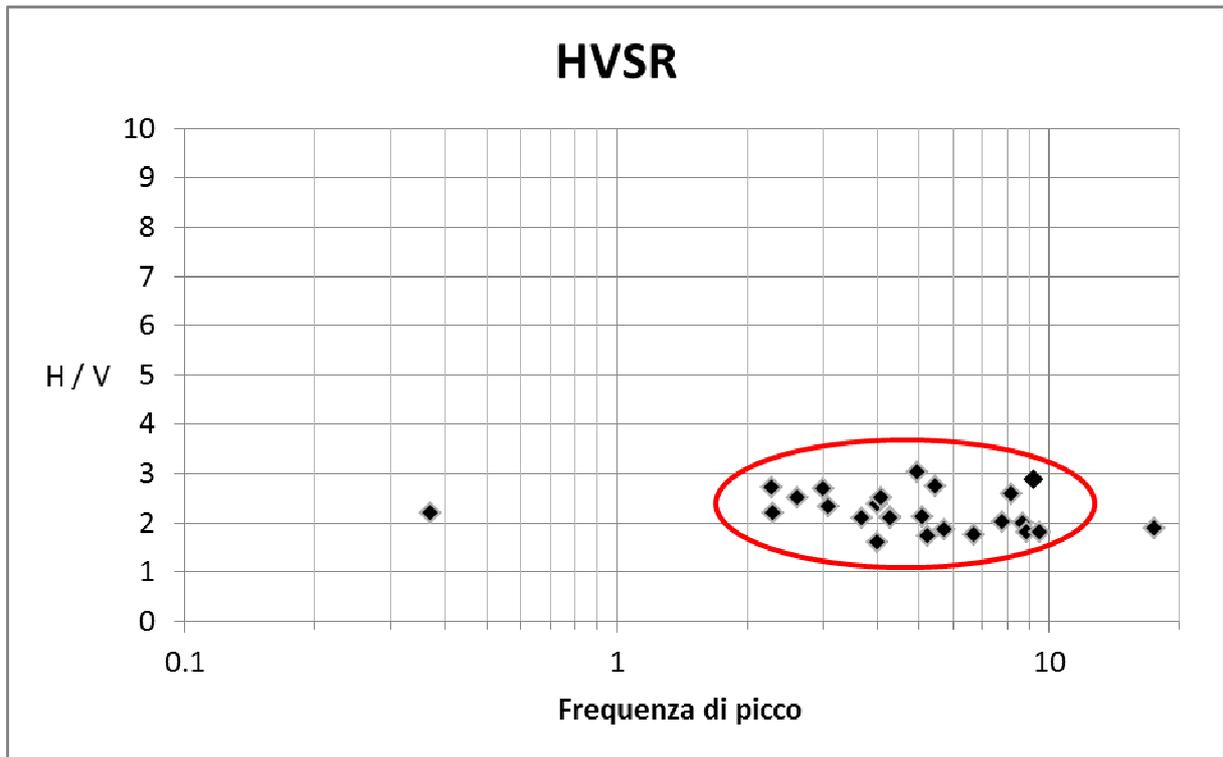


Fig. 4.6 – Frequenze di picco registrate e indicazione del cluster individuato.

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, 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 del centro urbano di Sinagra. Il modello è da ritenersi preliminare e la distribuzione, le caratteristiche geotecniche e l'accertamento di eventuali discontinuità fra i corpi rocciosi presenti nel sottosuolo sono da approfondire mediante indagini indirette e dirette nei livelli di studio di microzonazione successivi. Tale modello è rappresentato nelle 2 sezioni di Fig. 5.1 e 5.2. Le tracce delle sezioni sono riportate nella carta geologico – tecnica. in Fig. 5.3. sono riportate le stratigrafie di alcuni sondaggi presenti lungo le sezioni.

La sezione 1-1' (Fig. 5.1) decorre in senso SW-NE attraversando la valle della Fiumara di Sinagra, impostata lungo un lineamento tettonico, e il nucleo antico dell'edificato. La sezione mette in evidenza la presenza di un substrato filladico non rigido (NR), costituito dalla porzione alterata delle Filladi di Fondachelli, affiorante in Contrada San Biagio e a monte del centro abitato principale di Sinagra, che passa in profondità e lateralmente a un substrato attribuibile alla medesima litologia ma con caratteristiche di maggiore rigidità (LP). Lo spessore e la distribuzione dello strato di alterazione non è sufficientemente documentata da indagini. Sul versante in sinistra idrografica della Fiumara, è presente una coltre detritica piuttosto estesa, caratterizzata da sabbie limose, miscele di sabbie e limi con tenori variabili di ghiaie e ciottoli eterometrici (SM).

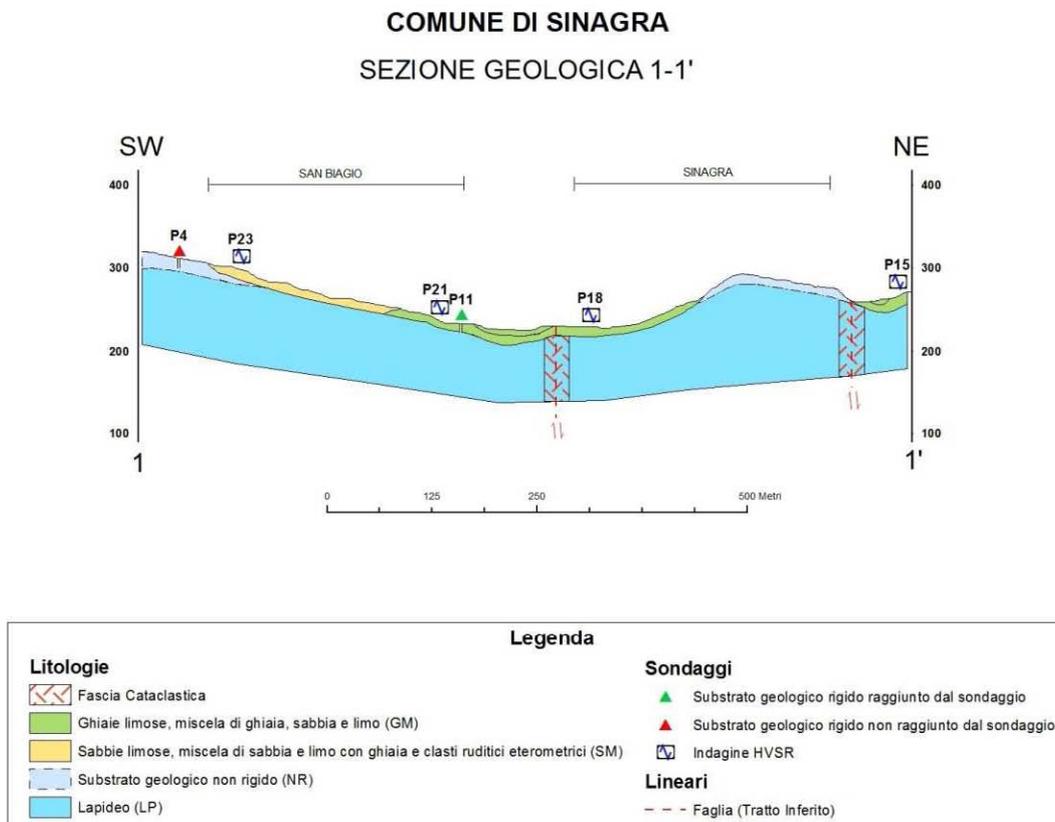


Fig. 5.1 – Sezione geologica 1-1' attraverso l'abitato di Sinagra (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

In prossimità dell'alveo della Fiumara, questi depositi lasciano il posto ai materiali alluvionali sia terrazzati che attuali (GM). Al di sotto delle coperture detritiche ed alluvionali è presente, il substrato rigido (LP) costituito dalle Filladi di Fondachelli. I terreni di copertura ricolmano una valle alluvionale larga sepolta, il cui andamento, ipotizzato attraverso i pochi sondaggi disponibili lungo l'alveo della Fiumara, merita di essere accertato attraverso indagini meccaniche e geofisiche. Il nucleo urbano principale, posto sul versante in destra idrografica, insiste in gran parte sui depositi alluvionali (GM). Procedendo verso NE, affiora il substrato filladico non rigido (NR), passante a un substrato con migliori caratteristiche meccaniche (LP) che, nel settore di Vecchia Marina, è ancora ricoperto da coperture alluvionali (GM). I dati delle indagini HVSR consentono di stimare la profondità del bedrock sismico fino a circa 20-30 m dal p.c.

La sezione 2-2' decorre in direzione NW-SE nel settore mediano dell'area perimetrata ed evidenzia la presenza, in superficie, dei depositi alluvionali (GM) con spessori fino a 20 m. Al di sotto si trova, come testimoniato dai sondaggi effettuati lungo l'asse della fiumara, un substrato filladico rigido (LP). A luoghi è possibile ipotizzare, al disotto delle coperture alluvionali, in base ai dati di affioramento e alle indagini HVSR, un substrato non rigido (NR) costituito dall'alterazione delle filladi di Fondachelli.

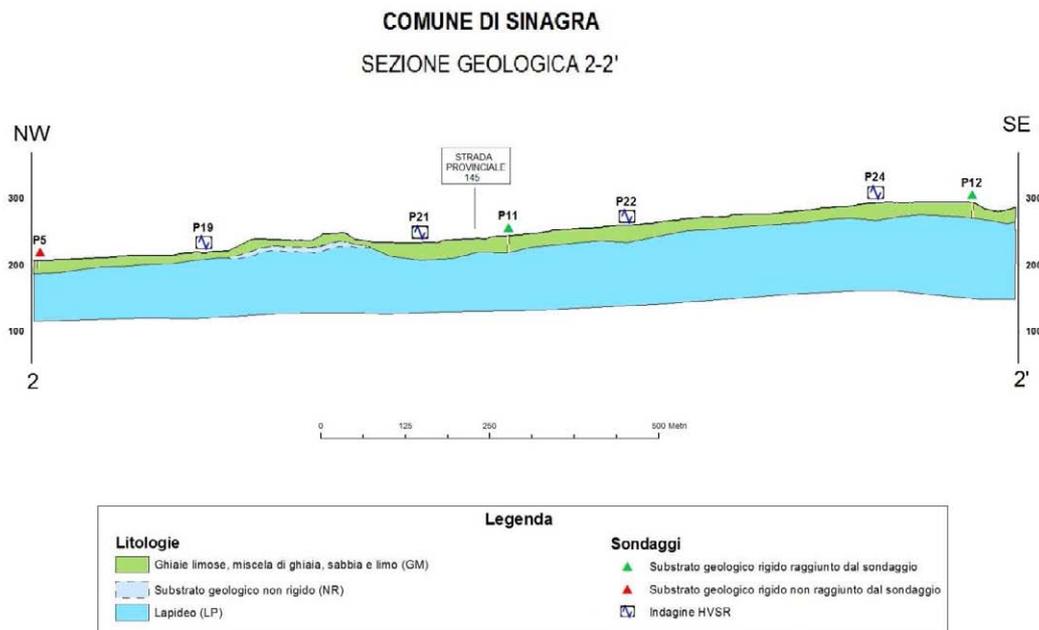


Fig. 5.2 – Sezione geologica 2-2' attraverso l'abitato di Sinagra (per l'ubicazione si veda la Carta geologico – tecnica).

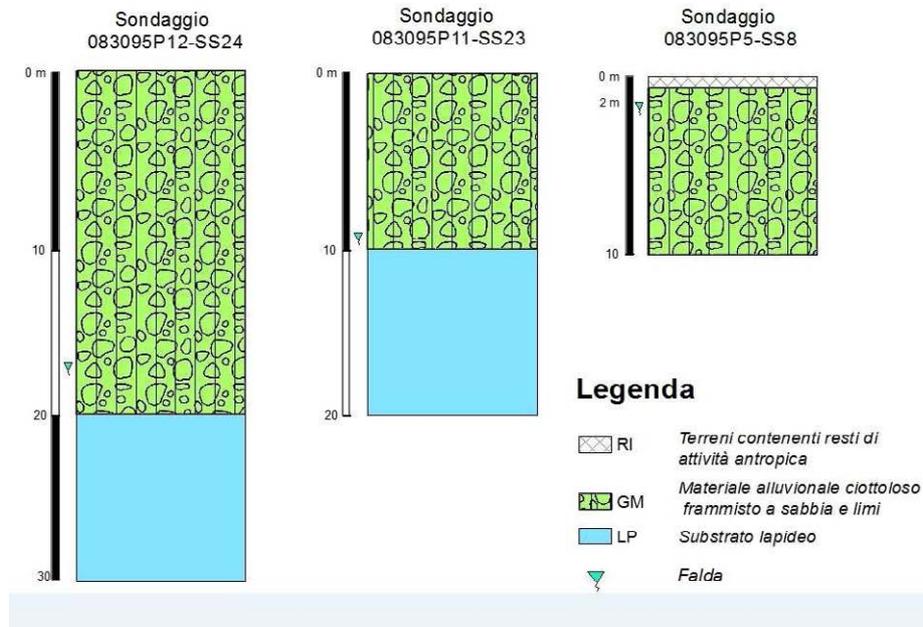


Fig. 5.3 – Stratigrafia di alcuni sondaggi utilizzati per l’elaborazione delle sezioni geologiche.

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 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 onde S dalle curve HVSR è ampiamente sottodeterminato, 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 indagini o da ragionevoli ipotesi geologiche e/o velocità di propagazione delle 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. 4.6.

La ricostruzione lungo determinati profili della profondità dal piano campagna del bedrock sismico è stata eseguita avvalendosi anche delle informazioni ottenute dall’inversione di alcuni sondaggi HVSR (Fig. 5.3) 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).

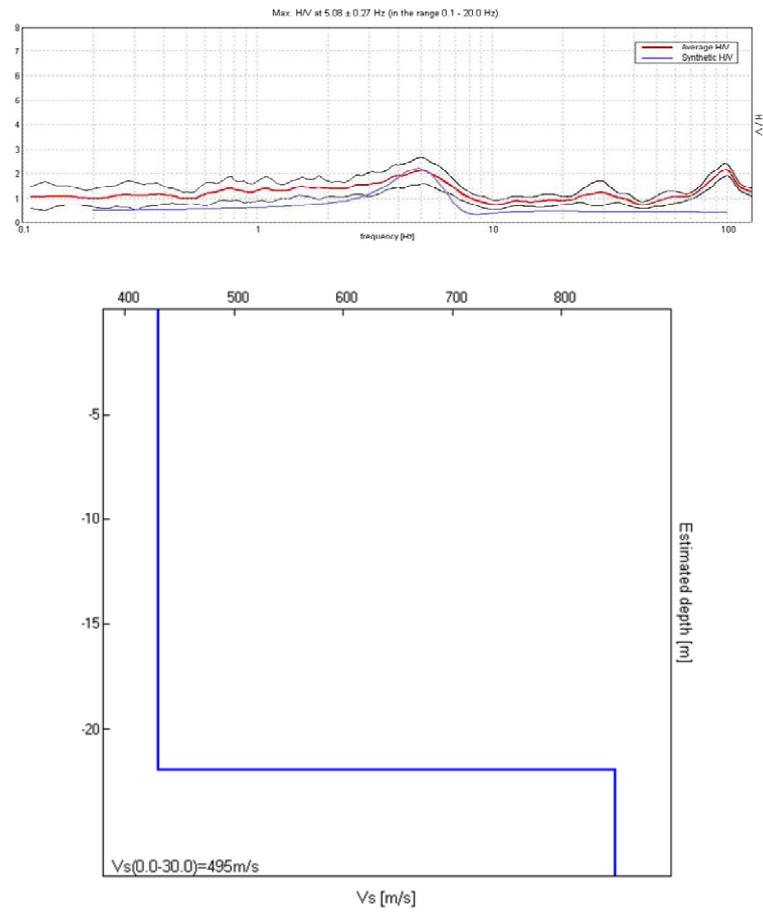


Fig. 5.3 – Esempio di modello monodimensionale a strati della velocità delle onde di taglio ottenuta dall'inversione del sondaggio 083095P23-HVSR35.

6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

6.1. Incertezze sul modello geologico tecnico del sottosuolo

Il Comune di Sinagra, seppure abbia fornito un certo numero di indagini ed il personale tecnico si è dimostrato disponibile e cooperativo, non ha a disposizione indagini di qualità tali da permettere la definizione di un modello geologico del sottosuolo certo. Le ragioni possono essere così sintetizzate:

1. La distribuzione delle indagini disponibili è concentrata solo in alcune aree, individuate in funzione della realizzazione di uno specifico intervento progettuale, e che quindi prescinde da una pianificazione delle indagini atta definire un modello geologico del sottosuolo.
2. Non sono disponibili dati relativi a campagne di geofisica indirizzate alla ricostruzione tridimensionale del substrato geofisico, nonché all'individuazione di eventuali elementi morfologici sepolti quali ad esempio, valli, scarpate e cavità
3. I dati relativi allo stato di fratturazione delle unità geologiche afferenti al substrato sono prevalentemente di tipo qualitativo e non quantitativo e, di fatto, non consentono di definire correttamente gli spessori delle coltri di alterazione superficiale. Questo si traduce inoltre nell'impossibilità di mappare con certezza le zone con spessori significativi (superiore a 3 m).
4. Non sono note le zone dove sono presenti spessori significativi di materiali di riporto.
5. Non sono noti gli spessori reali delle coltri detritiche.
6. La documentazione acquisita non ha consentito l'individuazione, l'analisi e l'elaborazione attraverso modelli numerici di tutti quei fenomeni/elementi quali la liquefazione, i cedimenti differenziali e le faglie attive e capaci.

Per le ragioni sopra elencate il modello geologico del sottosuolo prodotto con il presente studio ha carattere puramente indicativo ed ha l'obiettivo di fornire indicazioni per la pianificazione delle future indagini da condurre nelle successive fasi di MS.

E' evidente quindi 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 del sottosuolo di Sinagra.

Fra gli elementi di incertezza si segnalano:

- 1) Caratteristiche geotecniche e spessore dei depositi delle coperture e della coltre di alterazione del substrato;
- 2) Caratteristiche geotecniche delle litologie e geometria e distribuzione dei corpi rocciosi al di sotto delle coperture;
- 3) Localizzazione di eventuali discontinuità tettoniche nel sottosuolo e quantificazione dei rigetti.

Sarà opportuno pertanto definire, nei livelli successivi di indagini di MS un piano di indagini geofisiche e geotecniche in grado di integrare ed estendere le informazioni acquisite presente studio 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 microtremori

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 microtremori 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 in prossimità delle misure eseguite nell'area di Sinagra non ha consentito una sufficiente taratura delle stime effettuate. 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. In particolare sono state interpretate 8 curve relative ai punti di misura: 083095P18-HVSR30, 083095P21-HVSR33, 083095P23-HVSR35, 083095P15-HVSR27, 083095P13-HVSR25, 083095P19-HVSR31, 083095P22-HVSR34 e 083095P24-HVSR36. I risultati ottenuti sono stati utilizzati per la costruzione delle sezioni geologico-tecniche riportate in relazione.

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 Brammerini *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, si sono basati sulla presenza in affioramento del substrato geologico con morfologia pianeggiante o con inclinazione inferiore ai 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 ($< 15^\circ$ e $> 15^\circ$) 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 S minore di 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 dimensione lineare della cella 2 m (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 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 EarthTM. 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. 7.1a-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. 7.1), il rilievo è identificato sulla base di cartografie a scala almeno 1:10.000 e la larghezza alla base è determinata 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°

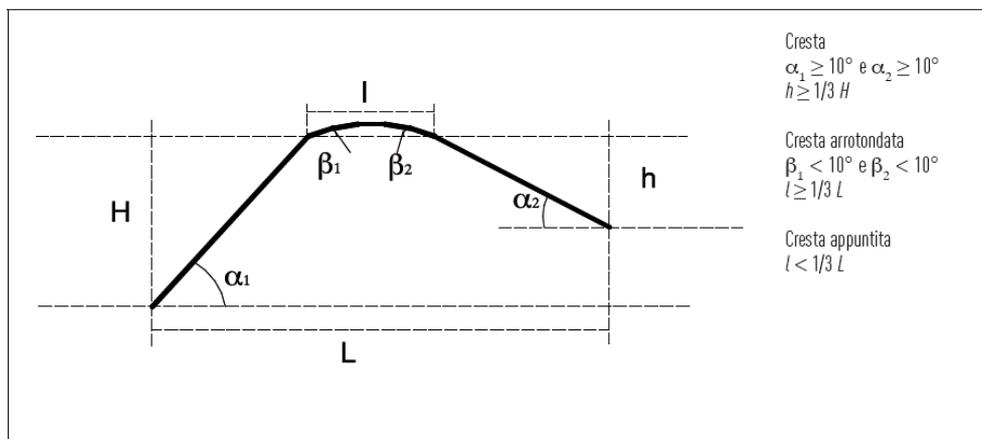


Fig. 7.1 - Schemi di riferimento per le creste e criteri di riconoscimento (ICMS).

Per quanto riguarda il riconoscimento delle scarpate, sono state considerate tali quelle situazioni che presentano (Fig. 7.2): 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 α pari almeno a 10° .

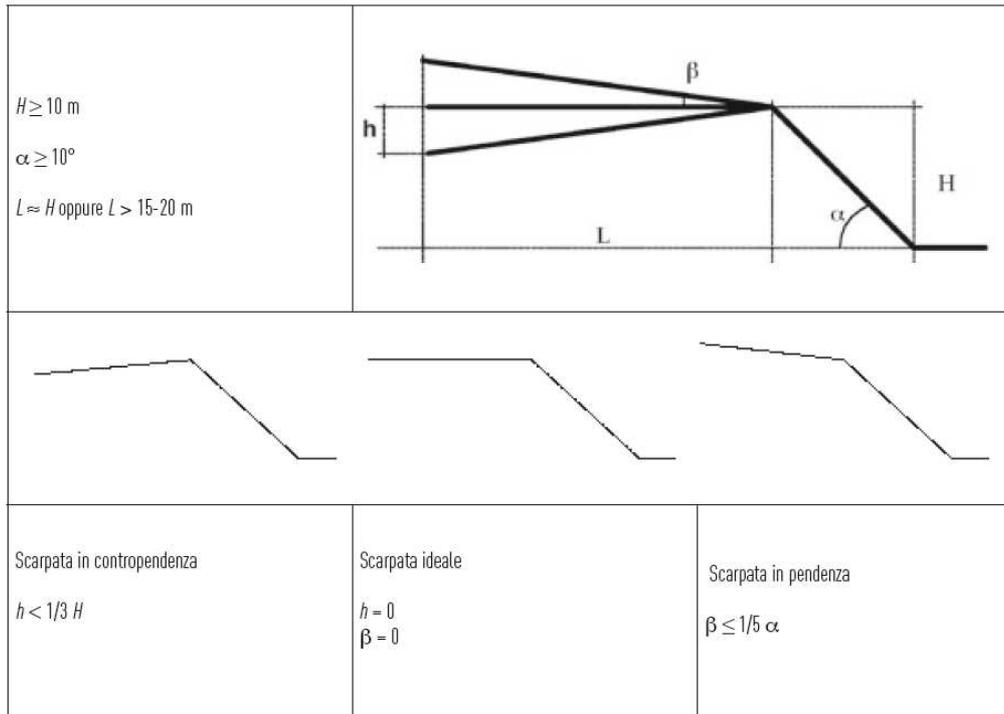


Fig. 7.2 - Schemi di riferimento per la scarpata e criteri di riconoscimento (ICMS).

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. 7.3) 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. 7.1). 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).

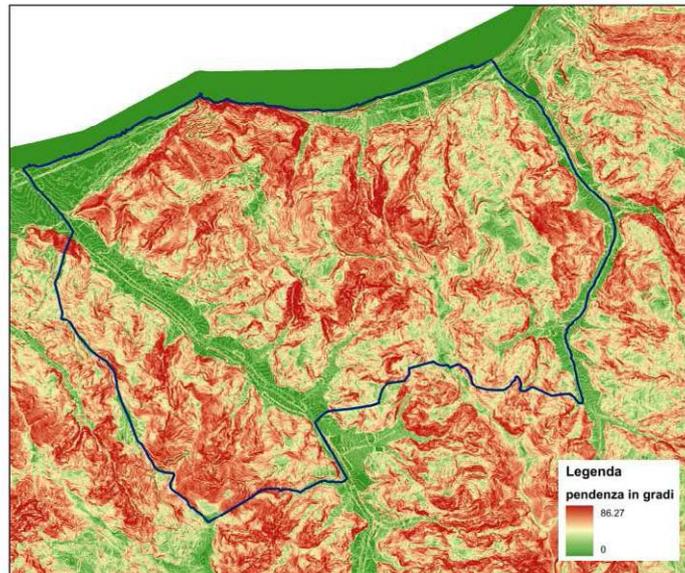


Fig. 7.3 – Esempio di carta della pendenza (esempio: Piraino, Me).

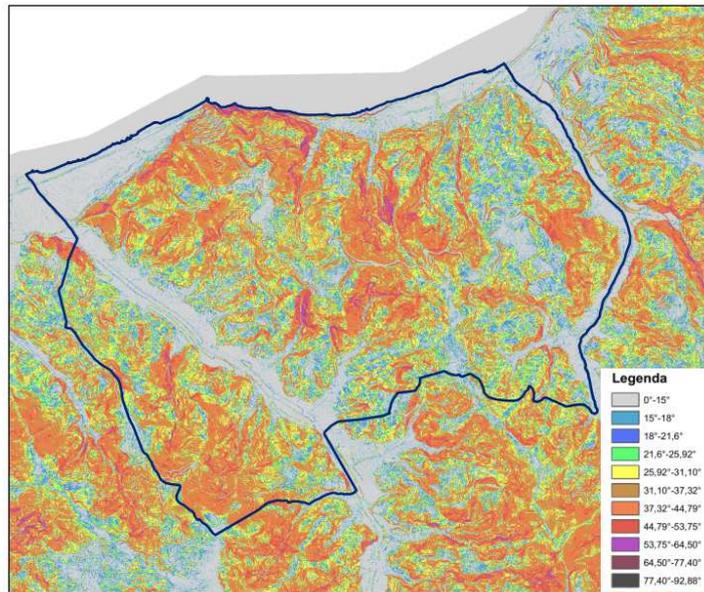


Fig. 7.4 – Esempio di riclassificazione della pendenza (esempio: Piraino, Me).

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. 7.5).

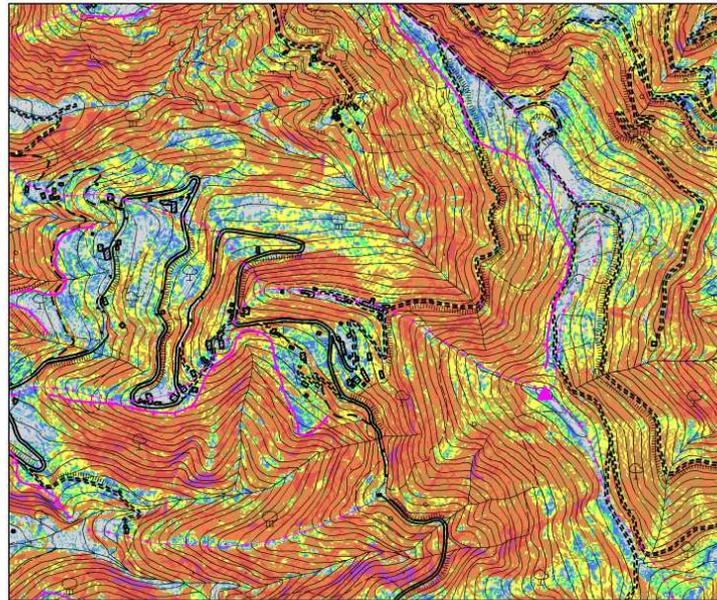
Infine, sono stati selezionati gli elementi antropici per verificare la coerenza tra gli elementi morfologici individuati ed i centri abitati. Quest'ultimo passaggio riguarda in particolare le scarpate, le quali infatti possono non intersecare case o strade, pur trovandosi nelle loro immediate vicinanze (Fig.7.6).

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 a profondità minore 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 meccaniche 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.



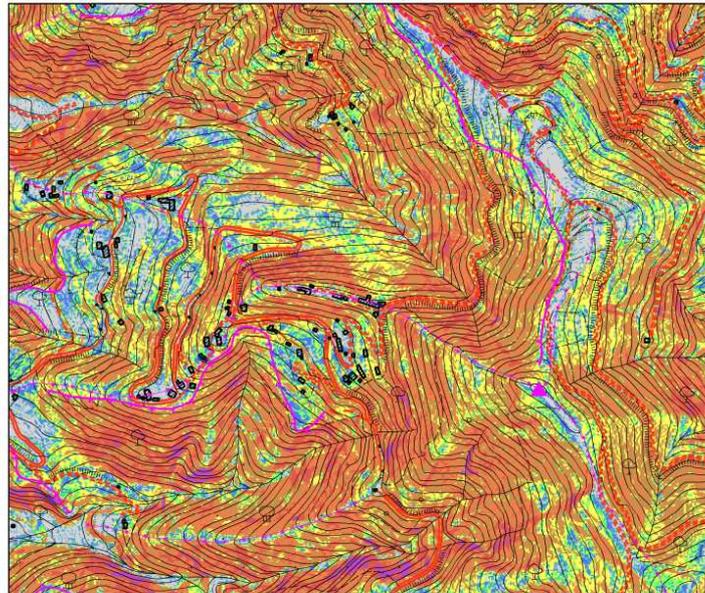
Legenda

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. 7.5 – 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. 7.6 – 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.

8.2 Carta geologico-tecnica

La carta geologico – tecnica (Fig. 8.3) evidenzia come il territorio nel quale ricade il centro urbano di Sinagra, sia caratterizzato dalla presenza di estese coltri alluvionali e detritiche che ricoprono un substrato filladico di basso grado rappresentato dalle filladi di Fondachelli alterate nella loro porzione superficiale.

8.2.1. Il substrato geologico non rigido (NR) affiora in tre settori periferici dell'area perimetrata: al margine del cimitero, lungo il margine nord-orientale del centro urbano, a quote di circa 280 m, e nel settore meridionale di San Biagio. Una quarta area è presente all'interno del nucleo abitato ed è marginato dalla Piazza Sandro Pertini e dalla Strada Provinciale 145ter.

8.2.2. I terreni di copertura. Questi terreni sono rappresentati da coperture detritiche (SMfd), depositi alluvionali terrazzati (GMtf) e depositi alluvionali attuali (GMes).

Le coperture detritiche si estendono principalmente al di sotto dell'edificato presente in sinistra della Fiumara di Sinagra (Contrada San Biagio).

I depositi alluvionali GMtf e GMes occupano gran parte del settore mediano dell'area edificata, formando un'ampia fascia allungata secondo l'andamento della Fiumara.

8.2.3. I fenomeni di dissesto. Lo studio geomorfologico che ha interessato l'area di studio consente di definire un diffuso quadro di dissesto gravitativo su tutto il territorio comunale di Sinagra. Infatti, i dissesti geomorfologici censiti nel PAI (Piano Assetto Idrogeologico) e predisposto dall'Assessorato Regionale Territorio e Ambiente, sono più di un centinaio. Principalmente, si tratta di dissesti dovuti ad erosione accelerata ad opera delle scorrimento delle acque superficiali che sono presenti sia su versanti prevalentemente flyschoidi che su quelli metamorfici a forte pendenza ed in cui le coltri detritiche incoerenti e le rocce alterate e fratturate. Sono presenti numerose frane di crollo, ampliamenti diffusi in tutto il territorio Comunale che coinvolgono prevalentemente i fronti rocciosi e le scarpate rocciose dell'alternanza arenaceo-pelitica e dei conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando, talora anche le scarpate formate da rocce metamorfiche estremamente fratturate; tali aree sono soggette al distacco di elementi lapidei di vario volume;

SINAGRA: CENTRO ABITATO

All'interno del solo perimetro del centro abitato principale, l'analisi del P.A.I. mette in evidenza la presenza di diversi dissesti, consistenti in frane di versante (scorrimenti, colamenti o frane complesse), le cui scarpate si attestano lungo i versanti che bordano il centro abitato.

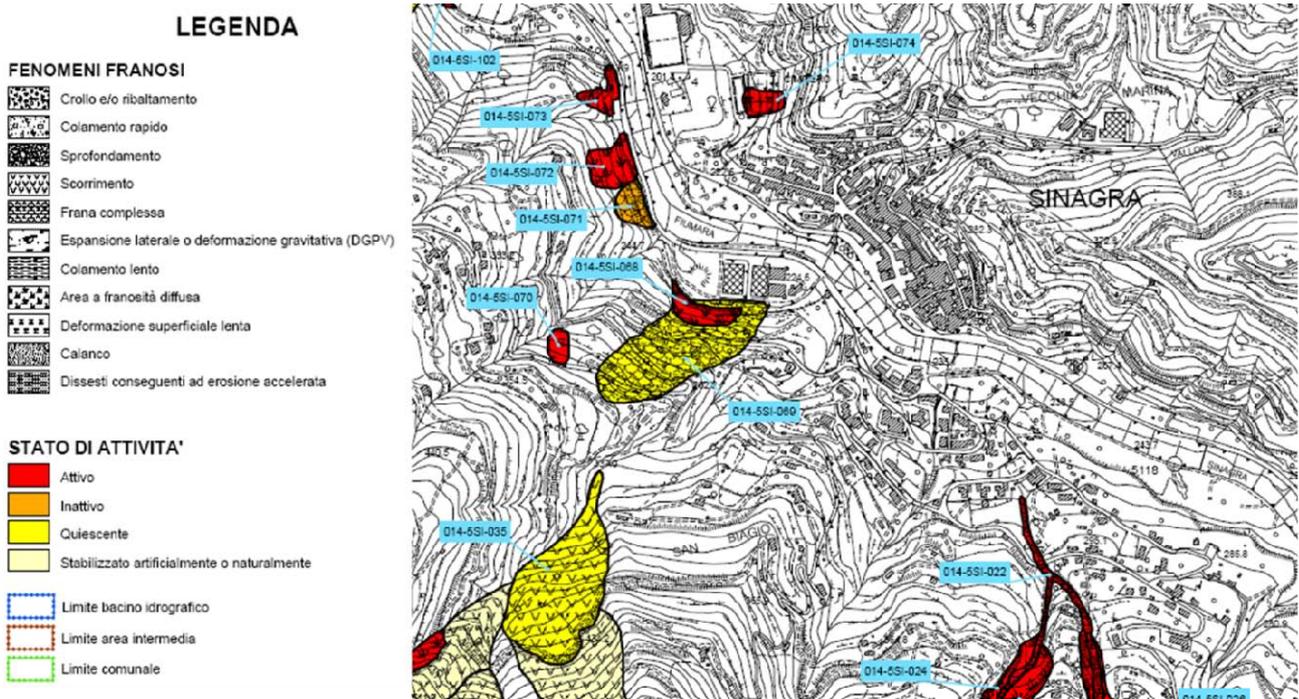


Fig. 8.2 – Comune di Sinagra – centro abitato principale: carta dei dissesti censiti nel PAI.

La Tabella 8. 1 mostra gli otto principali dissesti che interessano il centro abitato principale, la tipologia del movimento e lo stato di attività al momento del censimento.

<i>Sigla</i>	<i>Località</i>	<i>Tipologia</i>	<i>Attività</i>
014-SSI-068	Filippello	8	Attiva
014-SSI-069	Filippello	5	Quiescente
014-SSI-070	Ovest Filippello	9	Attiva
014-SSI-071	Nord Filippello	5	Inattiva
014-SSI-072	Nord Filippello	8	Attiva
014-SSI-073	Ovest Campo Sportivo	8	Attiva
014-SSI-074	Cimitero	9	Attiva
014-SSI-075	Vallone Immillaro	11	Inattiva

Tab. 8. 1 – Comune di Sinagra – Tabella dei principali dissesti censiti nel PAI all'interno del centro abitato principale.

La totalità dei dissesti indicati nel PAI, ricadenti all'interno del centro abitato principale, si trova localizzata attorno alla località Filippello e nelle zone che bordano il cimitero e il campo sportivo di Sinagra. I Fenomeni PAI 014-SSI-069 – PAI 014-SSI-070 rappresentano due scorrimenti con uno stato di attività rispettivamente Quiescente e Inattivo, che hanno coinvolto sia la coltre di alterazione che il substrato roccioso fratturato ed alterato dell'alternanza flyschoidale e delle unità metamorfiche. Più in generale la pericolosità dei dissesti del centro abitato è sempre bassissima e quindi non si configurano situazioni di alto rischio idrogeologico. La fenomenologia più diffusa, come per la restante parte del territorio comunale è rappresentata da dissesti generati per erosione accelerata ad opera delle acque di scorrimento superficiale che generano aree indicate generalmente come aree a “franosità diffusa”.

Di seguito viene proposta la Carta geologico-tecnica compilata in base alle informazioni raccolte (Fig. 8.3)

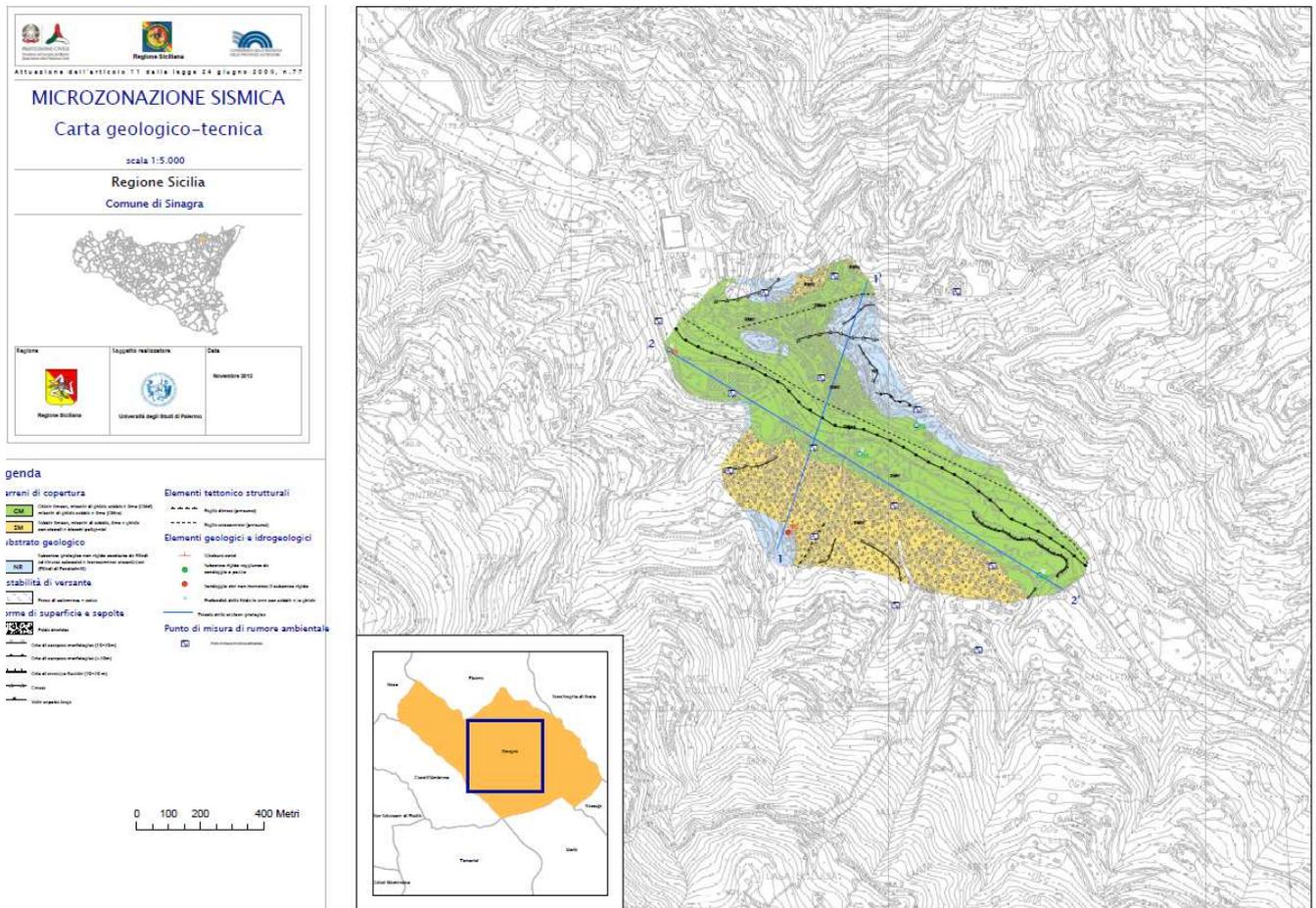


Fig. 8.3 – Riduzione della carta geologico-tecnica (V. PDF in cartella PLOT)

8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

Nell'area del territorio di Sinagra sottoposta a MS non si individuano zone da poter classificare con assoluto margine di certezza come stabili.

Gli effetti locali attesi nel centro urbano consistono prevalentemente in fenomeni di amplificazione per motivi stratigrafici e/o topografici. Sono state pertanto individuate n. 4 differenti zone suscettibili di amplificazione (vedi Fig. 8.4, 8.5 e Tab. 8.1):

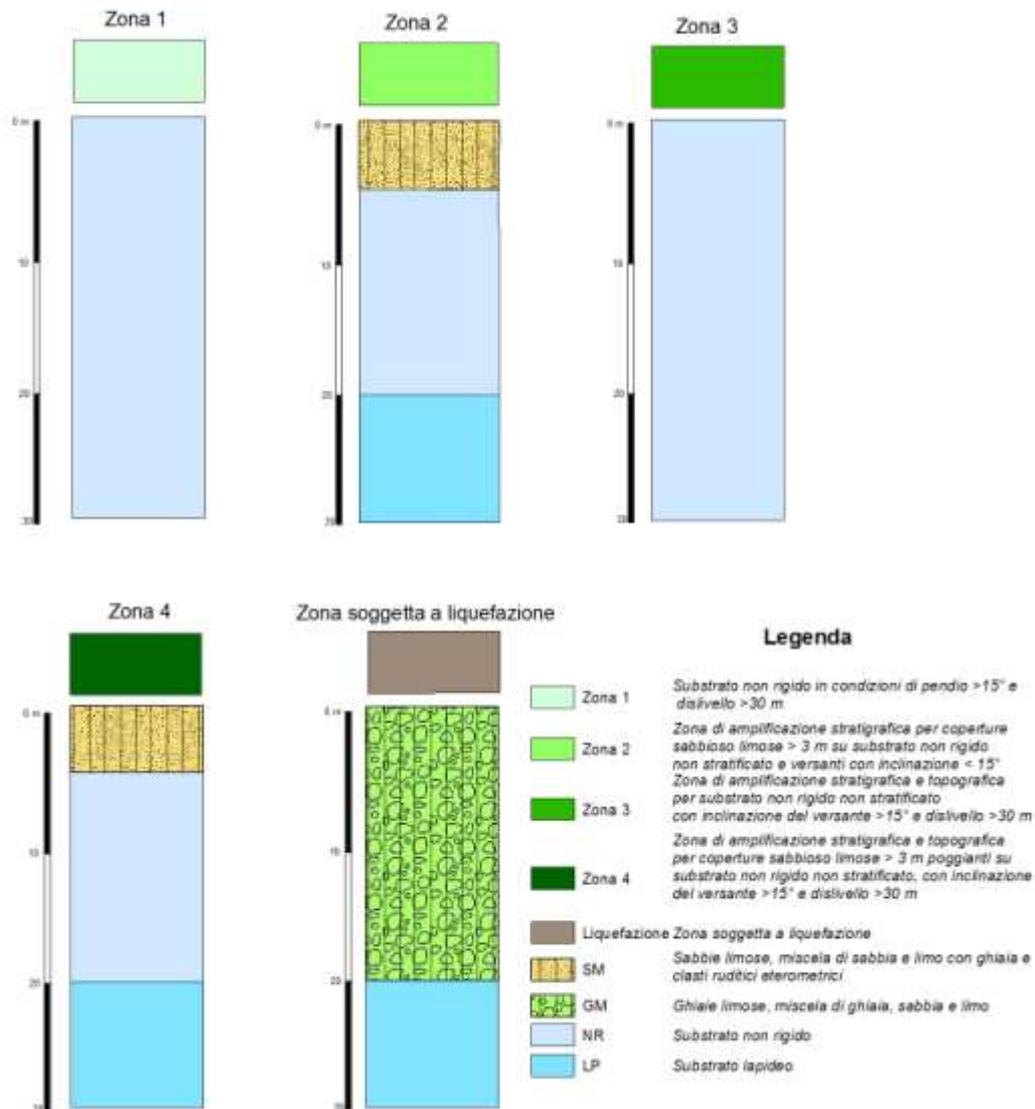


Fig. 8.4 – Colonne rappresentative delle zone suscettibili di amplificazione sismica.

Zona 1

Questa microzona è caratterizzata dalla presenza di un substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dalla alterazione di metamorfiti di medio-basso grado (Filladi di Fondachelli) affioranti su versanti con inclinazione minore di 15°. Un'area corrispondente a queste caratteristiche è presente nella porzione più occidentale del centro abitato di Sinagra, tra Piazza Sandro Pertini e dalla Strada Provinciale 145ter. Gli effetti attesi per questa microzona sono legati ad una possibile amplificazione stratigrafica.

Zona 2

Le aree identificate da questa microzona sono caratterizzate da coperture sabbioso limose (SM) che giacciono su versanti inclinati meno di 15°, costituiti da un substrato non rigido non stratificato (NR) derivante dalla alterazione di metamorfiti di medio-basso grado (Filladi di Fondachelli). Lo spessore delle coperture è superiore ai 3 metri. La profondità del substrato rigido non è nota. Questa microzona consta di due aree poste lungo il versante in sinistra idrografica della Fiumara di

Sinagra, in località San Biagio. Gli effetti attesi prevedono una amplificazione del segnale sismico per cause stratigrafiche.

Zona 3

Zona di amplificazione stratigrafica e topografica caratterizzata dalla presenza di un substrato non rigido non stratificato (NR) affiorante su versanti con inclinazione $>15^\circ$ e dislivello > 30 m. Tale microzona affiora in tre località poste ai margini dell'area perimetrata: a monte del centro abitato più antico, a NW di contrada Fanarò e al limite meridionale di Contrada San Biagio. Gli effetti attesi di amplificazione sismica sono dovuti a caratteristiche topografiche e stratigrafiche.

Zona 4

Questa zona comprende aree caratterizzate dalla presenza di coperture sabbioso-limose con spessori che superano i 3 m, a loro volta poggianti su di un substrato non rigido, non stratificato (NR) passante ad un substrato lapideo (LP), in presenza di pendio con inclinazione $>15^\circ$ e dislivello > 30 m. Lo spessore del substrato non rigido non è noto. Questa zona affiora diffusamente a Contrada San Biagio. Gli effetti attesi sono quelli di amplificazione per cause stratigrafiche e topografiche.

Le **zone** considerate **suscettibili di Instabilità** sono:

- 1) zone interessate da frane
- 2) zone soggette a liquefazione
- 3) zone soggette a cedimenti differenziali

Sono stati censiti due fenomeni franosi, ricadenti ai margini settentrionali e meridionali dell'area perimetrata. La tipologia questi fenomeni è riconducibile, in base alle indicazioni provenienti dal PAI, come colate considerate attive.

La presenza di estese coperture alluvionali nel fondo valle, interessate dalla presenza di una falda a pochi metri dal p.c., ha portato ad identificare, prudenzialmente, queste aree come soggette a possibili fenomeni di liquefazione. Si raccomanda pertanto nei successivi livelli di approfondimento, una attenta caratterizzazione granulometrica e meccanica di questi depositi e una robusta modellizzazione al fine di rendere più preciso il potenziale di rischio per questo fenomeno. Si consideri infatti che la maggior parte del centro abitato e delle aree destinate a fini artigianali e industriali, insistono sulle coperture alluvionali.

I contatti tra il substrato geologico affiorante e le coperture detritico-alluvionali, in considerazione delle differenti caratteristiche meccaniche attese, ha portato ad identificare delle fasce larghe 30 m, interessate da potenziali fenomeni di cedimenti differenziali. Inoltre, in considerazione del fatto che le coperture risultano parzialmente sature e potenzialmente soggette a fenomeni di liquefazione, si osserva la sovrapposizione di due differenti tipologie di instabilità. Tali zone sono riportate nella carta delle microzone e archiviate in banca dati.

Nella Tab. 8.1 sono riassunte le condizioni geologiche e topografiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Sinagra. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di MS.

ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI				
	Condizioni geologiche e geomorfologiche	Classe litologica	Effetti attesi	Livello di approfondimento
Zona 1	substrato non rigido ($V_s < 800$ m/s) non stratificato	NR	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 2	Zona con terreni di copertura >3 m	SM	Amplificazione stratigrafica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 3	Substrato non rigido ($V_s < 800$ m/s) con inclinazione $>15^\circ$ e dislivello >30 m	NR	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello
Zona 4	Zona con terreni di copertura >3 m con inclinazione $>15^\circ$ e dislivello >30 m	SM	Amplificazione stratigrafica e topografica	Secondo livello ed eventuale terzo livello

ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'				
Tipo_f	Condizioni geologiche	Descrizione	Effetti attesi	Livello di approfondimento
3013	Instabilità di versante attiva	colate	Instabilità	terzo livello
3050	Ghiaie limose, miscele di sabbia ghiaia e limo in presenza di falda freatica < 15 m	Depositi alluvionali recenti e terrazzati	Amplificazione e potenziale liquefazione	secondo livello ed eventuale terzo livello
3070	Area nella quale si ipotizzano fenomeni di liquefazione e cedimenti differenziali	Zona di contatto tra substrato e coperture	Sovrapposizione di zone suscettibili di instabilità	terzo livello
3080	Aree soggette a cedimenti differenziali	Zone di contatto tra substrato e coperture	Amplificazione per effetti stratigrafici	terzo livello

Tabella 8.1 – Condizioni geologiche e topografiche che possono determinare effetti locali nel territorio comunale di Sinagra. Sono indicati anche i potenziali effetti attesi e il livello di approfondimento richiesto per gli studi di MS.

<i>Profilo topografico</i>	<i>Codice identificativo in banca dati (ID_el)</i>
<i>A</i>	<i>32</i>
<i>B1</i>	<i>33</i>
<i>B2</i>	<i>34</i>
<i>C</i>	<i>35</i>
<i>D</i>	<i>36</i>
<i>E</i>	<i>37</i>

Tab. 8.2 Corrispondenza tra profili topografici e codici identificativi in banca dati

Specificatamente al centro abitato di Sinagra, la presenza di lineamenti tettonici è scarsamente consistente. Gli elementi morfologici identificati e censiti sono limitati ai soli settori che bordano la porzione occidentale del nucleo abitativo e che hanno sviluppo primariamente da Sud-Est a Nord-Ovest. Questi elementi contano soprattutto modeste scarpate morfologiche in prossimità del sistema alluvionale della Fiumara di Sinagra.

SINAGRA: CENTRO ABITATO

All'interno del centro abitato principale, utilizzando i criteri di riconoscimento illustrati al capitolo 7, sono state riconosciute solamente due linee di scarpata. La carta degli elementi morfologici (Fig. 8.1) rende evidente come il centro abitato di Sinagra insiste su un'area dove per la quale non si riconoscono elementi che possono dar luogo a effetti di amplificazione sismica, fatta eccezione per le linee di scarpata A e B, rispettivamente ad Ovest e a Sud-Ovest del centro abitato.

Scarpata A

La linea di scarpata A (Fig. 8.2), si sviluppa per circa 600 metri, a quote comprese tra 200 m e i 350 m s.l.m., in direzione SSO-NNE. Il profilo di dettaglio A (Fig. 8.3) è stato ricostruito allo scopo di mettere in risalto le rotture di pendenza determinate dall'allineamento collinare che danno luogo alla scarpata A e si sviluppa in direzione NNO-SSE mostrando una scarpata leggermente in pendenza ($\beta^\circ=3^\circ$, $H=2$ m), con altezza H che non supera i 20 metri e la lunghezza del fronte superiore abbondatamente superiore ai 15 metri. L'angolo al piede del fronte principale ha una pendenza media $\alpha=31^\circ$.

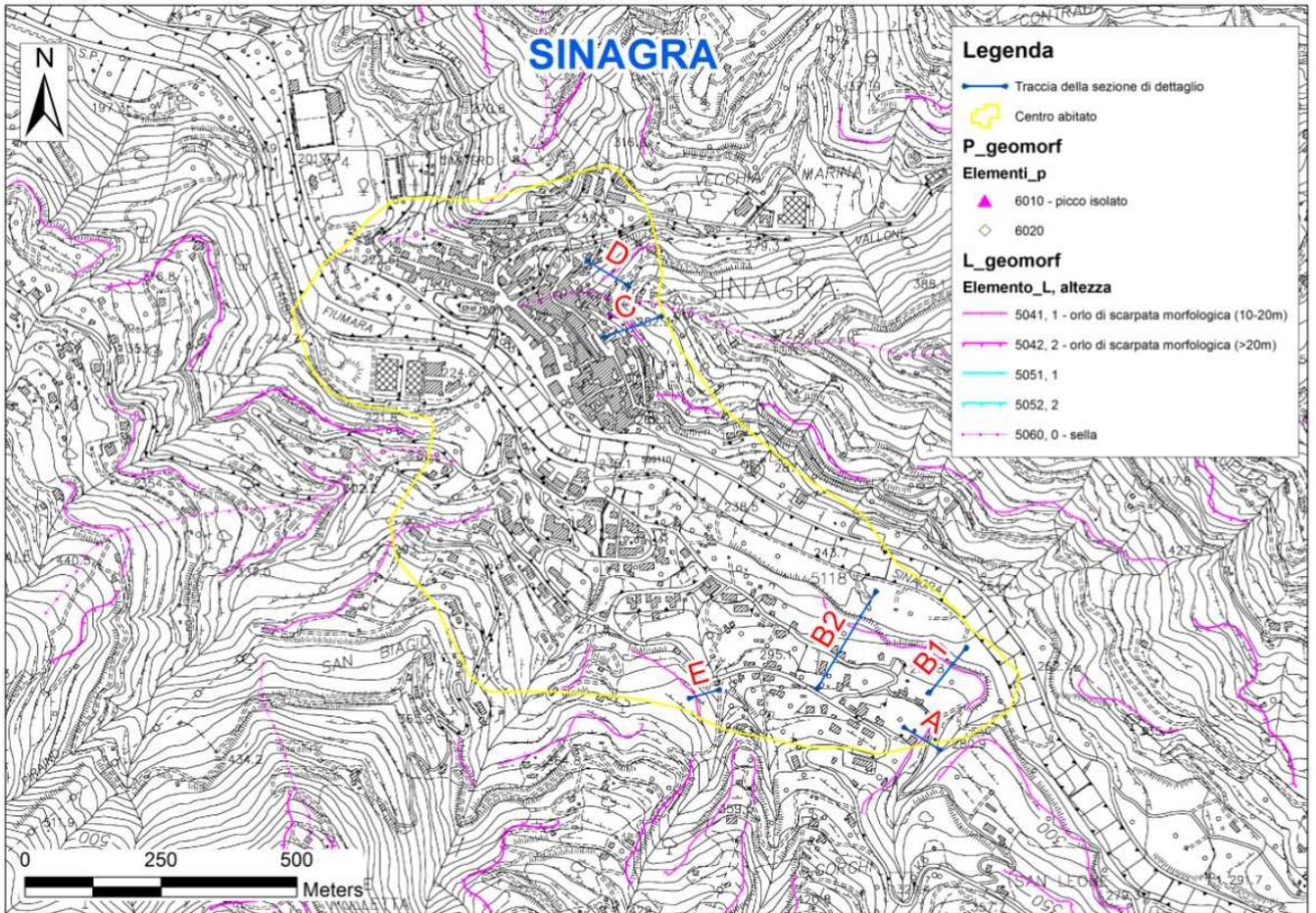


Fig. 8.1 – Carta degli elementi morfologici e tracce dei profili topografici di dettaglio (centro abitato).



Fig. 8.2 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata A.

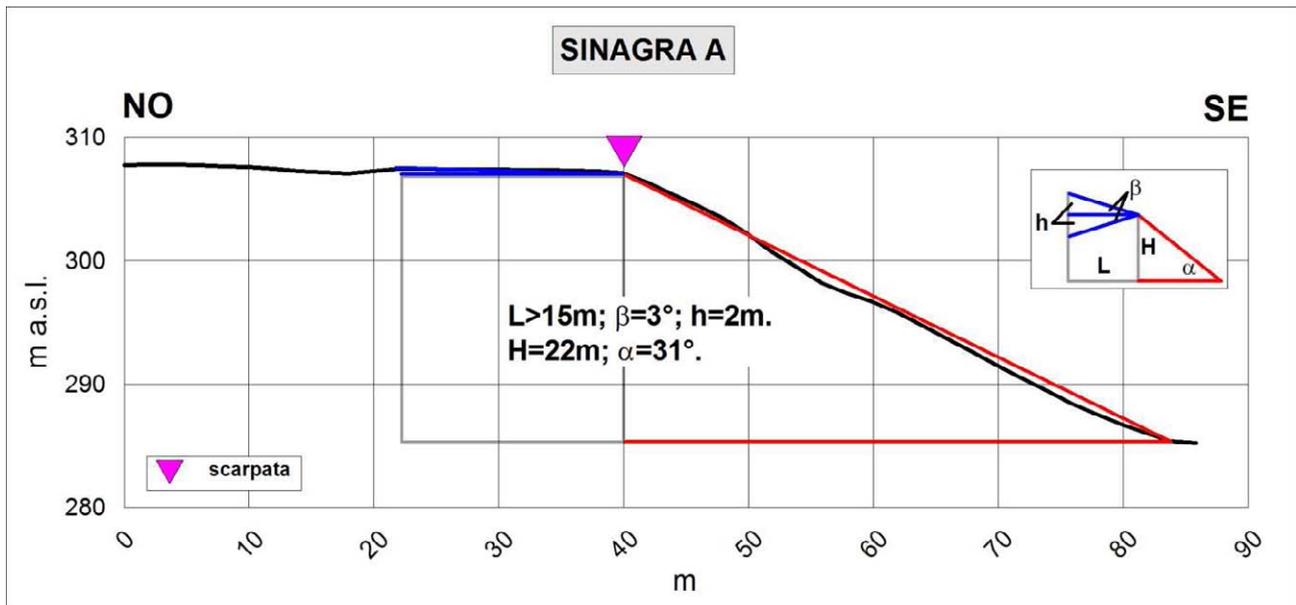


Fig. 8.3 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Sinagra A1.

Scarpata B

Diversamente dall'allineamento morfologico della scarpata A, la linea di scarpata B (Fig. 8.1), ha un orientamento prevalente SSO-NNE come gli altri allineamenti tettonici che bordano il fianco destro della Fiumara di Sinagra. La scarpata A, limita ad Est il settore meridionale del centro abitato allungandosi per circa 400 metri ed è caratterizzata da un gradino morfologico alto 50-60 metri.

Per la scarpata B sono stati realizzati due diversi profili topografici di dettaglio (SINAGRA B1, SINAGRA B2) ortogonali alla direzione di sviluppo principale con direzione SSO-NNE. In corrispondenza dei tratti rettilinei della stessa (Figg. 8.5; 8.6).

Studiando il profilo SINAGRA B1 è possibile individuare due differenti scarpate in pendenza accolte nella rottura morfologica della scarpata B. La scarpata maggiore, il cui sviluppo media una convessità longitudinale al piede, presenta un'altezza di 25 metri ed un angolo al piede di 26° , mentre la scarpata minore presenta un'altezza poco superiore ai 10 metri ma un angolo al piede di circa 31° . Dalla Fig. 8.6, in corrispondenza del Profilo "SINAGRA B2", ricostruito nella posizione terminare della Scarpata B, si evince che l'altezza del fronte principale aumentano considerevolmente superando i 30 metri di sviluppo verticale. Questo profilo configura l'assetto di una tipica scarpata ideale con un fronte superiore poco superiore ai 10 metri di estensione e un angolo al piede caratterizzato da una pendenza media di circa 23° , ma nel suo tratto terminale le pendenze possono aumentare considerevolmente a causa dello scalzamento fluviale.



Fig. 8.4 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata B.

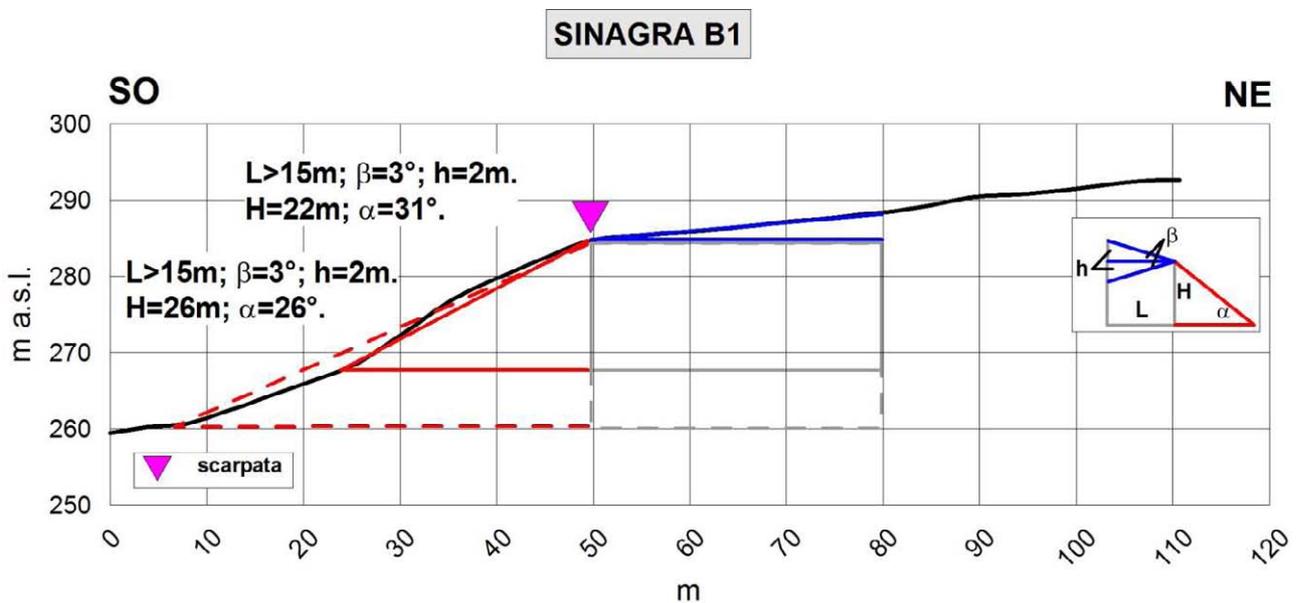


Fig. 8.5 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Sinagra B1.

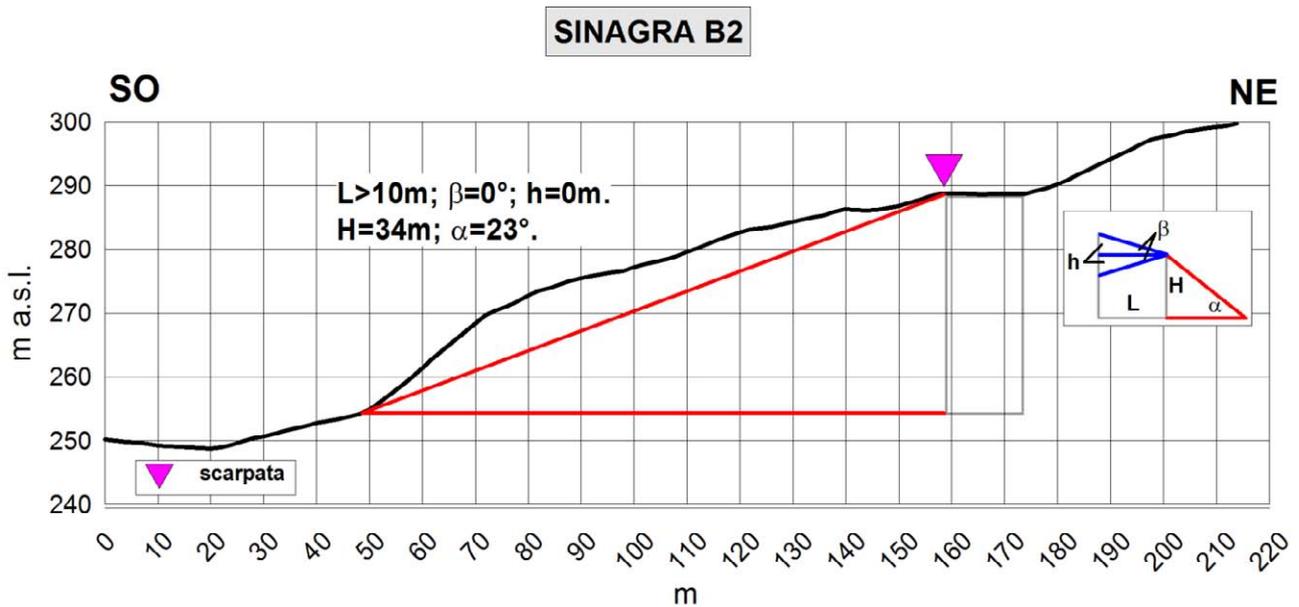


Fig. 8.6 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Sinagra B2.

Scarpata C

La linea di scarpata C, borda l'estremità orientale del centro abitato di Sinagra e presenta un versante caratterizzato da pendenze superiori ai 25-30°. Il profilo Sinagra C (Figg. 8.7, 8.8) mostra una scarpata in pendenza ($\beta = 4^\circ$; $h = 2\text{m}$ s.l.m.) con un fronte maggiore di 15 metri di lunghezza. L'altezza della scarpata C in corrispondenza del profilo di dettaglio C supera di poco i 15 metri di altezza.

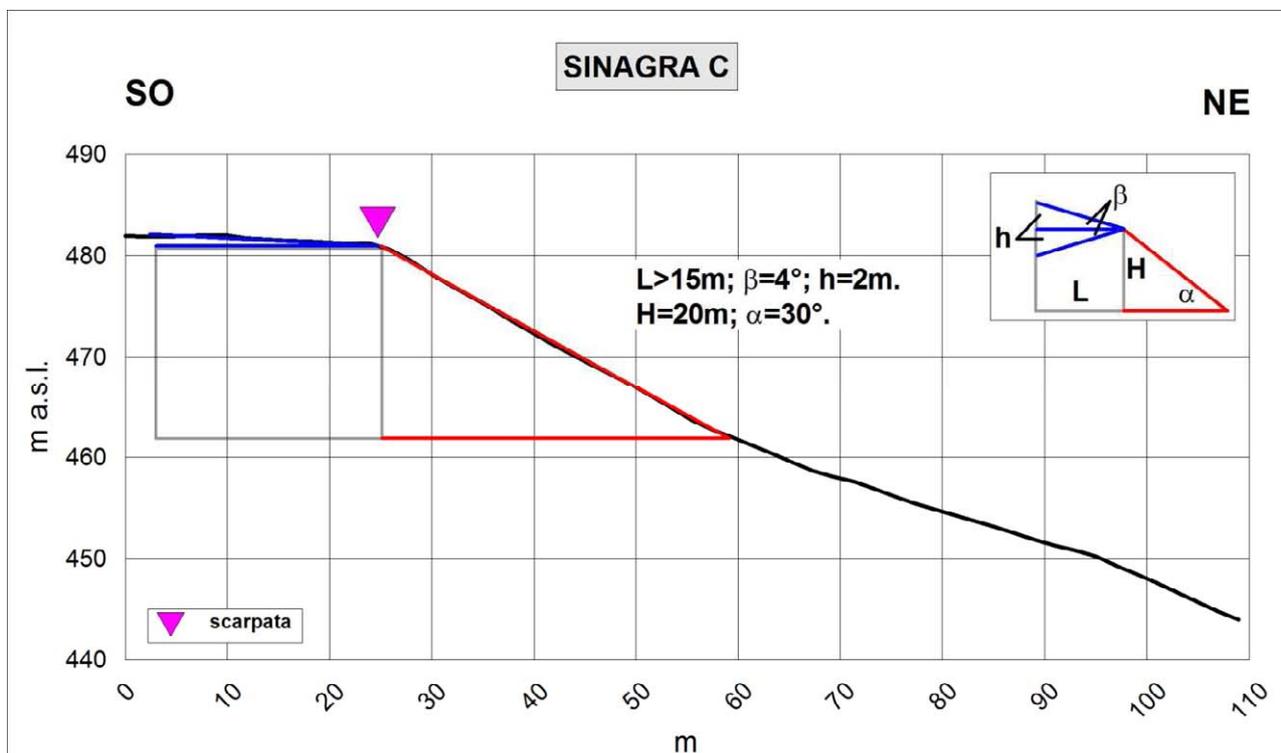


Fig. 8.7 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Sinagra C.



Fig. 8.8 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata C.

Scarpata D

La linea di scarpata D (Fig. 8.9), lunga poco più di 100 metri si estende in direzione SO-NE ed è compresa tra quote che vanno dai 250 ai 350 metri s.l.m. Per questa scarpata il profilo SINAGRA D, evidenzia che l'altezza del fronte principale è di circa 20 metri e si configura come una scarpata leggermente in pendenza ($\beta^\circ=5^\circ$, $H=2\text{m}$) caratterizzata da un angolo al piede α di 26° . Gli allineamenti di scarpata C e D si trovano rispettivamente in sinistra e in destra idrografica del vallone Immillaro e di cui confinano l'estensione.

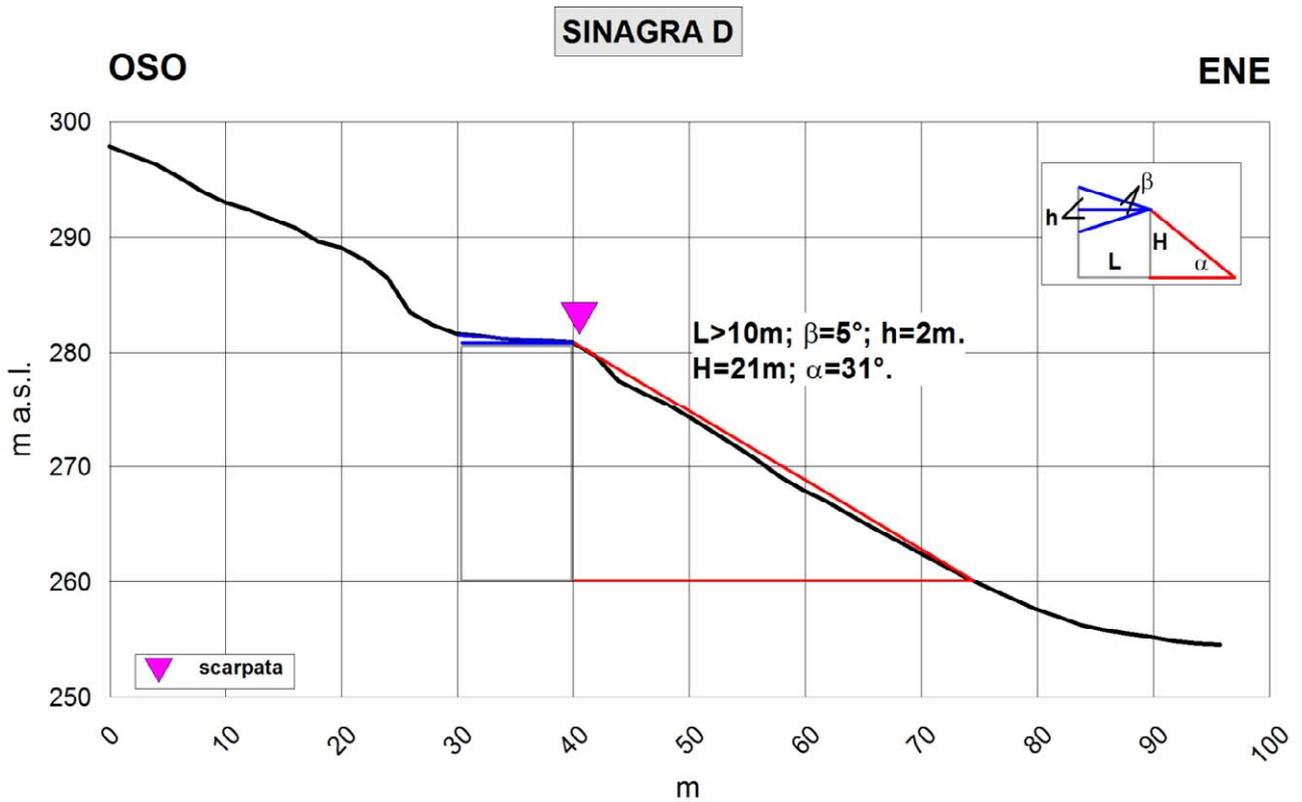


Fig. 8.9 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Sinagra D.



Fig. 8.10 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata D.

La linea di scarpata E (Fig. 8.11). presenta un andamento a sviluppo prevalente NO- SE, limitando lo sviluppo ad occidente del centro abitato di Sinagra.

Il profilo E (Figg. 8.11; 8.12). a fronte di un incremento dell'altezza della scarpata ($H=21\text{m}$) vede una riduzione dell'angolo al piede del fronte principale ($\alpha=29^\circ$).

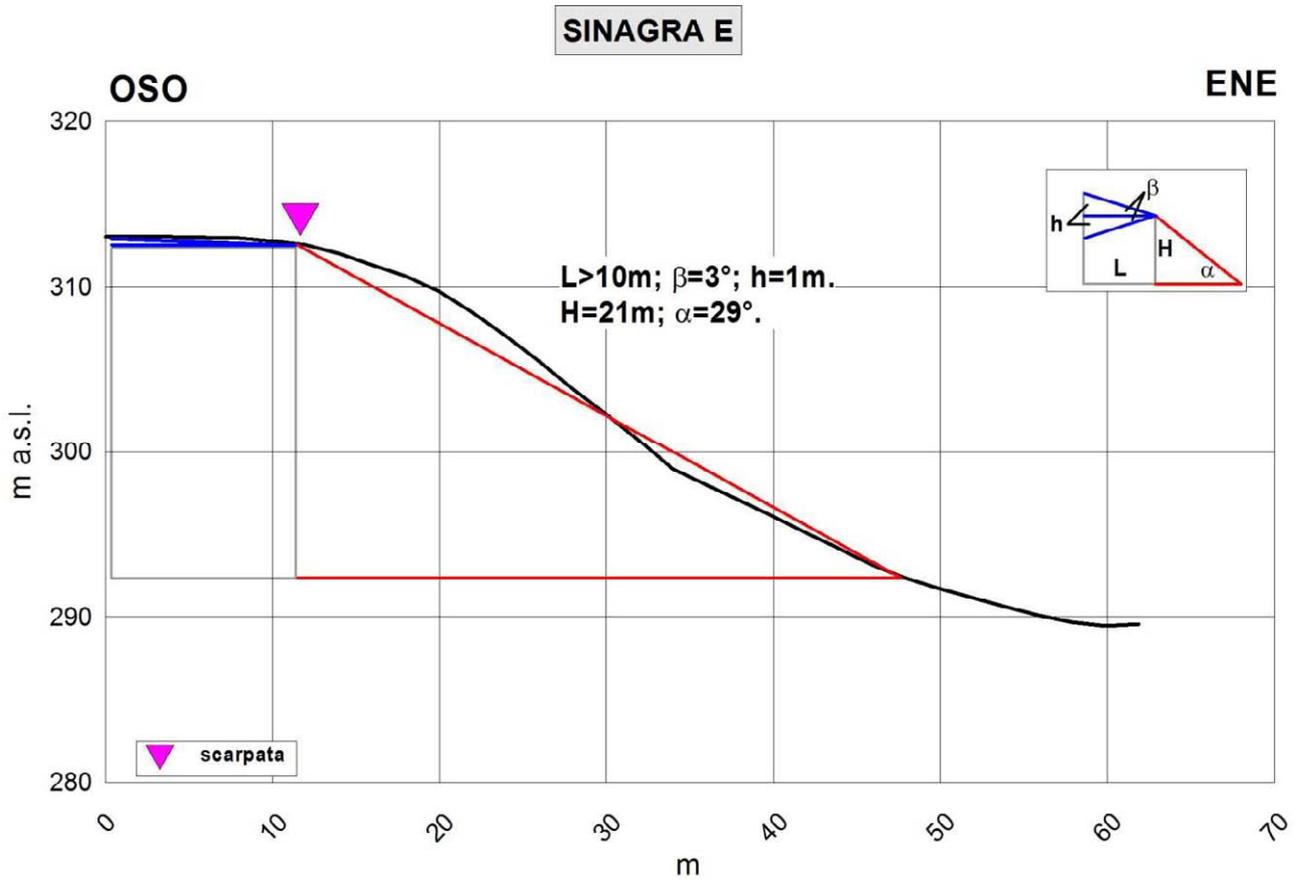


Fig. 8.11 – Profilo topografico di dettaglio della scarpata Sinagra E.



Fig. 8.12 – Immagine Street View (Google Earth™) della scarpata E.

8.4. Carta delle frequenze

Tutti i punti di misura HVSR mostrano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione del moto sismico a bassa e media frequenza (1 – 10 Hz). Inoltre si evidenzia la presenza di un possibile fenomeno di amplificazione a bassa frequenza (0.37 Hz), in corrispondenza del punto di misura 083095P19-HVSR31.

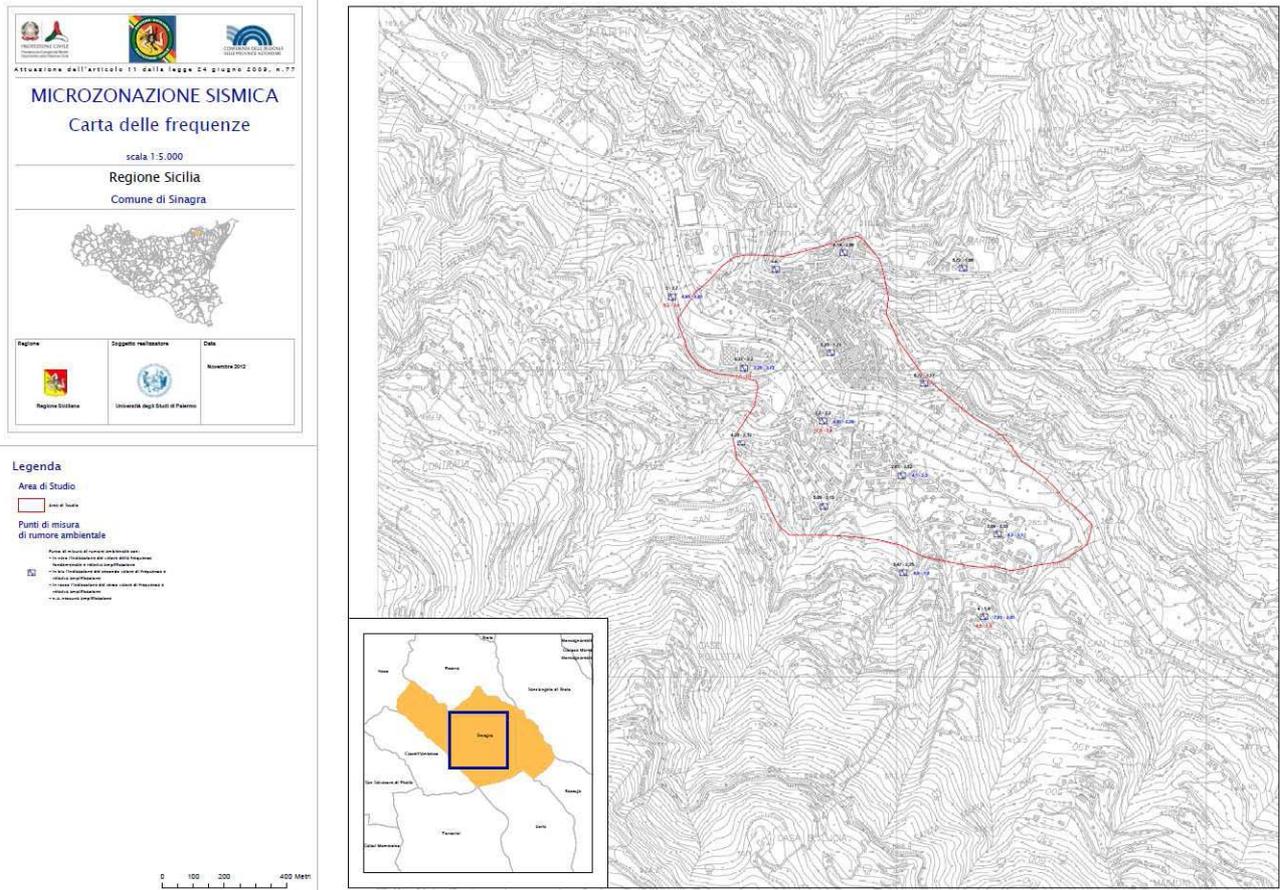


Fig. 8.3 – Riduzione della carta delle frequenze del centro urbano di Sinagra (V. PDF in cartella PLOT)

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

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

10. BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1981) – Carta tettonica d'Italia (1:500.000). PFG-CNR, Publ. 227, Roma.
- AA.VV. , (2006) Gruppo di lavoro – Microzonazione sismica di Norcia. 1° Stralcio. Regione Umbria, GR-DRATI, 222 pp.
- Abate D., De Pippo T., Ilardi M., Pennetta M. 1998 - Studio delle caratteristiche morfoevolutive quaternarie della piana del Garigliano, *Il Quaternario*, 11, 2, pp. 149-158.
- Aki K., 1964. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust, *Geophysics*, **29**, 665–666.
- Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni F., Paglionico A., Perrone V., Picarretta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. e Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico - Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17: 1-60.
- Argnani, A., 200 - Evolution of the Southern Tyrrhenian Slab Tear and Active Tectonics Along the Western Edge of the Tyrrhenian Subducted Slab. In: Geological Society of London, Special Publication 311, 193e212 pp.
- 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.
- Ben-Menahem A. e Singh S.J., 1981. *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, New York.
- Bender B., and Perkins, D.M. ,(1987) - SEISRISK III: a computer program for seismic hazard estimation. U.S. Geological Survey Bulletin, 1772, 48 pp.
- Bigi, G., Bonardini, G., Catalano, R., Cosentino, D., Lentini, F., Parotto, M., Sartori, R., Scandone, P., Turco, E., (1992) - Structural Model of Italy, 1:500.000. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Rome.
- Billi, A., Barberi, G., Faccenna, C., Neri, G., Pepe, F., Sulli, A., (2006) - Tectonics and seismicity of the Tindari Fault System, southern Italy: crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of a subducting slab. *Tectonics* 25 1-0.
- Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Galati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F. e Tortorici L., (1990) - Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-tyrrhenian area during the Neogene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 77 (1): 41-50.

- Boccaletti M. & Dainelli P., (1982) - Il sistema regmatico Neogenico-Quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. "Mem. Soc. Geol. It.", "24", pp. 465-482.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L., (1984) - The Calabrian Arc and the Jonian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. *Marine Geol.*, 55: 219-245.
- Boccaletti M., Tortorici L. & Ferrini G. L., (1986) - The Calabrian Arc in the frame of the evolution of the Tyrrhenian Basin. In: Boccaletti M., Gelati R. & Ricci Lucchi F. Eds. "Paleogeography and geodynamics of the Perityrrhenian Area", *Giorn. Geol.*, 3a, 48 (1/2): 113-120.
- Bonardi G., Giunta G., Liquori V., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A. (1976) - Schema geologico dei Monti Peloritani. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 49-74.
- Bonardi G., Giunta G., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A., Ciampo G. (1980) - Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 365-393.
- Bramerini, F., Di Pasquale, G., (2008) - Aggiornamento delle mappe di rischio sismico in Italia. *Ingegneria Sismica XXV(2)*, 1-56
- Burrough, P. A. and McDonell, R.A., (1998) - Principles of Geographical Information Systems (Oxford University Press, New York), p. 190.
- Catalano S. & Di Stefano A. (1997) – Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici. *Il Quaternario*, 10 (2), 337-342.
- Cornell, C. A., (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- 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., (1982) - Structural, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 24 (96): 247-312.
- Finetti I. & Del Ben A., (1986) -. Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 28: 75-155.
- Finetti I. R., Lentini F., Carbone S., Catalano S. e Del Ben A. (1996) - Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115: 529-559
- Ghisetti, F. (1979) - Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico. *Geol. Rom.*, 18, 23-58.

- Ghisetti F. & Vezzani L. (1977) - Evidenze di linee di dislocazione sul versante meridionale dei Monti Nebrodi e Madonie e loro significato neotettonico. *Boll. Geodesia e Sc. affini*, 36 (4): 411-437.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1984) - Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: Mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara Fault Zone and related structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103: 129-157.
- Giunta G. (1991) - Elementi per un modello cinematico delle maghrebidi siciliane. *Mem. Soc. Geol. It.* 47: 297-311.
- Giunta G., Messina A., Bonardi G., Nigro F., Somma R. e Cutrupia D., Giorgianni A., Sparacino V. (1998) - *Geologia dei Monti Peloritani (Sicilia NE). Guida all'escursione, 77° Riunione estiva, Palermo, Settembre 1998*
- Giunta G. & Nigro F. (1998) - Some tectono-sedimentary constraints to Oligo-Miocene evolution of the Peloritani Thrust Belt. *Tectonophysics*, 315: 287-299.
- Giunta G., Nigro F., Renda P. & Giorgianni A. (2000a) - The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model. *Mem. Soc. Geol. It.*, 119: 553-565.
- Giunta G. & Somma R. (1996) - Nuove osservazioni sulla struttura dell'Unità di Ali (M.ti Peloritani, Sicilia) *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 489-500.
- 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/>.
- 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.
- Lentini F., Carbone S., Di Stefano A., Guarnieri P. (2004) – A multidisciplinary approach to the reconstruction of the Quaternary evolution of the Messina Strait area. In Pasquarè G., Venturini C., Groppelli G. (Ed.), *Mapping Geology in Italy*, Apat, S.El.Ca., Firenze, 43-50.
- Locati, M., Camassi, R., e Stucchi, M., (a cura di), (2011) - DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- 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.
- Mauz B., Renda P. (1995): Tectonic features at the NW-coast of Sicily (Gulf of Castellammare). Implications for the Plio-Pleistocene structural evolution of the southern Tyrrhenian continental margin. *Studi Geol. Cam.*, vol. spec. 1995/2, 343-349.

- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori L. & Costa M. (1996a) - From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy). *Tectonophysics*, 266, 233-249.
- Nakamura, Y. (1989), "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface", *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, Vol. 30, No.1.
- Nigro F. (1994) - L'Unità Longi-Taormina. Stratigrafia e tettonica delle coperture mesozoico-terziarie dell'elemento peloritano occidentale. Tesi di Dottorato, Palermo, 276 pp.
- Nigro F. (1998) - Neotectonic events and kinematic of rhematic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening. *Boll. Soc. Geol. Pol.*, 69: 1-18.
- Nigro F. e Renda P. (1999) - Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118: 375-388.
- Nigro F. e Renda P. (2000) - Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119: 667-686.
- Nigro F. & Renda P. (2001a) - Occurrence of oblique-slip thrusting during the Maghrebides chain building in Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2001b) - Forced mode dictated by foreland fault-indentor shape during oblique convergence: the Western Sicily mainland. *Boll. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- Nigro F. & Renda P. (2004a) - The contribution of the pre-existing structures in the mountain belt evolution: the example of the negative inversion in Northern Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 175-187.
- Nigro F. & Renda P. (2004b) - Sequence of deformations in the Sicilidi Units (Northern Sicilian chain). *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 97-110.
- Nigro F. & Renda P. (2005) - "Plio-Pleistocene strike-slip deformation in NE Sicily: the example of the area between Capo Calavà and Capo Tindari", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 124(2), 2005, pp. 377-394
- Nigro F. & Sulli A. (1995) - Plio-Pleistocene extensional tectonics in the Western Peloritani area and its offshore. *Tectonophysics*, 252: 295-305.
- Pepe F.; Bertotti R.; Marsella E.; (2000) - Rifted margin formation in the South Tyrrhenian Sea: a high-resolution seismic profile across the North Sicily passive continental margin. *Tectonics*, 19, 241-257.
- Peterson, J. (1993) - Observations and modeling of seismic background noise, Open-File Report, 93-322, US Geological Survey, Albuquerque, NM.

- Renda P.; Tavarnelli E.; Tramutoli M.; Gueguen E.; (2000) - Neogene deformations of Northern Sicily, and their implications for the geodynamics of the Southern Tyrrhenian Sea margin. *Memorie Società Geologica Italiana*, 55, 53-59
- Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P., e Stucchi, M., (a cura di), (2011) - CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>
- Scandone P., (1979) - Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 27-34.
- Selli R., (1985) - Tectonic evolution of the Tyrrhenian Sea. In: Stanley D. J. & Wezel F. C. Eds. "Geological Evolution of Mediterranean Basins", Ch. 7, 131-151.
- 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.
- Somma R., (1998) – Geologia strutturale del fronte meridionale dei Monti Peloritani sud-orientali ("linea di Taormina), Sicilia) Tesi di dottorato, Università di Palermo, 277 pp.
- Sulli, A., Lo Presti V., Gasparo Morticelli M., Antonioli F., (2012) - Vertical movements in NE Sicily and its offshore: Outcome of tectonic uplift during the last 125 ky, *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2012.01.021
- 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.
- Working Group CPTI, (2004) - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04>.
- 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.

11. ALLEGATI